

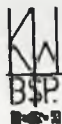
KOMISJA WYDAWNICZA
TOW. BRATNIEJ POMOCY STUDENTÓW POLITECHNIKI WARSZAWSKIEJ

Prof. M. RYBCZYŃSKI, Prof. Dr. K. POMIANOWSKI,
Doc. Dr. K. WÓYCICKI

HYDROLOGJA

CZĘŚĆ I

OPAD — ODPLÝW



WARSZAWA — 1933

WYDANIE WSPÓLNE: KOŁA INŻYNIERJI WODNEJ STUD. POL. WARSZ.
I KOMISJI WYDAWNICZEJ TOW. BRATNIEJ POMOCY STUD. POL. WARSZ.

1.2.1583



~~C 1049. / i~~

~~9.49~~



nr. 65

Zakł. Druk. F. Wszyński i S-ka, Warszawa, Warecka 15.

BG02P/449-09

WYDANIE JUBILEUSZOWE

Z OKAZJI

X V

LECIA

KOŁA INŻYNIERJI WODNEJ
STUDENTÓW POLITECHNIKI
WARSZAWSKIEJ

1916 — 1931

PRZEDMOWA

Dnia 10 maja 1931 r. upłynęło 15 lat od chwili założenia stowarzyszenia naukowo-samopomocowego p. n.: „Koło Inżynierji Wodnej Studentów Politechniki Warszawskiej“. Uroczysty ten moment uczczono obchodem, na którym życzenia składały Władze Uczelni i Delegaci Związków Akademickich.

W ciężkich warunkach ekonomicznych uważano za bardziej wskazane, zamiast okolicznościowej monografji, wydać dzieło o wartości naukowej, którego brak w języku polskim dawał się dotkliwie odczuwać. Dzieło to miało być także trwałym dokumentem piętnastoletniej naukowej działalności Koła.

Tak powstała w łonie Zarządu Koła Inżynierji Wodnej myśl wydania „Hydrologji“, podręcznika zarówno dla studentów, jak i do użytku inżynierów i hydrotechników, dzieła, którego rękopis był już rozpoczęty przez autorów.

W zrozumieniu potrzeby ukazania się „Hydrologji“, z wybitną pomocą finansową Kołu Inżynierji Wodnej przyszło Ministerstwo Robót Publicznych i Państwowy Bank Rolny tak, że w roku bieżącym — przy współudziale Komisji Wydawniczej Towarzystwa Bratniej Pomocy Stud. Polit. Warsz. tom I wydawnictwa mógł się już ukazać na półkach księgarskich.

Zarząd Koła Inżynierji Wodnej wyraża swą głęboką wdzięczność autorom, pp. profesorom: Mieczysławowi Rybczyńskiemu, Karolowi Pomianowskiemu i p. docentowi Kazimierzowi Wóycickiemu — za trud poniesiony przy opracowaniu dzieła, oraz Ministerstwu Robót Publicznych i Państwowemu Bankowi Rolnemu — za okazaną pomoc finansową.

ZARZĄD

KOŁA INŻYNIERJI WODNEJ

STUDENTÓW POLITECHNIKI WARSZAWSKIEJ

OD AUTORÓW

Hydrologja, w znaczeniu nauki obejmującej całokształt zjawisk związanych z wystąpieniem wody na ziemi, jest pojęciem stosunkowo nowem, a stąd nie sprecyzowanym ściśle tak co do wewnętrznej treści, jak też stosunku do innych nauk.

We wszystkich dawniejszych i nawet wielu obecnych pracach z tej dziedziny, miano hydrologji przysługuje wyłącznie nauce o wodach podziemnych, i to w sensie raczej tym, jaki dziś nadajemy „Hydrogeologii“).*

Nowe ujęcie hydrologji, jako części geofizyki podają: Penck (1898), dzieląc ją na oceanologję, limnologję i potamologję, Imbeaux, który hydrologję kontynentalną dzieli na hydrologję wód powierzchniowych i podziemnych, oraz Głuszkow (1915), który daje hydrologji pojęcie najszersze, zalicza do niej bowiem zarówno hydrofizykę, hydrochemję i hydromechanikę, jak też hydrografję, hydrometrję i t. zw. hydrologję właściwą.

Odtąd rozszerzenie zakresu treści „Hydrologji“ staje się coraz powszechniejsze, jest jednak nadal przez poszczególnych autorów dość dowolnie stosowane. Wystarczy wspomnieć, że kiedy hydrologowie amerykańscy przeważnie poprzestają na szczegółowym ujęciu stosunku opadu do odpływu, łącznie z metodami pomiarowymi, to np. Schaffernak rozumie pod hydrologją: hydrografję, hydrometrję, hydraulikę i morfologję koryta rzecznego.

W tych warunkach koniecznem staje się dla autorów określenie treści przedmiotu objętego podręcznikiem, tembardziej, że wychodzić on będzie z druku poszczególnymi tomami.

Zamiarem autorów niniejszej pracy, jest danie czytelnikowi tych wiadomości z najobszerniej pojętego zakresu hydrologji, które mu mogą być potrzebne przy projektowaniu czy też prowadzeniu różnorodnych robót z działu t. zw. budownictwa wodnego. Stąd

**) Nowsze podręczniki Prinz'a, Kailhack'a i t. p.*

przeznaczony jest ten podręcznik przede wszystkim do użytku inżynierów hydrotektów, względnie adeptów tego działu techniki.

Z tych powodów zakres tak pojętej „Hydrologji“ jest znacznie węższy, niż gdyby miała być podręcznikiem tego działu geofizyki, nie obejmuje bowiem zupełnie hydrobiologii, limnologji, zaledwie dotyka działu oceanografji, czy też hydrochemji lub hydrofizyki. Równocześnie jednak zakres przedmiotu rozszerzyliśmy, umieszczając w podręczniku najpotrzebniejsze wiadomości z meteorologii w dziale o opadach, jak również niektóre zasady hydromechaniki w obliczeniach wodnych, tudzież potrącając często o hydrotechnikę w przytaczanych przykładach.

Całość przemiotu dzielimy na trzy części stanowiące dla siebie poniekąd zamknięte działy:

Część pierwsza, zawarta w całości w pierwszym tomie, obejmuje opis zjawisk związanych z krążeniem wody, zamykający się t. zw. bilansem wodnym. Można ją nazwać ogólną częścią hydrologji.

W części drugiej zajmiemy się szczegółowo poszczególnymi fazami tego krążenia w zetknięciu ze skorupą ziemską, o ile one obchodzą inżyniera hydrotektę, oraz sposobem badania, a więc pomiarami będącymi w związku z ruchami wody. Są to działy znane pod nazwą hydrografji i hydrometrji, czyli pomiarów wodnych. W tej części najobszerniej traktować będziemy wody płynące na powierzchni, te bowiem mają największe znaczenie dla budownictwa wodnego, nie małą uwagę musimy też poświęcić wodom podziemnym, odgrywającym dużą rolę w całokształcie gospodarki wodnej.

W części trzeciej mamy zamiar dać czytelnikom kompletny podręcznik do obliczeń, związanych z projektami z działu budownictwa wodnego, zawierający zatem hydromechanikę i hydraulikę w zastosowaniu do praktyki inżynierskiej.

Oddając obecnie czytelnikom część pierwszą hydrologji, po-
czuwamy się do miłego obowiązku złożenia podziękowania Kołu Inżynierji Wodnej oraz Komisji Wydawniczej Towarzystwa Bratniej Pomocy Studentów Politechniki Warszawskiej za podjęcie się przeprowadzenia wydawnictwa i za trudy związane z wydaniem tej książki.

SPIS RZECZY.

ROZDZIAŁ I.

Opady atmosferyczne.

1. Wstęp	1
2. Para wodna w atmosferze	2
3. Temperatura i jej rozmieszczenie na ziemiach polskich	9
4. Kondensacja pary wodnej i powstawanie opadów	15
5. Ilość i charakterystyka opadów	20
6. Opady w Polsce	31
7. Charakterystyka opadów w Polsce	36

ROZDZIAŁ II.

Pomiary i obliczenia opadów.

1. Stacje opadowe	53
2. Przyrządy używane do pomiarów opadów	57
3. Rejestracja i obliczenia pomierzonych opadów.	65
4. Obliczenia maksymalnych opadów burzowych	75
5. Zastosowania obliczeń deszczów burzowych do projektów kanalizacji miast	77
6. Związek między natężeniem opadów burzowych, a okresem obserwacji i obszarem	80

ROZDZIAŁ III.

Straty.

1. Bilans wodny	87
2. Parowanie	89
3. Pomiary parowania	99
4. Obliczenia parowania	104
5. Przesiąkanie	111
6. Przepuszczalność pokładów	115
7. Wpływ roślinności	124
8. Pomiary przesiąkania	126

ROZDZIAŁ IV.

Odływ.

1. Analiza odpływu	131
2. Współczynnik odpływu	137
3. Wzory na przeciętny odpływ roczny w postaci bilansu wodnego	146
4. Bilans wodny dla okresów krótszych	150

ROZDZIAŁ V.

Obliczenia przepływów charakterystycznych na podstawie opadów.

1. Stany i przepływy charakterystyczne	163
2. Zlewnia	164
3. Określenie właściwego opadu	169
4. Obliczenie średniego przepływu	176
5. Przepływy charakterystyczne	182
6. Wody powodziowe	189
7. Wody burzowe w sieci kanalizacyjnej miasta	207

ROZDZIAŁ VI.

Teoria prawdopodobieństwa, w zastosowaniu do obliczeń hydrologicznych.

1. Krzywe częstości i czasu trwania	221
2. Krzywa asymetryczna w dolnym ramieniu ograniczona — typ III Pearson'a	225
3. Krzywa asymetryczna obustronnie ograniczona — typ I	228
4. Wykresy krzywych na podziałce prawdopodobieństwa	231

ROZDZIAŁ I.

OPADY ATMOSFERYCZNE.

1. Wstęp.

Różnorodność zjawisk, z którymi spotykamy się badając występowanie wody na powierzchni ziemi, jest następstwem ciągłego ruchu, jakiemu ulegają cząsteczki wody pod wpływem dwu sił w przeciwnym kierunku działających, a mianowicie: siły przyciągania ziemskiego oraz działania ciepła słonecznego, powodującego zmiany temperatury i ciśnienia otaczającego medjum, a także zmiany stanu skupienia samych cząstek wody. Ruch ten przejawia się w postaci ciągłego krążenia wody, którego etapami są: parowanie, kondensacja, opad, przesiąkanie, spływ bezpośredni na powierzchni lub po przejściu drogi podziemnej, wreszcie przepływ potokami i rzekami do jezior i mórz, jako miejsc ponownego parowania. W każdym z tych etapów może zajść zjawisko przeciwne pod wpływem jednej z wymienionych sił, np. parowanie w czasie spływu po powierzchni lub z głębi gruntu, albo kondensacja w czasie wznoszenia się powietrza wilgotnego.

Zjawisko ciągłego krążenia cząstek wody między atmosferą, powierzchnią ziemi i jej wnętrzem, jest podstawą t. zw. teorii atmosferycznej pochodzenia wód na ziemi, przyjętej dziś powszechnie przez geofizyków. Teoria ta nie jest bynajmniej nową, w pierwotnej swej postaci pojawia się już w starożytności u Vitruwiusa; w czasach nowożytnych ugruntował tę teorię Mariotte (1686), usiłując udowodnić ją bezpośrednimi pomiarami opadów w dorzeczu Sekwany, ustalił ją ostatecznie i ujął w ścisłe prawdziwa pod względem meteorologicznym de la Metterie (1797) i odtąd uzyskała ona pełne prawo obywatelstwa w nauce.

Jeżeli jednak, odnośnie do odpływów na powierzchni, teoria ta nie ma dziś przeciwników, to natomiast w odniesieniu do pochodzenia wód podziemnych, istnieje już od czasów Kartezjusza

teorja t. zw. kondensacyjna, która ściślej skryształizowaną została przy końcu ubiegłego stulecia przez Volgera, a następnie przez Königa, i która do dziś znajduje pewną liczbę zwolenników wśród hydrologów, zajmujących się wodami podziemnymi. Teorja ta przypisuje duże znaczenie kondensacji pary wodnej w podziemiu i uzupełnianiu tą drogą zapasów wody wgłębnej. Rozróżnia ona pary wodne wywiązujące się w wielkiej ilości przy stygnięciu skorupy ziemskiej w dużych głębokościach, które przedostają się szczelinami w pobliżu powierzchni ziemi, gdzie pod wpływem zimnych mas powietrza przenikających pod powierzchnię skraplają się, tworząc t. zw. wodę głębinową, oraz pary wodne, któremi nasycone jest powietrze przenikające w głąb ziemi, i które pod wpływem zimniejszego otoczenia również ulegają kondensacji. Zwalczając tę teorję, słusznie zwrócił uwagę Hann na brak w głębi ziemi ośrodków kondensacyj tak obfitych w atmosferze, oraz na ogromne masy powietrza, które musiałyby przeniknąć w głąb ziemi, gdyby z tego źródła miały się wytworzyć poważniejsze ilości wody. Hann oblicza, że na wytworzenie wody równoznacznej z opadem 2 m/m, musiałoby na każdy metr kwadratowy powierzchni ziemi wejść w głąb 1000 m³ powietrza. Teorję kondensacyjną przyjmuje Süss w formie przedostawania się wód morskich w głąb ziemi. Wyraźny wpływ, jaki wywierają opady atmosferyczne na wydajność źródeł i warstw wodonośnych świadczy, że i dla wód podziemnych teorja atmosferyczna znajduje swe pełne zastosowanie.

Nie przeszkadza to temu, że w specjalnych warunkach, jak np. w niektórych źródłach mineralnych woda głębinowa lub w grotach lodowych kondensacja pary z powietrza może mieć miejsce; ilości jednak wody tej są tak nieznaczne, że w ogólnej gospodarce wodnej ziemi, a zwłaszcza w odniesieniu do budownictwa wodnego nie odgrywają one żadnej roli i mogą być w dalszym toku wywodów zupełnie pominięte.

2. Para wodna w atmosferze.

W dostępnych nam warstwach powietrza znajdujemy zawsze pewne większe lub mniejsze ilości pary wodnej, które dochodzą w znanych nam warunkach do 5^o/_o. Gromadzenie się pary wodnej w powietrzu następuje skutkiem parowania z powierzchni ziemi. Woda paruje w każdej postaci (wolne zwierciadło wody, wilgotny grunt, śnieg, lód i t. p.), przy każdej temperaturze i przy każdym ciśnieniu; tylko ilości parującej wody zmieniają się w zależności od temperatury, powierzchni parowania, temperatury otaczającego

powietrza, stopnia nasycenia powietrza parą wodną, ciśnienia powietrza, wiatru i innych mniej ważnych okoliczności. Największym źródłem wytwarzania się masy pary wodnej są wielkie zbiorniki wód stojących, jak morza i oceany, zwłaszcza w okolicach podzwrotnikowych. Według obliczeń Brücknera i Frietschego objętość wody, jaka odparowuje rocznie z powierzchni ziemi jest mniej więcej stała i stanowi warstwę wody pokrywającą ziemię na wysokość 750 m/m, co odpowiada objętości 379.200 km³. Z objętości tej przypada 80% na powierzchnię mórz (842 m/m), zaś 20% na powierzchnię lądów (504 m/m).

Rozmieszczenie pary wodnej w atmosferze nie jest jednostajne i zależy głównie od dwóch warunków: temperatury i ciśnienia. Ilość jednak pary wodnej, jaką powietrze jest w stanie wchłonać, nie może przekroczyć pewnej granicy, która właśnie zależy od tych dwóch czynników. Maximalną ilość pary wodnej, jaka w danych warunkach może znaleźć się w powietrzu, nazywamy pełnym nasyceniem, albo punktem rosy, bo od tej chwili zaczyna się kondensacja. Rzeczywista ilość pary wodnej, wyrażona w procentach pełnego nasycenia, nazywa się wilgotnością względną, wreszcie różnica pomiędzy pełnym nasyceniem a wilgotnością względną nazywa się niedosytem.

Ilość pary wodnej w powietrzu mierzy się albo ciężarem pary zawartym w jednostce wagi lub w jednostce objętości powietrza, albo też ciśnieniem, jakie para swą prężnością wykonuje. W przybliżeniu ciężar pary, wyrażony w gramach na 1 mtr³ powietrza, jest równy ciśnieniu, wyrażonemu w milimetrach słupa rtęci.

Poniższa tabela zawiera ilości pary wodnej przy pełnym nasyceniu, wyrażone jako ciśnienie lub jako ciężar w różnych warunkach temperatury i ciśnienia.

T A B E L A I

Temperatura °C	-25	-20	-15	-10	-5	±0	+5	+10	+15	+20	+25	+30	
Ciśnienie pary w m/m	0,61	0,96	1,44	2,16	3,17	4,58	6,54	9,21	12,79	17,54	23,76	31,83	
Ciężar pary w gr/m ³ powietrza	0,71	1,10	1,61	2,38	3,42	4,85	6,81	9,42	12,85	17,32	23,07	30,40	
Ciężar pary w gr/kg powietrza przy ciśnieniu:	{ 760 m/m 600 m/m 400 m/m	0,41	0,66	1,05	1,64	2,51	3,77	5,41	7,53	10,46	14,35	19,51	26,23
		0,52	0,84	1,33	2,08	3,19	4,78	6,86	9,53	13,25	18,64	24,78	—
		0,78	1,26	1,99	3,11	4,79	7,19	10,30	14,35	19,97	27,48	—	—

Dla hydrologa ważniejszą jest znajomość ilości pary wodnej, znajdującej się w danej chwili w atmosferze, nie w cyfrach absolutnych ciężaru lub ciśnienia, ale w postaci stosunku tej ilości do ilości pary przy pełnym nasyceniu, czyli znajomość wilgotności względnej.

Wilgotność względną badamy zapomocą bezpośrednich pomiarów rzeczywistej ilości pary wodnej w powietrzu. Służą do tego następujące metody:

1) Absorbacja pary wodnej znajdującej się w powietrzu zapomocą np. stężonego kwasu siarkowego i pomiar zmienionego skutkiem tego ciśnienia powietrza znajdującego się naturalnie w zamkniętym naczyniu. Różnica ciśnień da ciśnienie samej pary wodnej.

2) Oznaczenie punktu rosy zapomocą obniżania stopniowego temperatury naczynia o gładkiej powierzchni srebrnej lub złotej. Na tej zasadzie pomyślany jest hygrometr Daniell'a i Regnault'a.

3) Badanie wilgotności zapomocą psychrometru. Psychrometr składa się z dwóch termometrów: suchego i wilgotnego, owiniętego mokrą tkaniną. Ulatnianie się wody z tkaniny obniża temperaturę do stanu zależnego od ilości pary wodnej w powietrzu, która reguluje parowanie. Związek między wilgotnością a temperaturami określa następujący wzór:

$$e = E - A p (t - t')$$

w którym:

e — jest faktycznym ciśnieniem pary wodnej;

E — ciśnieniem pary przy pełnym nasyceniu na powierzchni termometru wilgotnego;

A — stałą oznaczoną na 0,000622;

p — ciśnieniem powietrza w m/m słupa rtęci;

t — temperaturą na termometrze suchym;

t' — temperaturą na termometrze wilgotnym.

Przy ciśnieniu normalnem = 760 m/m wzór przybiera postać:

$$e = E - 0,5 (t - t')$$

4) Badanie przybliżone zapomocą hygrometrów włoskowych, które polegają na własności włosa ludzkiego przedłużania się w wilgotnym powietrzu. Włos, odpowiednio umieszczony i połączony ze wskazówką, porusza tę wskazówkę i pozwala odczytać procent wilgotności na podziałce, którą dla każdego przyrządu

musimy osobno sporządzić przez porównywanie z danymi uzyskanymi inną metodą.

Ilość pary wodnej w powietrzu ulega ciągłym zmianom.

Niezależnie od zmian, zależnych od przemieszczania cząstek powietrza skutkiem wiatru, można zaobserwować ciągłą zmianę ilości pary wodnej w powietrzu, jako naturalne następstwo zmian temperatury. Stąd zmiany te będą podlegać tym samym prawidłom co zmiany temperatury, będą więc posiadać maxima i minima dzienne (popołudniu i przed wschodem słońca) oraz maxima i minima roczne (u nas lipiec i luty). Wielkość wahań rocznych zależy od klimatu np. w Batawji wynoszą one 9%, gdy w Upsali 24%.

Ilości bezwzględne pary wodnej, zmniejszając się w miarę spadania temperatury, muszą zmniejszać się wraz ze wzrostem szerokości geograficznej, oraz z podnoszeniem się ponad poziom morza. Natomiast wilgotność względna ponad lądami maleje w miarę wzrostu temperatury, stąd wilgotność względna jest mniejsza naogół w lecie, niż w zimie. W przecięciu rocznym wynosi w strefie umiarkowanej około 70%, na północy i południu dochodzi do 80%. Najjednostajniej układa się wilgotność względna nad morzami, wynosząc w przecięciu rocznym 75 do 80%.

W miarę wznoszenia się w górę, ilość bezwzględna pary wodnej maleje w postępie geometrycznym, ale inaczej przy wznoszeniu się w wolnej atmosferze, a inaczej na terenie (w górach).

Okazuje to następująca tabela:

T A B E L A II

Wysokość w m.	500	1000	1500	2000	3000	4000	5000	6000	8000
Ilość pary wodnej w wolnej atmosferze	83	68	51	41	26	17	11	0,54	0,13
Ilość pary wodnej na terenie	83	70	58	48	34	23	16		

Wartości podane są procentowo w stosunku do ciśnienia pary na powierzchni ziemi w wysokości 0 nad poziomem morza.

Rozmieszczenie pary wodnej w atmosferze, w jej ilościach bezwzględnych, można w przybliżeniu określić tak, że

do 2000 m. wys. nad p. m. mieści się 50% całkowitej ilości
 od 2000 do 6000 " " " " " " 40%
 zaś powyżej 6000 " " " " " " 10%

Hann wyraża związek między ilością pary wodnej e , a wysokością nad poziomem morza h następującym równaniem:

$$e_h = e_0 \cdot 10^{-\frac{h}{6300} \cdot C_0 \cdot 10^{\frac{0.320}{0.320}}}$$

(h w metrach).

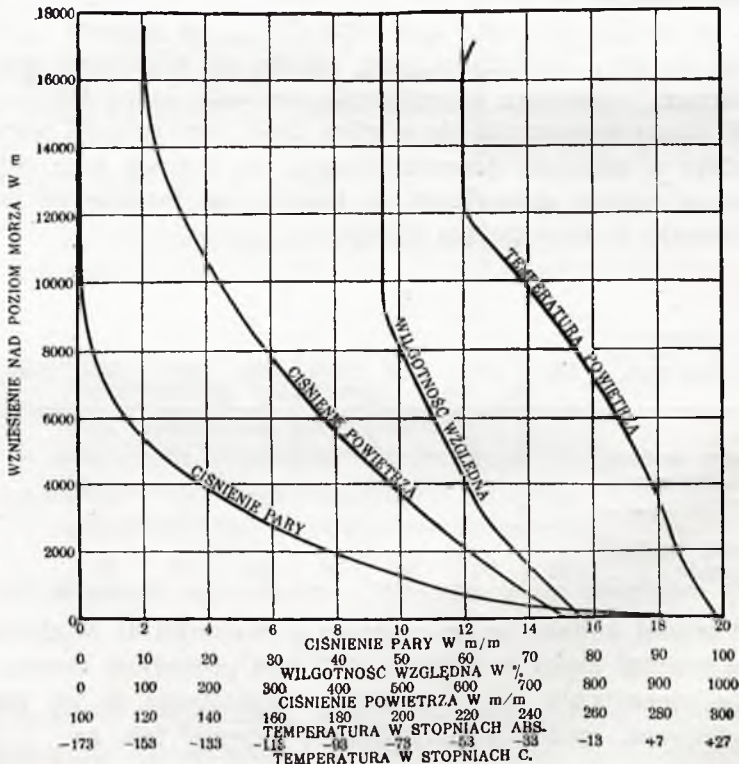
Mniej regularnie zmienia się wraz z wysokością wilgotność względna. Powietrze wilgotne ochładza się powolniej, natomiast suche prędej, stąd przy mieszaniu się warstw o różnej wilgotności powstaje równowaga niestała, co ma miejsce zwłaszcza w prądach wstępujących.

Niemieckie badania balonowe wykazują przeciętnie:

Na wysokości 0 500 1000 2000 3000 4000 m.

Wilg. względn. 77 71 70 57 55 53%

Bardziej regularnie zmienia się wilgotność względna na terenie; tu można przyjąć, że punkt rosy obniża się o $0,5^\circ$ na każde 100 m. wysokości.



Rys. 1.

Związek elementów meteorologicznych, mających wpływ na wilgotność, z wysokością nad poziomem morza.

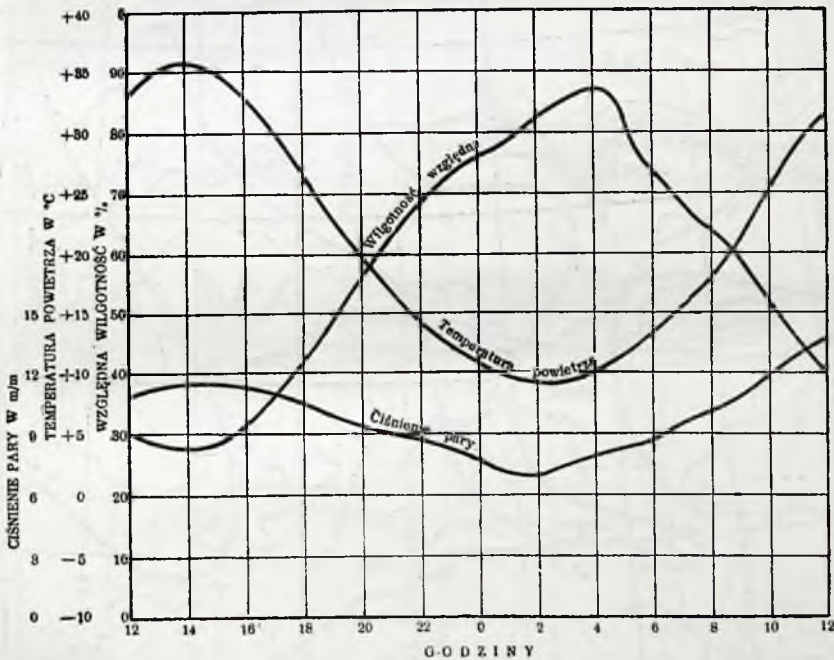
Meyer przyjmuje w wyższych warstwach atmosfery wilgotność względną stałą i przedstawia główne elementy mające związek z wilgotnością na przykładzie wziętym z pomiarów nad oceanem Atlantyckim w strefie umiarkowanej we wrześniu 1907 r. (rys. 1).

Rozkład i wahania wilgotności na ziemiach polskich badał dr. R. Gumiński*). Z pracy tej podajemy przykładowo średnie miesięczne wartości dla Warszawy (z okresu 25-cioletniego 1886—1910).

T A B E L A III

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
Ciśnienie pary m/m . .	3,4	3,5	4,3	5,8	8,5	10,2	11,4	11,0	9,0	7,0	5,0	3,8	6,9
Wilgotność względną . .	87,4	85,3	81,2	74,6	70,0	70,5	72,7	74,7	79,2	84,8	88,4	89,0	79,7

Skrajne wartości prężności pary w średnich miesięcznych z 25-letnia otrzymujemy: dla Lwowa w lipcu 12 m/m, jako maxi-



Rys. 2.

Dzienny bieg wilgotności względnej, temperatury powietrza i ciśnienia pary. (Davis w Kalifornji, lipiec 1910).

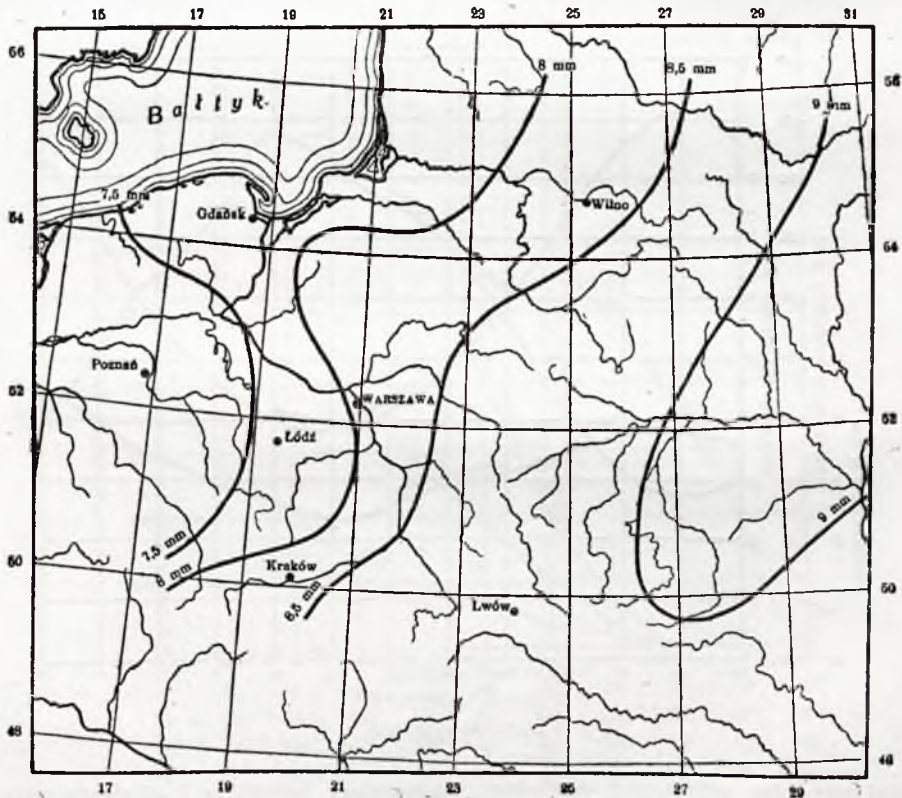
*) Prace meteorologiczne i hydrograficzne, zeszyt III.1927.

mum, zaś 3 m/m dla Wilna w styczniu i w lutym jako minimum. Średnia roczna prężność waha się w naszym terenie od 6,5 m/m na północnej granicy Wileńszczyzny, do 8 m/m w zachodnich Beskidach. W wielkim przecięciu wynosi ona nieco ponad 7 m/m.

Wartości średnie roczne wilgotności z tego samego 25-letnia, sprowadzone do poziomu morza, wahają się od 62,1 do 82,7‰ i wykazują maximum miesięczne dla Tarnopola 92‰, zaś minimum 66‰ dla Wilna.

Wraz ze zmianami temperatury wykazuje wilgotność względna ogromne wahania w ciągu doby. Jeden z rozlicznych przykładów biegu dobowej obserwacji letniej podaje rys. 2.

Izoamplitudy wilgotności bezwzględnej oraz średnie wartości wilgotności względnej na ziemiach polskich z godziny 2 popołudniu w ciągu roku z przecięcia 25 letniego podają rys. 3 i 4 wyjęte z wyżej cytowanej rozprawy dr. Gumińskiego (l. c.)



Rys. 3.

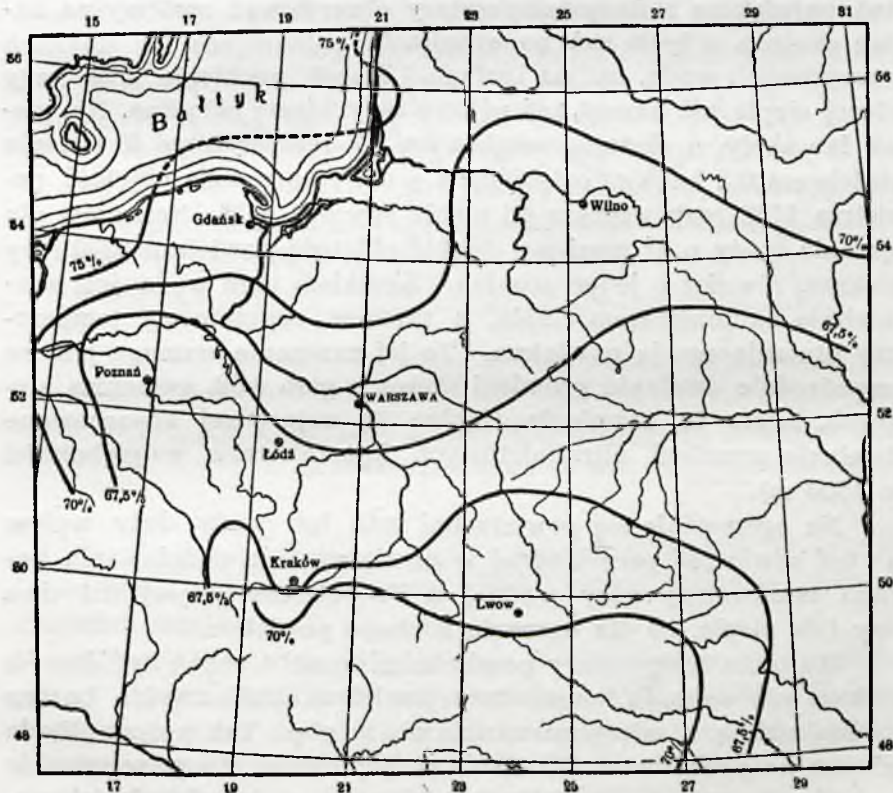
Izoamplitudy średnie roczne wilgotności bezwzględnej w Polsce (1886—1910).

3. Temperatura i jej rozmieszczenie na ziemiach polskich.

Przeważający wpływ, jaki wywiera temperatura na kondensację, opady, parowanie, jednym słowem na obieg wody między ziemią a atmosferą, zmusza nas do poświęcenia paru słów jej działaniu oraz rozmieszczeniu na ziemiach polskich.

Zasadniczo rozmieszczenie temperatur zależy od szerokości geograficznej, słońce jest bowiem głównym źródłem ciepła na ziemi. Ilości ciepła otrzymanego z głębi ziemi, a obliczane na 541 kal/rok i m² pow. ziemi, są tak nieznaczne, że w ogólnym bilansie można je śmiało pominąć.

Jednak faktyczne ilości ciepła otrzymywane w różnych punktach skorupy ziemskiej, nawet w tej samej szerokości geograficznej są bardzo różne i zależą od najrozmaitszych czynników. Prze-



Rys. 4.

Wilgotność względna z godz. 2 popołudniu w przecięciu rocznem z okresu 1886 — 1910.

dewszystkiem wpływa tu ilość ciepła chłonięnego przez atmosferę. Stąd wielki wpływ ma wzniesienie danego terenu ponad poziom morza. Toussaint podaje dla zachodniej Europy zależność średniej rocznej temperatury od wysokości terenu w postaci wzoru: $t^0 = 15 - 0,0065 h$ (h w metrach). Lugeon zmienia ten wzór dla Szwajcarii na $t = 13,2 - 0,0065 h$. Są to jednak wartości średnie. W rzeczywistości gradient temperatury zmienia się w zależności od stopnia wilgotności powietrza, (w powietrzu suchym $0,99^0$, zaś w nasyconym parą wodną $0,5$ na 100 m.), od pory roku, pory dnia, położenia nad wodą czy lądem. I tak gradient ten jest większy w dzień niż w nocy, oraz w lecie niż w zimie. W nocy konstatowano w wysokości 300 m nad poziomem ziemi gradient odwrotny. Również nad lądem jest gradient większy niż nad wodą. Wogóle zależy on od temperatury danego skrawka powierzchni ziemi. Ląd stały nagrzewa się silniej i oziębia się szybciej od wody, stąd największe zmiany temperatury obserwować możemy na nagich skałach, z tych zaś na granitach, najmniejsze na ziemiach przesyconych wodą, np. na torfach. Piasek pochłania dwa razy więcej ciepła niż humus, zaś półtora razy więcej niż glina. Np. piasek lub skały, o ciężarze właściwym $1,7$ temperaturze 0^0 i ciepłe właściwe $0,2$ kal/kg, oziębiając się o 1^0 , ogrzewają objętość powietrza 1122 razy większą od siebie również o 1^0 . Natomiast dla ogrzania wody o 1^0 musi się oziębić objętość powietrza 3570 razy większa, również o jeden stopień. Skutkiem tego woda jest znakomitym akumulatorem ciepła, a zarazem regulatorem temperatury otaczającego ją powietrza. To jej znaczenie wzmacnia jeszcze bezpośrednio działanie promieni słońca w głąb wód, zwłaszcza stojących, mimo że promienie ciepłe są najprędzej absorbowane (działanie promieni ultrafioletowych konstatowano w głębokości do 1500 m).

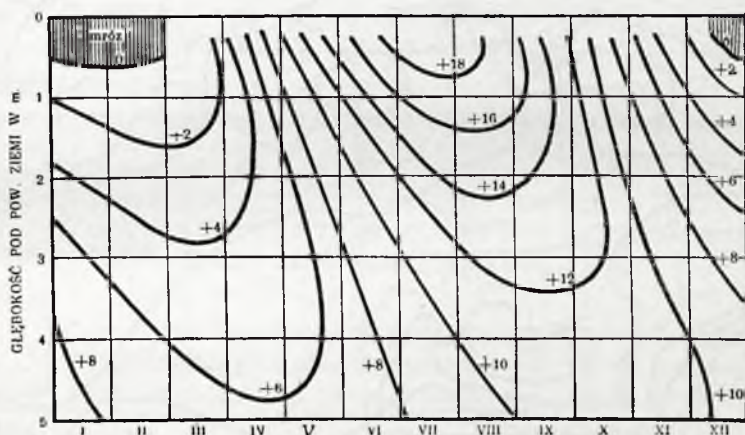
Na ogrzewanie się powierzchni lądu lub wody, duży wpływ ma też zawartość pary wodnej w powietrzu, dla podniesienia bowiem temperatury pary wodnej o 1^0 , potrzeba więcej niż dwa razy tyle ciepła, co dla ogrzania suchego powietrza.

Wahania temperatury powierzchni gruntu mogą być czasem większe niż wahania temperatury powietrza, atoli zwykle bardzo prędko maleją w miarę posuwania się w głąb. Tak np. amplituda dzienna na powierzchni 35^0 spada w głębokości $0,6$ m w granicie do $1,3^0$ zaś w piasku do $0,1^0$. Co ciekawsze, w tej głębokości maximum dzienne wyprzedza o $1 - 2$ godzin maximum powietrza*).

*) To samo tyczy się sztucznych budowli, gdzie w zaporach murowanych oddziaływanie wahań temperatury kończy się praktycznie w głębokości 3 m.

Natomiast wahania roczne przenoszą się ze znacznym opóźnieniem. W naszym klimacie w głębokości 6 do 7 m opóźnienie wynosi już pół roku, a amplituda roczna nie przekracza $1,5^{\circ}$. W wodach stojących wpływ pory letniej da się zauważyć jeszcze w głębokości 30 do 40 m dzięki bezpośredniemu przenikaniu promieni słonecznych. Za to wahania dzienne znikają już w głębokości 0,4 m. Amplituda dzienna na powierzchni waha się od $0,5-5^{\circ}$, roczna od 2,3 do 7,5, w zatokach nawet do 15° .

Zamarzanie ziemi sięga u nas, zależnie od składu gleby, do 1,2 m; na głębokość zamarzania wpływa dodatnio obecność wody.



Rys. 5.

Linje równej temperatury w głębi ziemi w zależności od czasu.
(Królewiec, średnia z 14 lat).

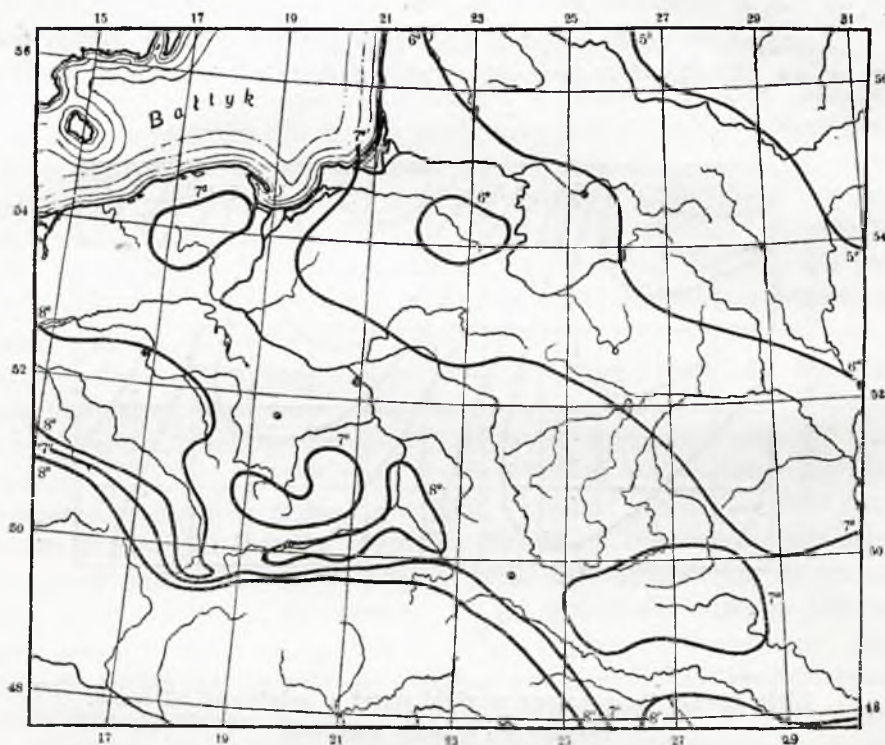
Przebieg temperatur w głębi ziemi lub w wodzie, w zależności od czasu, przedstawiają nam krzywe zwane izoplejami, których przykład podaje rys. 5.

Roczny obrót ciepła pomiędzy powietrzem, a powierzchnią ziemi, zależy naturalnie od miejscowości i rodzaju gleby. Tak np. w piaskach waha się od 13 do 15 tysięcy kgkal. na m^2 ; na jeziorze Bodeńskim wynosi 250 tys., Genewskim 350, w Quarnero i na morzu Czarnem około 480 i t. d. aż do 520 tys. kgkal.

Wobec wielkiego znaczenia temperatur na przebieg zjawisk hydrologicznych, przedstawiamy w tabeli IV rozkład miesięcznych i rocznych temperatur w przecięciu z okresu 1851 — 1900 według

Gorczyńskiego i Kosińskiej*). Nadto izotermie na poziomie rzeczywistym z okresu 1886 — 1910 przedstawiono na rys. 6.

Maximalne i minimalne wartości miesięczne uwidoczniło w tabeli tłustym drukiem. Większe lub mniejsze odchylenia miesięczne od wartości średnich rocznych spowodowane są wpływem klimatu morskiego lub kontynentalnego.



Rys. 6.

Izotermie w Polsce na poziomie rzeczywistym z okresu 1886 — 1910.

Natomiast odchyłki w poszczególnych latach, w porównaniu do wartości normalnych, dochodzą w górę do 7°, zaś w dół do 10° dla poszczególnych miesięcy; gdy odchyłki od normalnych rocznych zwykle nie przekraczają 2° np. dla Warszawy +1,8 i -2,0°.

W granicach powyższych wartości średnich, można zaobserwować bardzo obszerne wahania dzienne i w ciągu dnia. Tabela V

*) Władysław Gorczyński i Stanisława Kosińska: „O temperaturze powietrza w Polsce”. Warszawa 1916.

TABELA IV
średnich miesięcznych i rocznych temperatur w Polsce.

Stacja	Wysokość nad poziom morza	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Pomorze														
Hel . . .	5	-1,1	-0,9	0,5	4,8	9,4	14,5	17,2	17,3	14,6	9,0	3,9	0,3	7,5
Kościerzyna	167	-3,8	-2,8	-0,1	5,6	10,7	15,1	16,9	16,3	12,6	7,3	1,5	-2,3	6,4
Chojnice .	50	-3,1	-2,5	0,2	6,1	11,2	15,9	17,6	16,5	12,7	7,3	1,5	-1,9	6,8
Pas dolin woj. zachodnie														
Bydgoszcz .	39	-2,4	-1,6	1,3	7,1	12,3	16,7	18,6	17,5	13,4	7,9	2,4	-1,2	7,7
Poznań . .	58	-1,9	-1,0	2,0	7,7	12,9	17,2	18,8	17,9	14,0	8,6	2,7	-0,8	8,2
Kalisz . . .	109	-2,5	-1,3	1,7	7,7	13,3	17,6	19,0	18,0	14,0	8,6	2,6	-1,4	8,1
Woj. środkowe														
Piotrków .	207	-3,3	-2,4	1,3	7,2	13,0	17,0	18,3	17,3	13,4	8,1	1,9	-2,2	7,5
Włocławek	65	-3,1	-2,0	1,4	7,2	12,7	17,4	18,9	17,8	13,7	8,2	2,1	-1,7	7,7
Warszawa .	121	-3,6	-2,5	1,1	7,6	13,4	17,7	18,9	17,9	13,7	8,0	1,8	-2,3	7,6
Radom . . .	170	-3,4	-2,3	1,3	7,7	13,6	17,5	19,0	18,0	14,0	8,4	2,1	-2,1	7,8
Lublin . . .	193	-4,2	-3,0	0,7	7,2	13,2	17,3	18,7	17,6	13,4	7,8	1,5	-2,8	7,3
Białystok .	130	-4,6	-4,0	-0,2	6,5	12,8	17,2	18,6	17,4	13,0	7,2	1,0	-3,2	6,8
Woj. wschodnie														
Brześć . . .	135	-4,8	-3,7	0,5	7,1	13,6	17,5	18,9	17,7	13,5	7,5	1,3	-3,0	7,2
Pińsk . . .	140	-5,4	-4,5	-0,4	6,9	13,8	17,6	19,0	17,7	13,1	7,0	0,9	-3,8	6,8
Zdołbunów	196	-5,1	-4,1	0,3	7,0	13,6	17,6	19,2	18,1	13,6	8,1	1,8	-3,1	7,3
Wileńszczyzna														
Druskieniki	103	-5,2	-4,6	-0,9	6,1	12,4	17,0	18,6	17,2	12,5	6,7	0,7	-3,7	6,4
Wilno . . .	106	-5,3	-4,8	-1,1	5,8	12,5	17,1	18,8	17,1	12,6	6,9	0,8	-3,6	6,4
Mołodeczno	176	-6,5	-6,0	-2,1	5,1	12,0	16,2	17,9	16,4	11,7	6,0	-0,2	-4,9	5,5
Wyżyna małopolska i Podole														
Cieszyn . .	300	-2,9	-1,7	2,2	7,7	12,9	16,5	18,4	17,6	14,0	9,3	2,8	-1,7	7,9
Kraków . . .	220	-3,3	-2,0	2,0	7,9	13,3	17,0	18,7	17,7	13,9	6,8	2,4	-2,2	7,8
Tarnów . . .	210	-2,8	-1,2	2,8	8,5	14,0	17,8	19,2	18,5	14,7	9,7	2,9	-1,4	8,6
Lwów	308	-4,0	-2,8	1,3	7,8	13,4	17,0	18,7	17,9	13,8	8,7	2,3	-2,3	7,6
Tarnopol . .	320	-5,9	-4,7	-0,3	6,5	13,1	16,8	18,4	17,5	13,0	7,6	1,0	-3,6	6,6
Chełm	189	-4,6	-3,5	0,4	7,1	13,5	17,4	18,9	18,0	13,8	8,1	1,5	-2,9	7,3
Jagielnica .	324	-5,9	-4,4	0,0	6,7	13,4	17,3	19,0	18,2	13,6	8,2	1,1	-3,4	7,0
Karpaty														
Wisła	430	-3,9	-3,1	0,5	5,8	11,1	14,6	16,2	15,5	12,1	7,8	1,4	-2,6	6,3
Żywiec . . .	340	-3,3	-2,3	1,8	7,4	12,6	16,0	17,9	17,0	13,3	8,7	2,3	-2,1	7,4
Zakopane . .	840	-5,6	-4,8	-1,4	4,3	8,9	13,3	15,3	14,5	10,4	5,9	-0,8	-4,2	4,6
Krynica . . .	590	-6,0	-4,3	-0,5	5,2	10,5	14,3	15,7	14,9	11,6	6,9	0,3	-4,0	5,4
Smolnik . . .	527	-6,0	-5,1	-0,6	5,5	11,2	14,5	16,3	15,6	11,9	7,3	0,8	-3,8	5,6
Krzyworóżnia	545	-5,9	-4,2	0,4	5,9	11,8	15,6	17,1	15,9	12,0	7,4	0,6	-3,8	6,1

TABELA V

STACJA	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	
Hel	max. abs.	7,8	12,0	16,0	21,8	29,0	29,8	29,6	29,8	28,0	22,5	14,9	9,9	30,9
	min. abs.	-16,0	-14,6	-13,1	-5,4	-3,8	-0,2	4,6	5,0	0,6	-3,0	-14,0	-20,7	-20,7
	amplituda	23,8	26,6	29,1	27,2	32,8	30,0	25,0	24,8	27,4	25,5	28,9	30,6	51,6
Bydgoszcz	max. abs.	9,5	13,8	20,8	24,7	34,2	35,3	36,5	34,9	31,2	26,8	16,6	12,0	36,5
	min. abs.	-25,6	-22,6	-22,0	-7,2	-4,2	2,8	6,2	3,4	-0,6	-6,1	-15,2	-23,6	-25,6
	amplituda	35,1	36,4	42,8	31,9	38,4	32,5	30,3	31,5	31,8	32,9	31,8	35,6	62,1
Poznań	max. abs.	10,5	14,7	21,2	24,8	31,9	33,5	33,5	35,7	29,8	24,5	16,6	12,4	35,7
	min. abs.	-22,0	-20,4	-17,8	-5,6	-1,4	3,7	7,1	4,6	0,4	-6,0	-14,0	-19,5	-22,0
	amplituda	32,5	35,1	39,0	30,4	33,3	29,6	26,4	31,1	29,4	30,5	30,6	31,9	57,7
Warszawa	max. abs.	10,0	12,0	20,3	23,8	34,0	32,2	35,1	36,8	31,1	24,4	15,8	10,6	36,8
	min. abs.	-30,1	-22,2	-16,8	-4,3	-1,0	3,8	6,5	5,0	0,0	-8,1	-17,3	-20,7	-30,1
	amplituda	40,1	34,2	37,1	28,1	35,0	28,4	28,6	31,8	31,1	32,5	33,1	31,3	66,9
Wilno	max. abs.	7,0	7,8	18,8	24,1	32,7	32,8	33,2	33,6	28,5	23,5	14,2	9,0	33,6
	min. abs.	-31,9	-29,0	-30,6	-10,5	-3,6	1,7	6,4	4,0	-1,7	-6,4	-22,8	-25,1	-31,9
	amplituda	38,9	36,8	49,4	34,6	36,3	31,1	26,8	29,6	30,2	29,9	37,0	34,1	65,5
Kraków	max. abs.	12,0	16,8	21,7	28,3	30,3	31,5	34,0	35,5	30,2	27,0	19,0	13,3	35,5
	min. abs.	-31,4	-22,0	-20,2	-9,1	-3,7	4,5	6,3	6,2	-1,4	-9,0	-16,2	-25,8	-31,4
	amplituda	43,4	38,8	41,9	37,4	34,0	27,0	27,7	29,3	31,6	36,0	35,2	39,1	66,9

podaje maxima i minima oraz amplitudy miesięczne i roczne dla 6 stacji w Polsce na podstawie obserwacji 1886—1910. Amplitudy dzienne mają wielkie znaczenie dla opadów. Wprawdzie naogół średnie wartości amplitud dziennych nie są wielkie, wynoszą bowiem przeciętnie dla stacji polskich w grudniu $2,8^{\circ}$, zaś w lipcu $8,8^{\circ}$, jeżeli jednak uwzględnimy tylko dni słoneczne, wzrastają te wartości do 5° w grudniu i $12,5^{\circ}$ w lipcu, zaś w poszczególnych dniach i stacjach odchyłki dochodzą do 18° .

4. Kondensacja pary wodnej i powstawanie opadów.

Przejście pary wodnej w stan skupienia płynny, a w dalszym ciągu w opad, może nastąpić z chwilą, kiedy masy powietrza są przesycone parą, a więc kiedy zostanie przekroczony t. zw. punkt rosy. Nastąpić to może skutkiem obniżenia się temperatury mas powietrza albo też skutkiem zwiększenia ciśnienia pary.

Przyczyny zmian mogą być następujące:

1. Zetknięcie się ciepłych mas powietrza z dużą zawartością pary wodnej, z powierzchnią ciał o niższej temperaturze np. oziębionych w ciągu nocy skutkiem promieniowania. Do tej kategorii zaliczamy tworzenie się mgieł w czasie jasnych nocy, kiedy promieniowanie jest silne, tworzenie się rosy, szronu, gołoledzi i t. p.

2. Rozrzedzenie się mas powietrza, które zużytkowuje pewną ilość energii cieplnej, a przez to powoduje obniżenie się temperatury tych mas. Takie rozrzedzenie się może być następstwem np. nagłej zmiany ciśnienia skutkiem przejścia huraganu, ale najczęściej jest wywołane wznoszeniem się ciepłych mas powietrza, nagrzewających się w pobliżu powierzchni ziemi, na łąkach w dzień i naogół w lecie, nad wodą w nocy, a w porównaniu do łąków—w zimie. W miarę wznoszenia się mas powietrza i ich oziębiania następuje częściowa kondensacja, która znów zwalnia część energii cieplnej, to zatem tłumaczy nam dlaczego gradient spadku temperatury w miarę wznoszenia się w górę, jest dla powietrza wilgotnego mniejszy, niż dla suchego. Tworzenie się rozmaitego rodzaju chmur możemy zaliczyć najczęściej do tego wypadku.

3. Mieszanie się mas powietrza o różnych temperaturach i przez to samo już o różnych ilościach bezwzględnych pary wodnej, a w każdym razie posiadających różny punkt rosy. Gdyby np. obie masy powietrza miały pełne nasycenie parą wodną, to skutkiem szybkiego zmniejszania się ilości pary, potrzebnej do pełnego nasycenia w miarę obniżania się temperatury, mieszanina zawsze będzie

miała temperaturę niższą, niż ta, jaka odpowiada pełnemu nasyceniu. Naturalnie, że jeszcze wyraźniej wystąpi to zjawisko, jeżeli wilgotność względna masy cieplejszej jest większa, niż wilgotność względna masy chłodniejszej.

Zewnętrzny efekt kondensacji tego rodzaju będą, zależnie od wysokości na jakiej kondensacja występuje — chmury lub mgły.

W przeciwieństwie do kondensacji skutkiem spadku temperatury, jest kondensacja skutkiem zmiany ciśnienia pary, zjawiskiem o wiele rzadszem. Do tej kategorii można zaliczyć np. tworzenie się mgły nad powierzchnią wody cieplejszej, niż otaczające powietrze. Parująca woda zwiększa ciśnienie pary w powietrzu i powoduje kondensację.

Ilość wody skroplonej zależy od temperatury, w jakiej kondensacja się odbywa. Okazuje to następująca tabela, określająca ilość skondensowanej pary, wyrażoną w gramach na 1 m³ powietrza przy oziębieniu o 1°.

TABELA VI

Temp. pow.	- 15	- 10	- 5	0	+ 5	+ 10	+ 15	+ 20	+ 25	+ 30
Ilość skondensowanej pary wodn.	0.11	0.15	0.21	0.29	0.39	0.52	0.69	0.9	1.15	1.51

Ze względów praktycznych odróżniamy: 1) kondensację jawną t. j. tę, która powstaje w wyższych warstwach atmosfery i dochodzi do powierzchni ziemi w postaci różnego rodzaju opadów, gdzie może być zmierzona, 2) kondensację, która się odbywa również w wyższych warstwach atmosfery, ale zanim cząstka wody dostanie się na powierzchnię ziemi, przemieni się napowrót w parę i zupełnie nic o niej nie wiemy, wreszcie 3) t. zw. kondensację ukrytą, która tworzy się przy powierzchni ziemi i nie może być dokładnie zmierzona. Do tej ostatniej należą: mgły, rosa, szron, okiść, gołoledź i t. p. Do niedawna tej ostatniej nie uwzględniano zupełnie przy obliczeniach bilansu wodnego, okazało się jednak, że ilości wody tą drogą uzyskane nie są wcale tak małe. Hydrologowie Stanów Zjednoczonych A. P. określają ją przeciętnie w postaci wysokości opadu rocznego do 40 m/m, Lugeon przyjmuje dla stosunków alpejskich od 100 do 200 m/m rocznie, badania Herse-linka i Hudiga w maju 1922 w czasie posuchy wykazały, że ukryta kondensacja dzienna może dojść do 1 m/m, Lebediew znalazł w odeskim czarnoziemiu 72 m/m rocznie — t. j. 17% jawnej, a w stepach przypuszcza 50% jawnej.

Dla wytworzenia się kondensacji poza powierzchnią ciał zimnych, a więc w atmosferze, muszą istnieć, oprócz odpowiedniej temperatury i ciśnienia, jeszcze specjalne warunki natury bardziej mechanicznej, a mianowicie: muszą istnieć t. zw. ośrodki kondensacji, bez których kondensacja by nie nastąpiła, względnie wymagałaby znacznie większego nadciśnienia pary ponad punkt rosy. Ośrodkami kondensacji są przede wszystkim drobne pyłki pochodzenia ziemskiego lub kosmicznego. Lord Kelvin tłumaczy działanie ośrodków kondensacji tem, że krzywizna ich jest znacznie mniejsza, niż krzywizna cząstek pary, a skutkiem tego napięcie pary wodnej nad nimi jest większe, parowanie zatem trudniejsze, niż na powierzchniach silnie zakrzywionych, a stąd woda w płynnym stanie skupienia łatwiej może się utrzymać na ośrodkach kondensacji. Odwrotnie zaś, mała już nadwyżka ciśnienia pary wodnej ponad pełne nasycenie, musi w tych warunkach wywołać kondensację. Dużą rolę w tych pyłkach odgrywają t. zw. ciała hygroskopijne chłone wodę.

W braku pyłków rolę ośrodków kondensacji mogą przejąć na siebie cząstki pary wodnej naelektryzowane ujemnie. Z powodu dużej krzywizny wymagają one jednak większej nadwyżki ciśnienia pary do kondensacji albo też większego rozrzedzenia mas powietrza, aż do 125% pierwotnej objętości. Po wyczerpaniu się jonów ujemnych, ośrodkami kondensacji mogą stać się cząstki pary naelektryzowane dodatnio, ale wówczas rozrzedzenie mas powietrza, względnie nadciśnienie pary, musi dojść do 133%. W końcu ośrodkami kondensacji mogą być nawet cząstki powietrza, ale przy jeszcze znacznie mniejszym rozrzedzeniu.

Istota kondensacji polega na utworzeniu się dookoła ośrodka kondensacji kulek wody o średnicy od 0,005 m/m, a wynoszącej przeciętnie 0,2 m/m. Ponieważ kulki wody o średnicy 0,1 m/m mogą się jeszcze utrzymać w powietrzu, ulegając jego ruchom, przeto w tem pierwszym stadium kondensacji kulki te przedstawiają się na zewnątrz w postaci skłębionej masy utrzymującej się w spoczynku lub pędzonej wiatrem. W zależności od miejsca utworzenia się tych mas nazywamy je mgłą lub chmurami.

W rzeczywistości cząstki te, zwłaszcza o ile są w spokoju, będą powoli opadać z prędkością według prawa Stockes'a: $v = 1,3 r^2 10^6$ cm/sek. Utrudniają opadanie prądy powietrza i tak prąd z szybkością 4 cm/sek. może wstrzymać opadanie cząstek o średnicy 0,02 m/m.

W czasie kondensacji poszczególne cząstki ulegają początkowo ciągłym zmianom, ponieważ uwalniając energję cieplną, ułatwia-



ją sąsiednim cząstkom ponowne parowanie, co znów z kolei pochłania energję cieplną ułatwiając kondensację. Skutkiem tego początkowo stan skupienia jest niestały. W miarę dalszego ochładzania się mas powietrza lub też nagrzewania się, zwycięża ostatecznie jeden lub drugi kierunek.

Odległość od siebie poszczególnych cząstek jest bardzo różna, naogół jednak przewyższa 1 m/m. Stąd zawartość wody w chmurze lub mgłę nie jest zbyt wielka i zazwyczaj obraca się w granicach 5 do 8 gr. w 1 m³.

Z tego powodu utworzenie większych kropeł wody (opadu) nie jest łatwe i wymaga dodatkowych sprzyjających warunków, np. różnic temperatury powodującej wytwarzanie się cząstek o różnej średnicy i o różnym czasie spadania, albo wpływów elektryczności. Dla wytworzenia się kropeł opadu, dostających się na powierzchnię ziemi, potrzeba odpowiedniej grubości chmur, a mianowicie co najmniej 600 m. Dla wytworzenia się opadu w postaci gradu, potrzebna grubość chmur wynosi co najmniej 1800 m. Największe grubości chmur dochodzą do 6000 m. Przyjęta klasyfikacja chmur uwzględnia przedewszystkiem ich położenie w stosunku do powierzchni ziemi, co równocześnie jest zgodne ze zmianą ich wyglądu zewnętrznego. I tak najniżej, tuż nad ziemią, znajdują się chmury warstwowe (stratus); 1,2 do 1,9 km nad ziemią, mamy chmury deszczowe (nimbus); 1,2 do 3,1 km kłębiaste (cumulus), wreszcie, najwyżej 7 do 11 km, znajdują się chmury pierzaste (cirrus), składające się z igiełek lodu.

Przeciętna prędkość poruszania się chmur wynosi 20 m/sek, dochodzi jednak do 100 m/sek.

Krople o średnicy powyżej 0,1 m/m nie unoszą się już w atmosferze, mimo istniejącego wiatru, ale spadają, powiększając ustawicznie swą objętość, przez łączenie się z coraz większą ilością kropelek. W miarę tego wzrasta też ich prędkość spadania, tak że przy średnicach:

$$d = 0,1 \quad 1 \quad 3 \quad 5 \text{ m/m}$$

$$v = 0,26 \quad 4,06 \quad 6,91 \quad 8,0 \text{ m/sek}$$

Większych średnic nad 7 m/m, względnie ciężarów kropeł ponad 0,2 gr. zwykle nie spotykamy. Temperatura kropeł deszczu jest z reguły niższą od temperatury otaczającego powietrza.

Przy niskich temperaturach następuje kondensacja odrazu w postaci igiełek lodu. Kondensację ułatwia istnienie już powierzchni lodowej, wówczas bowiem potrzebne nadciśnienie pary jest mniej-

sze, niż nad wodą przechłodzoną do tej samej temperatury. Inne-
mi słowy, ta sama ilość pary wodnej w powietrzu nad lodem wy-
każe znacznie większą wilgotność względną, niż nad wodą o tej
samej temperaturze.

Wobec małej ilości bezwzględnej pary wodnej w powietrzu
przy niskich temperaturach, również ilość skondensowanej pary
w opadach stałych będzie nieznaczną, i to tem mniejszą, im niż-
sza temperatura powietrza.

Opady śnieżne notowano przy najrozmaitszych temperatu-
rach, od -40° do $+10^{\circ}$, najczęstsze jednak i najobfitsze są przy
temperaturach w pobliżu zera.

Ilość wody zawartej w opadach śnieżnych jest bardzo roz-
maita, waha się w granicach od 2 do 67%, w stosunku objętościo-
wym (średnio 15%). Śnieg zleżały zawiera około 2 razy więcej
wody, niż śnieg świeży.

Oprócz śniegu spostrzegamy opad stały w postaci krup, t. j.
śniegu związanego lodem, o średnicach 2 do 5 m/m i gradu, t. j.
brył lodu, o swoistej strukturze i średnicy dochodzącej do kilku-
nastu cm.

Zjawiska kondensacji nie podobna oddzielić od ruchów mas
powietrza, których następstwem jest spełnienie się jednego z wa-
runków kondensacji. Mogą to być ruchy pionowe (ogrzanie i roz-
rzedzanie się lub oziębienie mas), albo też przemieszczanie się
w kierunku poziomym (mieszanie się mas powietrza, zetknięcie
się z ciałami zimniejszemi).

Największe ilości skondensowanej pary wodnej zawdzięczamy
ruchom pionowym, powstającym pod wpływem rozrzedzania się lub
zgęszczania mas powietrza nad silnie ogrzewającymi się lub ozię-
biającymi się częściami powierzchni globu. Ilości te zależą od
wilgotności powietrza, od szybkości nagrzewania się, względnie
oziębiania powierzchni ziemi, tudzież od prędkości napływu świe-
żych mas powietrza, a więc znów w związku z ruchami poziome-
mi powietrza.

Warunkiem powstawania ruchów poziomych, są różnice ciśnień
w różnych punktach globu, które ze swej strony znów są następ-
stwem różnic w nagrzewaniu się i oziębianiu tych punktów. Nie-
równomierność ta jest następstwem bardzo różnych warunków fizjo-
graficznych (ład, woda, roślinność, górzystość terenu itp.), a więc
warunków stałych, jak też z drugiej strony warunków chwilowych,
jak pora dnia, pora roku, stan wilgotności, zachmurzenia i t. p.
O ile ta różnorodność warunków chwilowych występuje według
pewnych prawideł, a więc ma cechy zjawisk stale się powtarzają-

cych, wówczas i ruchy poziome mas powietrza nabierają cech stałości. Do tej kategorii zjawisk należą wiatry stale wiejące w pewnych porach roku (np. passaty), lub dnia (od morza lub ku morzu).

Stałość zjawisk chwilowych polega zwykle na sąsiedztwie lądu i morza, rozmaicie reagujących na działanie promieni słonecznych. Ogrzewający się silniej w dzień i w lecie ląd, powoduje przemieszczanie się mas powietrza od morza ku lądowi, silniejsze natomiast promieniowanie lądu w nocy i cieplejsza powierzchnia morza w zimie, powoduje stały ruch mas powietrza od morza. Podobny wpływ ma sąsiedztwo wielkich równin i wysokich gór, zwłaszcza jeśli występuje dość nagle. Silne nagrzewanie się równin powoduje wiatr od gór, zwłaszcza w lecie nad wieczorem.

Wszystkie te zjawiska mają ostatecznie swoje wspólne źródło w postaci promieni słonecznych, stąd więc pochodzi synchronizm takich objawów, jak temperatura ciśnienie, zarówno powietrza jak i pary, potencjał elektryczny, rozpraszanie się elektryczności i t. p. Również synchronicznie muszą też występować zmiany okresowe, o ile są one w związku ze zmianami w energii słońca. Okresy takie, poza 11-letnim perjodem plam słonecznych, nie są dotąd ściśle sprawdzone. Do dłuższych okresów zaliczają — 33-letni okres Brücknera, okres sekularny i t. p.

Pewien wpływ na przemieszczanie się mas powietrza wywiera też obrót ziemi oraz istnienie pasm górskich. Pierwszy powoduje odchyłkę kierunku wiatrów ku zachodowi, drugie zmusza masy powietrza do wznoszenia się w górę.

Wobec działania czynników stałych i zmiennych, spotykamy się z wielką różnorodnością zjawiska nawet na tym samym terenie, atoli równocześnie z możliwością określenia ich wartości przeciętnej z szeregu lat.

5. Ilość i charakterystyka opadów.

W związku z tem co mówiliśmy o czynnikach wpływających na kondensację, a bezpośrednio na przemieszczanie się mas powietrza, można uzależnić ilości opadów, występujących jako przeciętne na danym terenie, od następujących cech charakteryzujących położenie danego kraju:

1. Obfitość opadów rośnie wraz ze zmniejszaniem się szerokości geograficznej. Od reguły tej stanowią wyjątek przestrzenie pustynne, które same dla siebie regulują przemieszczanie się mas

powietrza, i gdzie z różnych powodów kondensacja jest utrudniona. Natomiast względnie dużą obfitością opadów odznacza się strefa umiarkowana. Brak pomiarów na oceanach i w pobliżu biegunów nie pozwala na ściślejsze określenie wartości przeciętnych dla różnych szerokości; Wüst podaje je w następujących cyfrach:

Szerokość geogr.	Półkula północna	Półkula południowa
0 — 10°	1470 m/m	1160 m/m
10 — 20	710 „	760 „
20 — 30	430 „	540 „
30 — 40	510 „	850 „
40 — 50	830 „	920 „
50 — 60	690 „	700 „
60 — 70	(390) „	(280) „
70 — 80	(290) „	(260) „
80 — 90	(170) „	(300) „

2. Obfitość opadów zależy od kierunku przeważających w danym okresie wiatrów. Masy powietrza, przemieszczane ku danej okolicy, mogą działać swoim chłodem, albo też obfitością zawartości pary wodnej. Najwięcej sprzyjają kondensacji napływające masy powietrza chłodniejszego, obfitującego w parę wodną (u nas wiatry północno-zachodnie), najmniej — masy ciepłego i suchego powietrza (u nas wiatry południowo-wschodnie). Naogół obfite w parę wodną są masy powietrza przemieszczane z nad morza i oceanów.

3. Wilgotność mas powietrza maleje w miarę oddalania się od brzegów morza. Jest to następstwem mieszania się wilgotnych mas powietrza z suchymi, oraz częściowej kondensacji w toku ich przemieszczania. Na opóźnienie tego procesu może wpłynąć bujna roślinność, sprzyjająca gromadzeniu się pary wodnej na miejscu, źródłowe zbiorniki wody i t. p.

4. Wzrastająca wysokość terenu nad poziomem morza zwiększa ilość opadów, wobec obniżającej się temperatury. Ponieważ jednak, z drugiej strony, zawartość pary wodnej w miejscowych masach powietrza zmniejsza się w miarę posuwania się w górę, zatem w pewnej wysokości może nastąpić wyrównanie obu tych wpływów, poczem w miarę dalszego wzrostu wysokości ogólna ilość opadów będzie się zmniejszać (Inwersja). Ta strefa graniczna leży np. w Alpach między 2300 a 2500 m nad poziomem morza.

W związku z wysokością są też rodzaje opadów, wielkość kondensacji ukrytej i parowania.

5. Duży wpływ na obfitość opadów wywiera orografia danego kraju. Kierunek łańcuchów górskich, prostopadły do kierunku wiatrów morskich, zmusza przemieszczane poziomo masy powietrza do wznoszenia się i szybkiej kondensacji, masy te po drugiej stronie łańcucha górskiego obniżając się, ogrzewają się i kondensacji nie ulegają. Stąd w każdym pasmie górskim odróżniamy stronę mokrą i suchą. U nas, w łańcuchu Karpat, prostopadle do kierunku wiatrów morskich, położona jest część Beskidu zachodniego na Śląsku. Stąd pochodzi obfitość opadów w tych okolicach, w przeciwieństwie do obszarów po drugiej stronie Karpat.

Charakterystycznym przykładem jest Sztokholm, który posiada 440 m/m rocznego opadu, podczas gdy Bergen, leżące po drugiej stronie tego samego pasma górskiego wykazuje 1800 m/m. Oba miasta leżą na poziomie morza.

Do tych czynników stałych dołączają się, jak wiemy, czynniki zmienne, zależne od czasu, a więc wahania temperatury i ciśnienia, dzienne i roczne oraz okresowe, tudzież czynniki o charakterze przypadkowym, jak np. zachmurzenie.

Chcąc porównać pod względem ilości opadów różne miejsca na ziemi, należy wyeliminować jak najwięcej zmian przypadkowych oraz perjodycznych. Dlatego przyjęto jako podstawę porównawczą tę ilość opadu, jaka spadnie w ciągu roku, atoli obliczoną jako przecięcie z szeregu lat ilość tę nazywamy opadem rocznym normalnym, a mierzy go się jako wysokość warstwy wody (w m/m lub calach), którą wytworzyłyby opady, zbierane w ciągu danego okresu podzielone przez ilość lat.

Binnie oblicza, że biorąc pod uwagę

średnią z 5 lat	popętnia się	prawdopodobny błąd	15 ⁰ / ₀ ,
„ z 10 „	„	„	8 ⁰ / ₀ ,
„ z 20 „	„	„	3 ⁰ / ₀ ,
„ z 30 „	„	„	2 ⁰ / ₀ ,

Ponieważ wzrost dokładności nie idzie w stosunku prostym do ilości lat, przeto jako wartości normalne przyjmuje się zwykle średnie z okresu 20 do 30 lat.

Normalne opady roczne na kuli ziemskiej wahają się w bardzo dużych granicach: od kilkudziesięciu m/m w obszarach pustynnych, gdzie notowane są całe lata bez deszczów, do okolic podzwrotnikowych o opadach dochodzących do dziesiątek metrów rocznie.

Tak np. wynoszą średnie roczne opady:

na Mont Waialeale (Hawai) na wys. 1738 m	12,090 m/m.
w Cherrapunii (Himalaje) „ 1250 „	10,820 „
w Crkwice (Dalmacja) „ 1050 „	4,640 „ i t. p.

Opady w latach poszczególnych przekraczają znacznie powyższe cyfry, tak np. maximum roczne dotąd obserwowane w Cherrapunii wyniosło 16.310 m/m. Minimum w poszczególnych latach w niektórych obszarach pustynnych spada do zera.



Rys. 7-a.

Izohyety normalne na Pomorzu z okresu 1891 do 1910.

Średnia wartość odchyłek od normalnej, obliczona dla okresu dłuższego (wziętego za podstawę obliczenia normalnych opadów), wyrażona w procencie normalnego opadu rocznego, daje średnią zmienność opadów. Zmienność ta jest tem mniejsza, im większy obszar ziemi bierze się pod uwagę i im klimat w tym obszarze jest jednostajniejszy. Zmienność średnia dla poszczególnych miejscowości dochodzi do kilkudziesięciu procentów, natomiast obliczona jako średnia wartość ze wszystkich stacji wynosi np. dla Polski 18%, dla Niemiec 13%, dla Indji prawie 0%.

Jeżeli, zamiast lat poszczególnych, operować będziemy wartościami średnimi z okresów kilkuletnich, wówczas zmienność

zmniejszy się jeszcze bardziej. Tak np. zmienność dla wartości średnich z pięciolecia, wynosi w Niemczech 8,7%, dla średnich z 10 lecia 7,5%, dla średnich z 20 lecia 5,2%.

Jeśli obszar spostrzeżeń rozciągniemy na całą kulę ziemską, to zmienność spadnie do wartości bardzo nieznacznych. Opad średni ze wszystkich stacji na kuli ziemskiej wynosi 743 m/m.

Znając zmienność dla poszczególnych miejsc obserwowanych, można tą drogą uzupełnić brakujące wartości opadów normalnych. Jeśli bowiem dla dwu stacji opadowych można przypuścić zmienność średnią tę samą, to stosunek opadów w poszczególnych latach do opadu normalnego, powinien być w obu stacjach jednaki. Wówczas, znając opad dla poszczególnego roku stacji *A*, możemy obliczyć prawdopodobny opad w tymże roku na stacji *B*, jeśli znamy opady normalne obu stacji.



Rys. 7-b.

Izohyety maksymalne na Pomorzu (z r. 1926).

Dokładniejszy rezultat otrzymamy, jeśli zamiast porównania z jedną stacją, użyjemy kilku stacji sąsiednich w podobnych warunkach klimatycznych.

Dla poznania klimatu pewnego kraju, pożądaną jest znajomość nie tylko opadów normalnych, ale także najwyższych i najniższych wartości, jakie opady roczne mogą osiągnąć. Wartości te

skrajne będą tem większe, im dłuższy okres obserwacji mamy do dyspozycji. Mając dwie ilości obserwacji do dyspozycji i sprowadzając wszystkie te obserwacje do jednego okresu, oznaczono dla Stanów Zjednoczonych linje warstwowe równych opadów rocznych maximalnych i minimalnych.

Rys. 7 przedstawia izohjety normalne, maximalne i minimalne dla Pomorza.



Rys. 7-c.

Izohjety minimalne na Pomorzu (z r. 1921).

Tabela VII przedstawia porównanie maximów i minimów rocznych, obliczonych z okresu 100, 50 i 10 letniego, dla tych stacji, które mają obserwacje zwyż stuletnie.

Wartości przedstawione są w procentach średniej rocznej, obliczonej dla danego okresu.

Układając opady roczne według wielkości i dzieląc okres obserwacji na 100 części, otrzymujemy związek wysokości rocznych opadów z czasem, z którego możemy odczytać procent czasu, jaki opad o danej wysokości wraz z wyższymi zajmuje w danym okresie, kreśląc zaś ten związek w postaci krzywej prawdopodobieństwa możnaby, przez przedłużenie krzywej do granic, wnioskować o wielkości wartości skrajnych w dowolnym okresie czasu.

Krzywa taka da równocześnie obraz, jaki opad roczny w danej miejscowości jest wogóle najprawdopodobniejszy i jakie jest prawdopodobieństwo zdarzenia się określonego opadu rocznego*).

Kreśląc w podziałce logarytmicznej odstępów lat, w jakich zdarzają się minima i maxima w poszczególnych stacjach, otrzymamy dwie proste linie nachylone ku sobie, według których możemy również ekstrapolować wysokość maximów i minimów poza okres obserwacyjny (rys. 8).

T A B E L A VII

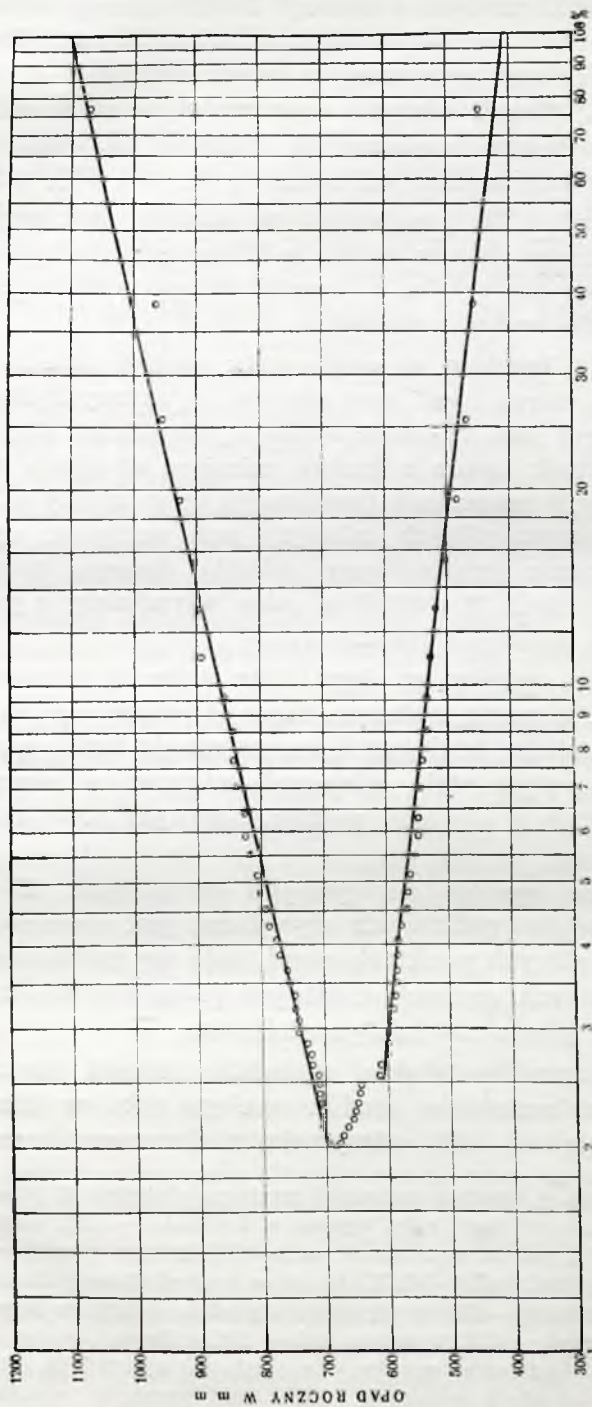
Maximów i minimów opadów rocznych w procentach wartości średnich.

	Ilość lat	Maximum z okresu			Minimum z okresu		
		100-letn.:	50-letn.:	10-letn.:	100-letn.:	50-letn.:	10-letn.:
Paryż	214	151	141	126	45	55	70
Padwa	202	183	148	130	56	62	74
Medjolan	161	158	138	125	64	69	76
Rzym	143	177	138	126	40	60	86
Charleston	136	165	148	131	51	65	70
Filadelfja	110	144	130	116	68	73	83
Boston	110	154	138	120	62	69	78
Warszawa	109	217	146	128	70	75	85
Madera	108	177	161	141	36	44	69
Nowy Jork	101	141	131	114	69	74	81
Albany	101	153	139	113	69	75	80
Kopenhaga	100	133	129	120	57	61	78
San Diego	80	292	198	146	31	42	63

Opady roczne nie dają dokładnego obrazu stosunków opadowych w danym miejscu. Zarówno dla śledzenia dalszego przebiegu wody opadowej, jak dla względów czysto praktycznych, konieczną jest znajomość rozmieszczenia opadów w ciągu roku, w szczególności rozdziału opadów na okres wegetacyjny i jałowy, a w klimacie umiarkowanym i zimnym, na okres opadów płynnych i stałych. Rozmieszczenie opadów w ciągu roku najlepiej określają opady miesięczne, które można następnie zbierać w dowolne grupy.

Opady miesięczne wahają się, zależnie od klimatu, oddalania od morza, strefy stałych wiatrów, okresowych zmian w temperaturze, ciśnienia, wilgotności, są zatem bardzo różnorodne nie tylko dla różnych miejscowości, ale i dla różnych lat w jednej i tej samej miejscowości. Dlatego i tu koniecznym jest wprowadzenie pojęcia opadu miesięcznego normalnego, którym jest średnia arytm-

*) Szczegółowe opracowanie tego zagadnienia znajduje się w rozdziale VI.



Rys. 8.

Związek wysokości opadów rocznych z częstością ich powtarzania się, uporządkowany według wartości maksymalnych i minimalnych dla stacji w Krakowie. (Okres 77 letni).

metryczna z opadów mierzonych w szeregu lat dla danego miesiąca i danej miejscowości. I tu interesuje nas wielkość odchyłek od normalnej, oraz wartości graniczne, a więc maxima i minima w pewnym okresie. Naogół odchyłki dodatnie są ilościowo mniejsze, natomiast jakościowo większe. W Stanach Zjednoczonych 40% miesięcy ma opady wyższe od normalnych, zaś 60% niższe.

Zmienność opadów dla poszczególnych miesięcy jest większa niż dla opadu rocznego. Nieraz nawet w klimacie umiarkowanym zdarzają się miesiące bez opadu, z drugiej strony maxima przekraczają kilkakrotnie wartości normalne.

Rozmieszczenie opadów w ciągu roku można przedstawić albo na podstawie normalnych sum opadów, wyrażonych dla poszczególnych miesięcy jako wysokość opadu w jednostkach długości, albo też jako stosunek opadu z danego miesiąca do opadu całorocznego, wyrażony w procentach (przyjmując opad roczny = 100). Charakterystykę poszczególnych miesięcy pod względem opadu daje nam porównanie procentowego udziału danego miesiąca w całorocznym opadzie z tą wartością, jaka wypadłaby z jednostajnego rozłożenia opadów z jednego roku.

Rozmieszczenie opadów w ciągu roku może w poszczególnych latach ulegać pewnym zmianom, które są jednak tem mniejsze, im wpływ czynników działających na zmienność ilości opadów jest słabszy. Np. wpływ stale wiejących wiatrów w pewnych porach roku powoduje w strefach podzwrotnikowych stałe okresy wielkich deszczów.

Rozmieszczenie opadów miesięcznych normalnych, a więc niezależnych od przypadkowych czynników, jest również bardzo różnorodne w różnych punktach ziemi, daje się jednak naogół zamknąć w dwu dużych grupach, z których jedna odpowiada klimatowi morskiemu, druga zaś kontynentalnemu.

W klimacie morskim bliskie sąsiedztwo morza powoduje bardziej jednostajne rozłożenie opadów w ciągu roku, w klimacie kontynentalnym większą rolę odgrywają miejscowe zaburzenia.

Kiedy np. w Ameryce zachodniej maximum odchyłek od jednostajnego rozłożenia w ciągu roku wynosi w kwietniu — 1,2%, względnie w lipcu + 1,1%, zaś na wybrzeżach zachodniej Europy w maju — 2,7%, względnie w październiku + 2,5%, to już w krajach Europy środkowej różnice te wynoszą — 2,8% w styczniu, względnie + 3,6% w lipcu, zaś w Azji północnej — 6,7% w marcu, zaś + 15% w lipcu. Znaczy to, że normalne rozmieszczenie opadów w zachodnich wybrzeżach Ameryki północnej waha się w granicach 7,13 i 9,43% rocznych opadów, zaś w północnej Azji w granicach 1,67 i 23,33% rocznego opadu.

W Europie zachodniej różnica w rozmieszczeniu opadów między zimą i latem, będąca następstwem znacznie większej zawartości pary wodnej w ciepłej porze roku, jest łagodzona dużą ilością opadów zimowych skutkiem tworzących się w porze zimowej na Atlantyku niżek barometrycznych, przesuwających się ku wschodowi. Zniżki te są ośrodkiem wirów powietrznych (cyklonów), które pociągają za sobą konieczność mieszania się mas powietrza, a zatem i powstawania opadów. W miarę przesuwania się cyklonu ku wschodowi, ilości pary wodnej w przemieszczanych masach powietrza stają się coraz mniejsze, a stąd wpływ regulujący rozmieszczenie opadów ku wschodowi maleje.

Wielkie płaszczyzny lub płaskowzgorza w głębi lądów stają się w lecie miejscem tworzenia się depresji i związanych z nimi zaburzeń w rozmieszczeniu mas powietrza, którym towarzyszą często burze i ulewy.

Powodem zaburzeń w rozmieszczeniu opadów miesięcznych są też pasma górskie, zwłaszcza jeśli kierunek ich jest prostopadły do kierunku panujących wiatrów mokrych. Pasma górskie zmusza wówczas przemieszczane masy powietrza do wznoszenia się i kondensacji pary wodnej. Wpływ ten jest zwłaszcza wydatny przy chmurach nisko nad ziemią się wznoszących, co ma miejsce w porze zimowej. Tak np. opady w południowej kotlinie czeskiej rozkładają się na wys. 470 m nad p. m. w ten sposób, że suma opadów w półroczu zimowym wynosi 33%, zaś w letnim 67% rocznych opadów, natomiast na stokach zwróconych ku wiatrom północno-zachodnim na wysokości 970 m nad poz. morza stosunek ten zmienia się na 51% w porze zimowej i 49% w porze letniej. Rzecz naturalna, że ten wynik zaostrzy jeszcze różnice po drugiej stronie pasma górskiego.

Różnorodność w rozmieszczeniu opadów w poszczególnych miesiącach roku powoduje istnienie maximów i minimów miesięcznych, których położenie naogół nie ulega dużym zmianom, jest zaś tem stałsze im większą przewagę mają stałe czynniki opadotwórcze nad przypadkowymi.

Opady miesięczne charakteryzują nam w zupełnie wystarczający sposób rozmieszczenie opadów w ciągu roku; jednakże dla hydrologa mają ogromne znaczenie krótkotrwałe skupienia opadów, od kilku dni do kilku nawet minut, ponieważ te są najczęściej przyczyną katastrofalnych wylewów potoków i rzek średniej wielkości, tudzież przepełnienia sztucznych ścieków.

O ile opady miesięczne są w dość ścisłej zależności od opadów rocznych i, zwłaszcza dla klimatu morskiego, nieznacznie tylko

odbiegają od jednostajnego rozmieszczenia, o tyle w opadach krótkotrwałych, będących następstwem najczęściej miejscowych zaburzeń, związek ten rozluźnia się w miarę skracania się czasu trwania deszczu. Stąd natężenie deszczów nawalnych w dwóch punktach ziemi może być jednakowe, mimo różnych wartości opadów rocznych, albo też odwrotnie.

Wielkość opadów krótkotrwałych jest bardzo różna w różnych punktach ziemi.

Tak na przykład:

Największe opady kilkudniowe notowano:

na Cherapunii (Himalaje)	od 12 do 16 czerwca 1876	2898 m/m
w Bagnio (Filipiny)	od 14 do 17 lipca 1911	2239 „
w Crohanherst (Queensland)	od 1 do 4 lutego 1893	1837 „ i t. d.

Największe opady dzienne notowano:

w Bagnio (j. w.)	14 lipca 1911	1168 m/m
w Cherrapunii j. w.)	14 czerwca 1876	1036 „
w Crkwice (Dalmacja)	22 stycznia 1897	823 „
w Crohanherst (j. w.)	3 lutego 1893	780 „
w Altapaz (Stany Zjed.)	14 lutego 1916	564 „ i t. d.

W dorzeczu Missisipi spadło w kwietniu 1927, w ciągu 19 godzin 381 m/m

Do największych deszczów godzinnych należą opady:

w Palmette			224 m/m
w Campo (Kalifornia)	18 sierpnia 1891	216 „
w Melity (Pireneje)	20 maja 1868	209 „

Deszcze burzowe krótkotrwałe:

Virginia (Stany Zjednocz.)	24 sierpnia 1906	235 m/m	w ciągu 30 min.
Curtea (Rumunja).	7 lipca 1889	205 „	„ 20 „
Falvestan (Francja)	4 czerwca 1871	100 „	„ 14 „
Porto-bello (Panama)	29 listopada 1911	63 „	„ 5 „ i t. p.

Hellman obliczył dla Europy Środkowej następujące natężenia minutowe maksymalnych opadów, w zależności od czasu ich trwania:

Czas:	1—5	6—15	16—30	31—45	46—60	60—120	120—180
natężenie mm/min.	3,19	2,57	1,87	1,37	0,99	0,85	0,45
mm/godz.	191	154	112	82	59,5	51 0	27,0

Rozmieszczenie deszczy krótkotrwałych w ciągu miesiąca czy dnia nie podlega jakimś regułom, wpływ mają tylko czynniki ogólne

opadotwórcze, a więc bieg temperatury, ciśnienia etc. Stąd w okolicach nadmorskich mamy zwykle w lecie maximum opadu w nocy i nad ranem, zaś minimum popołudniu, kiedy wieją dołem wiatry od morza, zaś górą od lądu, natomiast w okolicach o klimacie kontynentalnym maximum opadów notujemy popołudniu, zaś minimum po północy i przed południem.

Naogół częstsze są opady nocne, natomiast natężenie opadów dziennych jest przeważnie większe. W naszym klimacie deszcze o największym natężeniu przypadają na porę między 2 a 4 popołudniu.

Oprócz ilości opadów cechą klimatu stanowi również częstość ich pojawiania się. Cechę tą otrzymujemy licząc ilość dni z opadem w ciągu roku i w ciągu poszczególnych miesięcy. Oznaczenie liczb normalnych dla tych wartości pozwala nam określić stopień prawdopodobieństwa pojawienia się deszczu.

Dla należytego zobrazowania stosunków opadowych, konieczną jest pewna specyfikacja opadu. Dlatego notujemy nie tylko stan skupienia opadu, a więc deszcz, śnieg, krupy, grad, ale także staramy się zbadać zmienność natężenia opadu w ciągu jego trwania, a nadto w statystyce wydzielamy deszcze o pewnej charakterystyce, np. w opadach dziennych deszcze poniżej 1 m/m, od 1—5 m/m, ponad 5 m/m i t. p.

6. Opady w Polsce.

Polska leży na granicy klimatu morskiego i kontynentalnego, stąd wielkość i rozmieszczenie opadów w Polsce są dość niejednolite. Pod względem wysokości rocznej opadów możemy odróżnić następujące obszary:

Pas Wielkich Dolin, t. j. dolin Warty, Wisły, Narwi, Bugu i Prypeci, ciągnący się w kierunku równoleżnikowym od zachodu na wschód, a posiadający szerokość około 300 km, jest równocześnie pasem najniższych opadów, nieprzekraczających 600 m/m rocznie. Wewnątrz tego pasa znajduje się obszar najniższych w Polsce opadów, a mianowicie poniżej 500 m/m, którego granice naogół zgodne są z przebiegiem warstwy wysokościowej 150 m. Niskie normalne opady w tym pasie są jednak nie tylko następstwem małego wzniesienia nad poziom morza, wpływ swój wywiera również wzniesienie pojezierza Bałtyckiego, w którego „cieniu” pas dolin się znajduje. To też granicą północną pasma niskich opadów jest teren wznoszący się dość nagle ku pojezierzu. Granicę południową stanowi na zachodzie warstwica terenowa

250 m, zaś na wschodzie nieco wyższa — 300 m, wobec wpływu klimatu kontynentalnego.

Na północ od Wielkich Dolin leżący pas Pojezierza posiada opady powyżej 600 m/m; na granicy zachodniej dochodzą one do 700 m/m, natomiast na samym wybrzeżu opadają do 500 m/m. Powiększanie się opadów ku zachodowi należy przypisać zbliżeniu się ku Atlantykowi, morze bowiem Bałtyckie nie wywiera zbyt wielkiego wpływu na rozmieszczenie opadów w Polsce. Ten sam objaw wzrostu opadów ku zachodowi, spotykamy również na południu Polski, gdzie silnie wzrastająca wysokość terenu, najpierw w postaci Gór Świętokrzyskich i Roztocza, a w dalszym ciągu Podkarpacia i pasma Karpat, powoduje ogólny wzrost opadów, znacznie silniejszy jednak na zachodzie, niż na wschodzie. Tak np. izohyetę 700 m/m spotykamy na zachodzie już na wysokości 250 m, gdy na wschodzie, na Roztoczu i w dolinie Dniestru, opadowi temu odpowiada warstwica 300 m, zaś w dorzeczu Łomnicy nawet 500 m. W dalszym ciągu izohyeta ta opuszcza granice Polski w pobliżu Kossowa, podążając dalej w kierunku południowo-wschodnim. Na Podolu, mimo przeciętnego wzniesienia terenu 300 m nad poziom morza, zmniejsza się opad do 550 m/m w okolicy Zbrucza.

Przebiegu izohyet w Karpatach nie znamy dokładnie z powodu braku stacyj wysokogórskich. Pewne wnioski jednak możemy wyciągnąć na podstawie obserwacji istniejących; tak np. przyjmując w Tatrach stały wzrost opadów z wysokością, t. j. 80 m/m na 100 m, otrzymamy już na wysokości 1200 m opad 1440 m/m. Przypuszczając nawet dość znaczne zmniejszenie się wzrostu powyżej tego poziomu, możemy jednak przypuszczać, że izohyeta 1500 m/m pojawi się na północno-zachodnich stokach Tatr.

Pomiary przepływu wody w Roztoce dały wyniki następujące:

w roku 1900	. . .	27.452.740 m ³
„ 1901	. . .	36.088.140 „
„ 1902	. . .	30.292.980 „
średnio:		31.277.952 „

co dla dorzecza mierzącego 11,95 km² daje przeciętny odpływ 2606,6 m/m, opad musi być oczywiście większy. Dorzecze leży między 2200 m a 1150 m nad poziomem morza.

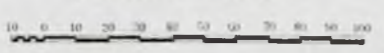
Przypuszczenia te potwierdzają ostatnie badania Państwowego Instytutu Meteorologicznego z r. 1929/30*), które podają:

*) Wiadomości meteorologiczne i hydrograficzne 1931. Stanisław Leszczycki: „Badania nad opadami Tatr wysokich“.



OPADY NORMALNE W POLSCE
 WEDLUG SPOSTRZEŻEŃ Z OKRESU 1891-1910

PODZIAŁKA



© STACJE OPADOWE O PEŁNYM OKRESIE OBSERWACJI

dla Morskiego Oka 1445 m/m
„ Hali Gąsienicowej 1496 „
„ Pięciu Stawów 1520 „ (na 1 m wysokości — 0,16 m/m)

Stąd inwersję opadów można szukać dopiero na wysokości 1800—1900 m. nad p. m. Z lat tych rok 1929 zbliża się do normalnego, 1930 należy raczej do lat suchych.

Bardzo silny wzrost opadów spotykamy w Beskidzie zachodnim (Czarna Wisła, 1281 m/m, przy wysokości zaledwie 510 m). Wzrost ten przypisać należy nie tyle zbliżeniu się do klimatu morskiego, co raczej położeniu pasma Karpat, zwróconemu w tej okolicy prostopadle do kierunku wiatrów przynoszących z północnego zachodu duże zapasy wilgoci. Dalej ku wschodowi spotykamy izohyety wysokich opadów w postaci zamkniętych wysp, coraz mniejszych im bardziej zbliżamy się do obszaru wpływów klimatu kontynentalnego.

Ścisłe rozgraniczenie rozmaitych wpływów w Karpatach jest tem trudniejsze, że obok normalnych deszczów, będących następstwem przesuwających się depresji i t. p. występują miejscowe deszcze terenowe, w postaci letnich burz górskich w okresie wyżów barometrycznych.

Położenie na pograniczu różnych klimatów wpływa również na przesuwanie się maximów i minimów miesięcznych. Minima wypadają naogół dość jednostajnie w styczniu lub w lutym. Nad Bałtykiem spotykamy dwa maxima, główne choć nieznaczne w sierpniu i drugorzędne w maju. Poza tem spotykamy wyraźne maximum letnie w lipcu, rzadziej w czerwcu, i to tem wyraźniejsze im bardziej posuwamy się ku wschodowi. Na wschodzie też częściej spotykamy się z maximum czerwcowem (Pokucie, Czarnohora, Roztocze). Przejście między temi ekstremami zaznacza się wzrostem opadów na wiosnę a zmniejszeniem się w jesieni. Wyjątek stanowi pojezierze Bałtyckie z suchą wczesną wiosną, a natomiast mokrą jesienią, która wykazuje czasem trzeciorzędne maximum jesienne.

Naogół wpływ obu klimatów nie jest jednolity w ciągu całego roku: w lecie przeważa wpływ klimatu morskiego, sięgający wówczas aż do Karpat, natomiast w zimie wpływ klimatu kontynentalnego sięga prawie Bałtyku. Wpływy te są jednak różne w różnych latach. W wielkiem przybliżeniu można też przyjąć, że Wisła jest granicą letnich niskich opadów pod wpływem klimatu morskiego.

Opady roczne normalne, obliczone z okresu 1891 do 1910

TABELA VIII.
Opady miesięczne i roczne w Polsce.

Stacja	Dorzecze	Wysokość kość	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Wybrzeże morskie															
Rożewo . . .		35	30	25	28	25	31	41	62	67	49	49	48	39	497
Hel		5	29	24	28	24	35	41	61	67	48	47	47	38	489
Gdańsk . . .		2	34	29	34	32	50	60	68	63	43	36	47	41	537
Pojezierze pomorskie															
Kartuzy . . .	Motława	218	51	41	45	40	57	56	80	78	54	49	66	61	678
Kościerzyna .	Wierzycza	167	44	32	41	37	53	61	84	67	53	38	49	46	605
Starogard . .	"	85	31	20	36	35	46	66	72	54	44	31	36	35	506
Gniew	"	35	27	21	37	36	50	60	71	52	40	34	38	35	501
Chojnice . . .	Brda	170	33	29	38	36	56	51	68	64	42	30	41	39	527
Bydgoszcz . .	"	39	33	26	44	35	52	56	65	54	40	33	36	37	511
Grudziądz . .	Wisła	20	29	22	33	33	53	53	61	60	36	31	35	32	478
Stare Miasto .	Drwęca	190	32	33	32	41	57	65	77	72	45	39	39	41	573
Pojezierze Wileńskie															
Święciany . .	Święta	200	31	27	28	37	45	83	76	99	51	44	45	38	603
Wilno	Wilja	148	33	28	27	38	47	77	82	96	46	40	44	36	592
Mołodeczno .	"	176	29	29	27	40	54	87	96	85	44	39	31	596	
Suwałki . . .	Niemen	178	36	31	32	48	51	82	86	78	47	37	46	43	616
Druskieniki .	"	103	31	31	30	41	50	85	91	90	42	42	44	36	612
Lida	"	130	36	31	29	39	49	79	91	78	42	37	46	39	596
Pas Wielkich Dolin, Województwa zachodnie															
Międzyrzec . .	Warta	54	33	25	38	29	52	43	77	46	37	29	31	42	482
Poznań	"	58	29	25	35	37	63	46	79	48	41	28	36	35	502
Śrem	"	65	25	25	35	32	58	44	78	46	45	25	30	32	475
Inowrocław . .	Noteć	96	27	23	37	37	46	46	66	52	40	28	28	33	463
Rawicz	Odra	96	27	23	35	34	75	48	77	50	48	30	35	38	520
Ostrów	Prosna	141	33	33	39	35	66	62	75	52	39	34	39	40	547
Województwa centralne — lewy brzeg Wisły															
Brześć	Zgłowiączka	110	27	24	33	38	47	56	65	53	37	32	26	31	468
Ostrowy	Bzura	138	27	21	32	38	46	52	69	49	34	31	28	29	456
Kutno	"	108	32	27	38	41	49	59	81	57	39	35	30	35	522
Łowicz	"	97	28	24	33	45	52	67	86	68	42	35	32	33	545
Kalisz	Prosna	109	29	26	36	40	54	55	78	49	35	32	32	32	498
Łódź	Ner	219	34	26	32	42	44	58	69	52	41	34	32	36	500
Piotrków . . .	Pilica	207	36	26	34	45	45	64	85	49	41	33	33	30	521
Województwa centralne — Wisła															
Ciechocinek . .	Wisła	45	28	26	34	39	48	54	66	56	40	34	30	32	487
Włocławek . . .	"	65	30	28	37	38	49	58	64	54	38	31	28	34	489
Płock	"	95	26	23	33	31	51	54	64	59	34	29	28	31	463
Warszawa . . .	"	110	34	26	33	41	51	64	80	64	42	32	37	36	541
Dęblin	"	117	27	28	28	41	49	86	98	61	39	33	39	32	559
Puławy	"	147	29	29	30	41	58	82	100	71	39	34	35	34	581
Województwa centralne — prawy brzeg Wisły															
Rypin	Drwęca	125	27	25	32	34	44	60	70	59	36	32	29	31	479
Mława	Narew	141	32	28	32	35	52	57	79	61	38	33	33	35	515
Białowieża . .	"	172	24	27	26	42	49	85	80	67	46	34	35	31	546
Białystok . . .	"	130	28	31	26	43	54	83	89	74	42	33	38	37	578
Nałęczów . . .	Wisła	178	20	22	24	36	46	83	95	62	38	34	28	24	512
Lublin	Bystrzyca	197	28	27	30	40	45	80	97	59	44	36	31	32	549
Chełm	Bug	189	26	29	25	42	53	84	96	60	44	38	35	32	564

Stacja	Dorzecze	Wysokość	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Województwa wschodnie															
Brześć . . .	Bug	135	28	27	25	46	57	86	90	53	42	37	36	32	558
Stonim . . .	Szczara	130	32	32	30	41	53	79	85	65	43	38	43	36	576
Pińsk . . .	Pina	142	27	29	29	49	53	77	97	59	46	41	39	37	583
Kowel . . .	Turja	175	24	23	26	40	52	95	105	72	45	36	38	29	585
Kiwerce . . .	Styr	200	24	27	25	41	65	82	92	66	45	41	37	28	573
Łuck . . .	"	177	23	21	25	40	58	92	98	63	43	39	30	29	559
Zdobunowo . . .	Horyń	194	23	22	26	40	65	82	86	65	43	46	37	29	563
Góry świętokrzyskie, Wyżyna małopolska, Roztocze															
Częstochowa . . .	Warta	244	37	35	36	49	57	76	90	67	48	39	38	36	608
Jędrzejów . . .	Nida	262	33	32	37	40	62	75	102	73	46	44	38	37	618
Łazy . . .	Przemsza	339	38	33	34	51	63	86	87	62	47	45	43	37	626
Katowice . . .	"	264	38	40	41	56	70	96	92	92	58	52	42	43	717
Mysłowice . . .	"	263	40	42	43	60	73	101	107	98	62	53	44	46	769
Kraków . . .	Wisła	220	28	30	38	45	70	109	131	97	60	53	37	34	735
Silniczka . . .	Pilica	211	36	36	39	44	64	74	94	63	57	41	45	40	632
Koniecpol . . .	"	270	34	32	36	52	64	90	101	77	52	44	41	39	662
Sokal . . .	Bug	205	28	30	29	40	57	98	95	83	42	49	38	34	620
Lubycza . . .	Sołokija	253	35	39	36	53	75	108	106	88	52	59	55	39	742
Kamionka . . .	Bug	222	39	37	50	63	93	142	136	88	58	70	53	42	870
Łwów . . .	Peltew	298	32	33	36	46	66	107	108	74	54	54	41	39	690
Złoczów . . .	Bug	274	31	30	33	43	70	106	120	82	50	56	41	31	690
Podole, Pokucie															
Podkamień . . .	Ikwa	446	39	32	34	42	65	94	92	73	49	58	41	36	653
Załośce . . .	Seret	315	31	23	30	44	64	93	92	73	43	47	37	28	604
Przemysły G. . .	Lipa	304	34	29	36	47	71	111	111	78	53	95	42	29	693
Pomorzany Z. . .	"	304	33	28	33	45	75	116	108	70	46	50	41	31	676
Tarnopol . . .	Seret	315	27	19	27	43	61	89	92	63	42	49	34	24	571
Wołoczyska . . .	Zbrucz	306	20	16	24	43	69	93	94	56	44	44	34	22	557
Trembowla . . .	Gniezna	327	25	18	27	41	67	92	87	56	37	42	34	22	548
Obertyn . . .	Czerniawa	294	26	21	30	46	63	107	94	65	48	47	37	26	610
Zaleszczyki . . .	Dniestr	210	28	21	31	44	62	91	85	55	47	43	34	23	562
Żydaczów . . .	"	260	30	28	31	56	71	105	104	73	54	66	45	35	698
Stanisławów . . .	Bystrzyca	256	25	18	29	43	65	110	98	62	43	43	34	22	592
Kołomyja . . .	Pрут	285	29	26	36	50	73	118	106	70	52	46	37	27	670
Śniatyn . . .	"	24	32	27	37	49	84	117	101	70	52	47	39	29	683
Dolina nadwiślańska															
Tarnów . . .	Dunajec	224	29	35	39	49	78	113	130	78	52	50	42	35	730
Dąbrowa . . .	Wisła	213	28	31	37	44	73	112	121	81	59	54	38	37	715
Tarnobrzeg . . .	"	173	25	25	28	37	62	84	107	63	43	39	36	31	578
Jarosław . . .	San	204	28	31	35	51	67	94	96	85	57	50	39	37	670
Karpaty, Tatry, Podkarpacie															
Cieszyn . . .	Olza	308	46	46	54	78	107	151	162	122	79	74	51	49	1020
Wisła Cz. . . .	Wisła	510	76	84	87	101	107	172	174	126	103	88	85	78	1281
Ustroń . . .	"	356	49	56	62	81	107	172	170	124	88	83	57	59	1108
Pszczyna . . .	"	305	36	42	45	58	77	112	119	101	63	59	45	43	800
Żywiec . . .	Soła	354	35	39	52	70	102	145	165	134	78	70	49	45	983
Rycerka . . .	"	570	82	81	84	102	118	167	178	146	97	90	72	80	1296
Zator . . .	Skawa	245	32	36	43	57	84	121	132	100	58	52	42	42	797
Zawoja . . .	"	530	38	52	55	73	95	142	151	126	74	62	48	46	962
Bochnia . . .	Raba	226	39	45	42	56	84	122	124	85	69	55	42	50	812
Rabka . . .	"	478	39	39	45	58	83	135	143	118	73	63	40	40	876
Nowy Sącz . . .	Dunajec	290	37	40	49	56	77	127	129	94	63	58	41	41	812
Nowy Targ . . .	"	593	47	46	46	59	78	115	144	100	66	50	44	46	841

Stacja	Dorzecze	Wysokość	Miesiące												Rok
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Zakopane . . .	Dunajec	833	51	46	55	74	118	177	184	129	92	69	50	56	1101
Brzanówka . . .	„	913	58	58	64	91	117	182	186	151	102	68	54	61	1190
Krynica . . .	Poprad	586	51	50	49	64	81	112	124	87	73	57	44	53	848
Pilzno . . .	Wisłoka	217	39	39	41	49	63	98	118	70	56	51	39	42	705
Jaśliska . . .	Jasiołka	430	56	63	57	78	89	122	128	75	63	67	53	48	898
Iwonicz . . .	Wisłok	304	51	49	50	53	71	105	127	76	62	51	45	39	779
Przemyśl . . .	San	204	32	32	33	48	59	95	108	84	55	53	45	40	684
Sanok . . .	„	314	40	33	39	51	79	127	137	91	61	57	46	38	798
Beniowa . . .	„	745	52	53	54	63	98	137	136	97	80	91	63	55	979
Stryj . . .	Stryj	302	29	27	34	51	73	118	113	82	57	56	42	29	710
Turka . . .	„	560	42	37	39	52	77	128	133	98	65	65	46	42	824
Klimiec . . .	„	765	61	57	53	67	102	132	138	100	80	92	72	63	1017
Węldzisz . . .	Świca	500	29	29	37	56	96	142	135	90	75	64	44	29	826
Kałuż . . .	Łomnica	313	34	25	33	54	74	119	109	81	56	56	38	32	710
Jasień . . .	„	566	31	29	37	55	88	144	126	93	69	64	40	29	802
Nadworna . . .	Bystrzyca	430	40	35	49	59	78	147	119	84	64	64	48	38	825
Mikuliczyn . . .	Prut	596	23	25	40	56	94	142	134	90	65	57	38	23	727
Worochta . . .	„	839	30	27	43	57	101	152	122	99	67	57	48	30	833
Kosów . . .	Rybница	304	27	24	39	56	84	162	133	88	69	53	40	24	799
Żabie . . .	Czeremosz	633	27	25	36	54	104	153	115	79	66	54	36	24	773

przez p. Kosińską-Bartnicką,*) przedstawia załączona mapka opadów (rys. 9).

W ścisłym związku z opadami rocznymi znajdują się opady miesięczne, zwłaszcza jeżeli i tu będziemy je traktować jako opady normalne, obliczone z dłuższego okresu czasu. W jednakiej pod względem wpływów na wysokość opadów okolicy, będą wysokości opadów w poszczególnych miesiącach tą samą funkcją opadów rocznych. W okolicach różnie położonych pod względem topograficznym i klimatycznym, te same wysokości opadów rocznych dadzą różne wartości opadów w poszczególnych miesiącach. Najlepiej to okazuje tabela VIII, w której zamieszczono kilkadziesiąt stacyj opadowych z różnych dzielnic Polski, podając ich wysokość nad poziomem morza, oraz wysokości normalnych opadów miesięcznych i rocznych.

7. Charakterystyka opadów w Polsce.

Tabela VIII okazuje bardzo różnorodny przebieg opadów w ciągu roku w poszczególnych stacjach. Na tę różnorodność wpływają zarówno warunki miejscowe, a więc topografia terenu, jak też w większej jeszcze mierze położenie danej stacji względem morza lub kontynentu, czyli innymi słowy czynniki klimatyczne.

*) Prace meteorologiczne i hydrograficzne zeszyt V z r. 1927. Stanisława Kosińska-Bartnicka: „Opady w Polsce 1891—1910“.

Najlepiej da się uwidocznic wpływ klimatu morskiego i kontynentalnego, jeśli wyrazimy ilości normalnych opadów miesięcznych w procentach normalnego opadu rocznego. W tym celu wybraliśmy 4 stacje, w których przeważa wpływ klimatu morskiego i 4 stacje z przeważającym wpływem klimatu kontynentalnego:

TABELA IX.
Procentowy rozkład opadów w roku:

Stacja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
W rejonie wpływu morza.												
Gdańsk .	6,5	5,5	6,5	6	9,5	11	12,5	11,5	8	6,5	9	7,5
Hel . .	6	5	6	5	7	8	12,5	14	10	10	10	6,5
Grudziądz	6	4,5	7	7	11	11	12,5	12,5	7,5	6,5	7,5	7
Płock . .	5,5	5	7	6,5	11	11,5	13,5	12,5	7	6	6,5	7
W rejonie wpływu klimatu kontynentalnego.												
Zakopane	4,5	4	5	7	10,5	16	17	12	8	6	4,5	5,5
Nałęczów	4	4,5	4,5	7	9	16	18,5	12	7,5	6,5	5,5	5
Łuck . .	4	3,5	4,5	7	10,5	16,5	17,5	11	7,5	7	5,5	5,5
Kossów .	3,5	3	5	7	10,5	20	16,5	11	8,5	6,5	5	3,5

Porównywując stosunek maximum do minimum, otrzymujemy dla Gdańska wartość jego = 2,27, zaś średnio dla 4 stacji w rejonie wpływu morskiego = 2,61. Natomiast też średnia wartość stosunku dla stacji w rejonie wpływu klimatu kontynentalnego wynosi 5,10, zaś dla Kossowa (Podkarpacie) = 6,67 t. j. średnio stosunek ten dla stacji o charakterze kontynentalnym jest dwukrotnie a w wypadkach skrajnych nawet trzykrotnie wyższym, od stosunku w stacjach będących pod wpływem klimatu morskiego.

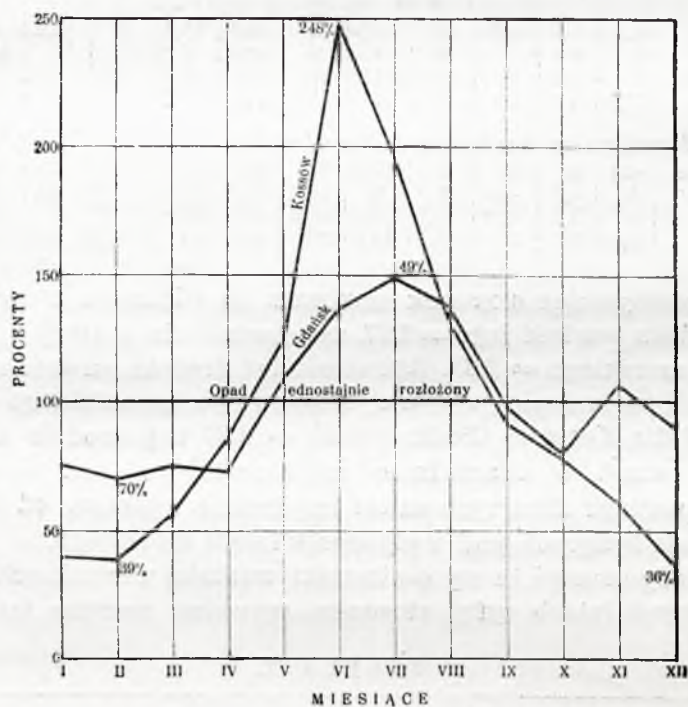
Należy zważyć że są to stosunki wartości normalnych. W poszczególnych latach cyfry stosunku wypadną jeszcze jaskrawiej.

TABELA X.

Stacja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
W rejonie wpływu morskiego.												
Gdańsk .	0,75	0,7	0,75	0,73	1,09	1,37	1,49	1,38	0,98	0,79	1,07	0,90
Hel . .	0,71	0,64	0,67	0,61	0,84	1,02	1,47	1,61	1,20	1,14	1,18	0,91
Grudziądz	0,72	0,6	0,82	0,85	1,31	1,35	1,51	1,48	0,92	0,76	0,89	0,79
Płock . .	0,66	0,65	0,84	0,82	1,31	1,42	1,63	1,50	0,90	0,74	0,74	0,79
W rejonie wpływu klimatu kontynentalnego.												
Zakopane	0,55	0,54	0,59	0,82	1,27	1,97	2,00	1,39	0,98	0,73	0,55	0,61
Nałęczów	0,46	0,56	0,55	0,86	1,06	1,93	2,19	1,44	0,87	0,78	0,68	0,56
Łuck . .	0,48	0,49	0,53	0,87	1,21	2,01	2,06	1,33	0,94	0,82	0,65	0,61
Kossów M.	0,40	0,39	0,57	0,86	1,25	2,48	1,98	1,31	1,01	0,78	0,61	0,36

Obliczenie to nie jest dokładne, nie uwzględnia bowiem różnej długości poszczególnych miesięcy. Błąd ten wyeliminujemy, dzieląc wartości procentowe przez 8,5 dla miesięcy o 31 dniach, przez 8,2 dla miesięcy o 30 dniach, zaś przez 7,7 dla lutego. Wówczas cyfra 1 odpowiadać będzie $\frac{1}{12}$ części rocznego opadu. Przeliczając opady na powyższej zasadzie, otrzymamy zestawienie umieszczone w tabeli X, w której cyfra 1 odpowiada opadowi równomiernie rozłożonemu w ciągu całego roku.

Obliczone w powyższej tabeli, normalne opady miesięczne dla Gdańska i Kossowa przedstawia rys. 10.



Rys. 10.

Normalne opady miesięczne w Polsce pod wpływem klimatu morskiego (Gdańsk) i kontynentalnego (Kossów).

Zależność Polski od dwóch różnych klimatów jest powodem dość dużej zmienności w wartościach opadów rocznych w poszczególnych latach w porównaniu do opadu normalnego. Najlepiej to uwidoczniają skrajne wartości dla kilku stacji:

TABELA XI.

Wartości skrajne opadów rocznych w 20-leciu 1891—1910.

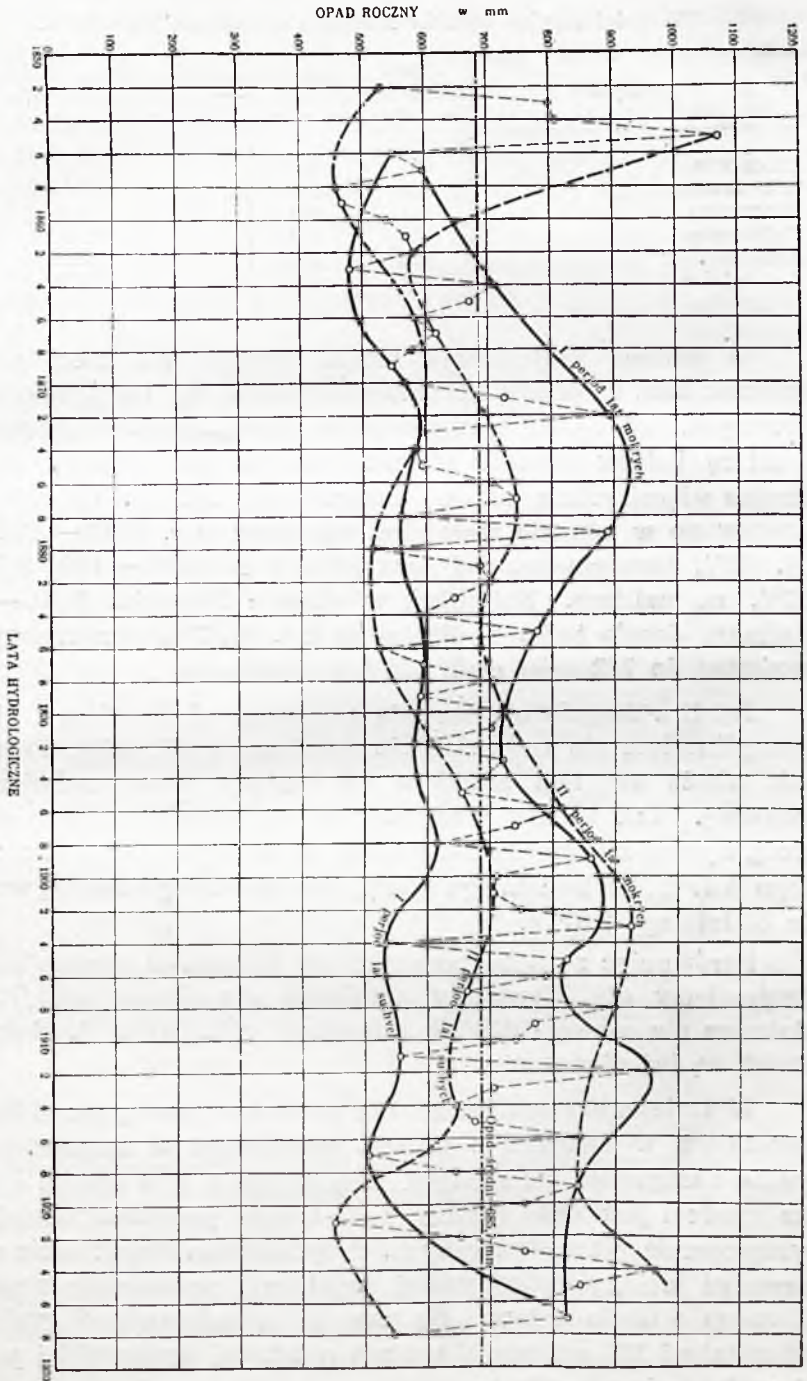
Stacja	Opad normalny w m/m	Opad minimalny		Opad maksymalny	
		w m/m	w % norm.	w m/m	w % norm.
Ciechocinek	487	326	67	656	135
Włocławek	489	356	73	704	144
Warszawa	541	402	74	683	126
Ząbkowice	669	489	73	875	131
Kraków	735	510	69	904	123
Lutowska	941	725	77	1306	139

W grubem przybliżeniu można przyjąć dla ziem polskich stosunek taki, że opady normalne dochodzą do 150% opadów minimalnych, zaś opady maximalne do 150% opadów normalnych. W miarę jednak wzrostu okresu branego pod uwagę, wartości skrajne więcej różnią się od normalnych, tak np. dla Warszawy zanotowano w okresie stuletnim, minimum w r. 1882 — 372 m/m, t. j. 66% normalnego, zaś maximum w r. 1833 — 1184 m/m t. j. 210% normalnego. Natomiast w okresie 50-letnim 1861 — 1910, minimum doszło tylko do 381 m/m t. j. 69, 5% normalnego, zaś maximum do 742 m/m czyli 135% normalnego.

Jeżeli z długoletnią średnią porównywać będziemy nie poszczególne lata ale znów średnie z krótszych okresów, to zmienność okaże się tem mniejsza im dłuższy okres weźmiemy za podstawę. Tak np. dla Warszawy, w porównaniu z normalną stuletnią, wynosi zmienność dla okresu 10 letniego 5,96%, dla 20-letniego 4,47%, dla 30-letniego 4,28%, dla 40-letniego 3,58%, wreszcie dla 50-letniego 2,87%.

Porównując ze sobą poszczególne 20-lecia w okresie 100 lat otrzymujemy dla Warszawy maximum dla okresu 1851/70, zaś minimum dla okresu 1876/95; natomiast różnice w średnich 50 letnich są już nieznaczne.

W zmienności opadów można zauważyć pewną prawidłowość, pozostającą w związku z innymi zjawiskami w naturze. Perjodyczne następstwa lat suchych i mokrych t. j. z niskim i wysokim opadem jest dość zgodne z 11-letnim perjodem silniejszego występowania plam słonecznych. Przy bliższem rozpatrzeniu można zauważyć wtórny perjod, mniej regularny, przesunięty względem głównego o około 4 lata. Na rys. 11 przedstawiono graficznie, zaś w tabeli XII cyfrowo dla stacji opadowej krakowskiej perjody lat suchych i mokrych.



Períody lat suchych i mokrych według stacji opadowej Krakowskiej (1852—1928)

Rys. 11.

LATA HYDROLOGICZNE

TABELA XII.

Perjod I.						Perjod II.					
lata mokre			lata suche			lata mokre			lata suche		
rok	m/m		rok	m/m		rok	m/m		rok	m/m	
1	1856*)	548	1	1857	595	2	1852	533	3	1855	1073
1	1863	483	1	1864	709	2	1859	464	3	1862	575
2	1869	547	2	1872	896	2	1866	584	1	1867	613
1	1878	560	1	1879	893	1	1874	585	3	1877	746
2	1884	580	1	1885	775	2	1880	518	2	1882	700
2	1892	582	1	1888	775	1	1886	527	4	1890	721
2	1898	610	1	1893	720	2	1895	652	1	1896	819
1	1904	533	1	1899	857	2	1901	705	2	1903	926
3	1911	553	1	1905	826	2	1907	664	1	1908	901
1	1917	504	1	1912	954	3	1915	680	1	1916	824
1	1917	504	2	1919	839	2	1921	449	3	1924	964
1	1925	786	2	1927	825	2	1929	673	2	1931	780
Śred.: 1,55		571,4	1,37	808,1	1,91	586,3	2,17	803	4		

Pomiędzy max. lub min. jednego perjodu, a następnem max. lub min. drugiego perjodu, upływa około 11 lat**) jak np. różnica między latami 1856—1866; 1863—1874; 1869—1880 i t. d. oraz: 1857—1867; 1864—1877; 1872—1882 i t. d. Różnica w czasie między perjodami lat mokrych wynosi w przecięciu: $1,91 + 2,17 = 4,08$ lat $\cong 4$ lata:

Przy ocenie, czy dany rok należy do perjodu suchego czy mokrego, brano pod uwagę nie bezwzględną sumę opadu, lecz jej stosunek do opadu w poprzedzających lub następnych latach. I tak np. w okresie 1925 do 1931 roku, najniższe opady były w roku 1925 i 1929, należą one zatem do okresu „suchego”, najwyższe opady były w latach: 1927 i 1931, które tem samem należą do okresów „mokrych”. Mały stosunkowo opad z roku 1925 wynosi 786 m/m, podczas gdy w szeregu lat od 1856 wysoki opad w roku 1857 wynosi tylko 595 m/m. W wykresie rocznych sum opadowych szczyty fal należą do okresów mokrych, doliny do suchych. Cały ten wykres fal drugorzędnych leży na linii faliste z okresami jeszcze znacznie dłuższymi. Ponieważ na jednej stacji opadowej opady podlegają wpływom lokalnych czynników, właściwy obraz zmiany sum rocznych opadów możnaby otrzymać dopiero posiadając w dłuższym okresie czasu spostrzeżenia na większej liczbie stacji, lub też znając roczne sumy odpływu w rze-

*) Rok liczony od 1 października do 30 września.

**) Lata najsilniejszego występowania plam słonecznych są: 1837, 1848, 1860, 1870, 1898, 1905/7, 1917, 1928. Lata najsłabszego wystąpienia są: 1843, 1856, 1867, 1878, 1901, 1913, 1923.

kach o obszerniejszem dorzeczu, gdzie wydatek roczny rzeki jest w prostym stosunku zależny od sum rocznych opadowych.

Jest rzeczą charakterystyczną, że mimo znacznych różnic w sumach rocznych opadów, dla szeregu lat suchych i mokrych przeciętne w obu periodach są prawie równe.

Identyczne zjawisko obserwować można w sumach rocznych odpływu rzek, niekiedy z pewnem przesunięciem w czasie z powodu retencji terenowej, naogół jednak występuje tu ono znacznie regularniej, gdyż rzeka obejmuje większe dorzecze opadowe i mniej wskutek tego dają się odczuwać lokalne wpływy na sumę opadów rocznych. Charakter roku suchego czy mokrego występuje zatem bardziej wybitnie.

Wahania w opadach miesięcznych są naturalnie znacznie większe. Przedewszystkiem w rozkładzie rocznym wzrastają one jak widzieliśmy w miarę wzrostu wpływu klimatu kontynentalnego. I tak średnia różnica między normalnem maximum i minimum miesięcznem, wyrażona w procentach opadu rocznego wynosi:

dla Warszawy	7,9 ⁰ / ₀
„ Gorlic	8,6 ⁰ / ₀
„ Wilna	11,7 ⁰ / ₀
„ Lwowa	12,4 ⁰ / ₀
„ Pińska	14,8 ⁰ / ₀

Natomiast zmienność obserwacji w poszczególnym miesiącu w różnych latach, obliczona jako wartość średnia z odchyłek w omawianem 20-leciu, waha się w granicach od 35 do 63⁰/₀ normalnej miesięcznej, czyli od 1,3 do 5,9⁰/₀ sumy rocznej normalnej.

Wartości skrajne absolutne idą naturalnie znacznie dalej. Dla minimum dochodzą one do zera. W r. 1904 połowa stacji małopolskich nie wykazała w marcu wcale opadu. Przykłady wartości maksymalnych, jako cyfry absolutne, oraz w procentach sumy rocznej opadu w danym roku podaje poniższe zestawienie (Tabela XIII).

Z tego krótkiego przeglądu wynika, że na całym obszarze ziem polskich, nawet w pasie Wielkich Dolin, można się spodziewać opadu miesięcznego ponad 200 m/m w ciągu lata lub późną wiosną. Opady ponad 300 m/m są dość częste w województwach południowych, tam gdzie opady roczne przekraczają wysokość 600 m/m, wyjątkowo natomiast zdarzają się w środkowym pasie dolin, nie spotykamy ich zaś zupełnie na północy Polski. Opady miesięczne ponad 400 m/m spotyka się tylko w Karpatach, ponad 500 m/m i tu należą do wyjątków.

TABELA XIII.

Nadzwyczajne opady miesięczne.

Stacja	Rok	Mie- siąc	Opad m/m	Opad roczny m/m	Procent opadu rocznego
Tureczki w.	1913	VII	679	1673	40,7
Zwardoń	1902	VI	624	2008	31
Brenna	1908	VII	540	1460	37
Kościeliska	1903	VII	503	1667	30
Korostów	1913	VII	482	1995	24,1
"	1913	VIII	444	1995	22,3
Kamionka	1900	VII	407	1067	38
Morskie Oko	1926	VII	400	—	—
Rajcza	1896	VIII	397	1645	24
Sianki	1928	V	393	—	—
Dobra	1928	V	382	—	—
Zabie	1897	VI	380	1021	37
Bielsk	1908	VII	366	1086	34
Mieczyszcze	1929	VII	334	1119	30
Cieszyn	1926	VI	318	—	—
Sołotwina	1928	VI	317	—	—
Słojka	1922	VII	310	622	49
Bielsk Biały	1922	VII	305	698	43
Wapienica	1930	VIII	304	1410	22
Hala Gąsienicowa	1928	V	303	1258	25
Szczyrk	1930	VIII	299	1391	21
Morskie Oko	1930	VIII	293	1802	16
Horodenka	1929	VII	272	—	—
Lisiogon	1930	IX	271	664	41
Piotrków	1903	VII	269	790	34
Lipa (ujście Sanu)	1930	IX	252	878	29
Radom	1903	VII	242	716	34
Warszawa	1844	VII	229	690	35
"	1833	VII	223	1184	20
Ameljówka (Nida)	1930	VIII	222	770	29
Łabiszyn (Notec)	1929	V	216	559	39
Łysocha	1910	VII	215	716	34
Krzemieniec	1927	VIII	214	915	23
Kowel	1926	VI	213	—	—
Zbójna (Narew)	1930	VIII	206	651	32
Stromacz (Pilica)	1930	VIII	206	679	30
Chlewnia (Bzura)	1930	VIII	202	696	29

Charakterystyczną cechą dużych opadów miesięcznych jest to, że najczęściej są następstwem kilkudniowej ulewy.

Przechodząc z kolei do scharakteryzowania opadów krótkotrwałych, zatrzymamy się przede wszystkim na opadach dziennych, w których jeszcze można zauważyć pewien związek z opadami rocznymi. Bardzo często nie stanowią one odrębnej pozycji wśród opadów dziennych danego miesiąca, ale są w związku, jak poprzednio wspomniano, z kilkudniową słągą. Wysokości kilkunastu maximów dziennych (minima bowiem są wszędzie zerami) podaje poniższe zestawienie.

TABELA XIV.
Nadzwyczajne opady dzienne.

Stacja	Dzień miesiąc i rok	Wy- kość opa- du w m/m	Opad roczny	Procent rocznego opadu
Niżankowice	30/VIII 1927	232	—	—
Lisiogon (Noteć)	IX 1930	185	664	22,3
Bartne	6/VI 1907	183	1333	13,8
Krupiec	VIII 1929	177	684	25,8
Miłowanie	3/VIII 1927	168	—	—
Ustroń	21/VII 1908	162	1128	14,3
Bolechów	28/X 1895	151	—	—
Zaleszczyki	31/VIII 1927	145	875	17,2
Hrebenów	11/VII 1900	145	—	—
Brenna	21/VII 1908	145	949	15,2
Dukla	7/VII 1895	144	1466	10,0
Morskie Oko	31/VII 1926	143	1161	12,4
Roztoczny	21/VII 1908	141	2409	6,0
Brzyszczyki	V 1928	130	—	—
Bystrzyca	16/V 1911	130	553	23,5
Krzyżowa	IX 1930	125	—	—
Kossów M.	7/VII 1911	122	962	13
Pilzno	16/VII 1908	121	1005	12,2
Wełdzirz	26/VI 1925	121	944	13
Stryj	11/VII 1900	120	—	—
Krzemieniec	20/VIII 1927	120	802	15,0
Gdynia	3/4/VIII*)1932	119	600	19,8
Pohost Zachorodzki	VIII 1929	119,1	711	16,7
Porohy	26/VI 1925	117	—	—
Kołomyja	26/VI 1897	108	901	12,0
Dęblin	25/VII 1922	107	583	18,4
Istebna	VIII 1929	107	1053	10,2
Łowicz	VIII 1901	103	—	—
Hala Gąsienicowa	8/VIII 1930	100	1629	6,1
Dworek	V 1928	98	—	—
Chełm	VIII 1929	95	618	15
Skole	3/VI 1930	94	926	10,2
Warszawa	18/VII 1851	87	—	—
Pulmo	VII 1929	88	561	15,7
Zochocin	VI 1929	86	—	—
Nowy Sącz	VII 1928	84	599	14,0
Dermań	20/VII 1927	81	687	11,8

Przykłady powyższe wskazują, że opady dobowe w Polsce wszędzie przekraczają lub zbliżają się do 100 m/m, zaś w górach i na Podkarpaciu dochodzą do 200 m/m. Wyjątkowo wysokie opady dzienne stanowią przeciętnie 15% opadów rocznych, w rzadkich wypadkach przekraczają 20%.

Opady dzienne ponad 100 m/m w górach są względnie częste i zdarzają się prawie w każdej stacji, w dolinach są one rzadkim wyjątkiem.

Jeszcze bardziej zacierają się różnice pomiędzy poszczególnymi okolicami przy pomiarach opadów burzowych krótkotrwałych.

*) Od 4 rano dnia 3/VIII do 4 rano dnia 4/VIII.

Z kilkunastu stacyj ombrograficznych, jakie czynne były na terenie ziem polskich przed wojną w Małopolsce, najwyższą intensywność deszczu wykazały Przemyślany, położone na granicy Roztocza i płyty podolskiej, oraz Brzanówka w Tatrach. Zanotowano tam opad o natężeniu:

5	mm/min.	dla opadu trwającego	1 minutę
3,3	"	" " " "	9 "
3,1	"	" " " "	16 "
2,8	"	" " " "	21 "
2,3	"	" " " "	28 "
0,95	"	" " " "	1 g. — "
0,68	"	" " " "	2 g. — "
0,55	"	" " " "	3 g. — "

Prof. St. Rożański*) zebrał dane o nawalnych deszczach na terenie ziem polskich, i przyjmując kształt wzoru Hellmana:

$$I = a + \frac{b}{\sqrt[3]{t}},$$

podaje następujące wartości współczynników:

Dla Poznańskiego	$a = -0,400$	$b = +5,576$
" Pomorza	$a = -0,512$	$b = +5,640$
" Śląska	$a = -0,187$	$b = +4,829$
" Małopolski	$a = -0,365$	$b = +5,143$
" Polski środkowej jak dla Niemiec półn.	$a = -0,311$	$b = +3,522$

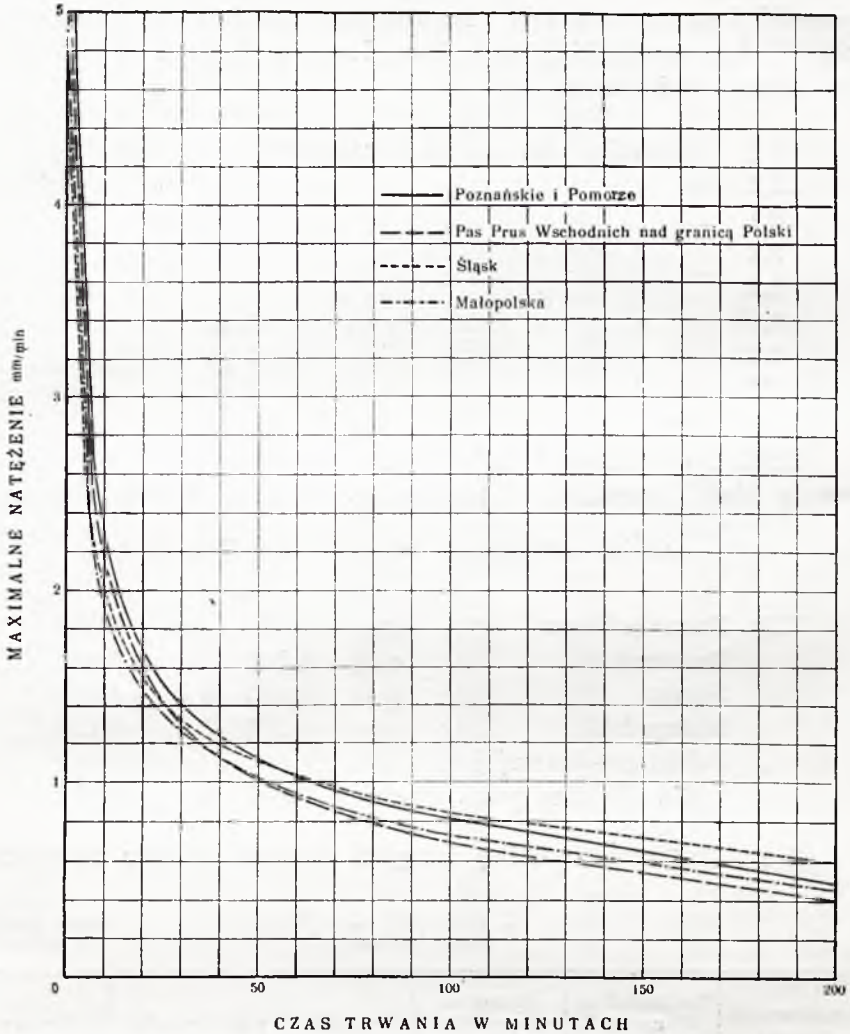
Stąd otrzymuje tabelkę natężeń deszczu w m/m na minutę:

TABELA XV.

Czas trwania deszczu	Poznańskie i część Pomorza	Pomorze w sąsiedztwie Prus	Śląsk	Małopolska	Niemcy
1	5,18	5,13	4,64	4,78	3,21
5	2,86	2,79	2,64	2,69	1,75
15	1,86	1,77	1,77	1,72	1,11
30	1,39	1,32	1,36	1,29	0,82
45	1,17	1,07	1,17	1,08	0,67
60	1,02	0,93	1,04	0,95	0,58
120	0,73	0,63	0,79	0,68	0,40
180	0,59	0,49	0,67	0,55	0,31

*) Dr. Adam Rożański; „Referat na pierwszy Zjazd hydrotechniczny 1929“.

Zależność tę w grafikonie podaje rys. 12.



Rys. 12.

Zależność natężenia deszczów nawalnych od czasu ich trwania na terenie ziem polskich.

Na uwagę zasługują obserwacje warszawskie, prowadzone od stu lat i posiadające również notowania deszczów krótkotrwałych. Dane te przytaczamy w poniższych tabelach w porządku chronologicznym:

TABELA XVI.
Deszcze burzowe w Warszawie

Data	Wysokość opadu w m/m	Czas trwania	Natężenie w m/m na godzinę	Data	Wysokość opadu w m/m	Czas trwania	Natężenie w m/m na godzinę
13. V. 1837	33,8	3h —	11,2	8. IV. 1889	12,1	0h 25'	29,0
20. VI. 1838	34,7	0h 45'	46,3	6. V. 1889	27,9	0h 58'	28,8
25. V. 1839	23,6	1h 45'	13,5	20. VI. 1889	36,3	1h 22'	26,6
2. VII. 1841	31,2	1h 25'	22,0	14. VII. 1889	47,6	2h 40'	17,8
22. IX. 1841	27,0	2h —	13,5	16. V. 1890	28,5	1h 45'	16,3
8. VIII. 1844	28,1	0h 30'	56,2	21. VII. 1890	35,8	3h 45'	9,55
23. V. 1844	29,9	0h 45'	40,0	28. V. 1891	12,5	0h 12'	62,5
14. VIII. 1844	22,4	1h —	22,4	23/24. VIII. 1891	41,1	8h —	5,12
30. V. 1845	25,2	1h 30'	16,8	28. V. 1891	4,5	1h 33'	2,90
6. VIII. 1847	19,6	0h 30'	39,2	9. VII. 1914	8,8	0h 30'	17,6
1. VIII. 1848	13,5	0h 30'	27,0	30. VII. 1914	8,6	0h 10'	51,6
13. X. 1848	16,8	1h —	16,8	1. VII. 1915	6,7	0h 28'	14,3
18. VII. 1851	86,6	6h 30'	13,4	14. VII. 1915	20,9	2h 39'	7,9
19. VI. 1853	23,59	1h —	23,6	10. VI. 1916	9,5	0h 26'	21,9
21. VI. 1855	36,4	0h 45'	48,6	15. VI. 1916	7,8	0h 25'	18,7
11. VII. 1855	8,6	2h 45'	3,13	28. VI. 1916	9,7	0h 20'	29,1
2. VII. 1857	20,0	2h 38'	7,60	17. VIII. 1916	40,5	1h 19'	30,7
7. VII. 1857	33,4	0h 50'	40,0	17. VIII. 1 16	30,8	0h 13'	142,0
7. VII. 1861	64,1	1h —	64,1	17. VIII. 1916	23,7	0h 9'	158,0
11. VII. 1861	16,0	0h 8'	121,0	19. VIII. 1916	11,5	0h 28'	24,7
16. VII. 1861	22,9	0h 56'	24,5	3. VII. 1918	13,7	0h 34'	24,2
12. V. 1862	22,5	0h 50'	27,0	5. VII. 1918	32,8	0h 14'	139,0
13. VII. 1862	6,0	0h 15'	24,0	25. VI. 1919	17,2	3h 12'	5,4
1. VII. 1863	9,0	0h 45'	12,0	22. VII. 1919	12,2	2h —	6,1
12. VII. 1864	30,4	1h —	30,4	25. VII. 1919	17,0	0h 45'	22,6
18. VI. 1865	44,5	1h 45'	25,2	29. VII. 1919	7,9	0h 10'	47,4
15. VI. 1869	45,7	0h 50'	55,0	14. VIII. 1919	19,6	1h 50'	10,7
8. VI. 1870	31,8	1h 30'	21,2	10. VIII. 1920	11,6	0h 10'	69,6
13. VII. 1870	22,6	1h 30'	15,2	21. VIII. 1920	12,9	1h 10'	11,0
4. IX. 1871	18,6	1h —	18,6	27. VIII. 1920	13,1	0h 18'	43,7
11. V. 1872	16,4	0h 35'	28,2	19. V. 1922	6,9	0h 7'	59,0
16. VI. 1872	14,6	0h 30'	29,2	19. V. 1922	7,8	0h 40'	11,7
21. VIII. 1872	41,4	2h —	20,7	25. VII. 1922	12,6	1h 9'	11,0
7. VI. 1873	23,5	1h 50'	12,8	24. V. 1925	8,3	0h 16'	31,0
29. VIII. 1874	33,7	1h 30'	22,5	26. VII. 1925	10,0	0h 6'	100,0
10. VII. 1875	12,0	1h 45'	6,8	27. VII. 1925	29,8	0h 20'	89,4
17. X. 1875	27,0	2h —	13,5	27. VII. 1925	19,8	0h 13'	91,7
14. VI. 1878	46,5	1h 15'	37,3	31. VII. 1925	14,7	0h 17'	52,0
26. VII. 1882	53,6	3h —	18,0	27. VIII. 1925	14,6	0h 51'	17,2
10. IV. 1889	13,0	0h 19'	41,2				

TABELA XVII.
Deszcze dobowe i kilkudniowe w Warszawie

Rok	Czas trwania deszczu			Rok	Czas trwania deszczu		
	1 dzień	2 dni	3 dni		1 dzień	2 dni	3 dni
1829	55,2	—	—	1834	20,0	—	—
1830	36,0	—	—	1835	39,9	—	—
1831	19,0	—	—	1836	21,8	—	—
1832	26,8	—	—	1837	50,9	53,3	56,4
1833	36,8	—	—	1838	34,7	34,7	34,7

Ciąg dalszy tabeli XVII.

Rok	Czas trwania deszczu			Rok	Czas trwania deszczu		
	1 dzień	2 dni	3 dni		1 dzień	2 dni	3 dni
1839	49,3	53,6	93,4	1888	73,3	87,7	101,0
1840	18,4	23,8	36,5	1889	47,6	55,0	55,6
1841	16,7	22,5	23,3	1890	35,8	41,9	45,5
1842	28,7	37,1	37,1	1891	41,1	62,4	66,8
1843	38,6	38,6	38,6	1892	21,7	31,7	32,3
1844	46,1	64,5	78,7	1893	32,3	35,7	39,4
1845	39,2	45,9	47,0	1894	32,4	36,5	37,2
1846	10,8	15,8	21,2	1895	31,3	32,1	35,8
1847	28,4	27,3	35,7	1896	26,7	26,7	26,7
1848	29,6	41,8	44,2	1897	38,5	49,7	51,1
1849	25,0	37,6	41,4	1898	24,8	40,1	45,4
1850	35,1	50,5	65,8	1899	33,4	60,3	84,0
1851	86,6	91,2	94,2	1900	43,3	60,8	64,0
1852	20,5	35,9	36,7	1901	40,5	54,0	55,4
1853	25,6	32,6	34,2	1902	21,8	28,8	29,1
1854	27,2	42,6	56,0	1903	27,2	37,1	45,9
1855	41,2	50,4	55,4	1904	22,2	30,3	33,6
1856	27,2	38,4	40,6	1905	26,6	30,9	36,1
1857	33,4	47,0	47,0	1906	47,4	47,9	47,9
1858	68,0	69,0	74,2	1907	38,1	39,1	39,1
1859	34,6	36,2	37,4	1908	43,8	44,9	45,3
1860	34,2	41,2	44,2	1909	38,6	39,3	39,7
1861	64,1	66,2	74,7	1910	32,1	40,1	51,8
1862	23,0	28,0	28,0	1911	41,4	77,2	81,8
1863	31,8	34,1	36,1	1912	62,5	104,5	109,2
1864	30,5	37,1	41,6	1913	40,1	40,1	44,4
1865	44,0	50,0	50,2	1914	36,6	36,9	37,1
1866	14,1	21,1	25,6	1915	33,1	31,0	35,9
1867	31,5	31,7	31,8	1916	38,7	38,7	43,0
1868	44,2	50,8	50,8	1917	19,8	25,3	38,7
1869	45,7	45,9	48,8	19 8	18,6	23,3	24,6
1870	36,2	38,4	42,5	1919	38,2	50,5	56,6
1871	45,0	60,5	60,5	1920	27,1	38,6	39,2
1872	41,4	44,1	47,6	1921	25,0	28,4	29,8
1873	31,7	32,8	42,7	1922	35,1	45,3	49,8
1874	35,6	40,1	44,3	1923	22,1	33,3	33,4
1885	19,6	31,0	40,1	1924	24,1	30,2	37,5
1886	30,9	32,7	33,0	1925	55,5	63,8	90,2
1887	31,2	31,3	40,5	1926	29,4	37,7	38,1

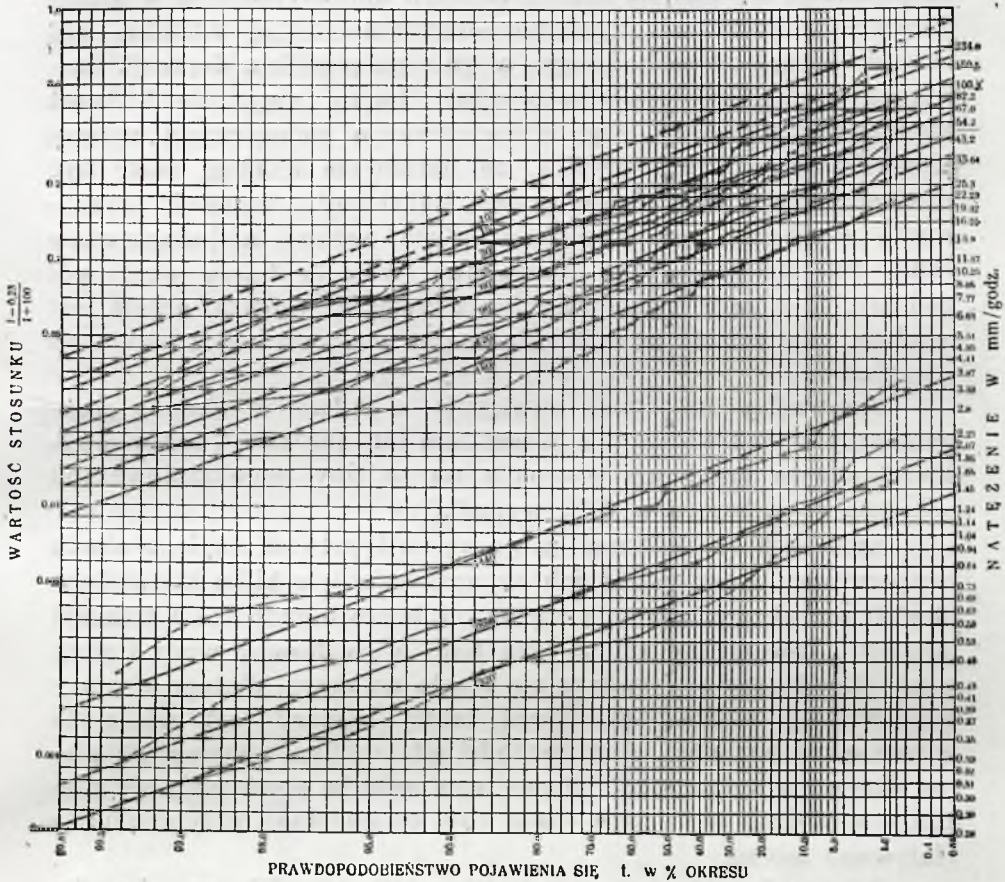
Na rys. 13 przedstawiono opady powyższe, uszeregowane według natężenia, w związku z prawdopodobieństwem ich występowania.

Poszczególne punkty obserwacyjne, połączone nieregularnymi prostymi łamanymi, zastąpiono następnie prostymi wyrównującymi.

Podziałka pozioma jest asymetryczną podziałką prawdopodobieństwa Goodricha*), pionowa — logarytmiczną. Odciętej 50%

*) Goodrich: Straight Line Plotting of Skew Frequency Data. Proceedings Am. S. C. E. 1926. Bliższe szczegóły o zastosowaniu rachunku prawdopodobieństwa do obliczeń hydrologicznych podano w rozdziale V.

odpowiadają przeciętne wartości na natężenia opadu, mogące się zdarzyć corocznie; odciętej 10% odpowiada maximum, zaś odciętej 90% minimum natężeń, zdarzających się raz na 10 lat.



Rys. 13.

Związek pomiędzy natężeniem i prawdopodobieństwem pojawienia się opadu dla deszczów o różnym czasie trwania na stacji Warszawskiej.

I jest natężeniem w mm/godz. t — procentem prawdopodobieństwa.

Badań nad natężeniem opadu w różnych punktach, objętych równoczesnym deszczem, brak w Polsce prawie zupełnie, posiadamy tylko kilkuletnie obserwacje na terenie miasta Lwowa i Warszawy. Jeżeli zaś chcemy oznaczyć ilość wody spadłej w czasie burzy, to musimy uwzględnić nie tylko zmienność natężenia w czasie i brać wartość średnią dla danego okresu, ale również uwzględ-

dnić zmienność natężenia w przestrzeni objętej deszczem i brać średnią dla całego terenu objętego deszczem nawalnym lub jego części będącej przedmiotem badań.

Z tego co wiemy o opadach burzowych w Europie wynika, że pojawiają się one na brzegu obszaru depresyjnego, a w szczególności w lecie od południowo-wschodniego jej odcinka, zaś w zimie raczej od zachodniego, wogóle po przejściu depresji. Szerokość terenu, objętego równocześnie burzą, sięga do kilkuset kilometrów, natomiast ciąg równoczesnego zadeszczenia wynosi 40 do 80 km. Z tego wynika, że burzowym opadem może być równocześnie objęty obszar ponad 10000 km². Szybkość przesuwania się burzy jest stosunkowo duża, wynosi niejednokrotnie około 100 km/godz, stąd przeciętne trwanie burzy około pół godziny, a z tego tylko część, acz zwykle większa, objęta jest opadem; natomiast burze lokalne są u nas związane z okolicami górskimi.

Przeważna ilość burz występuje w Polsce w okresie rocznym przy końcu wiosny i z początkiem lata (do 80%), zaś w okresie dziennym maximum przypada na godziny popołudniowe (od południa do wieczora w 80% wypadków).

Krótsze burze kilkuminutowe są następstwem nagłego skoku temperatury. Rozciągłość ich wynosi zaledwie kilka kilometrów (6—10) szerokości, zdarzają się nawet burze o szerokości kilkuset metrów. Towarzyszy im zwykle bardzo gwałtowny wiatr i silny opad. Kondensacja wytwarza się ciągle na nowo, dlatego chmury niełatwo się wyczerpują. Front takiej chmury jest właściwie wirem o osi poziomej, stąd pochodzi siła wichru, wyrwijąca nie raz drzewa z korzeniami. Burze tego rodzaju powtarzają się niekiedy w stałych odstępach czasu (np. co godzinę), przypominając sfalowane morze.

Odmienne od tych burz, o krótkim kilkukilometrowym froncie, przelatują burze gradowe. Często stanowią one wąski pas, jakby wkładkę w szerokim pasie burzy zwykłej.

Obok ilości i przebiegu opadów, duże znaczenie dla określenia klimatu posiada znajomość ilości dni z opadem i ich rozkład w ciągu roku. Pod tym względem w Polsce wielką rolę odgrywa odległość od morza, większą, niż wzniesienia nad poziom morza. Także „cień” pasm górskich nie pozostaje bez wpływu na zmniejszenie ilości dni z opadem.

Największą ilość dni z opadem, bo ponad 180, wykazują Tatry i Pojezierze bałtyckie, najmniejszą — obszary nad Bugiem, Prypecią, Dniestrem i na płycie podolskiej (poniżej 140). Większą

ilość dni wykazują góry i wyżyny (160—180), mniejszą — pasma wielkich dolin (140—160). Różnice te widoczne są też w rozłożeniu maximów i minimów. Na północy przeważają maxima zimowe, podczas gdy południe ma maxima letnie, minimum przypada zawsze w jesieni, choć zdarza się w różnych miesiącach.

Z wiosną najwięcej dni z opadami wykazują Tatry bo 55, najmniej Polesie, gdyż tylko 30, podobnie, lecz z mniejszym zróżnicowaniem (50—35) przedstawia się lato. W jesieni wybija się na pierwszy plan pojezierze z 45 dniami, gdy inne okolice wahają się od 0 (Pińsk) do 40 (Tatry i Lubelszczyzna). Bardzo silnie wzrasta ilość dni z opadem w zimie na Pojezierzu, bo do 50.

Kilka przykładów rozkładu dni z opadem podaje:

TABELA XVIII.

Stacja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Wilno	14	13	13	12	12	13	13	15	11	10	14	14	153
Suwałki . . .	18	15	16	16	14	15	16	15	12	14	17	18	184
Druskieniki.	13	11	12	11	11	13	14	13	10	9	13	14	144
Bydgoszcz .	18	15	17	14	14	13	15	14	13	13	16	17	179
Świsłocz . .	20	16	15	15	14	15	15	14	13	15	18	20	189
Poznań . . .	16	15	15	13	14	11	15	13	12	11	13	16	163
Warszawa .	16	14	14	14	13	13	15	13	11	12	14	16	164
Brześć . . .	13	12	12	13	12	12	13	12	9	10	12	14	144
Lublin	18	13	16	13	13	14	14	13	11	12	12	14	158
Chełm	13	11	11	11	11	13	13	12	9	10	12	14	138
Zdołbunowo	12	11	11	11	11	13	13	10	9	10	12	12	133
Kraków . . .	16	15	16	16	17	16	17	16	14	18	17	17	195
Rzeszów . .	13	13	10	11	12	13	13	12	11	12	12	13	144
Lwów	15	14	12	12	13	15	14	12	10	12	13	15	157
Żywiec . . .	15	15	16	17	19	19	18	17	14	14	15	15	194
Sanok	10	10	10	11	15	14	14	11	9	10	10	10	139
Wołoczyska.	12	11	11	10	12	13	13	10	8	10	12	12	134
Szczawnica .	13	14	13	12	14	16	15	13	10	10	10	14	153
Krynica . . .	12	12	12	14	15	16	15	13	11	11	11	13	155
Zakopane .	14	15	17	18	20	20	17	16	13	13	12	18	192
Stanisławów	12	11	11	11	13	15	13	10	8	10	10	11	132
Bohorod-													
czany	9	8	9	10	13	14	13	11	8	8	9	9	122
Horodenka .	11	10	11	12	16	15	15	11	9	11	12	11	143

Średnia zmienność w ilości dni z opadem waha się od 11 do 22 w ciągu roku, zaś od 2 do 5 w ciągu miesiąca.

Ilość i rozmieszczenie opadów łącznie z ilością dni, daje nam dopiero dane klimatyczne. Dobrym wskaźnikiem równomierności rozłożenia opadów, jest iloraz średniej sumy rocznej, przez średnią amplitudę miesięczną, t. j. różnicę między maximum a minimum miesięcznym. Iloraz ten waha się na terenie ziem polskich w bardzo obszernych granicach, bo od 5 do 18 i jest naturalnie

tem wyższy im rozkład opadów jednostajniejszy. Do najrównomierniejszych okolic należy Pojezierze (Kartuzy, Kujawy, Gopło, Włocławek) i pn. zach. część Wyżyny Małopolskiej. Największa nierównomierność istnieje w Karpatach wschodnich, w dolinie Dniestru, na Podolu w Miodoborach, na Wołyniu i w całym dorzeczcu Prypeci. Dość silnie uwydatnia się ona także w dolinie górnej Wisły i kilku jej dopływach. W dolinie Wisły względna nierównomierność sięga aż do jej ujścia.

Uwzględniając przytoczone powyżej dane, Merecki odróżnia w Polsce 4 różne dziedziny opadowe:

1) Dziedzina Bałtycka, z opadem mało zróżnicowanym i maximum późnoletnim tak co do wysokości, jak i częstości opadów;

2) Dziedzina niżu środkowo polskiego, z opadem silniej zróżnicowanym, z maximum ilościowym w lecie, zaś częstości w zimie.

3) Dziedzina wyżynno-górska, o silnie zróżnicowanym opadzie i zgodnych maximumach w ciągu późnej wiosny i wczesnego lata.

4) Dziedzina kontynentalna, o bardzo silnie zróżnicowanym opadzie, i zgodnym maximum tak co do ilości jak i częstości w początkach lata. Granicą tego obszaru kontynentalnego jest na północy — Roztocze, na południu — łańcuch Czarnohorski

Natomiast prof. Romer, uwzględniając prócz opadu i inne cechy klimatyczne, w swoim podziale Polski odróżnia w dziedzinie Bałtyckiej osobno klimat Pojezierza Pomorskiego i Wileńskiego.

ROZDZIAŁ II.

POMIARY I OBLICZENIA OPADÓW.

1. Stacje opadowe.

Pomiary opadów odbywają się na stacjach meteorologicznych. O ile jednak pomiar całego szeregu zjawisk meteorologicznych może się odbywać w miejscowościach względnie daleko od siebie położonych, to ogromna zmienność w rozmieszczeniu opadów, wymaga gęstszej sieci obserwacyjnej; dlatego posiadamy bardzo wiele stacji meteorologicznych, które prócz opadów żadnych innych zjawisk nie notują. Noszą one nazwę stacji ombrometrycznych lub opadowych i w niektórych państwach podlegają służbie hydrograficznej, a nie meteorologicznej. Dzieje się to dlatego, że w wielu okolicach gęstość sieci opadowych wystarczająca dla meteorologa, jest jeszcze zbyt szczupłą dla hydrologa, któremu zależy na możliwie ścisłym określeniu ilości spadłego deszczu w określonym czasie na określonej połącz kraju. Ustalenie tej gęstości jest bardzo trudne, zależy ona bowiem zarówno od właściwości terenowych, jak też i od celu do którego mają służyć obserwacje.

Stosunek ilości stacji opadowych do powierzchni terenu, oznaczanej w mirjametrach, nazywamy stosunkiem pluwiometrycznym.

Poniżej zamieszczamy kilka danych z państw posiadających rozwiniętą służbę hydrograficzną:

				Stosunek plu- wiometryczny
Włochy	1	stacja na	50 km ² (1928 — 4260 stacji)	2,01
Saksonja	1	" "	84 "	1,20
Szwajcaria	1	" "	110 " (1926 — 292 stacji)	0,91
Austria	1	" "	113 " (1921 — 733 stacji)	0,85
Prusy	1	" "	152 " (1926 — 2487 stacji)	0,66
Wirtembergja	1	" "	204 "	0,5
Francja	1	" "	250 " (1910 — 1763 stacji)	0,4
Bawaria	1	" "	223 "	0,33

W Polsce w r. 1931 istniało 1363 stacji opadowych t. j. 1 stacja na 285 km², ze stosunkiem pluwiometrycznym 0,35 (w tem 3 totalizatory i 122 pluwiografów). Sieć jest jednak niejednolita: w górnem dorzeczu Wisły wynosi ona 265 t. j. 1 na 188 km² (stosunek pluwiometryczny = 0,5), w dorzeczach górskich dopływów Wisły, np. Soły, nawet 1 na 47 km² (stos. pluw. = 2), gdy w innych okolicach spada stosunek pluwiometryczny poniżej 0,15. Z powyższych 1363 stacyj za rok 1930 nadeszło pełne obserwacje tylko 745 (t. j. jedna stacja na 521 km², stos. pluwiom. 0,19). Jeszcze gorszy wynik otrzymamy, biorąc pod uwagę ciągłość obserwacji w szeregu lat.

Zasięg poszczególnych stacji t. j. odległość na jakiej opady od stacji nie ulegają zmianie, podają różni autorowie dość rozmaicie. Hellman podaje odległość zaledwie $\frac{1}{2}$ km, natomiast nowsze badania wykazują, że w terenach płaskich można przyjąć koła o średnicy dochodzącej do 10 km. Lugeon dla Szwajcarii radzi przyjmować w terenach płaskich 1 km, w górskich $\frac{1}{2}$ km.

Odległość poszczególnych stacji od siebie może kilkakrotnie przewyższać zasięg jednakowego opadu.

Z powyższego wynikałoby, że o ile nie chodzi o deszcze nawalne, to w terenie górskim należy uważać jako pożądaną gęstość stacji opadowych nie przekraczającą 1 na 100 km², w terenie płaskim może natomiast wystarczyć 1 na 200 do 300 km².

Dla zbadania opadów burzowych, lub ścisłych pomiarów objętości opadu, np. dla budowy zbiorników, sieć pomiarowa musi być znacznie gęstsza. Przy pomiarach ombrograficznych, nawet w nizinach, konieczna jest gęsta sieć aparatów, natomiast wystarczą tu poszczególne tereny pomiarowe, a zbędną jest jednolita sieć ombrografów w całym kraju. W miastach dla celów kanalizacji jest pożądana gęstość sieci: 1 ombrograf na 5 km².

Jeżeli stacja opadowa ma odzwierciedlać stosunki panujące na większych przestrzeniach, musi być miejsce założenia dokładnie zbadane. Dla szczegółowego zbadania stosunków opadowych wysokogórskich, założono w dorzeczu potoku Mattmark w Szwajcarii, o powierzchni zaledwie 37 km² — 20 stacji ombrometrycznych. Okazały się różnice tak duże, że gradient wzrostu opadu z wysokością, który na stokach wschodnich wynosił 400 m/m na 100 m, zaś na stokach zachodnich 100 m/m na 100 m, spadł w dolinach osłoniętych do nieznaczonej cyfry 4 do 6 m/m na 100 m różnicy wysokości. Stacje szczytowe okazywały ogromne różnice w ilości opadów w zależności od ciągów wichrów na jakie były narażone. Tak np. 2 stacje prawie jednako wzniesione nad poziom morza, w oddaleniu od siebie zaledwie 1,3 km., wykazały:

	Wysokość	opad 1919	opad 1921	opad 1922
Hülmerboden	2700 m.	3094	2696	3190
Ruhstein	2780 m.	1217	1244	1530

Widać stąd jak wielkie ostrożności należy zachować przy zakładaniu stacji ombrometrycznych w górach. Na różnice w opadach wpływają także błędy aparatu. Lugeon*) podaje dla stosunków Szwajcarskich przeciętny błąd ombrometrów — 5%. Błąd ten spada przy użyciu osłony Niphera do 1—2%. Natomiast na szczytach górskich wynoszą te błędy od 10—43%, dochodząc w poszczególnych miesiącach do 98% (Rigicium w grudniu). Procent błędu wzrasta z wysokością i wynosi od 2,7% przy 400 m do 5,7% przy 1.750 m wysokości. Wysokość nad poziomem morza, nachylenie stoków, wystawa do słońca, sąsiedztwo roślinności, wszystko to będą czynniki warunkujące ten albo inny wynik pomiarów opadów. Nie chcąc mnożyć w nieskończoność ilości stacji ombrograficznych, należy umieścić deszczomierz w takim położeniu, które da warunki opadu przeciętne dla danej okolicy. Położenie takie nazywa Lugeon hydrograficznym środkiem ciężkości danego obszaru. W przybliżeniu będzie to środek ciężkości topograficzny (wysokościowy), z uwzględnieniem poprawki z tytułu różnej wystawy stoków. Ściśle zgodne położenie obu środków ciężkości będzie wówczas, jeśli związek między opadem, a wysokością nad poziomem morza jest prostoliniowy, jeśli jednak związek jest linią krzywą, wówczas trzeba wyszukać taki punkt w dorzeczu, w którym opady odpowiadają opadom jednostajnie rozłożonym w całym dorzeczu.

Do wykreślenia hydrologicznego środka ciężkości posługuje się Lugeon szwajcarskimi mapami, podającymi powierzchnię w odstępach wysokości co 100 lub 300 m i kreśleniem jak dla środka ciężkości wieloboku sznurowego powierzchni, a w związku z krzywą opadów wieloboku sznurowego, opadów dla danego dorzecza.

Wyszukawszy zatem środek ciężkości wysokościowy, należy na danej warstwy wybrać punkt taki, który przedstawiałby średnie warunki co do ilości opadów, a zatem któryby nie leżał ani na stronie dowietrznej (mokrej) pasma, ani w cieniu gór (strona sucha). Jeśli to niemożliwe, wówczas na tej samej warstwy należy umieścić 2 stacje w warunkach sobie przeciwnych. Ponadto pożądane jest umieszczenie stacji na szczytach i w głębi doliny.

*) Lugeon: „Précipitations atmospheriques, écoulement et hydroélectricité“
Paris — 1928.

Stacja ombrometryczna nie powinna się znajdować ani na linii wielkiego ciągu wiatrów, ani też w miejscu zbyt osłoniętem. W pierwszym wypadku rezultaty obserwacji będą za małe, w drugim za wielkie. To też przyrządy deszczomierzowe nie mogą się znajdować pod osłoną drzew ani w pobliżu domów, murów, parkanów i t. p. W razie konieczności, odległość umieszczenia od przedmiotu osłaniającego powinna co najmniej równać się wysokości danej osłony. Najlepiej nadają się do umieszczenia stacji ogrody lub obszerne podwórza, bez wysokich drzew. Ponieważ położenie stacji ogromnie wpływa na ilość faktycznie zmierzonych opadów, przeto położenia ombrometru nie powinno się zmieniać, a w razie koniecznej zmiany, daną stację należy traktować jako nową, nie porównując ze sobą wyników pomiarów z okresów przed i po zmianie.

Na ilość zmierzonych opadów ma ogromny wpływ wzniesienie aparatu nad terenem. Według doświadczeń amerykańskich, jeśli ilość opadu przy pow. ziemi wynosiła 100⁰/₀, to

na wysokości	13 m	nad terenem	wynosi	75 %
" "	25 m	" "	" "	64 "
" "	58 m	" "	" "	58 "

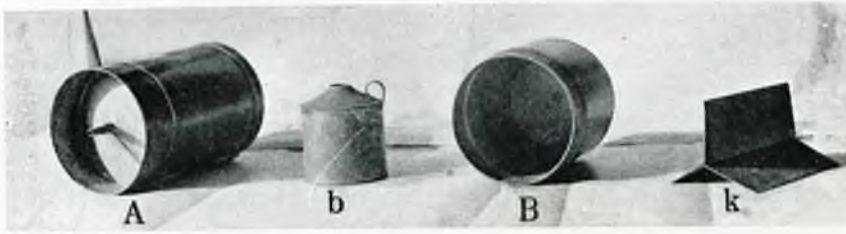
Według pomiarów Wild'a wynosiła ilość opadów, oznaczona na wysokości 1 m nad ziemią przez 100⁰/₀:

na wysokości	I i II	VII i VIII	Rok
2 m	90 ⁰ / ₀	99 ⁰ / ₀	96 ⁰ / ₀
3 "	97 "	98 "	94 "
4 "	77 "	98 "	92 "
5 "	71 "	97 "	90 "
25 "	27 "	89 "	70 "

W czasie silnych wiatrów ilość opadów spada na wysokości 25 m do 56⁰/₀ w lecie, zaś do 16⁰/₀ w zimie.

Bardzo ciekawe badania nad stosunkiem ilości opadu do naczynia deszczomierza i faktycznego opadu na powierzchnię ziemi przeprowadził dr. Koschmieder (Gdańsk)*). Z badań jego wynika, że deszczomierz wkopany w ziemię i osłonięty dookoła ochroną szczotkową w czasie wiatrów gromadził znacznie większe ilości wody. Stosunek ten dochodził w specjalnych warunkach i przy wietrze 15 m/sek do cyfry 2:1 w porównaniu ze zwykłym ombrometrem.

*) Referat na III konferencję hydrologiczną państw bałtyckich w Warszawie, 1930.



Rys. 14.
Deszczomierz typu Hellman'a używany w Polsce.



Rys. 15.
Miarka szklana do
mierzenia ilości opadu.

Z tych powodów ważnem jest nietylko niezmiennianie położenia każdego poszczególnego przyrządu, ale także umieszczenie wszystkich przyrządów w danym kraju na jednej i tej samej wysokości. W Polsce przyjęto, zgodnie z innymi sąsiednimi państwami, wysokość krawędzi naczynia 1 m nad terenem, jako podstawową do pomiaru ilości opadów.

Wobec wielkich zmienności zjawisk opadowych, pożądanym jest jak najdłuższy okres obserwacji, dla umożliwienia operowania wartościami przeciętnymi z długiego szeregu lat.

Zadaniem stacji ombrometrycznych jest pomiar ilości opadów we wszelkiej formie, a więc zarówno płynnej jak i stałej, w tym ostatnim wypadku zarówno pomiar objętości opadu stałego jak i wody w niem zawartej. To też stacje ombrometryczne muszą zawierać wszelkie w tym celu potrzebne przyrządy.

2. Przyrządy używane do pomiaru opadów.

Przyrząd, używany do pomiaru opadów, nazywamy *deszczomierzem* (ombrometr). W Polsce używamy deszczomierzy typu Hellmana, używanego w Niemczech i innych państwach z nami sąsiadujących. Jest to naczynie kształtu walca z blachy cynkowej, o wysokości 0,46 m, złożone z 2 oddzielnych części (rys. 14): górnej „A”, od wierzchu otwartej zaś u spodu zaopatrzonej w lejek, i dolnej „B”, w którą wstawia się zbiorniczek „b” na wodę opadową. Górny otwór walca ograniczony ostrą i sztywną, zwykle mosiężną krawędzią, mierzy okrągło 160 m/m średnicy, t. j. 200 cm² powierzchni. Krawędź otworu powinna być ułożona ściśle poziomo i powinna się znajdować 1 m nad terenem, zaś 0,1 m nad wierzchołkiem słupa, do którego ombrometr jest przytwierdzony. W ziemie wstawia się w górze naczynia krzyż blaszany (K), który ma rozprzeczować opad śniegowy równomiernie w całym naczyniu. Deszczomierz spoczywa na krzyżowej podstawie żelaznej, przyśrubowanej do słupa za pośrednictwem sztabki pionowej, na którą zachodzi przymocowane do naczynia ucho. Słup drewniany, długości 1,85 m, o przekroju 0,1×0,1 m, wkopuje się na głębokość około 1 m, przy czem naczynie powinno być umieszczone po stronie północnej słupa.

Pomiar odbywa się przez zdjęcie górnej części przyrządu, wyjęcie zbiorniczka „b”, wlanie jego zawartości do miarki szklanej opatrzonej podziałką umożliwiającą odczytanie warstwy wody z dokładnością 0,1 m/m (rys. 15).

Cyfry oznaczają wysokość opadów w milimetrach. Dla zmierzenia opadu stałego zdejmuje się cały przyrząd i ogrzewa się go dla stopienia nagromadzonego w nim śniegu, krup lub gradu. W miejsce zdjętego przyrządu wstawia się przyrząd zapasowy.



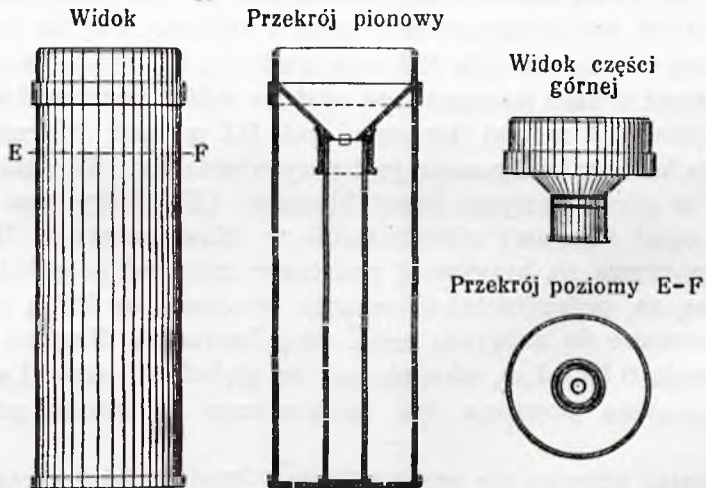
Rys. 16.

Deszczomierz typu francuskiego do bezpośredniego odczytywania wysokości opadu.

Na części ziem Polski (południowej) jest w niektórych stacjach w użyciu ombrometr nieco większy, o średnicy 0,252 m (500 cm²) i o płytce naczyńiu górnem, które w porze zimowej zupełnie się usuwa.

We Francji ombrometry mają średnicę otworu górnego 0,2 m, przyczem niektóre z nich pozwalają odczytać bezpośrednio ilość spadłego deszczu, ponieważ pomiędzy lejkiem a zbiornikiem znajduje się rura kalibrowana, w której zatrzymuje się woda (rys. 16).

Normalny deszczomierz używany w Stanach Zjednoczonych A. P. (rys. 17) ma średnicę otworu 11", zaś naczynia wewnętrznego 2,53" powiększa więc odrazu wysokość opadu dziesięciokrotnie. Do pomiaru śniegu część górną i środkową się usuwa.



Rys. 17.

Deszczomierz używany w Stanach Zjednoczonych.

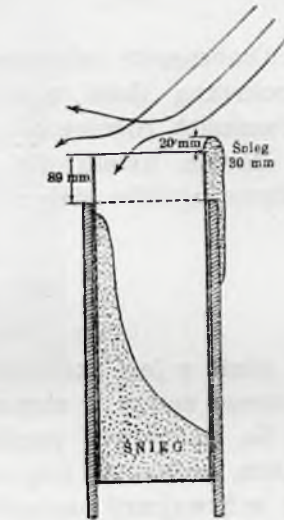
Największe niedokładności otrzymuje się przy pomiarze opadów śniegowych z powodu działania wiatrów: padający śnieg tworzy bowiem wówczas osłonę, niedopuszczającą części opadów śniegowych do zbiornika (rys. 18)

Skonstatowano w ten sposób błędy do 200% pomierzonego opadu. Dla zmniejszenia błędów stosuje się deszczomierze, zaopatrzone w specjalną ochronę, ułatwiającą chwytanie śniegu. Przykład ochrony używanej w Stanach Zjednoczonych A. P. okazuje rys. 19.

W Szwajcarii i krajach sąsiednich używaną jest podobna osłona typu Nipher'a. Berg znalazł następujące różnice w ilości opadów przy użyciu osłony Nipher'a w stosunku do pomiarów bez osłony:

Wiatr	śnieg suchy	śnieg mokry
0,3 m/sek.	+ 13%	+ 8%
7 m/sek.	+ 60%	+ 20%

Wiatr	deszcz słaby	deszcz silny
0,3 m/sek.	+ 8%	+ 1%
7 m/sek.	+ 10%	+ 1%



Rys. 18.

Niedokładności w chwytaniu opadów stałych.

Porównanie ilości opadów, zmierzonych w ombrometrach opatrzonych osłonami, dały w Szwajcarii w Sörna 1907/10 średnią nadwyżkę +10% (od 2% do 35% w poszczególnych miesiącach). Na stacjach wysokogórskich znaleziono:

w St. Bernard	1917/22	+ 43%	(od 19 do 61% w poszczeg. mies.)
w Rigi	1922/25	+ 25%	(od 3 do 98% " ")
w St. Gothard	"	+ 36%	(od 2 do 58% " ")

Stosowanie osłon może jednak spowodować błędy w kierunku odwrotnym, t. j. spostrzeżenia większe niż istotne opady. Badania Bastalnoffa i Witkiewicza w Moskwie (1916) wykazały, że zależnie od kształtu osłony, można w czasie wiatru prawie że dowolnie zwiększać ilość wody chwytanej do ombrometru.

Wspomniane wreszcie poprzednio badania próbne dr. Koschmiedera przeprowadzone na Śnieżce nad ombrometrami zakopanymi równo z ziemią i otoczonymi szczotką wykazały, że ilość wody stopionej ze śniegu, zmierzona w ombrometrach zwykłych

na słupie, wyniosła w pewnym wypadku, w stosunku do ilości zmierzonej w ombrometrze zakopanym, dla wiatrów o sile

8	12	16	20 m/sek
82 ^o / _o	65 ^o / _o	45 ^o / _o	25 ^o / _o

Ombrometr zakopany chwycił więc w czasie silnego wiatru czterokrotną ilość opadu śnieżnego. Na stacjach położonych w równinach różnice okazały się minimalne.

Horton ustalił dla Stanów Zjednoczonych poprawkę przy pomiarze opadów stałych, jeżeli się nie używa osłon:

$$\Delta^{\circ}/_o = \frac{1}{5} (\varphi - 35) + \frac{H}{100}$$

gdzie φ jest szerokością geograficzną, zaś H —wysokością nad poziomem morza w stopach.

Na podstawie porównania wyników pomiarów na różnych stacjach, proponuje Lugeon wprowadzić do obserwacji dokonywanych w Szwajcarii następujące poprawki dodatnie, wyrażone w procentach mierzonych opadów:

T A B E L A X I X .

wysok. nad p. m.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
400	7	6	4	3	2	1	1	2	1	2	3	4	2,7
700	7	7	7	4	2	1	1	2	1	1	3	4	2,4
1000	8	7	6	5	2	1	1	2	1	2	4	5	2,9
1250	9	8	8	7	3	2	2	2	1	2	5	7	4,4
1500	10	11	10	9	3	2	3	2	1	2	7	9	5,0
1750	15	15	16	12	4	2	3	3	1	2	8	13	5,7

Z przytoczonych wywodów okazuje się, że zagadnienie ścisłego pomiaru opadów w czasie silnych wiatrów, a zwłaszcza opadów stałych w górach, nie jest dotąd ostatecznie rozwiązane i znajduje się wciąż w stadjum badań i doświadczeń. Uzasadnia to tembardziej konieczność umieszczania deszczomierzy w możliwie najlepszych warunkach pomiaru.

Ilość wody, spadłej w postaci opadów stałych, mierzy się przez stopienie tychże opadów, a stosunek ilości wody otrzymanej ze stopienia opadów śniegowych do całej ilości wody zmierzonej w ciągu roku, nazywamy stosunkiem zaśnieżenia danego obszaru.



Rys. 19.

Deszczomierz zaopatrzony
w osłonę.



Rys. 21.

Totalizatory Mougina używane w Polsce.

Chcąc znaleźć stosunek wysokości warstwy spadłego śniegu do wysokości zawartej w nim wody, trzeba tę wysokość stale mierzyć. Do tego służą *śniegowskazy*. Są to łaty drewniane, o przekroju $2,5 \times 5$ cm z podziałem centymetrowym (czarno na tle czerwonym) wkopane w grunt tak, ażeby położenie zera podziałki odpowiadało powierzchni terenu (rys. 20).

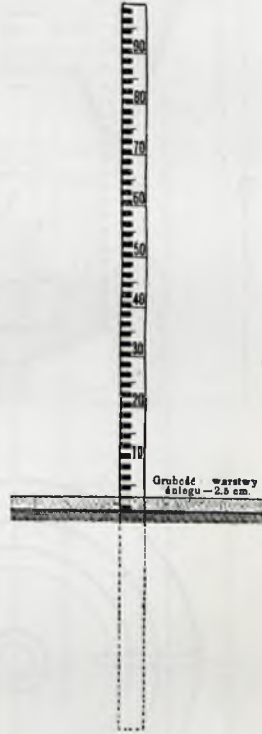
Śniegowskaz powinien być umieszczony w miejscu wolnym od zawiei i w połowie dnia wystawionem na działanie słońca (ogród, polanka leśna). Na łacie odczytuje się każdorazowy stan całej warstwy śnieżnej. Niezależnie od tego, należy odczytać grubość warstwy świeżo spadłego śniegu. W tym celu używa się zwyczajnej podziałki, zapomocą której odczytuje się grubość warstwy śniegu, zebranej w ciągu ostatniej doby na desce umieszczonej w pobliżu śniegowskazu. Po odczycie należy śnieg z deski zmieść.

Ponieważ pomiar warstwy śnieżnej na stacji ombrometrycznej nie może dać należytego obrazu o zaśnieżeniu większego obszaru, zwłaszcza w terenie górskim, przeto pożądanem jest rozmieścić w najbliższej od stacji okolicy maszty sygnałowe z poprzecznymi łatami, umieszczonymi co $\frac{1}{2}$ metra, na których zdaleka można ocenić grubość warstwy śnieżnej z dokładnością 1 decymetra.

Zawartość wody w warstwie śnieżnej jest bardzo różna. Zawartość w śniegu świeżym otrzymujemy bezpośrednio mierząc równocześnie wysokość warstwy śnieżnej i wodę ze stopienia śniegu. Natomiast zawartość wody w starej warstwie śniegu trzeba zmierzyć osobno. W tym celu wycina się, zapomocą dolnego naczynia z zapasowego ombrometru, walec ze śniegu o wysokości całej grubości warstwy. Zmierzywszy wysokość słupa, należy go stopić i wodę zmierzyć miarką ombrometru.

We Francji stół do mierzenia świeżego śniegu ma powierzchnię 1 m^2 . Śnieg świeży zbiera się w całości ze stołu do zbiornika, poczem go się waży lub mierzy stopioną zeń wodę.

W Stanach Zjednoczonych wycinają walec z warstwy śniegu zapomocą rury o średnicy 70 m/m dla stopienia lub zważenia.



Rys. 20.

Łata śniegowskazowa.

Zapas wody, zawartej w warstwie śnieżnej, tylko wówczas dostaje się w całości do odpływu, jeśli ziemia pod śniegiem jest zamrzniętą. Dlatego pożądanem jest przynajmniej na niektórych stacjach wykonywać równocześnie z pomiarami warstwy śnieżnej,

miarę zamrznięcia ziemi. W tym celu w okresach n. p. tygodniowych kopie się w pobliżu śniegowskazu dół i mierzy się w nim głębokość do jakiej dociera zamrznięcie ziemi.

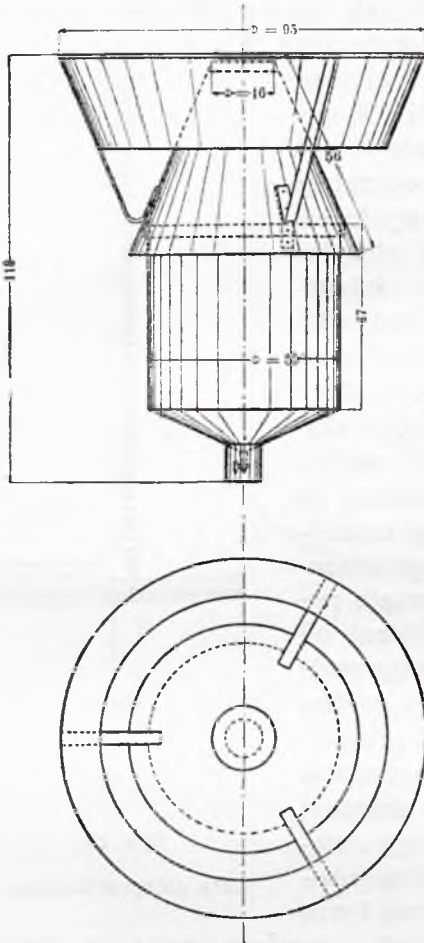
Zamrażanie w naszych okolicach nie przekracza zazwyczaj głębokości 1 m, a zależne jest od rodzaju gleby, a w szczególności od zawartości w niej wody.

Konieczność badania opadów na większych wzniesieniach, do których w ziemi nie ma dostępu, skłoniła meteorologów szwajcarskich, a następnie bawarskich, do użycia ombrometrów, w których można zebrać opady śnieżne z dłuższego okresu czasu i stopić na miejscu. Są to t. zw. *totalizatory Mougina*. Aparaty te mają względnie dużą pojemność, a otwór przez który śnieg wpada niewielki, przez co okres akumulacji może być względnie długi.

Topienie śniegu następuje zapomocą odczynników chemicznych. Do naczynia wlewa się roztworu chloru wapna, który

topi śnieg i utrzymuje go w płynnym stanie nawet przy temperaturze -30°C . Nadto wlewa się olej wazelinowy, który utrzymuje się na wierzchu i zapobiega parowaniu, nawet przy ogrzaniu się naczynia na słońcu.

Aparaty używane w Szwajcarii mają (rys. 21) otwór o średnicy 0,16 m. z ochroną Maurera (typu Niphera) o średnicy 1,30 m.



Rys. 22.

Totalizator Mougina używany w Bawarii.

Przez otwór ten opad 50 m/m daje jeden litr wody, zatem, zależnie od spodziewanej objętości, można używać większego lub mniejszego naczynia i większej lub mniejszej ilości roztworu (od 6—15 kg chlorku wapna i tyleż wody). Oleju wazelinowego daje się około $\frac{1}{2}$ litra. Wysokość aparatu 0,97 m.

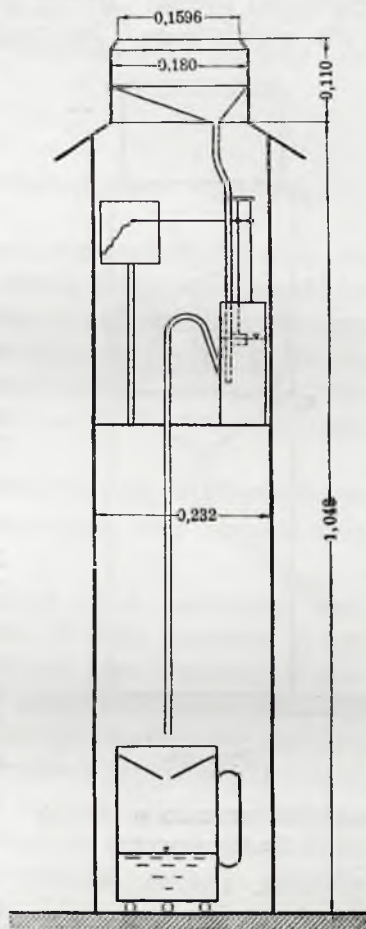
W Bawarii (rys. 22) aparaty są wyższe (1,13 m), ochrona węższa (średnica 0,95 m); naczynie o średnicy 0,5 m zawiera 5 kg. chlorku wapna i 1 litr oleju wazelinowego. W bardziej dostępnych miejscach ustawia się małe totalizatory, obsługiwane raz na miesiąc.

Pomiar objętości wody wykonuje się albo przez pomiar wysokości zwierciadła płynu w naczyniu od krawędzi po odjęciu objętości roztworu i oleju (błąd pomiaru zwykle in plus $1\frac{1}{2}\%$), albo przez ważenie aparatu przed i po [nagromadzeniu opadów, albo wreszcie, przez badanie stopnia rozcieńczenia roztworu (błąd pomiaru mniejszy od 1%).

Skutkiem zatykania się otworu śniegiem, tworzenia się skorupy lodu i śniegu i t. p., błędy są dość duże i dochodzą w sumie rocznej do 10% faktycznego opadu.

Pierwsze aparaty Mougin'a ustawiono w Polsce w Tatrach na Małej Łące. Obecnie istnieją 3, najwyżej położony na Żółtej Turni (2088 m) jest obserwowany od 10/7 1931 r.

Ombrografami albo *pluwiografami* nazywamy przyrządy, które rysują automatycznie krzywą związku pomiędzy opadem a czasem, pozwalając przez to odczytać zmiany w natężeniu opadu. Najczęściej polega konstrukcja ombrografu na umieszczeniu aparatu piszącego na pływaku, którego położenie zależne jest od stanu wody w naczyniu. Używany u nas ombrograf typu Hellmana — Fuessa, składa się w górnej części

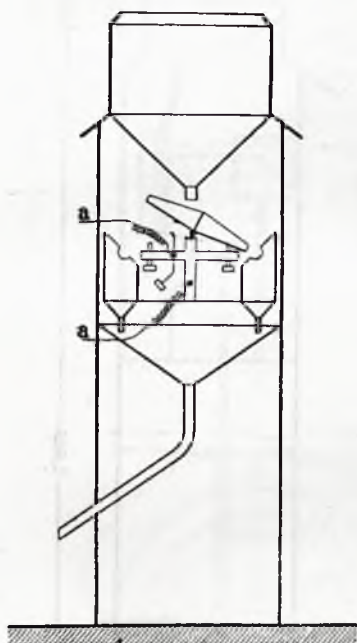


Rys. 23.

Ombrograf typu Hellmana-Fuessa.

ze zwyczajnego deszczomierza, którego lejek doprowadzony jest do drugiego naczynia, znajdującego się w budce.

W naczyniu tem na pływaku umieszczone jest, zapomocą trzonu i systemu dźwigni, piórko opierające się na bębnie, na którym nawinięty jest papier z podziałką poziomą—czasu, i pionową—wysokości opadu. Bęben wprawiany jest w ruch zapomocą przyrządu zegarowego. Naczynie z pływakiem posiada lewar szklany,



Rys. 24.

Ombrograf używany w Stanach Zjednoczonych.

tak umieszczony, że z chwilą wypełnienia się naczynia do wysokości, odpowiadającej górnej linii podziałki wysokości na bębnie, naczynie się automatycznie opróżnia aż do dolnej granicy tejże podziałki. Opróżnienie następuje do trzeciego naczynia umieszczonego na podłodze, a opad w niem zgromadzony możemy dla kontroli zmierzyć. Piórko w czasie opróżniania się naczynia kreśli linię pionową w dół i rozpoczyna ponowny wykres linii związku, o ile opad trwa dalej. W razie ustania opadu piórko kreśli linię poziomą. Cały aparat mieści się w budce blaszanej o wysokości 1,043 m i średnicy 0,232 m.

Aparaty większe, używane dawniej w Małopolsce, a wykonywane przez Gansera, mieszczą się w budkach drewnianych, do których może wejść obserwator, obsługujący ombrograf, opierają się jednak na tej samej zasadzie.

Wykres otrzymany z ombrografu przedstawia związek między opadem, a czasem w postaci linii całkowitej. Rzędna pionowa określa całą wysokość opadu, od dowolnego punktu początkowego, a więc, albo od linii poziomej t. j. od początku trwania deszczu, albo od dowolnego punktu w czasie. Nachylenie stycznej do krzywej związku daje każdoczesne natężenie opadu.

Inny system ombrografów używanych w Ameryce (Tipping-bucket), polega na umieszczeniu pod lejkiem ombrometru, sprzężonych na wspólnej osi dwóch naczynek, tak umieszczonych, że wypełnione naczynko nachyla się, woda wycieka do podstawionego naczynia, a równocześnie podsuwa się pod lejek drugie na-

czyńko. Każdy ruch naczynka notowany jest na liczniku, a znajomość objętości naczynek pozwala obliczyć sumę opadu. Normalnie odpowiada objętość naczynia $\frac{1}{100}$ " opadu, przy średnicy ombrografu 12". Równocześnie dokonuje się automatyczne liczenie czasu tak, że mamy gotowy związek między czasem i objętością, czyli natężenie opadu. Rejestracja ruchów może się dokonywać graficznie i może też być przesyłana na odległość przy pomocy sygnalizacji elektrycznej.

3. Rejestracja i obliczenia pomierzonych opadów.

Pomiar opadów na stacjach ombrometrycznych odbywa się normalnie raz dziennie, zawsze o tej samej porze we wszystkich stacjach (w Polsce o 7-ej rano). Otrzymaną wysokość opadu w ciągu ubiegłej doby zalicza się na dzień poprzedni, toż samo odnosi się do wysokości warstwy świeżo spadłego śniegu. Natomiast wysokość całej warstwy śniegu odczytana na śniegowskazie zapisuje się pod datą obserwacji.

Nadzwyczajne pomiary opadów wykonywa się w czasie ulew, najczęściej przy pomocy zapasowego naczynia, przy zanotowaniu czasu wystawienia i zdjęcia naczynia.

Wszystkie otrzymane wartości wpisuje się do dziennika spostrzeżeń opadowych, który zawierać musi: 1) datę pomiaru, 2) wysokość opadu, 3) rodzaj opadu i możliwie czas jego trwania, 4) grubość całkowitej warstwy śnieżnej, 5) grubość warstwy świeżo spadłego śniegu oraz 6) uwagi, w których pomieszcza się dane co do ilości wody w śnieżnej warstwie, głębokości zamarznięcia ziemi, a jeśli w danej stacji nie obserwuje się innych zjawisk meteorologicznych, to zamieszcza się w uwagach ogólną ocenę tych zjawisk, a więc stan pogody, siłę i kierunek wiatru, zmiany ciepłoty i t. p.

Rejestrowane w ciągu miesiąca opady są odsyłane do biura meteorologicznego, gdzie ulegają sprawdzeniu, poczem służą do dalszych obliczeń — przedewszystkiem sumy miesięcznej i ilości dni z opadem. Opadyienne rozdziela się podług intensywności opadu w różnie przyjętych granicach np. 0,8 m/m do 2 m/m, 2 m/m—10 m/m, ponad 10 m/m. etc. Nadto zaznacza się największy opad dzienny oraz opady krótkotrwałe burzowe z oznaczeniem czasu, o ile były przedmiotem obserwacji. Na podstawie sum miesięcznych opadów, kreśli się dla danego obszaru linje równego opadu. t. zw. izohyety, t. j. linje łączące punkty, w których w danym miesiącu

opad uzyskał tę samą wartość. Odstęp izohyjet miesięcznych wynosi zwykle 10 m/m.

Mając zebrane obserwacje z 12 miesięcy, można przystąpić do obliczenia rocznego opadu, rocznej sumy dni z opadem, procentowego rozkładu opadów na poszczególne miesiące, oraz do kreślenia na danym obszarze linii równego opadu rocznego (izohyjet rocznych) na tych samych zasadach, tylko przy zachowaniu odstępu między sąsiednimi linjami 50 lub 100 m/m opadu.

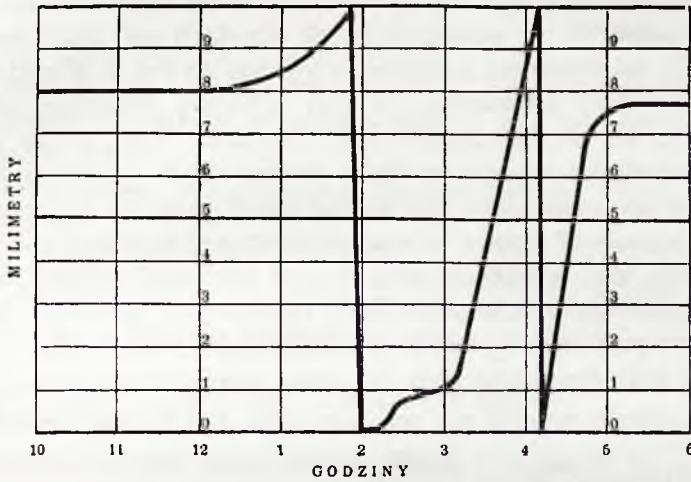
Z szeregu bezpośrednio po sobie następujących obserwacji, conajmniej z okresu 20 letniego, możemy przystąpić do obliczenia wartości normalnych, a to tak dla sumy rocznej, jak i dla sum miesięcznych, oraz liczby dni z opadem. Porównując te wartości z danymi z poszczególnych lat, otrzymujemy większe lub mniejsze różnice. Średnie wartości tych odchyłek, wyrażone w procentach wartości normalnych, dają nam zmienność opadu rocznego, czy miesięcznego, dla danej stacji.

Obserwacje totalizatorów dają nam od razu sumy za okres od jednej do drugiej obserwacji. Bezpośrednie ich zużytkowanie dla obliczenia wartości opadów rocznych lub miesięcznych, jest możliwe tylko przy pomocy pełnych obserwacji stacji sąsiednich, niżej położonych i musi dawać pewną sumę błędu. Dlatego zadowalamy się zwykle oznaczeniem sumy rocznej, starając się wykonać obserwację jak najbliżej dnia zmiany roku meteorologicznego.

Obserwacje ombrograficzne w naszym klimacie muszą być w zimie przerwane, ale też w czasie zimy nie ma opadów burzowych, a każda stacja ombrograficzna powinna być zarazem zwykłą stacją ombrometryczną dla której ombrograf jest tylko pomocniczym instrumentem dla pomiarów opadów intensywnych, a krótkotrwałych. Wykres ombrogramu przedstawia rys. 25.

Dobroć obserwacji ombrograficznych sprawdzamy, obliczając wysokość opadu w ciągu 24 godzin, w ciągu których gromadzimy opad w ombrometrze, i porównując go z tą właśnie ilością.

Obsługa ombrografu polega na założeniu w swoim czasie (raz na dzień lub co kilka dni, zależnie od konstrukcji), na bębnie nowego paska papieru z podziałką i zanotowaniu daty. O ile w poprzednim dniu nie było żadnego opadu, można na jednym pasku z podziałką dopuścić kilkakrotny obrót bębna, nawet wtedy gdy opady są, ale nieznaczne. Naturalnie, że zegar ombrografu musi być perjodycznie nakręcany, położenie piórka sprawdzane ze stanem wody w naczyniu, zaś piórko zaopatrzone w atrament, a daty kontroli zanotowane na wykresach.



Rys. 25.

Ombrogramy (wykresy aparatów ombrograficznych).

Jeżeli na niewielkim terenie działa kilka ombrografów, dla ustalenia zasięgu ulew i badania różnic w ich natężeniu, wówczas należy z wielką dokładnością zakładać paski z podziałką i regulować chód ombrografów, ażeby otrzymać synoptyczny obraz przebiegu ulewy. Również wskazaniem jest do tego rodzaju obserwacji użyć przyrządów jednego typu i wielkości.

Od sumienności w prowadzeniu rejestracji spostrzeżeń, zależy wartość tych obserwacji, dlatego też konieczną jest pod tym względem umiejętna kontrola stacji opadowych.

Badania hydrologiczne wymagają nie tylko znajomości ilości i zmienności opadów w poszczególnych stacjach meteorologicznych i w różnych okresach czasu, ale także ilości opadów, jaka w pewnym okresie czasu, lub skutkiem pewnego specjalnego deszczu, spadła na określoną połączoną część kraju. Zazwyczaj odnosi się to do całości lub części zlewni (dorzecza) jakiegoś ścieku.

Obliczenie to jest proste wówczas, jeśli mamy do czynienia z terenem mało zróżnicowanym pod względem topograficznym, na którym stacje meteorologiczne są równomiernie rozmieszczone, zaś obliczenie odnosi się do dłuższego okresu czasu, a więc przynajmniej roku. W tym wypadku dla otrzymania ilości opadów w danym okresie, może wystarczyć obliczenie średniej arytmetycznej z opadów pomierzonych w poszczególnych stacjach, i pomnożenie tej wartości przez pole badanego terenu, według wzoru:

$$Q = H_{sr} A$$

Jeżeli jednak stacje nie są rozmieszczone równomiernie, a różnice sum opadów w poszczególnych stacjach są dość duże, np. ponad 10% od wartości średniej, wówczas nawet w płaskich terenach nie możemy poprzestać na tym prostym sposobie, ale musimy uciec się do szczegółowych obliczeń. Tam, gdzie zmiany w konfiguracji terenu nie są duże, można użyć dogodnej metody, polegającej na oznaczeniu dla każdej stacji pola, na którym przyjmuje się wysokość opadu równą pomierzonej w danej stacji. Pola te otrzymują się, łącząc ze sobą linjami prostymi punkty na terenie przedstawiające położenie stacji opadowych, połowiąc te linje, i kreśląc w punktach podziału prostopadłe. Prostopadłe te będą granicami pola przynależnego do danej stacji.

Ilość opadu wyrazi się wzorem: $Q = \Sigma AH$, zaś średni opad na całym terenie: $H_{sr} = \frac{\Sigma AH}{\Sigma A}$.

W bardziej zawiłanych przypadkach musimy uciec się do wspomnianego poprzednio kreślenia warstwicy równego opadu czyli t. zw. izohyjet.

Przedewszystkiem jednak należy się zorientować, czy dane otrzymane z pomiarów bezpośrednich wystarczają do dokładnego obliczenia opadów, a więc czy stacje deszczomierzowe uwzględniają te wszystkie czynniki, które wpływają na ilość rejestrowanych opadów. W pierwszej linii chodzić tu będzie o należyte uwzględnienie w rozmieszczeniu stacji topografji terenu, inne bowiem czynniki podstawowe, jak oddalenie od morza, kierunek wiatrów mokrych, kierunek pasma górskiego, są dla danego terenu albo niezmiennie, albo wpływ ich jest względnie nieznaczący.

Jeżeli ilość stacji, znajdujących się w badanem dorzeczu, nie wystarcza do dokładnego określenia ilości opadów, musimy znaleźć związek, jaki zachodzi pomiędzy wysokością opadów, a wzniesieniem stacji nad poziom morza, i zapomocą tego związku obliczać opad w tych punktach dorzecza, w których jego znajomość jest konieczna. Obliczenie takie możemy przeprowadzić tylko dla opadów z dłuższego okresu, a więc dla opadów rocznych lub t. zw. normalnych. Związek ten musimy ustalić dla każdego dorzecza lub też części kraju o jednakich warunkach klimatycznych, natomiast kształt funkcji możemy zgóry założyć na podstawie szeregu dotąd przeprowadzonych badań.

Najdokładniej ujął ten związek Rigggenbach, układając następującą zależność:

$$H = H_0 + a \cdot h + b \cdot \text{tg } \alpha_j$$

gdzie:

H_0 — opad znany na stacji niżej leżącej;

a — wzrost opadu na jednostkę wzrostu wysokości terenu;

h — wzniesienie terenu szukanego punktu nad położeniem terenu znanej stacji;

b — współczynnik, określający wpływ nachylenia stoku (doświadczalny);

α — kąt nachylenia stoku.

W konkretnym przypadku pewnego terenu w Szwajcarii, określili Huber na podstawie powyższego wzoru zależność:

$$H = 793 + 0,414 h + 386 \operatorname{tg} \alpha$$

Mathias zmienił nieco kształt wzoru i oznaczył na podstawie pomiarów opadów w 1400 stacjach francuskich, zależność ważną dla całej Francji:

$$H = H_0 + K \cdot h - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{100} \right)^2$$

gdzie K waha się w granicach od 0,6 do 0,9.

Jeszcze inaczej określił ten związek Wussow, opuszczając nachylenie stoku:

$$H = H_0 + 44 - \sqrt{44^2 - h^2} - 80 h$$

przyczem H wyrażone jest w decymetrach, zaś h w hektometrach.

Zupełnie odmienną formę wzoru, uwzględniającą inwersję, wprowadza Coutagne, a za nim Lugeon, określając wysokości obu stacji, znanej i szukanej ponad poziom morza w relacji:

$$H = H_0 e^{-k(h-h_0)^2}$$

gdzie k zależy od nachylenia stoku, zaś H_0 jest największym prawdopodobnym opadem, przy wysokości h_0 nad poziomem morza.

Pomiary opadów w Szwajcarii wyraźnie wskazują na krzywoliniowy związek między wysokością nad poziomem morza, a wysokością opadu. Punkt przegięcia krzywej leży tam na wysokości 2000 m nad p. m. zaś maximum na wysokości 3500 do 4000 m. nad p. m., poczem ilość opadów zaczyna się zmniejszać z dalszym wzrostem wysokości, zgodnie z powyższym wzorem.

Obliczanie wysokości opadów na podstawie wyżej przytoczonych wzorów jest bardzo żmudne, wymaga bowiem dla każdego nowego punktu lub grupy punktów obrania nowej stacji podstawowej, i ustalenia stałych współczynników, zwłaszcza przy zmie-

niającem się nachyleniu stoków. Dlatego korzystamy z tej metody tylko w razie konieczności ekstrapolacji poza istniejące pomiary faktyczne.

Natomiast w górach niezbyt wysokich, gdzie nie spodziewamy się inwersji jak np. u nas, oraz przy opuszczeniu opadów w sąsiadujących z nimi nizinach i gdy ekstrapolacja nie jest zbyt wielka, możemy z wystarczającą dokładnością użyć relacji znacznie prostszej, a mianowicie prostoliniowej o kształcie:

$$H = a + b \cdot h$$

w której wartość współczynników możemy oznaczyć z dwóch skrajnych wartości znanych, między którymi chcemy interpolować.

Jeżeli ilość obserwacji znanych jest większa, lub jeśli chodzi o ekstrapolację, wówczas lepiej użyć większej ilości spostrzeżeń, z których obliczymy współczynniki a i b . Otrzymujemy wówczas szereg równań:

$$\begin{aligned} H_1 &= a + b h_1 \\ H_2 &= a + b h_2 \\ &\dots \dots \dots \\ H_n &= a + b h_n \end{aligned}$$

z których, mnożąc kolejno przez H i h , oraz sumując, otrzymujemy dwa równania:

$$\begin{aligned} \Sigma H^2 &= a \Sigma H + b \Sigma H h \\ \Sigma H h &= a \Sigma h + b \Sigma h^2 \end{aligned}$$

Z równań tych obliczymy niewiadome a oraz b .

Bardzo często stacje położone na tym samym poziomie, skutkiem działania innych czynników, mają różne wysokości opadów. Wówczas lepiej zgrupować szereg stacyj, leżących na podobnym poziomie, w jedną całość i dla tej grupy obliczyć średnią arytmetyczną. Dwie w ten sposób ustalone wartości opadów, o ile możliwości jak najdalej od siebie oddalone, posłużą do bezpośredniego obliczenia niewiadomych współczynników. Próbné badania najdogodniej wykonywać graficznie.

Jako przykłady związków prostoliniowych zacytuujemy równanie Hellmana dla Czarnego Lasu:

$$H = 630 + 0,81 h$$

Rehbocka dla Oporu:

$$H = 530 + 0,666 h$$

Pomianowskiego dla Tatr:

$$H = 1,875 h - 537 \quad (H - \text{w m/m}, h - \text{w m})$$

Pomianowskiego dla Sanu:

$$H = 0,833 h + 500$$

$$\text{(dla roku suchego } H = 0,75 h + 210$$

$$\text{dla „ mokrego } H = 1,07 h + 650)$$

Wzór dla Nowej Anglii (Stany Zjednoczone):

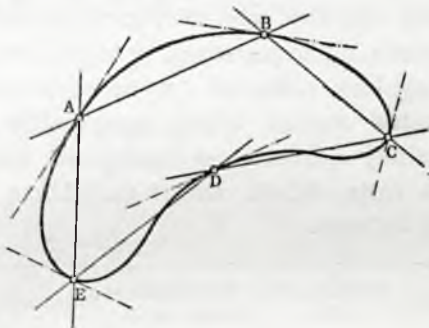
$$H = 35 + 7.5 h$$

S. A. Hilla dla Himalaji:

$$H = 1 + 1,92 h - 0,4 h^2 + 0,02 h^3$$

$$(H \text{ w calach}, h \text{ w } 1000 \text{ stóp})$$

Mając w ten sposób uzupełnioną sieć punktów o znanej wysokości opadów, możemy przystąpić do kreślenia linii równego opadu (izohyjet), łącząc ze sobą punkty o tej samej wysokości opadów najpierw liniami prostymi, a następnie połowiąc kąty zamknięte dwiema sąsiednimi liniami. Prostopadłe, wyprowadzone w punkcie przecięcia dwóch sąsiednich linii łączących, dadzą styczne do poszukiwanej izohyjeti.



Rys. 26

Kreślenie linii równego opadu.

W terenach mocno pofałdowanych, ten sposób kreślenia wymagałby obliczenia bardzo wielkiej ilości punktów. Możemy sobie zadanie uprościć, wyznaczając brakujące dane wysokości opadów tylko dla punktów charakterystycznych, jak wierzchołki, przełęcze, punkty w dolinie i t. p. samo zaś kreślenie izohyjet wykonując przy pomocy mapy topograficznej posiadającej warstwice wysokościowe terenu.

Gdybyśmy wkońcu posiadali stacje umieszczone w wspomnianych w poprzednim rozdziale środkach ciężkości hydrograficznych poszczególnych zlewni, wówczas możnaby bezpośrednio,

na podstawie tych zasadniczych punktów, wykreślić izohyjetę lub wprost obliczyć ilość spadającego deszczu, jak w metodzie pierwszej.

Obliczenie ilości opadu zapomocą izohyjet jest rzeczą bardzo prostą. Planimetrując przestrzeń, ograniczoną dwiema sąsiednimi izohyjetami, otrzymujemy powierzchnie: A_1, A_2, A_3 i t. d. dla których opad będzie się wyrażał cyfrą: $\frac{H_1 + H_2}{2}, \frac{H_2 + H_3}{2}$ i t. d., a stąd cała ilość deszczu, spadłego na dany teren, wyrazi się równaniem:

$$Q = \sum A_n \frac{H_n + H_{n+1}}{2}$$

zaś średnia wysokość opadu na danym terenie:

$$H_{sr} = \frac{\sum A_n \frac{H_n + H_{n+1}}{2}}{\sum A_n}$$

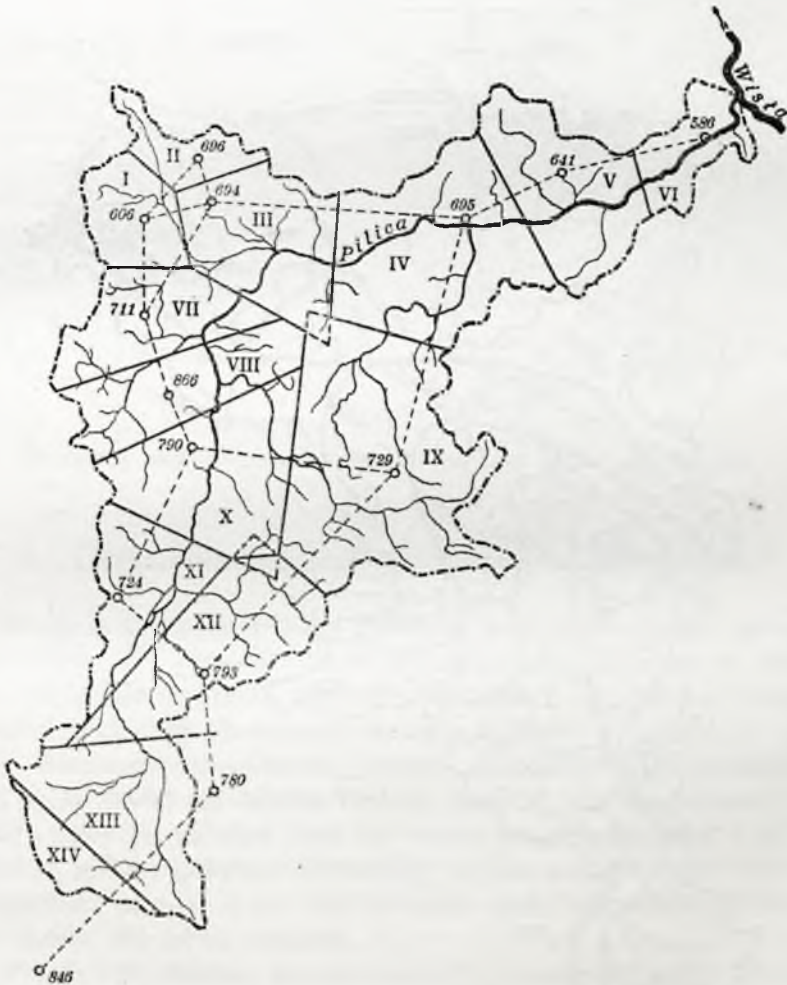
Na krańcach dorzecza nie będziemy mieli punktów o stałych różnicach wysokości opadów, ale bardzo różnorodne ich wartości. Opad zatem na polach, ograniczonych granicą dorzecza i najbliższą izohyjetą trzeba osobno obliczać, wypośredkowując dla każdej figury właściwy opad średni, który otrzymamy obliczając średni opad wzdłuż granicy dorzecza, a następnie, zależnie od kształtu figur zamkniętych linią działu wód i najbliższą izohyjetą, wielkość opadu na tej figurze.

Pola	Powierzchnia	Wysokość opadu m/m	Suma opadu
I	372	606	225,432
II	257	696	178,872
III	693	694	480,942
IV	1098	695	763,110
V	709	641	454,469
VI	331	586	193,966
VII	549	711	390,339
VIII	569	866	492,754
IX	1563	729	1139,427
X	840	790	670,710
XI	548	724	396,752
XII	765	793	606,645
XIII	756	780	589,680
XIV	196	846	165,816
Suma	9255		6.748,914

$$\text{Opad średni} = \frac{6748914}{9255} = 729 \text{ m/m}$$

Jeśli ostatnia izohyjeta przebiega dość blisko granicy dorzecza, wówczas wystarczy przyjąć opad na granicy równy tej izohyjecie.

Na rys. 27, przedstawiającym zlewnię Pilicy, obliczono ilość spadłego deszczu dwiema metodami. Metodą pierwszą (rys. 27a), otrzymano dla poszczególnych powierzchni przynależnych do poszczególnych stacji opadowych wyniki zebrane w powyższej tabelce; natomiast drugą metodą (rys. 27 b) otrzymano :



Rys. 27-a.

Obliczenie ilości spadłego deszczu metodą powierzchni o równym zadeszczeniu.

Pow. w klm. ²	Wys. opadu w mm.	Opad w 1000 m ³
310	625	193750
1361	675	918675
673	625	420625
217	585	126946
2060	725	1493500
3528	775	2734200
401	825	330825
33	860	228380
279	725	202275
393	810	318330
9255		6767505

$$\text{Opad średni} = \frac{6767505}{9255} = 731 \text{ m/m}$$

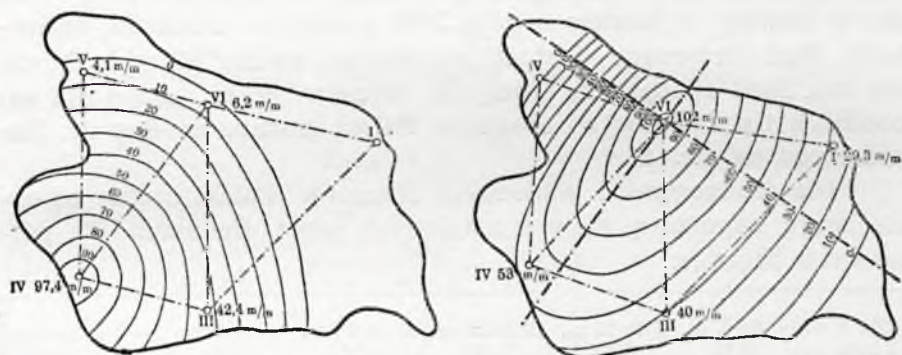


Rys. 27b.

Obliczenie spadłego deszczu metodą linii
równego opadu (izohyjet).

Zapomocą izohyet możemy również obliczyć opad, spadły w krótszym przeciągu czasu np. w miesiącu, w ciągu kilku dni, a nawet w czasie deszczu nawalnego, o ile mamy gęstą sieć ombrografów. Pamiętać tylko należy, że obliczanie brakujących danych zapomocą związku z wysokością, możliwe jest tylko dla normalnych opadów rocznych i miesięcznych i zwykłych rocznych, w innych wypadkach użyć możemy jedynie danych, otrzymanych z bezpośrednich pomiarów na stacjach deszczomierzowych.

Przykład pomiaru ilości opadów, spadłych w czasie dwu deszczu nawalnych we Lwowie, przedstawia rys. 28.



Rys. 28.

Przykłady linii równego natężenia opadu dla deszczu nawalnego.

4. Obliczenia maximalnych opadów burzowych.

Badania faktycznej ilości spadłego w pewnym czasie deszczu, są potrzebne dla ustalenia związków pomiędzy opadem a odpływem, względnie stratami, czyli dla ułożenia t. zw. bilansu wodnego. Natomiast, przy deszczach krótkotrwałych, a zwłaszcza przy t. zw. deszczach nawalnych, zwykle poszukuje się maximalnej ilości wody jakiej na danym terenie możemy się spodziewać. Ponieważ ilość ta zależna jest od czasu trwania deszczu i od powierzchni terenu objętego deszczem, przeto, na podstawie szeregu spostrzeżeń, można dojść do związku tych czynników z natężeniem opadu dla danej okolicy.

Przedewszystkiem należy określić charakterystykę deszczu nawalnego. Kryterjum natężenia będzie różne dla różnych okolic. Tak np. Meyer podaje dla Stanów Zjednoczonych w przeliczeniu na miarę metryczną:

Czas trwania (min)	5	15	30	60	} Jako minimum uważane za deszcz nawalny
Wysokość opadu (m/m)	6,5	9	13	26	
Natężenie (mm/min)	1,3	0,6	0,433	0,433	

Wartości te odnoszą się do pomiarów w poszczególnych punktach, a nie do opadów nawałnych na określonych przestrzeniach.

Mając wielką ilość obserwacji można oznaczyć dla rozmaitych okresów czasu maximalne wartości opadów z deszczu nawałnego, a następnie powiązać te wartości w jeden związek. Tak np. w Bawarii wykonano z górą 7000 pomiarów deszczów nawałnych. Stąd otrzymano wartości maximalne, według których oblicza się tam ilość opadów dla różnych okresów czasu. Dane dla zachodnich i południowych obszarów Polski podano według dr. Rożańskiego na str. 45.

Dla środkowych i północnych obszarów Polski można na razie liczyć zapomocą danych ustalonych przez Hellmana dla północnych Niemiec:

Dla $t =$	1 do 5 m.	6 do 15 m.	16 do 30 m.	31 do 45 m.	45 do 60 m.	1—2 g	2—3 g
$I_{m/m} =$	3,19	2,57	1,87	1,37	0,99	0,85	0,45

W innych warunkach klimatycznych mogą natężenia minutowe deszczów nawałnych wzrosć wcale znacznie. Tak np. w Stanach Zjednoczonych A. P. zanotowano w ciągu dwudziestolecia następujące maximalne wartości:

Dla $t =$	5	10	15	20	30	40	50	100 min
$I =$	6	4,7	4	2,6	2,2	1,9	1,9	1,7 m/m

Znając maximalne opady dla poszczególnych czasów trwania deszczów, można zależność między jednostkowym natężeniem opadu, a czasem jego trwania, wyrazić zapomocą odpowiedniego wzoru. Wzorów takich istnieje wiele o najrozmaitszym kształcie, począwszy od najprostszych, aż do bardzo zawikłanych. Kilka z nich przytoczymy. Bardzo często spotykamy powyższy związek w formie:

$$I = \frac{a}{\sqrt[3]{t}} - b$$

Z innych licznych form przytaczamy przykładowo:
dla Alp:

$$I_{m/m} = 10 \sqrt{t_{min}}$$

dla Medjolanu:

$$I = \frac{1200}{\sqrt{t}} \text{ w l/ha i sek.}$$

„ Aten:

$$I = \frac{1000}{\sqrt{t}}$$

„ Augsburga:

$$I = \frac{1070}{\sqrt{t}}$$

„ Hannoveru:

$$I = \frac{400}{\sqrt{t}}$$

Dawniejsze wzory amerykańskie podają w calach i minutach:
dla Saint Louis:

$$I_{l/min.} = \frac{56}{(t+5) 0,85}$$

„ Kansas:

$$I = \frac{210}{t+4} \text{ i t. d.}$$

5. Zastosowania obliczeń deszczów burzowych do projektów kanalizacji miast.

Znajomość natężenia deszczów krótkotrwałych jest potrzebna dla wielu robót technicznych, przede wszystkim dla obliczenia sieci kanalizacyjnej miejskiej. Ponieważ wchodzi tu w rachubę czasy trwania od kilkunastu minut do kilku godzin (te ostatnie przy zlewniach bardzo rozległych) utarł się zwyczaj wyrażania natężeń nie w m/m na minutę, lecz m/m na godzinę, w tym tylko celu, aby uniknąć wielu cyfr poza kropką dziesiętną, i wyrażać natężenie cyframi pełnych i dziesiątych części milimetra.

Obliczenia Hellmana i prace kanalizacyjne Lindleya wykazują, że deszcze nawalne, o wysokim natężeniu, występują prawie w tych samych wartościach natężenia w granicach bardzo wielkich obszarów środkowej Europy. W Polsce dla projektów kanalizacji Warszawy i Lwowa zebrane dane dają się ująć w związku następujące:

Lwów:

$$I = \frac{250}{\sqrt[3]{t}} - 20 \text{ mm/g.}$$

Warszawa, deszcze nawalne zwykłe: $I = \frac{370}{(t+3)^{2/3}}$ mm/g.

„ deszcze wyjątkowe: $I = \frac{1000}{(t+3)^{2/3}}$ mm/g.

Hellman podaje dla środkowych Niemiec natężenie:

$$I = \frac{218}{\sqrt[3]{t}} = 16,66 \text{ mm/g.}$$

Dla Petersburga ustalono aż trzy związki niżej podane:

$$I = \frac{390}{t^{2/3}}; \quad I = \frac{216}{t^{0,588}}; \quad I = \frac{139,68}{t^{0,5}} \text{ mm/g.}$$

Zaznaczyć trzeba, że tak wzór Hellmana, jak i niezależnie od niego wyznaczony wzór dla Lwowa, mają niewłaściwą formę matematyczną, gdyż dla czasu

$$t^0 = \left(\frac{250}{20}\right)^3 \text{ względnie } t_0 = \left(\frac{218}{16,66}\right)^3$$

natężenie I będzie równe zero, dla czasów dłuższych stanie się ujemnem, co jest oczywiście niezgodne z rzeczywistością. Wzory te mają zatem ograniczony zakres swego stosowania.

Max. suma opadu będzie dla czasu:

$$\frac{d(I.t)}{dt} = 0,$$

co np. dla Lwowa nastąpi dla czasu obliczonego z równania:

$$\frac{2}{3} 250 t^{-\frac{1}{3}} - 20 = 0$$

stąd oblicza się czas deszczu na 579 minut, lub 9 godzin 39 minut, natężenie I na 10 m/m na g., suma opadu na 96,5 m/m.

Doświadczenie wykazuje, że dla dłuższych okresów obserwacji, znajdziemy wyższe natężenia, odpowiadające pewnemu czasowi trwania deszczu, niż dla okresów krótkich. Stąd wynika, że dla krótszych okresów czasu liczyć się będziemy z mniejszymi natężeniami, jakie prawdopodobnie się pojawią, dla dłuższych okresów z większymi. Stwierdzić zatem należy, że niema takich na-

tężeń opadowych, któreby w odpowiednio długim okresie czasu nie były przekroczone. Prawo to ma duże znaczenie w rozwiązywaniu pewnych technicznych zagadnień. I tak, jeśli obliczymy sieć kanalizacyjną na szereg natężeń, zależnych od czasu trwania opadu, które zdarzyć się mogą w okresie „ n ” lat, sieć ta okaże się niewystarczająca i przeciążona w okresie dłuższym niż „ n ” lat, będzie natomiast za obszerna, a tem samem za kosztowna, w okresie krótszym niż „ n ” lat. Stąd wynika iż, dążąc do najbardziej ekonomicznego rozwiązania (min. kosztów), obliczymy sieć kanalizacyjną małego miasta lub oddalonych dzielnic dużego miasta, na natężenie zdarzyć się mogące, jako max. w krótszym okresie czasu, niż natężenie będące podstawą obliczenia sieci w centrum dużego miasta. W pierwszym wypadku, wobec płytkich piwnic, braku lokali i składów w tych piwnicach, wkońcu małego ruchu na jezdni ulic, czasowe i okresowo powtarzające się przepełnienie sieci kanałowej, wywoła mniejsze szkody pieniężne, niż wyniósłby koszt oprocentowania i amortyzacji kapitału, włożonego w sieć obliczoną na duże, rzadko zdarzające się natężenia opadu, a zatem na sieć obszerną i tem samem kosztowną. Odwrotny wypadek zachodzi w handlowej dzielnicy dużego miasta o silnym ruchu ulicznym, gdzie perjodyczne zatapianie ulic i piwnic wodą deszczową przy za mało pojemnej sieci, wywoła stratę wyższą, niż koszt oprocentowania i amortyzacji sieci odpowiednio bardziej pojemnej.

Podobnie niekiedy rozróżnić należy w obliczeniach: elementarną sieć kanałów dopływowych, od kolektorów głównych i burzowców, zwłaszcza w miastach, posiadających małe spady. Deszcze krótkotrwałe o wysokiem natężeniu, na które liczymy kanały boczne, mają zasięg nieznaczny, dotknięte niemi będą pewne tylko elementy sieci, i przepełnienie jej spowodzi tylko miejscowe szkody, natomiast kolektory i burzowce będą obliczone na deszcze dłużej trwające o mniejszem natężeniu, które obejmują z reguły całość zlewni. Przepełnienie kolektorów, względnie burzowców, z powodu cofki, występującej przy małych spadach w sieci, podtopi nie tylko ulice, na których te kolektory i burzowce leżą, ale i znacznie szerszy obszar samej sieci. W pewnych zatem warunkach jest wskazanem liczyć kolektor i burzowce na opady o natężeniach wyższych, rzadziej się zdarzających, niż natężenia, dla których liczona jest sieć kanałów bocznych.

Z poprzedniego wynika, że obliczenie sieci kanalizacyjnych miejskich, a także obliczenie wielkich wód, jakie mogą się pojawić na potokach o niedużych zlewniach, racjonalnie da się prze-

prowadzić tylko przy znajomości prawa prawdopodobieństwa pojawienia się pewnego natężenia deszczu w danym okresie czasu. Wyznaczyć prawdopodobieństwa pojawiania się pewnych opadów jest znów możliwem tylko na podstawie długiej serii spostrzeżeń opadowych w jednej miejscowości albo przynajmniej takiejże serii na kilku miejscowościach, leżących w podobnych klimatycznych stosunkach, gdyż, jak badania Hellmana wykazały, natężenia deszczów krótkotrwałych w małym stopniu zależą od wysokości miejscowości nad poz. morza. Na Niżu Polskim możnaby zatem kumulować dane z szeregu miejscowości, tworząc w ten sposób serję odpowiednio dłuższą. Niestety, z powodu małego rozpowszechnienia się ombrometrów samopiszących, danych tych jest niezmiernie mało; pewne dane były uzyskane we Lwowie, lecz tylko na okres opracowywania projektu kanalizacji, dłuższą serję ma Warszawa, i dane te, niekompletne zresztą, za okres lat od 1829 do 1926 podane w poprzednim rozdziale, pozwoliły ustalić związek między natężeniem, a czasem trwania dla okresów czasu różnych długości.

Przyjęte do obliczenia sieci natężenia opadów, zależą od wielkości miasta, mogą być przyjęte np. opady o prawdopodobieństwie 50% t. j. opady raz na rok zdarzające się, dla miast małych, gdzie przepełnienie sieci nie wywoła poważniejszej szkody, natomiast 20% (raz na 5 lat) aż do 5% (raz na 20 lat) dla miast dużych, w zależności od szkód, jakie z powodu przepełnienia sieci mogłyby nastąpić.

Odczytując na przyjętej odciętej czasu np. 50%, rzędne natężeń kolejno dla: 15, 30, 45 i t. d. minut i nanosząc otrzymane wartości w podziałkach logarytmicznych, otrzymamy punkty dające się połączyć krzywą lub, w mniejszych granicach czasu, prostą, ustalającą związek między czasem trwania opadu a jego natężeniem dla przyjętego prawdopodobieństwa pojawiania się takiej serji opadów (patrz rys. 13 str. 49).

6. Związek między natężeniem opadów burzowych, a okresem obserwacji i obszarem.

Dla 38-letniego okresu obserwacji w Chestnut Hill, źródła amerykańskie podają następujące zestawienie natężeń maximów opadów dla różnych okresów czasu (tabela XX). Natężenie podane w calach ang./godzinę.

Wynika z tego jasno zależność związku między czasem trwania deszczu a natężeniem, od okresu obserwacji.

TABELA XX.

Czas trwania minut	38 lat	20 lat	15 lat	10 lat	5 lat	3 lata	2 lata
5	9,10	7,50	7,40	5,80	4,56	3,97	3,71 cali/g.
10	6,70	5,17	4,85	4,57	3,52	3,03	2,81 "
15	5,40	4,17	3,82	3,53	2,84	2,52	2,27 "
20	4,65	3,59	3,31	3,00	2,42	2,17	1,97 "
30	3,60	2,75	2,65	2,48	1,87	1,75	1,53 "
45	2,58	2,08	2,00	1,94	1,58	1,37	1,24 "
60	2,06	1,70	1,65	1,60	1,35	1,15	1,05 "
80	1,70	1,48	1,35	1,30	1,11	0,92	0,86 "
100	1,45	1,29	1,18	1,06	0,89	0,76	0,70 "
120	1,29	1,20	1,02	0,88	0,75	0,66	0,61 "
150	1,13	1,10	0,87	0,72	0,62	0,57	0,51 "
180	1,01	1,01	0,79	0,65	0,54	0,50	0,45 "

Na podstawie wielu obserwacji w Stanach Zjednoczonych Meyer podaje następujące wzory dla pewnej grupy stacji w calach i minutach:

$$\text{Dla okresu jednorocznego: } I = \frac{2,4}{t + 23}$$

$$\text{" " 2 lat: } I = \frac{3}{t + 24,5}$$

$$\text{" " 5 lat: } I = \frac{3,67}{t + 27}$$

$$\text{" " 10 lat: } I = \frac{4,6}{t + 32}$$

$$\text{" " 25 lat: } I = \frac{5,9}{t + 40}$$

$$\text{" " 50 lat: } I = \frac{7,05}{t + 50}$$

$$\text{" " 100 lat: } I = \frac{10}{t + 65}$$

Przy obliczaniu ilości spadłego deszczu należy jednak pamiętać o tem, że natężenie deszczu nigdy nie jest jednostajne, że można je przedstawić w postaci krzywej, posiadającej pewne maximum, a to co obliczymy, jako deszcz jedno, pięć, dziesięć i t. d. minutowy, jest natężeniem średnim dla danego czasu jego trwania. Równocześnie jednak przesuwają się chmury deszczu burzowego z bardzo znaczną szybkością, a ilość kondensującej się pary ulega ciągłym zmianom, w zależności od zmian wilgotności,

temperatury i t. p. Następstwem tych równocześnie działających czynników jest fakt, że na terenie objętym równocześnie opadem nawałnym, w różnych jego punktach znajdziemy bardzo różne natężenia. Najczęściej znajdziemy układ taki, że w terenie, objętym deszczem nawałnym, otrzymamy w pobliżu środka maksymalne natężenie opadu, coś jak gdyby centrum burzy, w miarę zaś oddalania się od centrum ku krawędziom zadeszczonego obszaru, natężenie będzie malało.

Stąd dokładne obliczenie ilości spadłego deszczu nawałnego, wymaga koniecznie znajomości przebiegu natężenia opadu w większej ilości stacji, tak ażeby można było określić zasięg burzy i jej średnie natężenie dla danego zasięgu czy też terenu, jeżeli zasięg jest większy niż badany teren.

Tak np. w czasie pewnej ulewy w Medjolanie skonstatowano w centrum burzy opad 65 m/m, gdy średnio na danym terenie spadło 47,5 m/m. Różny układ burz na tym samym terenie przedstawia rys. 28 na stron. 75.

Najobszerniejsze badania pod tym względem przeprowadzono w Stanach Zjednoczonych. Jedną z największych burz zanotowano w Cairo Illinois 4/X 1910. Średni opad w czasie tej burzy wyniósł:

Dla powierzchni	104.500 km ²	182 m/m
"	"	69.650 " 208 "
"	"	40.130 " 234 "
"	"	23.590 " 260 "
"	"	11.060 " 286 "
"	"	5.200 " 312 "
"	"	1.940 " 338 "
"	"	540 " 364 "
"	"	45 " 390 "

Na podstawie 10-letnich obserwacji deszczów nawałnych określono w Bostonie średnie natężenia maximalne dla deszczów:

TABELA XXI-a.

	30 min.	45 min.	60 min.
W centrum	64	60	42 mm/godz.
Na obszarze 2 km ²	61	48	41 "
" " 4 "	59	47	40 "
" " 6 "	57	46	39 "
" " 8 "	56	45	38 "
" " 12 "	54	44	37 "
" " 16 "	52	43	37 "
" " 20 "	50	42	36 "

Zmniejszanie się średniego opadu wraz ze wzrostem powierzchni zadeszczenia można też przedstawić zapomocą stosunku średniego opadu do maximalnego. Tak np. 90 minutowy deszcz z dnia 16/7 1914 w Cambridge, Ohio, o natężeniu 123 mm/godz. w centrum burzy, dał średnie wartości dla obszaru:

2 km ²	99 ⁰ / ₀
6 „	94 ⁰ / ₀
11 „	87 ⁰ / ₀
17 „	78 ⁰ / ₀
26 „	68 ⁰ / ₀
38 „	58 ⁰ / ₀
51 „	48 ⁰ / ₀
73 „	37 ⁰ / ₀

Ten sam przebieg wartości średnich można również zaobserwować przy deszczach dłużej trwających. Np. w dolinie dolnej Missisipi zaobserwowano następujące wysokości opadu średniego w zależności od obszaru:

TABELA XXI-b.

Powierzchnia terenu	Deszcz 24 godz.	Deszcz 48 godz.	Deszcz 72 godz.
(0 Centrum)	338	382	395 m/m
1250 km ²	286	304	359 „
2500 „	260	281	333 „
3750 „	239	265	328 „
5000 „	229	252	315 „
6250 „	221	246	307 „

Mając dane opadowe o różnym czasie trwania i z różnych okresów, można dla obszaru o pewnej wielkości, zestawić je bądź to w postaci warstwic, bądź też tabeli.

Frühling znalazł na podstawie obserwacji, że w odległości 3000 mb. zmniejszyło się natężenie do połowy. Przyjmując kształt paraboliczny krzywej zmiany natężenia, wyprowadził wzór, określający zmianę natężenia w zależności od długości kanału:

$$I_{\text{śred.}} = \psi \cdot I_{\text{max.}}$$

Współczynnik redukcyjny $\psi = 1 - 0,005 \sqrt{L}$, gdzie L — długością kanału w mb.

Wzór Frühlinga nie ujmuje zachodzącego tu zjawiska w sposób właściwy, gdyż zmiany w natężeniu opadu zależą nie od długości kanału, lecz od obszaru odwadnianej zlewni. Dla kilku nawalnych deszczów lwowskich, na podstawie obserwacji na 5-ciu

ombrografach, można było ustalić związek następujący między obszarem zlewni, a przec. i max. natężeniem:

$$I_{\text{śred.}} = I_{\text{max.}} (1 - I_{\text{max.}} \cdot 0,001032 \sqrt[4]{A})$$

gdzie A — zlewnia w ha .

Nowsze badania niemieckie i amerykańskie, a także obserwacje kilku deszczów bardzo ulewnych warszawskich, każą jednak wnioskować, że w granicach kilku, a nawet kilkunastu tysięcy ha , przy natężeniach niezbyt wysokich, zmiany w jego natężeniu są małe i można je pominąć w obliczeniu.

Obserwacje warszawskie, wykonane w czasie projektu kanalizacji miasta na 9-ciu ombrografach, pozwoliły skonstruować związek następujący między obszarem zlewni, a natężeniem:

$$I_{\text{śred.}} = I_{\text{max.}} \cdot (1 - 0,000498 \sqrt{I_{\text{max.}} \cdot A})$$

Dla $I_{\text{max.}}$ 75,5 mm/g. i zlewni mierzącej 2100 ha , otrzymamy średnie natężenie 60,5 m/m t. j. 80% max.

Zasięg opadu, liczony od jego centrum, zależy jest od natężenia opadu. Dla obserwacji warszawskich ustalono ten związek wzorem poniższym:

$$X = \frac{757,5}{\sqrt{I}};$$

gdzie X jest odległością od centrum zasięgu deszczu, I — natężeniem w centrum, $2X$ zatem — średnicą zasięgu.

Obszar zasięgu deszczu, obliczony wzorem powyższym, przy różnych natężeniach podano w poniższym zestawieniu:

Czas trwania minut:	12,4	20,5	40,6	110,8	225,0	640,0	1800
” ” godzin:	—	—	—	1 g. 50,8'	3 g. 45'	10 g. 40'	30 g.
Natężeniemax. mm/g.:	60	45	30	15	10	5	2,5
Średnica koła objętego opadem km.:	19,56	22,6	27,7	29,1	48,0	67,8	95,8
Obszar zajęty (km ²):	300	400	600	1200	1800	3500	7150

Podług doświadczeń amerykańskich*), związek między średnim natężeniem, a natężeniem max. określa się wzorem:

$$I_{\text{średnie}} = (I_{\text{max.}} + c) e^{-kA^n}$$

*) Transact. A. S. C. E. Distribution of intense rainfall and other factors in the designe of storm water drains.

gdzie c jest poprawką, o ile obserwacja dała za niską wartość na $I_{max.}$, k i n — są stałymi, e — jest podstawą log. Nep., A — powierzchnią.

Dla kilku bardzo rozciągotych deszczów warszawskich znaleziono następujące wartości stałych dla powyższego wzoru:

data	t	$I_{max.}$	c	k	n
28.VI.1924	12	78 mm/g.	0	0,01590	0,408
27.VIII „	19	55 „	0	0,00266	0,767
1.IX „	15	44 „	0	0,00769	0,611
1.IX „	45	19 „	0	0,00395	0,0645

Amerykańskie doświadczenia, wyrażone w m/m na godz. i ha dają następujące wartości:

t	$I_{max.}$	c	k	n
15	81,4 mm/g.	0	0,005045	0,56
30	60,5 „	0	0,00421	0,55
45	43,7 „	0	0,002579	0,57
60	43,7 „	0	0,001966	0,56

Z deszczów, podanych dla Warszawy, tylko deszcz z 28.VI zbliżył się do max.; współczynniki wzoru dla tego deszczu mały się różnią od współczynników doświadczalnych amerykańskich.

Z powyższego rozważania wynika, iż przy obliczaniu sieci kanalizacyjnej miejskiej, tylko na małych zlewniach byłyby uzasadnione pewne redukcje natężenia opadu, ze względu na obraz zlewni, tam jednak redukcja ta jest nieznaczna; dla dużych zlewni redukcja nie byłaby uzasadniona. Inaczej oczywiście przedstawia się rzecz dla obszernych zlewni rzecznych, gdzie redukcja natężenia opadu z powodu nierównomierności jego rozłożenia jest właściwą i gdzie nie może być brane pod uwagę jakieś natężenie maksymalne, jako podstawa obliczenia.

ROZDZIAŁ III.

STRATY.

1. Bilans wodny.

Zagadnienie, jakie mamy najczęściej do rozwiązania drogą badań hydrologicznych, jest określenie ilości wody przepływającej w pewnym miejscu i czasie. Ponieważ głównym, a przeważnie i jedynym, źródłem wód płynących na powierzchni ziemi są opady atmosferyczne, przeto badania te skierowane są przede wszystkim do ustalenia związku, jaki zachodzi pomiędzy ilością wód opadających, a wodą znajduwaną w postaci ścieków na powierzchni lub pod ziemią. Ścisłe ujęcie tego związku dałoby możliwość bezpośredniego ustalenia każdorazowego przepływu w każdym miejscu na podstawie znajomości przebiegu opadów. Ażeby dojść do tego celu, należy zdać sobie sprawę z dróg, jakie muszą przebyć wody opadowe od chwili w której znajdują się na powierzchni ziemi, jako też z ewentualnych przemian, jakim podlegają w ciągu tej drogi.

Z chwilą, kiedy cząstka wody dostanie się na powierzchnię ziemi, nie przestaje ona podlegać zmiennym wpływom temperatury, ciśnienia, wilgotności i t. p., atoli do tych czynników dołączają się warunki fizyczne podłoża, a więc struktura gleby, jej przepuszczalność, wpływ roślinności, pochylenia stoków i t. p. Rezultatem tych bardzo różnorodnych, częściowo stałych, częściowo zaś zmiennych warunków, jest każdorazowa ilość wody, jaka odpływa bezpośrednio, a która zawsze będzie tylko pewną częścią wody spadłej na to miejsce. Reszta bądź ginie w zupełności dla odpływu, jest więc stratą w pełnym tego słowa znaczeniu, bądź też zatrzymuje się w swej drodze na powierzchni ziemi lub w jej głębi, ażeby dopiero po pewnym czasie przedostać się do ścieku. Część wody zatrzymanej może również powiększyć ilość strat rzeczywistych, ulega bowiem w dalszym ciągu wpływom temperatury, ciśnienia, wilgotności i t. p., reszta powraca po dłuższym lub krótszym odstępie czasu, do sieci wód płynących na powierzchni.

Na tej podstawie możemy ułożyć bilans wody opadowej dla danego terenu i okresu czasu, oznaczając przez:

H — wysokość warstwy opadu w danym okresie czasu;

O — „ „ „ , która odpływa w tymże samym okresie czasu (odpływ);

S — „ „ „ , straconej dla odpływu bezpowrotnie (strata);

R — „ „ „ , zatrzymanej wbiegu przy końcu danego okresu czasu (retencja);

Z — wysokość warstwy wody, pochodzącej z poprzednich okresów opadowych według stanu na początku danego okresu (zapas).

Wartości te równoważą się w sposób następujący:

$$H + Z = S + R + O$$

Do strat rzeczywistych „ S ” zaliczamy:

1. Parowanie t. zw. fizyczne z powierzchni i z głębi gruntu lub ze zbiorników wody,
2. Konsumcję roślin.

Do strat przejściowych „ R ” (retencji) liczymy:

1. Wodę zatrzymaną na powierzchni gruntu i roślin,
2. „ „ w zbiornikach naturalnych i sztucznych,
3. „ znajdującą się w korycie ścieku,
4. „ która przedostała się do głębi ziemi,
5. „ zmagazynowaną czasowo w opadach stałych (śniegi i lodowce).

W powyższym bilansie znamy dotąd jeden wyraz — t. j. warstwę opadu, chcąc zestawić bilans całości należy zanalizować i dalsze jego człony.

Przedewszystkiem musimy zająć się ustaleniem tej części opadów, która bezpośrednio ginie dla odpływu, zmieniając się napowrót w parę lub wchodząc w skład innych ciał (parowanie bezpośrednie oraz pośrednie skutkiem procesów biologicznych roślinności), czyli ustaleniem strat.

Najważniejszą pozycją w dziale strat jest parowanie bezpośrednie i pośrednie. W wielu obliczeniach jest ono łącznie traktowane z konsumcją roślin, t. j. z wodą, która weszła w skład komórek roślinnych.

2. Parowanie.

Ponieważ ilość ciepła, jaką kula ziemiska otrzymuje w ciągu danego okresu np. roku, jest ilością prawie stałą, zatem i ogólna suma parowania na całej kuli ziemskiej w tymże okresie, podobnie jak ogólna suma opadów, nie będzie podlegać wielkim zmianom, natomiast parowanie w poszczególnych miejscach i fragmentach danego okresu będzie bardzo różnorodne. Mało zbadane dotąd i bardzo różnorodne parowanie z gruntu, które ponadto trudno oddzielić ściśle od konsumpcji roślin, powoduje, że dla porównania bierzemy pod uwagę parowanie z powierzchni wody. Parowanie z powierzchni wody i gruntu odbywa się ustawicznie przy każdej temperaturze i każdym ciśnieniu, zmienia się tylko jego natężenie, w miarę zmian czynników fizycznych i fizjologicznych. Do najważniejszych czynników fizycznych należą przedewszystkiem wpływy klimatu, a w szczególności: temperatura, ciśnienie, wiatr i wilgotność.

1. *Temperatura*, jest głównym czynnikiem regulującym ilości odparowywanej wody. Ilość ta wzrasta i maleje wraz ze wzrostem i obniżaniem się temperatury, stąd wszelkie wahania roczne, dzienne i f. p. w temperaturze odzwierciedlają się również w przebiegu parowania. Przytem należy jednak pamiętać, że przy parowaniu pochłaniane są duże ilości ciepła otaczającego powietrza, co może w następstwie spowodować powrotną kondensację. Skutkiem tego następuje opóźnienie maximum parowania w stosunku do maximum temperatury.

Przeważający wpływ temperatury na wielkość parowania, a zatem i wielkość strat, skłoniła niektórych hydrologów do określenia zasobności w wodę deszczową poszczególnych okolic, zapomocą ilorazu:

$$\frac{\text{średni opad roczny}}{\text{średnia temperatura roczna}}$$

przyczem, jako granicę terenów z niedoborem wody (klimat suchy), przyjmują wartość ilorazu = 40.

W ostatnich czasach próbowano w Stanach Zjednoczonych A. P. określić ściślej stosunek bezpośredni pomiędzy insolacją, a parowaniem; Richardson podaje wyniki doświadczeń wykonanych w Kalifornji w lipcu 1927 r. na dwóch jeziorach:

	Kal/cm ² i dzień	
Pomierzona insolacja	<u>662,3</u>	<u>574,3</u>

			Kal/cm ² i dzień	
z tej ilości pochłonoło	parowanie		485,9	359,9
" "	"	ogrzanie wody	0,8	11,3
" "	"	unoszenie (konwekcja)	34,4	41,2
" "	"	promieniowanie	128,2	147,2
" "	"	przewodnictwo naczyń	13,0	14,7

Z doświadczeń tych ułożono dla Kalifornji uproszczony wzór

$$E = \frac{J - Pr}{1814}$$

gdzie J — insolacja, Pr — promieniowanie.

Insolację można, w razie braku pomiarów, obliczyć z szerokości geograficznej i deklinacji słońca, przyjmując pewien współczynnik jasności. Dla promieniowania podaje Boltzmann wzór:

$$Pr = (0,906 a \cdot t_w^4 - b \cdot a \cdot t_p^4)$$

gdzie:

t_w — temperatura wody,

t_p — „ powietrza,

a — stała promieniowania = $5,7 \times 10^{-5}$ erg/cm² sek,

$b = 0,79$.

Stałą mianownika trzeba oznaczyć z kilku doświadczeń w danej okolicy. Metoda ta trudna jest do praktycznego zastosowania, wobec różnorodności warunków geofizycznych i fizjologicznych na niewielkich nawet przestrzeniach.

2. Ciśnienie powietrza jest drugim z kolei czynnikiem, wywierającym wpływ na parowanie. Przy tej samej temperaturze, ilość wody parującej wzrasta w miarę zmniejszania się ciśnienia.

Wpływ ciśnienia jest jednak również w pewnym związku z temperaturą, ponieważ wchodzi tu w grę ciśnienie pary, miarodajne dla danej temperatury. Dlatego Stephan określa wpływ ten wzorem:

$$\log \frac{P}{P - p_m}$$

gdzie P jest ciśnieniem barometrycznym, zaś p_m — maksymalnym ciśnieniem pary wodnej dla danej temperatury.

3. Wiatr odgrywa dużą rolę przy parowaniu, głównie przez wprowadzenie w pobliże powierzchni parującej coraz nowych mas powietrza nieprzesyconych parą wodną.

Meteorologowie amerykańscy usiłują na podstawie licznych pomiarów wydedukować ilościowy związek pomiędzy siłą wiatru a parowaniem. Zależność ta podawana jest bądź to jako prostolinijna (Meyer, Bigelow), bądź w stosunku do pierwiastka z prędkości wiatru (Trabert), bądź wreszcie w postaci funkcji wykładniczej (Horton).

Russel podaje, że w stosunku do powietrza spokojnego, parowanie wzrasta 2,2 razy przy wietrze 5 mil/godz

3,8	„	„	„	10	„
4,9	„	„	„	15	„

Mimo dużego wpływu wiatru na wielkość parowania, brak dotąd jednolitego poglądu na sposób uwzględnienia tego wpływu w obliczeniach.

4. *Wilgotność powietrza* jest w stosunku odwrotnym do ilości parującej wody. Ten czynnik, będący zresztą w ścisłym związku z temperaturą, wedle nowszych badań odgrywa bardzo poważną rolę przy określaniu parowania. Naogół można przyjąć, że parowanie jest tylko o tyle możliwe, o ile w powietrzu jest niedosyt pary wodnej, czyli że ilość wody parującej musi być ściśle zależna od wielkości niedoboru pary wodnej w powietrzu. W powietrzu absolutnie suchem będzie ona wprost proporcjonalna do ciśnienia pary, odpowiadającego temperaturze parującej wody.

Stąd, jeśli temperatura powietrza i wody jest ta sama, to po nasyceniu powietrza parą wodną, parowanie musi ustać, o ile wiatr nie przywiedzie nowych mas powietrza z niedosytem pary wodnej. Jeżeli otaczające powietrze jest cieplejsze od wody, to wznosząc się w górę, umożliwi napływ nowych mas powietrza, a stąd możliwym staje się parowanie bez udziału wiatru. Natomiast przy powietrzu zimniejszym, niż zwierciadło wody, następuje zamiast parowania kondensacja (mgły ranne i wieczorne).

Sprawę niedoboru pary wodnej uwzględniają wszystkie nowsze wzory na parowanie, między innymi przytoczone poprzednio wzory Meyera, Hortona, Bigelowa i Russela, wprowadzając różnicę między ciśnieniem pary w danej chwili, a ciśnieniem maksymalnym. Obok czynników klimatycznych, niemniejszą rolę odgrywają warunki geofizyczne oraz fizjologiczne, jeżeli nie chodzi o parowanie z powierzchni zwierciadła wody, ale z gruntu.

Do najważniejszych czynników tej kategorii zaliczyć należy:

1. *Konfigurację gruntu*, a w szczególności:

a) Wielkość nachylenia stoków wpływa na szybkość spły-

wu wody, a stąd na czas, w ciągu którego woda może być narażona na wpływ insolacji, a więc może uleże parowaniu.

b) Wystawa stoku w stosunku do stron świata będzie miała wpływ na ilość ciepła otrzymywaną od słońca.

c) Położenie stoku do kierunku wiatrów ułatwi lub utrudni napływanie nowych mas powietrza, a zatem powiększy lub zmniejszy ilość parującej wody.

Z tych różnorodnych wpływów jedynie ilość otrzymywanego ciepła da się przedstawić cyfrowo.

2. *Jakość gleby*, a w szczególności jej przepuszczalność i włoskowatość, mają wpływ na ilość wody parującej i na głębokość, w jakiej parowanie może jeszcze mieć miejsce. Teren przepuszczalny paruje silniej w okresie bezdeszczowym, natomiast nieprzepuszczalny paruje silniej w czasie deszczu i bezpośrednio po opadach. Gleba drobnoziarnista o bardzo cienkich naczyniach włoskowatych paruje głębiej.

King podaje następujące cyfry z doświadczeń amerykańskich:

Przy poz. wody grunt 0,15 m pod teren., parowało w pewn. wypadku 89 m/m mies.

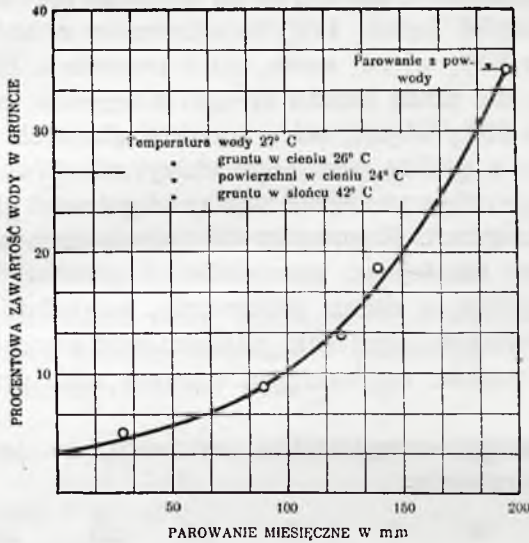
"	"	"	"	0,3	"	"	"	"	"	"	"	87	"	"
"	"	"	"	0,45	"	"	"	"	"	"	"	62	"	"
"	"	"	"	0,60	"	"	"	"	"	"	"	27	"	"
"	"	"	"	0,75	"	"	"	"	"	"	"	15	"	"

Natomiast dla piasku podaje Krug dla poziomu wody gruntowej:

— 0,3 m —	34 m/m
— 0,6 „ —	31 „
— 0,9 „ —	18 „
— 1,2 „ —	13 „

W dorzeczu Rio Grande podaje Hock i Garshall parowanie z piasku, przy poziomie wody gruntowej 0,10 m niżej terenu—93,6% parowania z powierzchni wody, zaś przy poziomie wody gruntowej 0,66 m poniżej terenu już tylko 34,0% w stosunku do parowania z powierzchni wody. Ponieważ na ilość wody parującej z gleby wpływa jej zawilgocenie, które się ustawicznie zmienia, stąd cyfry absolutne powinno się odnieść do gruntów o pełnym nasyceniu wodą. Związek pomiędzy parowaniem, a wilgotnością gruntu wyraża się, według badań kalifornijskich, krzywą o kształcie podanym na rys. 29.

Naturalnie związek ten będzie różny dla różnych rodzajów gleby i różnych głębokości.



Rys. 29.

Związek między parowaniem, a wilgotnością gruntu według doświadczeń w Kalifornji.

Natomiast związek pomiędzy głębokością wody gruntowej, a ilością wody z gruntu parującej (wraz z konsumpcją roślin), określają te badania jako prostolinijny.

Głębokość, do jakiej sięga parowanie, możnaby oznaczyć, znając średnicę naczyń włoskowatych, wówczas, pomijając wpływ temperatury, otrzymalibyśmy:

$$h_{m/m} = \frac{30}{d_{m/m}} \text{ *)}$$

Praktycznie podają zwykle wysokość wznoszenia się wody na mocy włoskowatości w związku nie z średnicą naczyń włoskowatych, ale z średnicą ziarn, np. dla ziarn:

5	— 2 m/m ϕ	$h = 25$ m/m
2	— 1	66 "
1	— 0,5	131 "
0,5	— 0,2	246 "
0,2	— 0,1	428 "
0,1	— 0,02	1860 "

*) Dokładnie $h = \frac{4 \vartheta \cos \alpha}{d \gamma g}$ w centymetrach, gdzie ϑ — napięcie w dynach (woda $0^\circ = 75$), $\cos \alpha$ dla wody = 1; d — średnica naczynia.

Wkońcu zauważyć należy, że na wielkość parowania z gruntu ma wpływ również kolor; tak, że z terenów o kolorze czarnym odparowuje do 30% więcej wody, niż z terenów o kolorze białym. Pewien wpływ ma także kształt terenu: z terenów pofałdowanych odparowuje do 20% więcej, niż z terenów gładkich.

Parowanie z gruntu jest najbardziej szkodliwe dla uprawy roślin, nietylko bowiem zmniejsza zapasy wilgotności gleby i podglebia, ale oziębia grunt. Z powyższych doświadczeń wynika w jaki sposób możemy zmniejszyć parowanie z gruntu. Będzie niem spulchnienie gleby, a zatem przerwanie, względnie rozszerzenie naczyń włoskowatych i obniżenie poziomu wód gruntowych. Pierwszy warunek spełnia mechaniczna uprawa roli, drugi — roboty osuszające.

Doświadczenia amerykańskie wykazały, że ten sam grunt wydał przez parowanie:

w ciągu dni	4	8	12	16	20	24	28
nieuprawny gr.	21	25	29	32	34	37	40 m/m
uprawny grunt	17	20	22	23	25	27	28 „

Również sprawdzono doświadczalnie zmniejszenie się ilości wody odparowywanej z gruntu po jego zdrenowaniu i osuszeniu rowami.

3. *Szata roślinna* stanowi ostatni i również ważny czynnik, wpływający na ilość wody odparowującej z gruntu. Jakość tego wpływu zależy od jakości roślinności, a przy roślinach jednorocznych, także od pory roku.

Naogół można powiedzieć, że teren pokryty roślinnością, może odparować większe ilości wody, skutkiem znacznie większej powierzchni parowania, a także łączonej zwykle razem konsumpcji roślin. Natomiast sam grunt pod roślinami, a zwłaszcza w lesie, paruje mniej, zwłaszcza jeśli nie będziemy liczyć do parowania wody konsumowanej przez roślinność.

Z powodu tego zawikłanego procesu i zmian w ciągu okresu wegetacyjnego, dane podawane przez różnych autorów, różnią się od siebie dość znacznie i mogą służyć jedynie jako ogólna orientacja wpływów roślinności na parowanie.

Tak np. według dawnych pomiarów parowania z samego gruntu licząco:

na gruncie nagim	100%
w zbożu	80%
na łące	70%
w krzakach	60%
w lesie	20—40%

Ebermayer podaje cyfry nieco inne. W stosunku do parowania z powierzchni zw. wody paruje:

z nagiego gruntu	93 ⁰ / ₀
w lesie	35 ⁰ / ₀
z gruntu pod lasem	13 ⁰ / ₀

Mayer podaje parowanie w lesie w stosunku do gruntu nagiego w granicach 20 do 60⁰/₀.

Oddzielenie ilości wody, konsumowanej przez rośliny od parowania, jest dość trudne, dotychczas podawano te dwie wartości łącznie dla różnych rodzajów uprawy, np.

Łąki	3,1 — 7,3 m/m	dziennie w okresie wegetacji			
Owies	3 — 5	"	"	"	"
Kukurydza	3 — 4	"	"	"	"
Zboża	2,2 — 2,8	"	"	"	"
Las sosnowy	0,5 — 1	"	"	"	"
Las liściasty	0,5 — 0,8	"	"	"	"

Badania w dorzeczu Rio-Grande podają parowanie na terenach pokrytych roślinnością w stosunku do parowania z powierzchni zw. wody, przy poziomie wody pod terenem:

0,0 m (bagno)	117,9 ⁰ / ₀
0,12 m	85 ⁰ / ₀
0,38 m	61,5 ⁰ / ₀
0,63 m	36,6 ⁰ / ₀
0,92 m	18,4 ⁰ / ₀

R. Parshal podaje:

W głębokości 0,03 m z piasków rzecznych 88⁰/₀ parowania z wody

"	"	z glin pod trawą	40 ⁰ / ₀	"	"
"	0,15 m	z piasków rzecznych	83 ⁰ / ₀	"	"
"	"	" grubych	73 ⁰ / ₀	"	"
"	"	" drobnych	32 ⁰ / ₀	"	"
"	"	z ciężkich glin	23 ⁰ / ₀	"	"
"	0,3 m	z piasków rzecznych	68 ⁰ / ₀	"	"
"	"	" grubych	40 ⁰ / ₀	"	"
"	"	z ciężkich glin	15 ⁰ / ₀	"	"

Sleight podaje:

przy poziomie wody równym z terenem		piasek z gliną	piaski rzeczne
		77%	88%
zw. w.	8 cm niżej	69 „	
„	15 „	25 „	
„	28 „	58 „	
„	60 „	11 „	80 „
„	80 „		62 „
„	1,00 m		33 „
„	1,12 „		7,6 „
„	1,3 „		7,2 „

Nowsze badania amerykańskie, zwłaszcza Hortona, starają się oddzielić parowanie od chwilowej retencji wody z opadów na roślinności (interception) i od właściwej konsumpcji wody przez rośliny. Retencja chwilowa opadów jest właściwie dla pewnego rodzaju roślinności ilością stałą i zależy tylko od długości trwania opadu, oraz od kaźdoczesnego stanu roślinności, a więc od pory roku. W miarę wzrostu czasu trwania opadu, procent wody zatrzymanej przez rośliny będzie zatem malał.

Woda, zatrzymana na powierzchni roślin, zasadniczo powinna być liczona do strat, przeważnie bowiem paruje lub jest skonsurowana przez rośliny, tylko w czasie silnego wiatru, może się dostać na powierzchnię gruntu i częściowo wsiąknąć lub spłynąć.

Horton określa retencję na powierzchni roślin na 0,5 do 2 m/m na jeden deszcz. Przy drobnym deszczu może zatem ona objąć cały opad, zaś przy zwykłych niewielkich opadach do 25% takowych. Podaje on następujące cyfry:

dla deszczu	1 m/m	wynosi	retencja	na	powierzchni	roślin	100%	opadu
„	„	2,5	„	„	„	„	50%	„
„	„	5	„	„	„	„	37%	„
„	„	10	„	„	„	„	30%	„
„	„	15	„	„	„	„	26%	„
„	„	20	„ i wyżej	„	„	„	25%	„

Niemieckie badania wykazują przeciętnie 25% opadu.

Ogólna strata w ciągu roku zależy od rodzaju wegetacji, największa będzie przy pokryciu niezmiennem, a więc w lesie.

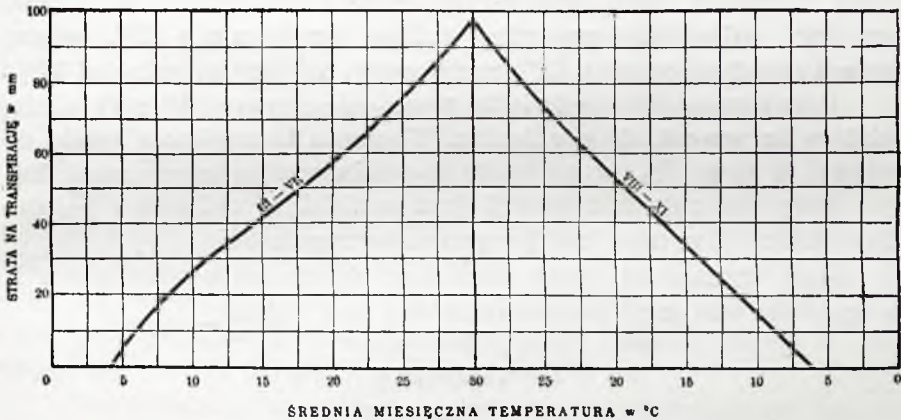
Horton znalazł w czasie od maja do października (1914):

na ziemniakach	20 m/m
na pastwisku	28 „
na łąkach	48 „
na pszenicy	60 „
w sadzie	100 „
w lesie	215 „

Cyfr tych nie można naturalnie używać bezpośrednio dla innych okolic i innych warunków opadowych.

Ścisłe pomiary ilości wody konsumowanej przez roślinność są uskuteczniane oddawna, nowością jest jednak łączenie tych badań z badaniami hydrologicznymi, a więc oddzielenie również konsumpcji roślin od strat parowania. Od ilości wody skonsu-
mowanej przez roślinność, którą można uzyskać ważeniem roślin i ich rozbiorem chemicznym, należy odróżnić wodę pochłanianą przez roślinność, a następnie wyparowywaną przez pory liści i łądog (transpiration). Według Clements'a 95% energii słonecznej konsumowanej przez chlorofil, idzie na parowanie wody z roślin.

Meyer podaje diagram miesięcznej transpiracji roślinnej dla różnych temperatur powietrza, ilość faktyczna zależy od powierzchni liści, łądog i t. p., a więc od każdorazowego stanu roślinności.



Rys. 30.

Związek pomiędzy temperaturą, a stratą na transpiracji roślin według Meyera (Stany Zjednoczone).

Odpowiada to wzorom:

$0,085 (t - 40)$, względnie $0,09 (t - 53)$, gdzie t — w stopniach Fahrenheita, oznacza średnią temperaturę miesięczną.

Duża część wody podziemnej tą drogą właśnie ulega stracie.

Meyer podaje dla Stanów Zjednoczonych wartość transpiracji rocznej łącznie z retencją roślin:

dla zbóż i traw	240 do 260 m/m
dla drzew liściastych	210 do 310 „
dla drzew szpilkowych	100 do 150 „
dla krzaków	150 do 200 „

Briggs i Shantz otrzymali na podstawie swoich badań (1913):

dla drzew	240 m/m
dla żyta	200 „
dla pszenicy	190 „
dla pastwiska	130 „

Średnio, na powierzchni 100 mil (ang) kwadratowych, pokrytych różnorodną roślinnością, otrzymali 185 m/m.

Działalność transpiracyjna zanika zarówno przy niskich temperaturach miesięcznych ($< 6^{\circ} \text{C}$) jak i wysokich ($> 22^{\circ} \text{C}$) o ile niema sztucznego zraszania. Te same czynniki, które wpływają na parowanie, wywierają swój wpływ również i na transpirację. Wiatr zwiększa więc transpirację, tak samo suchość powietrza; przy 58% wilgotności względnej roślina produkuje o 25% więcej materji i spotrzebowuje o 12% mniej wody, niż przy wilgotności 37%.

Przy rozszczepieniu światła, promienie czerwone 10 razy silniej działają na wzrost, niż niebieskie. W cieniu transpiracja spada do połowy, a nawet $\frac{1}{3}$, w stosunku do roślin wystawionych na słońce.

Bieg dzienny transpiracji jest w ścisłym związku z położeniem słońca i w nocy ustaje prawie w zupełności.

Jeśli transpirację przy słońcu w zenicie oznaczymy przez 1, to wyniesie ona przy położeniu słońca pod kątem:

70°	—0,99
50°	—0,92
30°	—0,75
20°	—0,57
10°	—0,27
5°	—0,07

Ilości wody, potrzebnej roślinie do wytworzenia materji suchej w okresie wegetacji, są niezwykle duże i wahają się dla zbóż i traw od 300 do 600 razy w stosunku do jednostki wagi materji suchej. Ilości te bada się przez doprowadzenie określonej ilości wody, ciągłe ważenie i odcięcie rośliny badanej od wszelkich moż-

liwych strat wilgoci (np. przez parowania z gruntu, przesiąkania wody i t. p.). Rośliny umieszcza się w tym celu w specjalnych naczyniach, w których ziemia pokryta jest warstwą niedopuszczającą ani wilgoci, ani parowania.

Głębokości, do jakich sięga działalność korzeni roślin, wynoszą:

dla traw	0,7 — 0,8 m
dla zbóż	1,9 — 2,8 m
dla kartofli	1,4 — 2,6 m
dla koniczyny	1,5 — 2,3 m

dla drzew — wielkości bardzo różne, zależne od wieku i gatunku drzewa.

Jeżeli wszelkie straty związane z wegetacją nazwiemy parowaniem fizjologicznym, to dla pewnych okolic o jednakowym klimacie, otrzymamy przeciętne wartości dość stałe. Tak np. Wallen oblicza dla Szwecji 360 m/m na równinach, zaś 270 m/m w górach. Natomiast dla Szwajcarii przyjmuje Lugeon:

na wys. 400 m	600 m/m
1000 m	400 „
1500 m	300 „
2000 m	180 „

3. Pomiary parowania.

Dla uzyskania danych wyżej przytoczonych koniecznym jest wykonywanie ścisłych pomiarów parowania. Różnorodność zjawisk, z jakimi mamy w przyrodzie do czynienia, powoduje, że przy większych projektach wodnych, nie możemy polegać na danych ogólnych, ale przedsięwziąć specjalne pomiary (drogi wodne, zbiorniki, wielkie projekty meljoracyjne i t. p.)

Najdokładniejszą metodą pomiaru jest bezpośredni pomiar ubytku wody skutkiem parowania na danym obiekcie, np. jeziorze, zbiorniku, stawie, drodze wodnej i t. p.

Pomiary takie wykonano w Szwajcarii na jeziorach, położonych na wysokości 2000 m nad poziomem morza, mierząc w ciągu 6 lat (1915 — 1921) poziom jeziora, objętości wody dopływającej i odpływającej oraz opady. W ten sposób otrzymano średnią wysokość parowania dla okresu letniego 2 m/m dziennie.

Bezpośredni pomiar parującej wody z powierzchni wody wykonuje się zapomocą przyrządów zwanych ewaporymetrami, które

polegają na mierzeniu objętości lub ważeniu wody w przeznaczonym na to naczyniu. Ewaporometr Liwingstona składa się z naczynia o określonej ściśle powierzchni zwierciadła wody, w którym początkową i końcową objętość wody mierzy się zapomocą zwykłej miarki ombrometrycznej. Różnicą objętości będzie woda, która w danym okresie czasu odparowała z danej powierzchni zwierciadła wody. Objętość ta, podzielona przez tę powierzchnię, da wprost wysokość warstwy odparowanej. Jeśli w czasie pomiaru padają opady, muszą być zmierzone ombrometrem i wynik pomiaru parowania odpowiednio zmniejszony.

Ewaporometr szalkowy Wild-Fuessa (rys. 31) polega na bezpośrednim ważeniu wody. Szalka z wodą znajduje się na przyrządzie podobnym do wagi listowej. W chwili rozpoczęcia pomiaru, pełna szalka równoważy wagę. Każdy ubytek wody skutkiem parowania można zmierzyć przez ponowne zrównoważenie wagi lub odczytanie na wskazówce wagi, ubytku ciężaru wody w m/m wysokości odparowanej warstwy. Powierzchnia szalki wynosi 250 cm², głębokość 15 m/m, ale po odparowaniu 5 m/m — należy dolać wody.

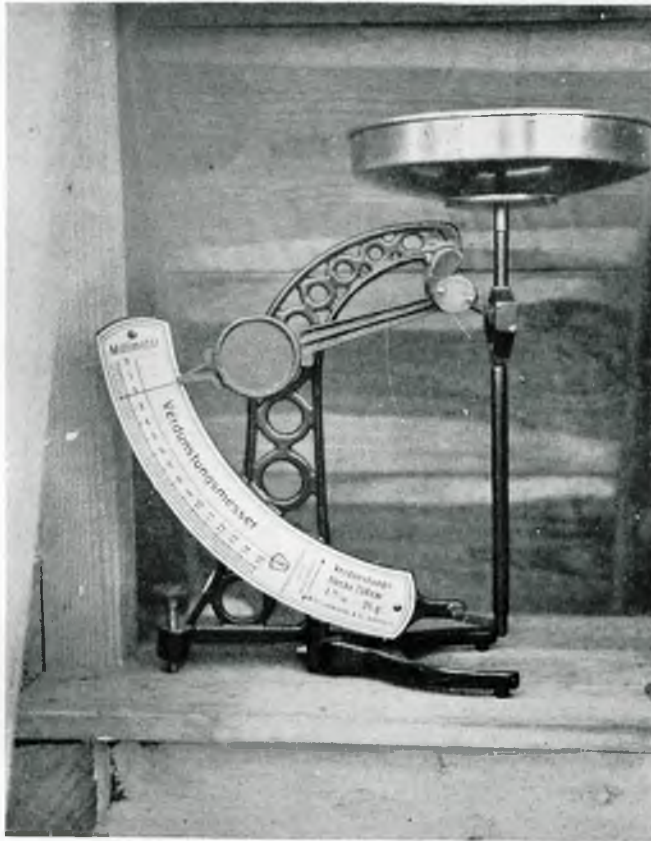
Obszerniejsze pomiary parowania, jakie w ostatnim czasie wykonywali Bindemann i Fischer (pod Berlinem), Bigelow (w Kalifornji i Argentynie), Hauk i Parshall w dorzeczu Rio-Grande, dały bardzo ciekawe rezultaty.

Okazało się, że nietylko istnieje różnica w pomiarze w zależności od otoczenia przyrządu (np. budka meteorologiczna, brzeg jeziora i t. p.), ale wpływ ma również wielkość naczynia, wielkość samej powierzchni wodnej, położenie na niej i t. p. Wpływ ten pochodzi z przewodnictwa ciepła naczynia, ze zmiennej wilgotności powietrza, z wiatru i t. p.

Ponieważ użycie bardzo wielkich naczyń do pomiaru utrudnia takowy, przeto amerykańscy hydrologowie wprowadzili współczynnik określający błąd powierzchni naczynia, a wahający się w granicach od 0,5 do 0,8 rezultatu pomiaru.

Największe błędy popełnia się, mierząc parowanie z naczyń umieszczonych w pewnej wysokości nad terenem, a zwłaszcza w budce meteorologicznej. Tak np. przy pomiarach w dorzeczu Rio-Grande skonstatowano, że naczynie wkopane w grunt wykazało 70,7% ilości zmierzonej równocześnie w budce meteorologicznej.

Chcąc się jaknajbardziej zbliżyć do faktycznych warunków parowania, skonstruował H. Wild ewaporometr pływający na powierzchni wody (rys. 32).



Rys. 31.

Ewaporymetr szalkowy Wild-Fuess'a.



Rys. 33.

Ewaporometr lądowy typu Bindemann'a.

Składa się on z szalki z blachy cynkowej o powierzchni 1000 cm^2 pływającej na wodzie. Szalka złączona jest z naczyniem umieszczonym pod dnem za pomocą rurki pionowej z otworem na powierzchni zw. wody. W razie przybytku wody w czasie opadów, nadmiar odpływa do dolnego naczynia, utrzymując ten sam stan wody w szalce mierniczej.

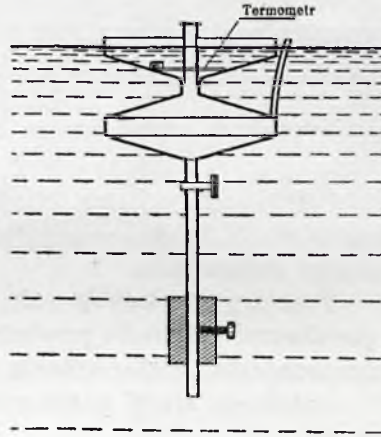
Naczynie dolne kończy się rurką zamkniętą kurkiem. Do szalki wlewa się litr wody, pozostałą wodę po pomiarze wpuszcza się do dolnego naczynia przez wyjęcie zatyczki (rurki pionowej), a stąd kurkiem do specjalnej miarki ombrometrycznej, przy pomocy której można odczytać 5 cm^3 wody, zatem z dokładnością do $0,05\text{ m/m}$ wysokości parowania.

Latham zestawiał różnice otrzymane przy pomiarze ewaporymetrem pływającym i umieszczonym na brzegu. Średnie wartości z 13 lat dały dla pierwszego— 507 m/m , dla drugiego— 968 m/m .

W Polsce używane są ewaporymetry lądowe niemieckie Bindemanna oraz amerykańskie typu Kadel, zaś pływające na tratwach wyłącznie typu niemieckiego. Ewaporymetry niemieckie lądowe i pływające są prawie identyczne, różnią się tylko sposobem umieszczenia. Składają się one ze zbiornika o średnicy około $0,5\text{ m}$ (powierzchnia 2000 cm^2), wysokości 19 cm , o dnie lekko wklęsłym (4 cm), z umieszczoną w środku rurką przelewową, prowadzącą nadmiar wody do zbiorniczka o pojemności 10 l , zaopatrzonego w kurek do wypuszczania wody oraz z aparatu prześnośnego do pomiaru wysokości wody w naczyniu z dokładnością do $0,01\text{ m/m}$.

Ewaporymetr lądowy umieszczony jest na trójnożnej podstawie o wysokości $1,30\text{ m}$ (rys. 33).

Natomiast ewaporymetr pływający spoczywa na tratwie długości 12 m , szerokości $7,8\text{ m}$, złączonej z dwoma pontonami cylindrycznymi o długości $7,5\text{ m}$ i średnicy $1,75\text{ m}$. Celem uniknięcia ruchów wody w następstwie falowania wody, w zbiorniku znajdują się przegrody w postaci gwiazdy (rys. 34).



Rys. 32.
Ewaporymetr pływający
Wild-Fuessa.



Rys. 36.

Stacja meteorologiczna w Horodyszczu na Polesiu.



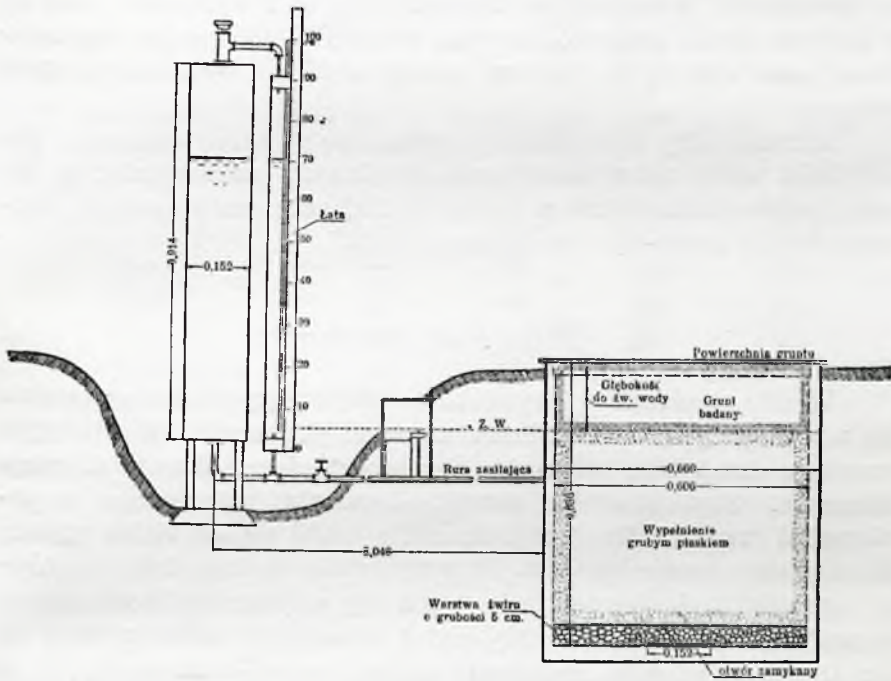
Rys. 37.

Tratwa z ewaporymetrem pływającym.

Pomiary wykonuje się zwykle trzy razy dziennie, przycem wobec dużego znaczenia parowania dziennego, a minimalnego w nocy, do obliczenia wartości średniej dziennej używa się wzoru:

$$\frac{e_{ran.} + 2 e_{pot.} + e_{wtecz.}}{4}$$

Przy pomiarach parowania w Niemczech skonstatowano, że z naczyń czarnego paruje więcej, niż z białego, z wody mętnej więcej, niż z czystej, zaś z wody słodkiej więcej, niż z morskiej (do 20%).



Rys. 38.

Urządzenie do pomiaru parowania wody z gruntu.

Do pomiaru parowania w gruncie zbudował Rykaczew specjalny ewaporymetr, składający się ze skrzyni drewnianej $0,4 \times 0,25 \times 0,25$ m, obitej blachą cynkową. Na wysokości 0,1 m nad dnem, znajduje się gęsta siatka, na której umieszcza się ziemię wraz z roślinnością tak, jak zdjęta została z gruntu, na dno nalewa się wody, poczem naczynie wkopuje się w ziemię. Dwa termometry, jeden w ziemi, drugi w wodzie notują temperaturę. Po pewnym czasie mierzy się ubytek wody w skrzyni.

Nieco innego typu przyrządów używają w Bawarii, polegają one na stałym doprowadzeniu wody do skrzyni w miarę jej ubytku.

Na wielką skalę wykonują pomiary parowania z gruntu w Stanach Zjedn. A. Pół. badając wpływ różnej głębokości zwierciadła wody gruntowej. Równoczesny pomiar odbywa się w szeregu skrzyń o różnym poziomie wody gruntowej; przyczem obok opadów mierzy się równocześnie parowanie ze zwierciadła wody i uwzględnia się różny stan roślinności.

Typ aparatury amerykańskiej podaje rys. 38.

Pomiary transpiracji wykonali Brigg i Shantz sadząc rośliny w specjalnych konwiach o średnicy 0,4 m i wysokości 0,68 m, w których ziemię pokryto warstwą wosku. Ilość wody doprowadzonej oraz zużytej do budowy materji roślinnej była skrupulatnie ważona.

Meteorolodzy amerykańscy starali się również oznaczyć ściślej ilości wody zatrzymanej przez roślinność, szczególnie w lasach, przez umieszczenie w różnych miejscach ombrometrów, mierzenie wody ściekającej po pniach i t. p.

4. Obliczenia parowania.

Wielka zmienność czynników wpływających na parowanie ma wpływ jedynie na chwilowe wartości parowania. W dłuższym przeciągu czasu i na większym obszarze, zmienność ta traci swoje znaczenie. Stąd wartości roczne parowania, mierzonego z powierzchni zwierciadła wody, znacznie mniej się od siebie różnią, niż wartości roczne opadów. Przyczynia się do tego fakt, że główny czynnik t. j. temperatura waha się w poszczególnych latach stosunkowo nieznacznie. Gdy zaś i konsumpcja roślin z roku na rok nie ulega wielkim zmianom, przeto naogół można przyjąć, że w bilansie wodnym straty są czynnikiem o wiele stałszym, niż opady.

Wartości przeciętne parowania (z wody) w Europie podaje Imbeaux w następujących cyfrach:

Rzym	2462 m/m
Marsylja	2289 „
Turyń	1103 „
Kanały holender.	900 „
Paryż	741 „
Drezno	381 „
Kopenhaga	209 „

Równoleżnik 50° rozdziela w przybliżeniu w Europie od siebie tereny, na których opad przewyższa parowanie z wody, względnie jest odeń mniejszy. Nowsze pomiary parowania na zbiornikach wody dały następujące wartości:

Bevertal	1171 m/m
Morze Kaspjskie	1000 „
Jezioro Neusiedler	940 „
Jezioro Grimnitz	936 „ (1909—1913)
Remscheider	876 „
Kanał Śródlądowy	635 „ (1925—1927)
Wogezy	600 „
Brüx	510 „

Zmienność parowania w ciągu roku jest bardzo duża, tak np. wynoszą wartości parowania dla poszczególnych pór roku w procentach (według Iszkowskiego):

	wiosna	lato	jesień	zima
Paryż	36	44	16,5	3,5
Turyń	26	37	23	14
Drezno	35	37	18	10
Małopolska	26	45	22	7

Wartości miesięczne, wyrażone również w procentach sumy rocznej, wykazują następujące cyfry:

TABELA XXII.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Drezno . . .	2,8	3,8	7,4	12,8	14,6	12,6	11,6	12,6	8,8	5,6	4,1	3,5
Magdeburg . .	1,9	2,2	5,0	9,7	14,3	16,4	16,5	14,0	11,1	4,8	2,9	1,8
Bawaria ¹⁾ . .	1,4	2,1	4,4	7,8	20,1	15,3	17,9	17,6	8,7	3,1	1,2	0,4
Göttingen ²⁾ . .	1,3	0,4	4,7	8,3	18,6	23,3	19,9	11,3	5,9	4,5	0,9	0,9
Małopolska . .	2,2	2,3	2,7	4,4	8,7	12,8	15,4	14,9	14,1	10,7	7,8	3,8
Czechy ³⁾ . . .	2,6	3,1	5,5	9,2	13,8	15,8	16,1	14,2	9,0	5,2	3,1	2,4
Polesie ⁴⁾ . . .	1,05	0,85	2,27	4,52	16,52	16,69	22,83	17,37	8,05	5,86	2,09	1,91

Obok sum rocznych i rozdziału parowania na poszczególne miesiące, potrzebna nam jest dla niektórych celów technicznych znajomość dziennego parowania, a w szczególności jego maximum. Wspomnieliśmy już poprzednio o niektórych nowszych badaniach w tym kierunku; ilość ich jest dotąd bardzo niewystarczająca, stąd duże rozbieżności w przyjmowaniu podstaw hydrologicznych. Tak np. do niedawna przyjmowano dla kanałów niemieckich ma-

¹⁾ Fischer 1930. ²⁾ Iszkowski. ³⁾ Penck 1896. ⁴⁾ Szymkiewicz 1930.

ximum dzienne 8 m/m, przy kanale Śródlądowym podniesiono je do 11 m/m, podczas gdy na kanale Dortmund-Erns zmierzono faktyczne maximum 7,5 m/m, a na kanale Śródlądowym 9,6 m/m.

Mniej ważne dla celów technicznych są zmiany w ciągu dnia. Zależą one od rodzaju klimatu. W klimacie morskim przypada maximum między 3, a 6 po południu i przewyższa trzykrotnie minimum, które przypada między godz. 6, a 9 rano. Natomiast w klimacie kontynentalnym, maximum przypada między południem, a godziną 3 popołudniu i przewyższa dziewięciokrotnie minimum nocne przypadające na czas między północą, a 3-cią rano.

Ścisły związek, jaki zachodzi pomiędzy najważniejszymi czynnikami parowania t. j. temperaturą i niedosytem pary wodnej, spowodował meteorologów do prób ułożenia wzorów, zapomocą których możnaby z danych temperatury i ciśnienia obliczyć ilość parującej wody.

Do najdawniejszych wzorów należy wzór Daltona:

$$E = \frac{dV}{dT} = A(t - t')$$

gdzie V jest objętością odparowanej wody w danym czasie, t — temperatura na termometrze suchym, zaś t' — na termometrze wilgotnym psychrometru, A — jest stałą, którą należy oznaczyć na podstawie pomiarów.

Wśród nowszych wzorów zasługują na uwagę wzory amerykańskie, uwzględniające wpływ wiatru. I tak Meyer podaje dla parowania miesięcznego w calach wzór:

$$E_m'' = 15(P_{max} - P) \left(1 + \frac{1}{10} w\right)$$

gdzie: P_{max} — najwyższe ciśnienie pary dla danej temperatury (wody),
 P — ciśnienie pary w powietrzu nad wodą,
 w — szybkość wiatru w milach/godzinę;

zaś Horton podaje ogólny wzór:

$$E_m'' = c[\psi P_{max} - P]$$

przyczem dla jezior lub zbiorników:

$$E_m'' = c[\psi - 1] P_{max}$$

$c = 0,4$ na 24 godziny, lub 73,2 w roku — dla Stanów Zjednoczonych A. P.
 $\psi = 2 - e^{-0,2w}$; gdzie w , jak wyżej, w milach/godzinę.

dla $w=0$	1	2	4	6	8	12	16	20	30
$\psi = 1$	1,18	1,34	1,56	1,7	1,8	1,91	1,96	1,98	2

Bigelow układa wzór na parowanie dzienne z uwzględnieniem wiatrów:

gdzie:
$$E_{24g}^{cm} = 0,023 \frac{P_w}{P_{max}} \frac{dp}{dt} (1 + 0,07 w)$$

w — km/godz,

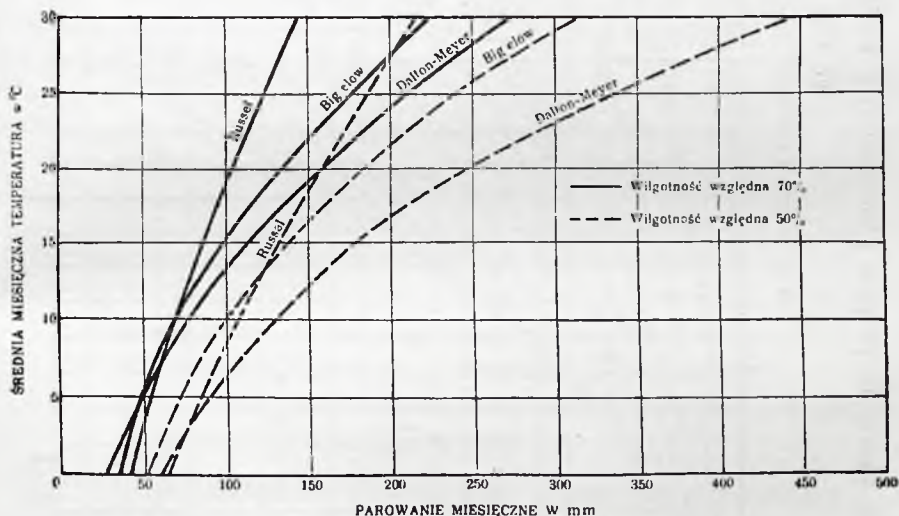
P_w — ciśnienie pary w temp. wody,

P_{max} — „ „ „ „ rosy.

Russel, uwzględniając ciśnienie powietrza, podaje parowanie miesięczne w calach dla powietrza spokojnego:

$$E_m'' = \frac{30}{P} \{ 1,96 P_w + 43,88 (P_w - P_{max}) \}$$

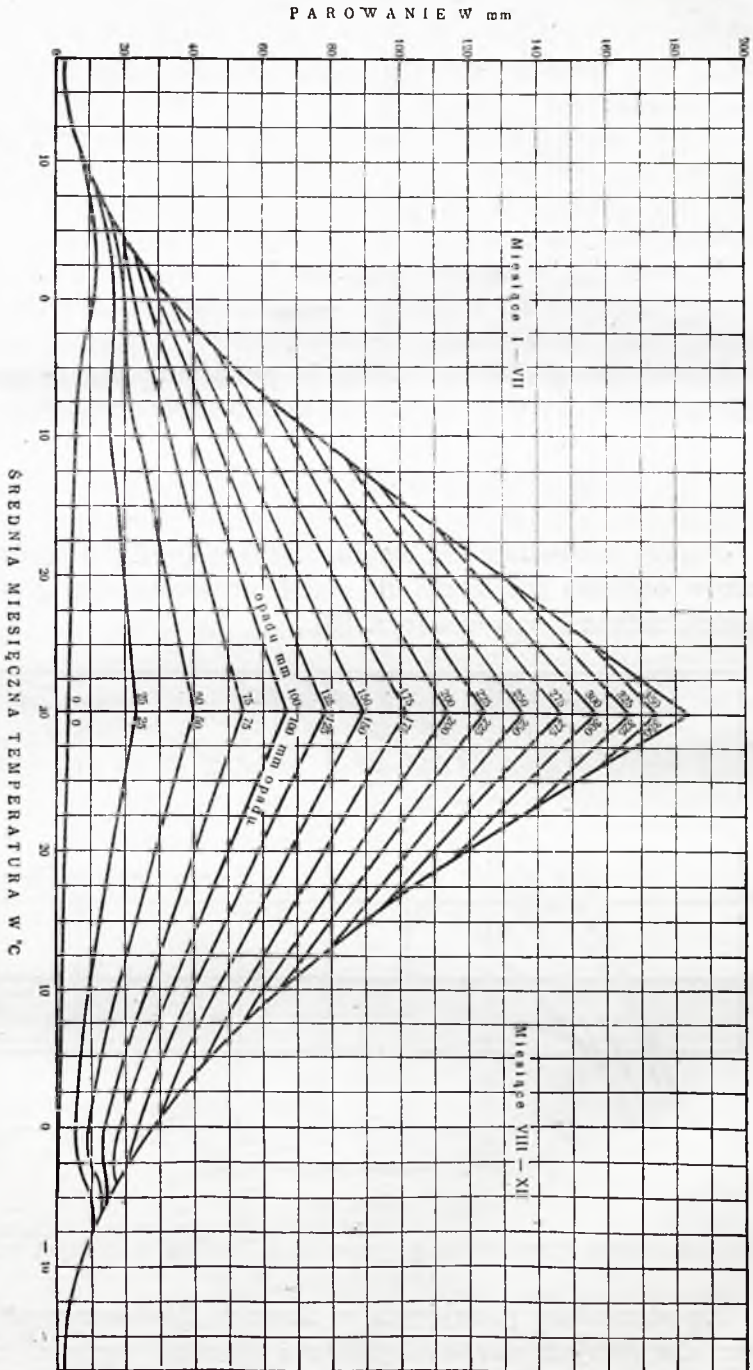
Poniżej zamieszczamy, według Meyera, grafikon porównawczy wyników obliczeń parowania dla stałej temperatury, względnie wilgotności, różnemi wzorami (rys. 39).



Rys. 39.

Związek między temperaturą, a parowaniem, według rozmaitych wzorów.

Dla stosunków panujących w Stanach Zjednoczonych podaje Meyer, dla różnych wartości opadów i różnych wartości temperatur, miesięczne wartości parowania w postaci grafikonu (rys. 40).



Rys. 40.

Diagram wysokości parowania miesięcznego w związku z temperaturą i opadami dla Stanów Zjednoczonych.

Wykresy Meyer'a mogą być przydatne dla określenia rozkładu parowania na poszczególne miesiące. Sumy jednak parowania poszczególnych miesięcy wypadają dla naszych warunków zbyt wysokie. Należałoby je zredukować o 10% do 20%.

Wykres ten, nawet dla Stanów Zjednoczonych nie jest wszędzie do zastosowania, wymaga bowiem pomnożenia przez odpowiedni współczynnik. Piaszczyste tereny wymagają współczynnika mniejszego od jedności aż do 0,6, zaś nieprzepuszczalne do 1,25. Zasluguje też na uwagę wzór rosyjskiego badacza Oldekopa, uzależniający wartość parowania od opadu i deficytu wilgotności.

Ze względu na wpływ rozkładu opadów i brak wilgotności, wzór jest rozdzielony na dwa półrocza: zimowe XI — IV i letnie V — X. Wysokość strat wynosi (w m/m):

$$E = E_o \cdot \operatorname{tg} h \frac{H}{E_o}$$

gdzie:

E_o — jest możliwą największą wartością parowania dla danego klimatu przy nadmiarze wilgoci,

H — sumą opadu w danym okresie w m/m.

Dla środkowej Europy wzór daje dość dobre rezultaty przy przyjęciu dla okresu zimowego: $E_o = 96 d_1$ oraz letniego $E_o = 136 d_2$; d_1 i d_2 są to średnie braki wilgotności w m/m. Zwrócić tu należy uwagę, że d_1 i d_2 nie mogą być obliczane ze średnich wartości miesięcznych, lecz dokładnie z obserwacji każdodziennych. Jeśli dla uproszczenia liczymy ze średnich miesięcznych, to należy wprowadzić poprawkę:

$$d - d_1 = 0,09 \cdot A^2 \frac{d^2 e}{dt^2}$$

oznaczają tu:

d — rzeczywisty brak wilgotności;

d_1 — wilgotność obliczona ze średnich miesięcznych,

t — różnica między maksymalną temperaturą terminowych obserwacji, a średnią miesięczną, zaś

$\frac{d^2 e}{dt^2}$ — drugą pochodną ciśnienia pary względem temperatury.

Ze względu na skomplikowane obliczenie wartości strat według wzoru Oldekopa podano go w formie wykresu (rys. 41).

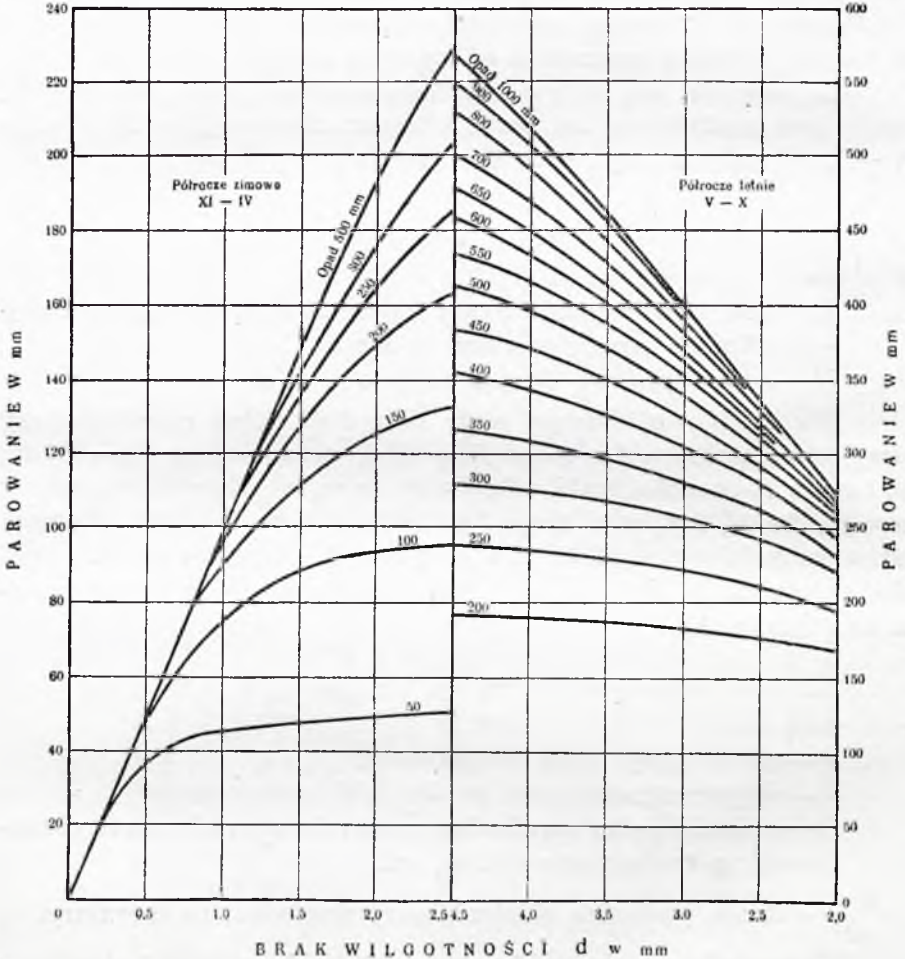
Dla terenów w Polsce, na podstawie doświadczeń w Sarnach, proponuje prof. Szymkiewicz wzór:

$$E = K(P_{max} - P) \frac{273 + t}{273} \cdot \frac{760}{P - P_{max}}$$

podobny do poprzednio przytoczonych. Ponieważ czynnik $\frac{273+t}{273}$,
jako też $\frac{760}{P - P_{max}}$, niewiele różni się od jedności, stąd w przy-
bliżeniu:

$$E = R(P_{max} - P)^*.$$

Wyznaczając bezpośrednio E , można znaleźć wartość dla R .



Rys. 41.

Diagram wysokości parowania w związku z deficytem wilgotności i opadami według Oldekopa.

*) Prof. D. Szymkiewicz: „Sur un nouveaux procédé pour évaluer l'évaporation — 1930“.

Prof. Szymkiewicz znalazł w Sarnach:

$$\text{na koniczynie } R = 40 + 21,4 w$$

$$\text{na łące } R = 35 + 6,6 w$$

gdzie w — prędkość wiatru w m/sek. Dla ciszy R nie zależy od wiatru. Stąd można napisać wzór ogólny:

$$E = (34,6 + A w) \cdot (P_{max} - P) \frac{273 + t}{273} \cdot \frac{760}{P - P_{max}}$$

w gramach na godzinę i m² gruntu, przy czym A zależy od rodzaju roślinności.

Ponieważ temperatura, ciśnienie powietrza i pary ulega ciągłym zmianom, przeto w okresie dobowym lub miesięcznym należy zsumować wartości godzinne.

Stąd:

$$E_{\vartheta} = R \cdot \left(\frac{\int_0^{\vartheta} E d\vartheta}{\vartheta} \right) \cdot \vartheta$$

Można też w przybliżeniu w ciągu dnia wziąć połowę maksymalnego parowania godzinnego, jako parowanie przeciętne.

Podobnie można dla miesiąca operować w przybliżeniu wartościami przeciętnymi temperatury, ciśnienia powietrza i pary; wówczas dla parowania z wody otrzymamy dla okresu 30 dni:

$$E_m = 0,398 \times 30 (P_{max} - P) \frac{273 + t}{273} \cdot \frac{760}{P - P_{max}}$$

Lugeon porównał obliczenia wzorem Szymkiewicza z faktycznymi pomiarami parowania nawet w okolicach podtropikalnych (Montevideo) i otrzymał zupełnie wystarczającą zgodność, gdyż obliczone tym wzorem roczne parowanie wyniosło 1301 m/m, gdy zmierzone ewaporymetrem de Piche'a 1246 m/m.

5. Przesiąkanie.

Uwzględnienie strat stałych wystarcza w bilansie normalnym, t. j. przeciętnym z długiego szeregu lat, natomiast przy krótszych okresach czasu zachodzi konieczność uwzględnienia czasowego wstrzymania odpływu czyli t. zw. retencji. Z pośród wyliczonych w poprzednim rozdziale różnych rodzajów retencji, omówiliśmy przy parowaniu retencję szaty roślinnej, którą należy zaliczyć prawie w całości do strat stałych, podobnie jak wodę zużytą na wytworzenie materji roślinnej lub wyparowaną przez rośliny. Retencja

powierzchni gruntu, retencja koryta i retencja zbiorników naturalnych czy sztucznych, jest tylko przedłużeniem czasu spływu na powierzchnię, należy więc w całości do odpływu i tam też będzie obszerniej traktowana, jakkolwiek przyczynia się również do powiększenia strat stałych. Retencja zimowa opadów śnieżnych omówioną została w rozdziale o opadach. Wszystkie powyższe rodzaje retencji nie przekraczają w zasadzie okresu roku hydrologicznego, t. j. okresu, w którym mieści się opad zimowy i jego topnienie.

Pozostaje do omówienia retencja gruntu, t. j. zatrzymanie wody opadowej pod powierzchnią terenu opadowego. Ten rodzaj retencji posiada decydujący wpływ na charakter spływu wody w danym dorzeczu, o ile bowiem retencja powierzchniowa i retencja ścieku przedłuża tylko czas bezpośredniego odpływu wód opadowych, to woda zatrzymana w gruncie w bezpośrednim odpływie udziału nie bierze, jest natomiast źródłem zasilania ścieków w okresie bezdeszczowym. Można zatem powiedzieć, że ilość wody, zatrzymanej w gruncie, stanowi o charakterze ścieku, a więc o stałości lub zmienności objętości przepływów, o wielkości wezbrań, o oddziaływaniu na przepływ okresów posuchy i t. p.

Zasadniczym warunkiem wytworzenia się zapasów wody w głębi ziemi jest przesiąkalność warstw powierzchniowych terenu opadowego. Przesiäkaniem nazywamy przedostawanie się cząstek wody pod wpływem siły ciężkości pomiędzy cząsteczkami pokładów po drodze napotykanym. Koniecznym zatem warunkiem przesiäkania jest istnienie wolnych przestrzeni pomiędzy cząstkami pokładów gruntu, czyli tak zwana porowatość. Praktycznie mówimy o warstwach przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych, w rzeczywistości wszystkie pokłady zarówno luźne (piaski, żwiry, gliny), jak i skały warstwowe, a nawet lite są przepuszczalne w większym lub mniejszym stopniu, a tylko ilość przedostawania się oraz prędkość przepływu cząstek wody pomiędzy cząstkami materji jest różna. Cząstki wody natrafiają na swojej drodze na opory w postaci tarcia, przyczepności, włoskowatości i t. p. i im te opory są większe, tem prędkość poruszania się cząstek jest mniejsza, tem trudniej przepuszczalnym jest dany pokład. Prędkość przedostawania się cząstek może być zwiększona przez ciśnienie; ten sam pokład pod wpływem ciśnienia może zatem znacznie zwiększyć swoją przepuszczalność. Kierunek przesiäkania pod wpływem siły ciężkości jest pionowy. Jeżeli jednak pokłady, przez które cząstki wody przechodzą, mają różną przepuszczalność, wówczas kierunek pionowy ruchu może być zmieniony na

kierunek upadu warstwy trudniej przepuszczalnej, co w sprzyjających warunkach może pozwolić cząstkom wody wydostać się ponownie na powierzchnię ziemi i zasilić bezpośrednio ścieki, lub też złączyć się z temi wodami pod zwierciadłem wód. Cząstki, które zatrzymały kierunek pionowy przesiąkania, w miarę posuwania się w głąb, ogrzewają się pod wpływem coraz wyższej temperatury, parują coraz silniej, nasycając parą powietrze podziemne. Para ta w odpowiednich warunkach ulega ponownie kondensacji, tworząc tak zwaną wodę głębinową.

Ilość wody, jaka, przedostawszy się z opadów w głąb ziemi, powraca po przebyciu drogi podziemnej do ścieku, jest bardzo rozmaita, zależy bowiem od bardzo różnorodnych i zmiennych czynników. Dla dorzeczy większych rzek można dojść do pewnych uogólnień następującą drogą:

Przyjmując, że w czasie najniższych stanów, rzeki zasilane są wyłącznie wodą podziemną, zgromadzoną w drodze przesiąkania, moglibyśmy ten najniższy stan uważać jako wskaźnik objętości wody, przesiąkającej z opadów. Ale w czasie deszczów zwiększa się nie tylko przepływ wody powierzchniowej, lecz również zwiększa się objętość wód podziemnych. Wobec tego z większym przybliżeniem postąpimy, jeśli za podstawę obliczenia ilości wody przesiąkającej weźmiemy przepływ leżący pośrodku pomiędzy przepływem najniższym, a np. średnim rocznym w danym roku, i ten przepływ rozdzielimy jednostajnie na przeciąg całego roku. Dzieląc następnie objętość tak wypośredkowanego przepływu całorocznego przez powierzchnię dorzecza, otrzymamy wysokość warstwy wody, odpowiadającej rocznemu przesiąkaniu. W ten sposób obliczono, że w dorzeczu Miami w Stanach Zjednoczonych A. Pn., przy wysokości opadu rocznego 964 m/m, przypada średnio na przesiąkanie 106 m/m, a zatem około 11%.

Okazuje się z tego, że dawne poglądy hydrologów, w myśl których z opadów $\frac{1}{3}$ paruje, $\frac{1}{3}$ przesiąka, zaś $\frac{1}{3}$ odpływa bezpośrednio po powierzchni, przypisywały zbyt dużą rolę przesiąkaniu, nie mówiąc już o tem, że tak daleko idące uogólnienie zjawisk nie wytrzymuje dziś krytyki.

Obliczenia, przeprowadzone dla dorzeczy europejskich, dają wartości przesiąkania większe, a mianowicie w granicach od 16% do 27% opadów, t. j. średnio 19,4%.

Czynniki sprzyjające parowaniu działają przeważnie na zmniejszenie przesiąkania. Ponadto czynniki, grające główną rolę przy parowaniu, jak temperatura i wilgotność powietrza, mają na przesiąkanie wpływ niewielki, a na pierwszy plan wybijają się czyn-

niki geofizyczne i fizjologiczne, jak własności podglebia i głębszych pokładów danego terenu, roślinność i t. p.

Wpływ tych czynników przedstawia się pokrótce jak następuje:

1. *Temperatura*. Wzrost temperatury zmniejsza procent wody przesiąkającej, wobec silnego parowania; natomiast spadek temperatury działa korzystnie tylko do chwili zamarznięcia ziemi. Z chwilą zamarznięcia zazwyczaj przesiąkanie ustaje w zupełności. To zjawisko pozwala nam na pewne wnioskowanie o przepływach roku następnego na podstawie opadów zimowych. Jeżeli śnieg spadnie na ziemię niezamarzniętą, tworząc na niej dość wysoką warstwę, to temperatura ziemi będzie się utrzymywać przez całą zimę powyżej zera i przez całą zimę odbywać się będzie przesiąkanie, dzięki któremu zwiększają się zapasy wód podziemnych, a zmniejsza się retencja zimowa. W takim roku możemy się spodziewać obfitych źródeł, zaś nie obawiać się ani powodzi wiosennej, ani zbyt niskich stanów wody w lecie i w jesieni. Natomiast, jeżeli śnieg leży na ziemi zamarzniętej, wówczas w całości musi uleść bądźto parowaniu, bądź też stopnieniu na wiosnę, czego następstwem będą silne powodzie wiosenne, jak również brak wody w porze posuchy letniej lub jesiennej.

Wpływ na przesiąkanie ma także różnica temperatur terenu i wody opadowej. Teren chłodniejszy sprzyja przesiąkaniu, natomiast ziemia cieplejsza od wody opadowej utrudnia przesiąkanie, ogrzewając wodę przesiąkającą, zmuszając ją do cyrkulacji w kierunku przeciwnym przesiąkaniu i ułatwiając parowanie.

Różnice w temperaturze ziemi i powietrza powodują też ciągłą zmianę w stanie skupienia wody w trakcie jej przesiąkania. Tak np. w lecie parowanie odbywa się w kierunku ku powierzchni gruntu, zaś w głębi ziemi mogą równocześnie występować zjawiska kondensacji, w zimie kondensacja może znów następować w miarę poruszania się cząstek pary ku powierzchni ziemi i zmniejszyć przez to przesiąkanie.

2. *Ciśnienie powietrza*. Wzrost ciśnienia powietrza może spowodować pewną zwyżkę w ilości przesiąkającej wody, naogół jednak wpływ ten nie jest wielki. Znacznie silniej oddziaływa ciśnienie na wodę w głębi ziemi, powiększając lub zmniejszając zjawiska włoskowatości, przez co następuje przyspieszenie lub opóźnienie przesiąkających cząstek wody, zwłaszcza gdy mamy do czynienia z pokładami, oddzielonemi od powierzchni ziemi warstwą niedopuszczającą na wyrównanie ciśnień. Warstwą taką może być np. pokład przesycony wodą. Temu też należy przypisać znane zjawisko silniejszego bicia źródeł w czasie spadku ciśnienia powietrza.

3. *Wiatr* odgrywa bardzo nieznaczną rolę przy przesiąkaniu i to właściwie pośrednią, przyczynia się bowiem do wzrostu parowania, a niekiedy do zmniejszenia ciśnienia.

4. *Wilgotność* powietrza odgrywa również tylko rolę pośrednią, utrudniając parowanie, a przez to umożliwiając silniejsze przesiąkanie.

5. *Nachylenie stoków* odgrywa już rolę poważniejszą. Wielkość nachylenia stoi, podobnie jak przy parowaniu, w stosunku odwrotnym do ilości wody przesiąkającej. Przy dużym bowiem nachyleniu stoków, czas przepływu cząstek wody po stoku jest zbyt krótki, ażeby większe ilości wody mogły w głąb się przedostać; natomiast wystawa stoków działa w kierunku odwrotnym, niż przy parowaniu. Przesiákanie będzie najsilniejsze na stokach północnych, najsłabsze na stokach południowych.

6. *Ilość opadów* i natężenie ich posiada względnie duży wpływ na ilość przesiąkającej wody. Badania w Rothampstead wykazały, że:

przy opadzie rocznym 596 m/m wsiąkło w dany teren 41,3 ⁰ / ₀ wody
„ „ 722 „ „ w ten sam „ 44,1 ⁰ / ₀ „
„ „ 847 „ „ „ „ 51,3 ⁰ / ₀ „

Najkorzystniejsze dla przesiąkania są długotrwałe przerywane deszcze o małym natężeniu, nagłe deszcze o silnym natężeniu zwiększają bezpośredni odpływ. Do najważniejszych jednak czynników, wpływających na ilość wody przedostającej się w głąb ziemi, należą właściwości fizyczne pokładów oraz roślinność, a zwłaszcza zalesienie.

6. Przepuszczalność pokładów.

Przepuszczalność zależy od jakości pokładów pod względem geologicznym, od składu chemicznego, od wielkości poszczególnych ziarn, od ich jednorodności, kształtu i sposobu ułożenia względem siebie poszczególnych cząsteczek, czyli tak zwanej struktury.

Skład chemiczny i charakter geologiczny pokładów stanowi o stałej zawartości wody, o jej przyczepności, o spoistości poszczególnych cząstek, a poniekąd i o cechach poszczególnych ziarn pokładu.

Wielkość poszczególnych cząstek ma wpływ na rozmiary przestrzeni międzycząstkowych, w których gromadzić się mogą cząstki wody, a również na rozmiary poprzeczne kanalików, którymi przesiákanie następuje. Jest to cecha jedna z najważniej-

szych, ponieważ od rozmiarów tych kanalików zależy opór, jaki ma woda do przewyciężenia przy przesiąkaniu. Im średnice kanalików są większe, tem z większą prędkością przedostaje się woda w głąb, tem większa będzie więc przepuszczalność pokładów. Jednakowoż przy dużych cząstkach tylko wówczas kanaliki będą miały duży przekrój, jeśli poszczególne ziarna będą mniej więcej jednakiej wielkości, to też przy materiale jednorodnym ilość przesiąkającej wody jest wprost funkcją grubości ziarn, np.:

przez piasek o średnicy m/m	przeziąka przez warstwę o grubości 1 cm z prędkością cm/sek, czyli gramów wody na 1 cm ² .
7 — 4	7,1 — 3,7
4 — 2	4,2 — 1,0
2 — 1	0,8 — 0,4
1 — 0,5	0,1 — 0,07
0,5 — 0,1	0,03
0,1 — 0,01	0,0001

W naturze rzadko spotykamy materiał jednostajny, najczęściej wielkość poszczególnych ziarn jest rozmaita — wobec tego ziarna wypełniają wolne przestrzenie między dużemi i zmniejszają nie tylko ogólną objętość wolnych przestrzeni (porowatość przestrzenną), ale także zmniejszają średnicę kanalików, a stąd utrudniają przesiąkanie, zatem zmniejszają przepuszczalność.

Jak wielki wpływ ma różna wielkość cząstek na przepuszczalność pokładów stwierdzają doświadczenia Wollnego nad mieszaniną gliny z piaskiem. Doświadczenie polegało na przepuszczeniu wody przez warstwę piasku z gliną o grubości 0,2 m, pod ciśnieniem 0,5 m w ciągu 10 godzin.

Przy domieszce gliny do piasku o średnicy 0,5 — 1 m/m w stosunku (%) :

0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
przeziąkło wody (l):	366,9	46,9	12,9	3	2,9	0,17	0,14	0,14	0,11	0,11	0,09

Duży wpływ różnorodności w wielkości ziarn spowodował hydrologów do określenia t. zw. miarodajnej grubości ziarn, oraz współczynnika ich jednorodności. Jako grubość miarodajną ziarn przyjął King i Slichter tę grubość, poniżej której suma objętości cząstek wynosi 10% w stosunku do całej objętości materiału, ta bowiem grubość charakteryzuje możliwie najlepiej jakość pokładu pod względem przepuszczalności. Współczynnikiem zaś jednorodności nazwano stosunek tej średnicy ziarn, poniżej której objętość

cząstek stanowi 60% ogólnej objętości, do średnicy miarodajnej. Przy idealnej jednorodności — stosunek ten będzie równy jedności, obie bowiem wartości stanowią 100% materiału, normalnie jednak będzie on większy od jedności.

Obok wielkości ziarn, duży wpływ na przepuszczalność ma ich kształt. Przy ziarnach jednorodnych największe próżnie i największą średnicę kanalików otrzymamy przy kształcie kulistym, najmniejszą przy sześciianach. Natomiast przy ziarnach o niejednolitej wielkości zmniejsza się porowatość i przepuszczalność im bardziej nieregularny będzie kształt poszczególnych ziarn, wówczas bowiem łatwiej będzie drobniejszym cząstkom wypełnić przestrzenie pomiędzy większemi.

Wkońcu sposób ułożenia cząstek na sobie ma niemały wpływ na przepuszczalność. Tak np. cząstki płytkowate ułożone „płasko” mają przepuszczalność mniejszą, niż ułożone „pionowo”, choć mogą mieć tę samą porowatość, w pierwszym bowiem wypadku wykonanie drogi pionowej dla przesiąkającej wody wymaga przebycia dużych przestrzeni w kierunku poziomym, czas zatem przesiąkania między dwoma poziomami jest znacznie dłuższy, niż w wypadku drugim.

Warstwy terenu na powierzchni, zwłaszcza warstwy uprawne, posiadają strukturę specjalną t. zw. gruzełkowatą, która znacznie powiększa porowatość i przepuszczalność terenu. Struktura ta polega na łączeniu się ze sobą cząstek w gruzełki, przez co między poszczególnymi skupieniami tworzą się większe przestrzenie próżne, a więc i kanaliki o większej średnicy. Skutkiem tego procent opadów, jaki wsiąka w ziemię uprawną, jest znacznie wyższy, niż w terenach nieuprawnych.

Keilhack podaje następujące średnie wartości, jakie pochłania sucha uprawna rola:

piaszczysta	23,5%	objętości	najmniej	9,6%
wapnista	38,3	„	„	25,9
ilasta	37,9	„	„	29,2
gliniasta	51,2	„	„	44,2
gliniasto-piaszczysta	40,5	„	„	28,2

Wobec wielkiej różnorodności, jaką spotykamy w przyrodzie pod względem jakości pokładów, wynika ogromna różnorodność w stopniu ich przepuszczalności. Należy odróżnić dwie charakterystyczne cechy, stanowiące o przepuszczalności pokładów, a mianowicie: porowatość przestrzenną i szybkość przesiąkania.

Obie te cechy nie muszą koniecznie być wspólne, gdyż przy względnie dużej porowatości, możemy mieć szybkość przesiąkania minimalną, a zatem mieć pokład trudno przepuszczalny.

Wartości, jakie podają autorowie dla porowatości, są dość rozbieżne, wahają się one w granicach:

dla skał krystalicznych do	1 ^o / _o
„ piaskowców	10 — 30 „
„ wapieni	10 — 20 „
„ piasków i żwirów	36 — 42 „
„ ziem piaszczysto-glinianych	do 55 „

Wintgens podaje następujące wartości dla materiałów sypkich (Geologia Holandji):

Piasek rzeczny grubo-ziarnisty	14 — 25 ^o / _o
„ o niejednolitej grubości ziarn	29 „
„ o jednolitej „ „	37 „
„ o średnicy 1 m/m „ „	40 „
„ o „ ¹ / ₃ „	42 „
„ ze żwirem	38 „
Żwir o średnicy 4 — 7 m/m	36 — 37 „
Ziemia ogrodowa	28 „
Gлина grubo-ziarnista	31 „
И siny	34 „
И z humusem	37 „
Ziemia ilasta	44 „
„ piaszczysto-ilasta	50 „
Torf	ponad 90 „

Jednak ilość wody, którą pomieścić mogą w sobie różne pokłady w głębi ziemi w drodze przesiąkania, nie zależy wyłącznie od porowatości, ale również od ilości wody, stale w danym materiale zawartej, czyli od stałej wilgotności. Woda w gruncie przychodzi w trojakiej postaci: związana chemicznie ze składnikami pokładów, związana fizycznie z cząstkami materiału zapomocą sił przyczepności, włoskowatości i t. p. zwana ogólnie wodą hygroskopijną, wreszcie jako woda wypełniająca czasowo resztę pozostałych próżni. Tylko ta ostatnia porusza się pod wpływem praw ciężenia, zowią ją też niektórzy wodą grawitacyjną. Wodę związaną chemicznie można usunąć tylko zapomocą reakcji chemicznej, nie ma ona więc ani wpływu na wilgotność, ani na przesiąkanie. Wodę hygroskopijną, która stanowi o t. zw. wilgotności stałej

pokładu, można usunąć przez wyjęcie materiału z jego naturalnego środowiska i sztuczne jego wysuszenie, względnie wyżarzenie.

Im większą jest wilgotność stała pokładu, tem mniejsza ilość próżni pozostaje na przyjęcie wód przesiąkających, tem samem bardziej nieprzepuszczalnym jest dany teren.

Pod względem stosunku wilgotności stałej do porowatości można odróżnić 4 rodzaje pokładów:

1. Skały krystaliczne, łupki etc. posiadają nieznaczną wilgotność stałą, równą prawie w zupełności porowatości, stąd nie są w stanie pomieścić wody przesiąkającej, a wodę hygroskopijną tracą dopiero po sztucznem osuszeniu.

Dla tego rodzaju materiałów podaje Lueger następujące wartości wilgotności względnej równej pełnej pojemności, a zatem i porowatości:

Kwarzec	0,008%
Granit	0,05 do 0,86%
Marmur	0,11 do 0,59%
Gips	0,15%
Gnejs	0,3%
Porfir	0,4 do 1,3%
Łupki iłowe	0,54 do 0,7%
Łupki krystaliczne	0,85 do 0,91%

2. Iły i gliny posiadają nieznaczną różnicę pomiędzy wilgotnością stałą, a pełną pojemnością, ale posiadają dużą porowatość. Stąd pokłady tego rodzaju łatwo chłoną duże ilości wody, ale z trudnością ją oddają, nasycone zaś wodą są prawie zupełnie nieprzepuszczalne. Pełna pojemność wody wynosi u tych materiałów 30 do 50%, wilgotność stała jest zaledwie o kilka procent (dla iłu 2%) mniejsza. Nawet zmieszane z piaskiem lub wapieniem iły, zachowują swą zdolność chłonięcia i zatrzymywania wody. Tak np. niektóre rodzaje margli przyjmują 47% wody. Podobnie zachowują się węgle brunatne i torfy, dla których przeciętna zawartość wody wynosi 80%.

3. Materiały typu wapieni i lössów, w których zaznacza się już większa różnica pomiędzy stałą wilgotnością naogół niewielką, a pełną pojemnością również niezbyt dużą.

Tak np. pełna pojemność kredy wynosi 14,4 — 43,9%,
zaś „ „ „ wapienia 13,6 — 17,0%

4. Materiały luźne (sypkie) jak piaski, żwiry i t. p., które mają względnie dużą porowatość, zaś małą wilgotność stałą, w któ-

rych zatem łatwość chłonięcia wody równa jest łatwości jej od dawania. Pełna ich pojemność waha się w granicach od 36 do 42^o/. Są to w pełnym tego słowa znaczeniu materiały przepuszczalne, a pokłady ich w głębi ziemi są doskonałymi zbiornikami wód gruntowych.

Dla przesiąkania pozostaje zatem część próżni międzycząsteczkowej, stanowiąca różnicę pomiędzy pojemnością pełną, a wilgotnością stałą. Przestrzenie próżne mogą być w bardzo różnym stopniu wypełnione wodą, jednakowoż nigdy poniżej wilgotności stałej. Stopień wypełnienia tych próżni wodą nazywamy naogół wilgotnością gruntu. Mieści ona w sobie zarówno wilgotność stałą, jak i czasową (zmienną).

Terzaghi określa stopień wilgotności przez iloraz przestrzeni wypełnionych wodą do pełnej objętości porów:

$$\frac{w \cdot \gamma (1 - m)}{m}$$

gdzie w oznacza stosunek wagi wody, zawartej faktycznie w materiale, do wagi materiału, γ — ciężar gatunkowy materiału, zaś m — porowatość przestrzenną. Dla piasku podaje Terzaghi następujące praktyczne granice powyższego ilorazu:

piasek wilgotny	0,0	—	0,25
„ bardzo wilgotny	0,25	—	0,5
„ mokry	0,5	—	0,75
„ bardzo mokry	0,75	—	1,0
„ nasycony wodą			1,0

Porowatość i pojemność materiałów sypkich, może ulegać zmianom w miarę zmian układu cząsteczek przez wstrząsanie, ciśnienie i t. p. Taki wpływ może wyrzucić np. prąd wody, zmiana ciśnienia wody, pompowanie (skutkiem ługowania drobniejszych cząstek pokładu) i t. p. Skrajnym przykładem będzie kurzawka, gdzie pod wpływem zmiany ciśnienia i ruchu wody, cały materiał zostaje porwany, bo spójność między cząsteczkami jest mniejsza, niż działające siły zewnętrzne.

W łąkach zmienia się pojemność wody, a zatem i porowatość bardzo znacznie przy zmianach ciśnienia. W piaskach wpływ ciśnienia uwidacznia się tylko w razie obecności płaskich cząsteczek miki, które mogą przybierać różne położenie.

Rzecz naturalna, że ilość wody, jaka w czasie deszczu może się przedostać w głąb ziemi, zależy od stopnia wilgotności pokładów, a więc od tej ilości wody, jaka w danej chwili już w głębi ziemi się znajduje. Dlatego nieraz względnie nieduże opady mogą

wywołać wielkie wezbranie, jeśli deszcz pada na ziemię przesyconą poprzednimi deszczami, a więc w zupełności nieprzepuszczalną. Z drugiej jednak strony w czasie posuchy nawet znaczniesze opady nie są w stanie zmienić wydatnie przepływu w ściekach.

Według Lugeon'a następujące opady po kilku dniach posuchy nie wywołały w Szwajcarii zmiany w przepływie rzek:

TABELA XXIII

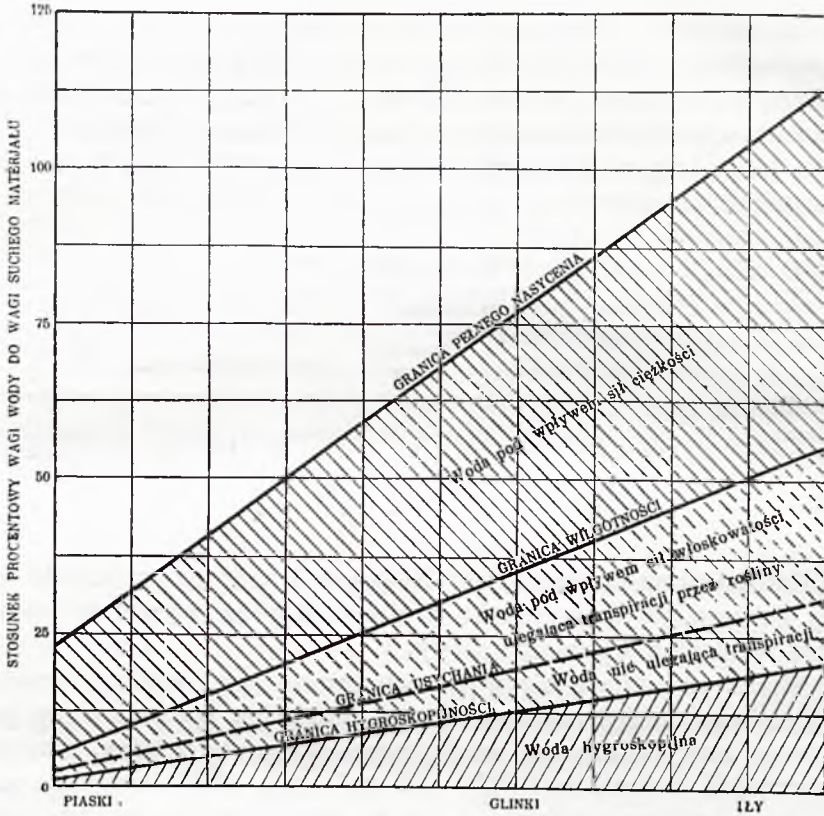
	Tereny przepuszczalne			Tereny nieprzepuszczalne		
	Równiny	Wzgórza	Wysokie Alpy	Równiny	Wzgórza	Wysokie Alpy
Wiosna i jesień . .	10	7	4	8	6	3 m/m
Lato . . .	8	5	4	6	3	3 „

Natomiast w dorzeczu Rio Negro w Urugwaju w czasie posuchy dopiero 100 m/m opadu w ciągu 24 godz. wywołało wydatniejsze wzniesienie poziomu wody.

Woda, znajdująca się w porach gruntu poza wodą hygroskopijną, podlega ustawicznemu ruchowi. Ruch ten spowodowany jest dopływem nowych cząstek wody, przesiąkających z góry, parowaniem cząstek wznoszących się pod wpływem włoskowatości, ssaniem przez rośliny, wreszcie dalszem przesiąkaniem w głąb. Pomiedzy siłami włoskowatości i parowaniem, a przeciwnie skierowanymi siłami ciężenia, może nastąpić w pewnej warstwie gruntu stan równowagi. W ten sposób następuje związanie pewnej ilości wody z gruntem, t. zw. wody kapilarnej, którą niektórzy hydrologowie odróżniają ze względu na jej zmienność od wody hygroskopijnej. Dlatego określiliśmy powyżej, jako wodę hygroskopijną tę, którą z gruntu można usunąć jedynie przez wyżarcie.

Ilość wody związanej z gruntem wzrasta w miarę zwiększania się sił włoskowatych. Porządkując zatem pokłady od najsilniej przepuszczalnych piasków do ilów, otrzymamy grafikon różnego rodzaju wód w głębi ziemi (rys. 42).

Wpływ włoskowatości na parowanie lub konsumpcję roślin, zależny będzie od odległości między powierzchnią gruntu, a warstwą wypełnioną wodą do jej pełnej pojemności, czyli od poziomu wody gruntowej, a zatem ilość wody podlegającej włoskowatości może być różna w tym samym materiale. Ponadto osiągnięcie maksymalnego poziomu wzniesienia się wody przewodami włoskowatymi zależne jest od czasu. W tym kierunku szczegółowe badania



Rys. 42.

Zależności zawartości wody w gruncie od jakości pokładów.

przeprowadzili w terenach piaszczystych w Stanach Zjednoczonych Whipple (1904) i Hilgard (1906), ten ostatni podaje:

średnica ziarna w m/m	wysokość włoskowości w m/m	osiągnięta po dniach
2	164	80
1	241	100
0,5	279	138
0,3	330	188
0,16	489	191
0,12	667	158
0,072	853	144
0,047	1352	160
0,025	2667	300
0,016	3099	475
namuł	1321	144
ił	1537	350

Ilość wody związana włoskowatością jest różna w różnych warstwach tego samego pokładu w zależności od wzniesienia się danej warstwy ponad poziom pełnego nasycenia. Ta zmienność przemawia za wyodrębnieniem wody związanej fizycznie z gruntem, jako stałej wilgotności jego, bez wpływu sił ciężenia i włoskowatości, innymi słowy tkwiącej w gruncie nawet po zniszczeniu naczyń włoskowatych.

Dla ilości wody, jaka w ciągu trwania deszczu i tuż po deszczu jest w stanie przedostać się w głąb ziemi, ważna jest, jak wspomnieliśmy, nie tylko porowatość gruntu, ale także szybkość z jaką to przesiąkanie następuje. Decydującą rolę odgrywa tu zatem długość trwania deszczu; tak np. w dorzeczu Miami skonstatowano, że z deszczu nawalnego 80 m/m wsiąkło w warstwę gruntu 60 cm. grubą — 6,6 m/m (8,3%), z deszczu kilku godzinnego 26 m/m — wsiąkło 13 m/m (50%), zaś z deszczu 4-dniowego wsiąkło z 118 m/m aż 104 m/m (88%).

Badania szybkości przepuszczania dały dość różne rezultaty: tak np. w pewnym wypadku skonstatowano, że do głębokości 0,3 m pod teren przedostała się woda w grubym piasku po 20 min., w glinie zaś po 20 godzinach. Natomiast Spöttle zmierzył w Monachjum szybkość przesiąkania:

dla piasku wapiennego z humusem	22 mm/godz.
„ Izary	32 „ „
„ torfu	36 „ „
nawet dla gliny	33 „ „

Średnia prędkość wypada 0,8 m/dzień. Schoelhase w Frankfurcie otrzymał 0,5 do 1 m/dzień, zaś Rotmistroff w Odesie 2 m/dzień, Krug otrzymał na grubości pokładu 0,37 m, przykrytym 0,6 m wodą: przy piasku o średnicy miarodajnej ziarn 0,185 m/m — 7,8 m/dzień
 „ „ „ „ „ 0,083 „ — 1,0 m/dzień
 zaś przy glinie 0,04 m/dzień
 różnice zatem są bardzo znaczne.

Wollny podaje następującą tabelkę ilości przesiąkającej wody:

TABELA XXIV.

po upływie minut	5	10	15	25	45	65	120
śr. ziarn 0,01—0,07 m/m	0,8	12,8	16,2	21,3	30	36,7	52
0,07—0,14 „	18	27	37	52,5	79	103	—
0,17—0,2 „	45	82	110	—	—	—	—
0,2 - 0,5 „	84	—	—	—	—	—	—
Zmieszane ziarna	11	19	24,5	33,2	50,8	65,5	106

Pod względem prędkości przesiąkania rezultaty dotychczasowych badań są więc jeszcze dość rozbieżne.

7. Wpływ roślinności.

Roślinność naogół działa niekorzystnie na przesiąkanie, wzmagając straty bezpośrednie. Wyjątek stanowi las, ponieważ z opadów, które w lesie na ziemię się dostaną, przesiąka bardzo duży procent; zwłaszcza odnosi się to do opadów zimowych, topniejących w lesie bardzo wolno. Niema to jednak związku z ilością bezwzględną przesiąkającej wody, która na gruntach nagich zawsze będzie większa.

I tu wyniki badań dają dość rozbieżne rezultaty. Seelhorst znalazł w r. 1904/5 przy opadzie rocznym 743 mm:

na kartoflisku	37 ⁰ / ₀	wsiąkania
w życie	38 ⁰ / ₀	„
w jęczmieniu	27 ⁰ / ₀	„
a na ugorze	67 ⁰ / ₀	„

Wollny badał przesiąkanie jedynie w okresie wegetacji i tylko do głębokości 0,5 m, przyczem maximum przesiąkania wypadło w październiku, minimum w maju.

Średnie wartości otrzymał następujące:

rodzaj gleby	grunt nagi	grunt porośły trawą
piasek	65 ⁰ / ₀	14 ⁰ / ₀ opadu
ziemia gliniasta	33 ⁰ / ₀	13 ⁰ / ₀ „
torf	44 ⁰ / ₀	9 ⁰ / ₀ „

Ebermayer skonstatował dość znaczne różnice w roku suchym i mokrym, wykonując zaś pomiary w głębokości 1,2 m, uchronił się przed wpływem parowania. Otrzymał następujące wartości:

	w roku mokrym	w roku suchym
na gruncie nagim	5,1 ⁰ / ₀	3,5 ⁰ / ₀
w lesie liściastym	4,1 ⁰ / ₀	2,9 ⁰ / ₀
w lesie szpilkowym	3,0 ⁰ / ₀	1,5 ⁰ / ₀
pod mchem	7,0 ⁰ / ₀	6,2 ⁰ / ₀

Dla poszczególnych pór roku otrzymał:

	wiosna	lato	jesień	zima
w torfowisku	64 %	11 %	49 %	99 %
w humusie	6,8 ⁰ / ₀	3,4 ⁰ / ₀	1,7 ⁰ / ₀	5,9 ⁰ / ₀

Natomiast Wollny dla poszczególnych pór roku podaje:

	wiosna	lato	jesień	zima
w lasach iglastych	25 ⁰ / ₀	2,2 ⁰ / ₀	7,4 ⁰ / ₀	22 ⁰ / ₀
w lasach liściastych	42 „	3,8 „	25 „	51 „
pod trawą	53 „	5,5 „	24 „	58 „
na nagim gruncie	59 „	35,9 „	53 „	80 „

Obszerne badania Böhlera, zestawione w Tab. XXV dla różnych gruntów, różnej roślinności i różnych pór roku, wykazują w istocie bardzo duże granice wahań, czem się tłumaczą różne wyniki badań różnych badaczy. Wahania w procencie przesiąkania obejmują u Böhlera następujące granice:

W gruncie piaszczystym	od 35 do 109 ⁰ / ₀ (śnieg)
„ wapienistym	od 12 do 101 ⁰ / ₀
„ gliniastym	od 1 do 101 ⁰ / ₀
W humusie	od 1 do 89 ⁰ / ₀

TABELA XXV.

Rodzaj gruntu	Rodzaj uprawy	Rok mokry		Rok suchy	
		półrocze zimowe	półrocze letnie	półrocze zimowe	półrocze letnie
Piasek:	a) las liściasty	108	74	96	51
	b) „ szpilkowy	96	77	96	58
	c) trawa	92	55	77	35
	d) nagł grunt	109	85	92	65
grunt wapienny	a) las liściasty	89	52	76	20
	b) „ szpilkowy	80	65	68	37
	c) trawa	99	31	79	12
	d) nagł grunt	101	74	81	54
głina	a) las liściasty	87	29	64	8
	b) „ szpilkowy	58	29	46	6
	c) trawa	96	18	68	1
	d) nagł grunt	101	77	75	47
humus	a) las liściasty	82	10	74	2
	b) „ szpilkowy	69	23	45	1
	c) trawa	80	24	110	19
	d) nagł grunt	89	72	84	47

Otocki badał wpływ roślinności, mierząc wilgotność gleby tuż pod powierzchnią, w głębokości 0,5 m i 2,0 m pod terenem. Otrzymał on w pewnym wypadku przeciętne wartości następujące:

	tuż pod pow. ziemi	w głębi 0,5 m	w głębi 2,00 m
w lesie	13,9%	15,1%	12,4%
na łące	5,6 „	14,9 „	15,0 „
na nagim gruncie	3,5 „	19,7 „	16,3 „

w stosunku do pełnej pojemności.

Znać tu wpływ parowania pod powierzchnią, oraz czerpanie wody przez głęboko sięgające korzenie. W lesie duży wpływ ma pokrycie ziemi roślinnością, mchem lub spadłymi liśćmi.

Jak widać, dotychczasowe badania nie wystarczają do wyciągnięcia cyfrowych wniosków, dają co najwyżej możliwość ocenienia różnorodnych wpływów roślinności. Roślinność wpływa także na różnice w szybkości przesiąkania, dzięki kanalikom, wytworzonym przez korzenie i przez szkodniki. (Kanaliki wykonane przez dżdżownice sięgają do 8 m. głębokości).

Engler i Burger znaleźli w glebach górskich Kantonu Berneńskiego czas przejścia wody przez warstwę o grubości 0,1 m

w głębokości	w lesie	na pastwisku	na roli
0 —0,1 pod terenem	29 sek,	24 min.	1 min. 42 sek.
0,4—0,5 „ „	2 min.	3 min. 45 sek.	

8. Pomiary przesiąkania.

Dla porównania przesiąkliwości terenu przyjęto jako miernik ilość wody, jaka w ciągu jednej sekundy przejdzie przez kostkę z danego materiału o boku równym 1 cm pod ciśnieniem 1 atmosfery.

Przy pomiarach oznaczyć należy przedewszystkiem porowatość przestrzenną i faktyczną zawartość wody w próbce.

W tym celu próbkę o określonej objętości, zwykle 1 dm³, waży się bezpośrednio po wyjęciu ziemi (G_1), następnie zanurza się próbkę w wodzie na 24 godzin i waży się ją w wodzie (G_2), po wyjęciu i ocieknięciu z wody (G_3), następnie suszy się próbkę w temperaturze co najmniej 105° C, poczem się ją ponownie waży (G_4).

Wówczas otrzymamy dla danej próbki:

Faktyczną zawartość wody	$G_1 - G_4$
Pojemność gruntu	$G_3 - G_4$
Porowatość przestrzenną	$G_2 + 1 - G_4$

Imbaux podaje różne metody mierzenia porowatości. Oznaczając przez:

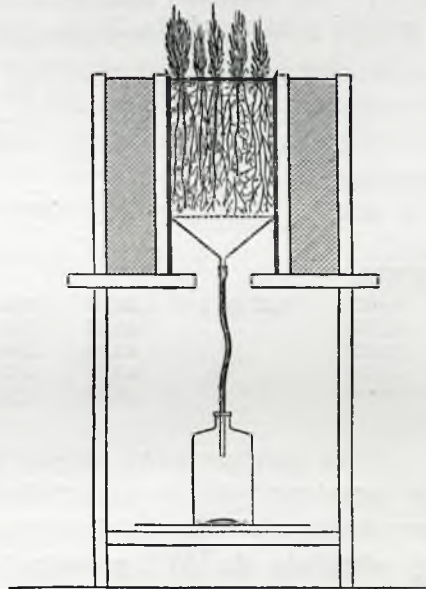
- W — objętość wody;
- V — „ „ próbki wyjętej z gruntu;
- v — „ „ materji;
- γ — ciężar gatunkowy materji;
- γ_0 — „ „ próbki suchej;
- γ_w — „ „ „ nasyconej wodą;

otrzymamy relację na porowatość m , wyrażoną w procentach:

$$m = 100 \frac{W}{V} = 100 \frac{V-v}{w} = 100 (\gamma_w - \gamma_0) = 100 \frac{\gamma - \gamma_0}{\gamma}$$

Wartość m możemy otrzymać:

1. Mierzac wodę potrzebną do nasycenia próbki;
2. Mierzac V i v (V zmierzemy, oblewając próbkę parafiną i zanurzając w wodzie, zaś v — w psychrometrze, mierzac wypartą wodę po wsypaniu suchej próbki);
3. Mierzac γ i porównując z γ_0 ;
4. Mierzac γ_w i γ_0 ;
5. Wreszcie metodą Washburne'a i Buntinga zapomocą 2 naczyń, napełnionych próbką oraz jakimś gazem rozrzedzonym. Po połączeniu naczyń, mierzy się ciśnienie w naczyniu z gazem, zmniejszone skutkiem powiększenia objętości naczynia o porowatość materiału.



Rys. 43.

Lysimetr Wollny'ego.

Metody pomiaru czasu przesiąkania są różne: Burger opuszcza w grunt rurę o przekroju 1 dm^2 na głębokość 1 dm , poczem wlewa 1 litr wody, mierzac czas wsiąkania; Freckmann wprowadza rurę — filtr, w której utrzymuje wodę pod stałym ciśnieniem, mierzac czas, potrzebny do wchłonięcia 500 cm^3 i t. p.

W warunkach zbliżonych do natury, mierzy się objętości przesiąkającej wody w lysimetrach typu Wollny'ego (rys. 43).

Pierwotnie były to naczynia z blachy cynkowej kształtu walca o śr. 0,2 m, umieszczone w skrzyni drewnianej o boku 0,5 m, mające u dołu dno z siatki, poniżej której ściany zwężają się, konicznie przechodząc w rurkę opatrzoną kurkiem.

Naczynia i skrzynie wypełnia się materiałem badanym w warunkach naturalnych, a więc ewentualnie z roślinnością, a ilość przesiąkniętej wody, mierzy się miarką ombrometryczną.

Późniejsze lysimetry, wprowadzone przez Ebermayera, są znacznie większe. Są to skrzynie betonowe, umieszczone w gruncie, o powierzchni kilku m², z których specjalnie urządzonymi kanalikami odpływa woda i może być poddana stałe mierzeniu.

O wiele trudniej oddzielić wodę kapilarną, trzeba bowiem, jak się przekonano, bardzo długiej obserwacji. Najszczegółowsze są zapewne badania Kinga, który mierzył ilość wody ściekającej z próbki piasku aż do 2½ lat. Otrzymał on następujące dane:

TABELA XXVI.

Śr. ziarn w m/m	Współcz. jedno- rodności	m%	Woda w procencie objętości, która przesiąkła po upływie					
			pierw- szej ½ godz.	drugiej ½ godz.	9 dni	w koń- cu 2½ l.	Razem w 2½ l.	Pozo- stało
0,475	1,57 do 1,62	38,86	10,68	4,88	8,72	2,6	26,88	6,87
0,185		40,07	7,85	5,46	9,48	2,71	25,5	8,01
0,155		40,76	5,60	4,70	9,88	1,87	22,05	11,37
0,118		40,57	1,57	1,35	12,85	2,72	18,49	14,81
0,083		39,26	1,26	0,9	11,29	2,01	15,96	18,87

Poza tem procenty objętości są w całym pokładzie jednostajnie rozłożone tylko w materiałach o grubych ziarnach, natomiast przy drobnych — objętości wody pozostałej wahają się od 5% w górnej warstwie do 40% w dolnej, a zmiany nie następują podług linii prostej.

Pozostałe ilości nie są jednak w całości wodą hygroskopijną: przedewszystkiem część mogą jeszcze wyciągnąć korzenie roślin, a stosunek procentowy wagi tej do wagi terenu suchego nazwał Biggs i Shantz współczynnikiem wędnięcia. Według ich doświadczeń wynosi średnia wartość współczynnika:

dla piasku grubego	0,86— 1,23%
„ „ „ drobny	2,6 — 3,76%
„ „ „ namułu	4,2 — 10,3 %
„ „ „ iłu	16,8 — 30,0 %

Wartości te wahają się jeszcze w granicach 8% w zależności od rodzaju pokrywającej roślinności.

W miarę jak roślinność czerpie z tego zapasu, ilość zatrzymanej wody się zmniejsza. Wreszcie należy jeszcze odjąć wodę hygroskopijną, której bez wyżarcenia próbki, nie jesteśmy w stanie wydzielić z gruntu.

W stosunku do wagi terenu, ilości wody hygroskopijnej wynoszą:

dla piasku grubego	0,5%
dla „ drobnego	2,3%
dla namułu	11,2%
dla iłu	14,5%

Można zatem w przybliżeniu przyjąć, że współczynnik wzięcia = 1,5 współczynnika hygroskopijności.

Oba te współczynniki oznaczono na rys. 42.

Przytoczone wyniki różnych badań nad przesiąkaniem wskazują, że w tej dziedzinie jeszcze jesteśmy daleko od możliwości wyrażenia w każdym poszczególnym wypadku w cyfrach potrzebnych wartości; powyżej przytoczone dane pozwalają zaledwie na jaką taką orientację w całym tym zawiłym procesie.

ROZDZIAŁ IV.

O D P Ł Y W.

1. Analiza odpływu.

Ostatecznym celem badania bilansu wodnego jest oznaczenie tej części wody opadowej, którą spotykamy w postaci odpływu na powierzchni. Gdyby ilością tą była jedynie różnica pomiędzy opadem, a stratami, to wyznaczenie jej byłoby względnie łatwe, zwłaszcza dla dłuższego okresu czasu. Zjawiska jednak poprzednio przez nas opisane w postaci parowania i przesiąkania, mają miejsce i nadal w czasie trwania odpływu, a równocześnie odpływ może być zasilany wodą zatrzymaną w drodze, w różnego rodzaju retencjach, a przede wszystkim pochodzącą z retencji gruntu. Odpływ zatem w pewnym okresie czasu składać się będzie z sumy bezpośredniego odpływu na powierzchni stanowiącej część opadów, które w tym czasie się zdarzyły, z odpływu na powierzchni, pochodzącego z opadów poprzedniego okresu, a zatrzymanego na powierzchni ziemi, roślin, tudzież w korycie powyżej tego miejsca, w którym przyплыw badamy, z odpływu podziemnego, pochodzącego z opadów w badanym okresie, oraz z odpływu podziemnego, pochodzącego z opadów pochodzących z okresów poprzednich.

Jeśli odpływom na powierzchni damy znak p , podziemnym--znak g , a okresy dawniejsze oznaczymy kreską, to odpływ w ciągu pewnego czasu, np. roku lub miesiąca, możemy oznaczyć symbolem:

$$O = O_p + O_g + \sum O'_p + \sum O'_g$$

przyczem zwykle zamiast $\sum O'_p$ wystarczy uwzględnić bezpośrednio poprzedzający okres czasu.

Im dłuższy okres czasu, bierzemy pod uwagę, tem większe znaczenie mają dwa pierwsze wyrazy, tak że tworząc wartości

przeciętne z bardzo długiego okresu czasu, możemy poprzestać na symbolu:

$$O_{\dot{s}r} = O_{p_{\dot{s}r}} + O_{g_{\dot{s}r}}$$

w rzeczywistości bowiem, przy tym samym punkcie początkowym, ani $\Sigma O'_g$, ani $\Sigma O'_p$ się nie zmienia, a tylko wzrastać będzie ΣO_p i ΣO_g w miarę wzrostu okresu.

Natomiast w miarę skracania okresu obserwacji, a więc badając kolejno przepływy w przeciągu poszczególnych lat, miesięcy, dekad, dni, wreszcie odpływy z poszczególnych deszczów, spostrzegamy, że zaczynają brać górę dwa drugie wyrazy, przyczem w pewnej chwili może O_g zniknąć zupełnie, a O_p ograniczyć się do spływu z części zlewni najbliższej położonej. Skutkiem tego najtrudniej jest zbadać bezpośredni odpływ każdego poszczególnego deszczu, czyli zestawić bilans z każdego poszczególnego opadu.

Już poprzednio, omawiając straty i przesiąkanie, roztrząsaliśmy mechanikę spływu i wynikiem tego było ustalenie całego szeregu przeszkód, wpływających na przedłużenie czasu spływu, przez krótsze lub dłuższe zatrzymanie cząstek wody, lub przedłużenie ich drogi. Nazwaliśmy te zjawiska retencją. Otóż bezpośrednio następstwem zjawiska retencji, jest przedłużenie czasu spływu cząstek wody do ścieku, tem większe, im dalej się znajduje miejsce ich upadku na powierzchnię ziemi. Przedłużenie to w spływie bezpośrednim na powierzchni może być kilkakrotnie większe, niż czas opadu, skutkiem czego spływy z poszczególnych opadów nawet w stosunkowo małej zlewni zwykle częściowo się pokrywają; w dużych zlewniach jest to regułą. Nastęstwem tego jest *ciągłość odpływu*, będąca charakterystyką przepływów w ściekach, w przeciwieństwie do opadów, występujących zawsze w sposób przerywany. Wyjątkiem z tej reguły są przepływy w dzikich potokach, w zlewniach o terenie nieprzepuszczalnym i o bardzo stromych stokach, gdzie czas spływu jest bardzo krótki, a retencja nawet gruntowa minimalna, a stąd spływy z poszczególnych okresów deszczowych, rzadziej z poszczególnych deszczów, można oddzielić od siebie. W międzyczasie potoki takie wysychają w całości lub na pewnych odcinkach, na których spływ ogranicza się do spływu podziemnego w rumoszach potoku.

Do wytworzenia ciągłości przepływu przyczyniają się wszelkiego rodzaju retencje, czyli wszystkie czynniki wpływające na opóźnienie spływu, kiedy jednak zatrzymania odpływu na powierzchni mają charakter mniej lub więcej krótkotrwały, to re-

tencja gruntowa, zwłaszcza w miarę wzrostu dorzecza, rozciąga się na bardzo długi okres czasu. Dlatego w poprzednio przyjętych symbolach rozróżnialiśmy spływ na powierzchni odpływu wód podziemnych. Spływ z powierzchni możemy też nazwać odpływem bezpośrednim, jeżeli okresem badanym jest okres co najmniej równy rokowi hydrologicznemu. Jeżeli jednak weźmiemy pod uwagę okres krótszy (półroczny, miesięczny, dekadowy), wówczas do odpływu bezpośredniego nie możemy liczyć ani spływu z topniejących opadów stałych (śniegi, lodowce), ani ze zbiorników, które wyrównują przepływ w okresie dłuższym, niż wzięty pod uwagę.

Charakter spływów bezpośrednich jest zupełnie inny, niż spływów z długiej retencji, a zwłaszcza z retencji gruntowej. Podczas kiedy ten ostatni odznacza się względną jednostajnością, zmiany bowiem w opadach działają z tak wielkim opóźnieniem, że przy rozmaicie długich drogach, wody z tego samego okresu opadowego zjawiają się w ścieku w różnych porach, to spływ bezpośredni podlega ciągłym i dużym zmianom, znów tem większym im krótszym jest czas retencji na powierzchni.

W zależności od rodzaju deszczu, można przy spływie bezpośrednim odróżnić następujące charakterystyczne wypadki:

1. Opady nagłe burzowe, zwłaszcza w porze letniej. Spływ bezpośredni zależy z jednej strony od intensywności, czasu trwania i jednostajności opadu, z drugiej—od możliwych strat natychmiastowych (parowanie, przesiąkanie). Na te ostatnie wpływ mają topografia terenu, stan roślinności, przepuszczalność gleby i podglebia, wreszcie stopień nasycenia terenu. To też stosunek ilości, wody, która dostanie się do ścieku, do ogólnej sumy danego opadu czyli t. zw. stosunek odpływu do opadu, jest nawet dla jednego i tego samego dorzecza i podobnego deszczu — wartością bardzo zmienną. Waha się on w granicach bardzo obszernych, bo od 0— w większych zlewniach nizinnych, przepuszczalnych i w okresie posuchy, do 90%, w małych zlewniach górskich o terenie nieprzepuszczalnym lub przesyconym wodą.

Naogół jednak waha się współczynnik odpływu z tego rodzaju opadów przeważnie w granicach dość niskich i to malejących szybko, w miarę wzrostu dorzecza.

W jednym i tym samym terenie, współczynnik odpływu będzie w pewnej zależności od ilości opadu. Można by tę zależność przedstawić w postaci linii krzywej, na której współczynnik odpływu osiągnie wartość zerową wówczas, gdy opad zostanie w całości

pochłonięty przez straty, położenie zaś linii związku będzie zależne od stopnia nasycenia terenu.

2. Opady trwające choćby z przerwami od 1 dnia do kilku tygodni, dają naogół większą wartość współczynnika odpływu, niż opady burzowe, zwłaszcza przy większych zlewniach. Może on dojść w sprzyjających warunkach, a więc przy poprzednio nasyconych warstwach ziemi do 80⁰/₀, a w zlewniach typu górskiego nawet do 90⁰/₀. Jeśli jednak rozpatrywać będziemy wartość tego współczynnika w poszczególnych fazach trwania deszczu, to i tu zauważymy wzrost jego wartości w miarę długości trwania deszczu, mimo niezmienionej intensywności, a więc w miarę wzrostu ogólnej ilości spadłej wody. Możemy zaobserwować wypadki, w których, w pierwszych dniach trwania deszczu, współczynnik odpływu nie przekraczał kilku lub kilkunastu procent, a pod koniec wzrósł nawet do 100⁰/₀, przy zupełnie nasyconym gruncie, i zupełnym braku niedosytu pary wodnej w powietrzu.

Zjawiska, jakie można obserwować przy spływie bezpośrednim z opadów długotrwałych, są jeszcze bardziej różnorodne, niż przy spływie z deszczów nawalnych, kiedy bowiem tam natężenie opadu zwykle wzrasta do pewnego punktu, a następnie spada, to tu zmiany w natężeniu mogą być bardzo rozmaite i powtarzają się w ciągu trwania deszczów.

3. Odpływ w czasie odwilży wiosennej, często przekracza wysokość opadów w tym czasie istniejących, przeważną bowiem jego część stanowią opady z retencji zimowej. Ilości topniejącego śniegu nie przekraczają pewnego maximum zależnego od siły słońca w danej okolicy. Tak np. w Szwajcarii skonstatowano w r. 1917 maximum spływu w dorzeczach zalesionych 260 l/sek i km², zaś w bezleśnych 487, a w r. 1906 nawet 533 l/sek i km². Dałoby to w pierwszym wypadku 22 m/m, w drugim 46 m/m dziennego odpływu, co znów odpowiada przeciętnie 15 względnie 35 centymetrowej warstwie śniegu. Horton oblicza topnienie na 2¹/₂ m/m na 24 godzin na każdy stopień C ponad 0.

Jednakowoż spływ ten nigdy prawie nie jest jednostajny w ciągu doby i posiada zwykle ranne minimum i wieczorne maximum. Pierwsze godziny operowania słońca stracone są na ogrzanie warstw śniegu i rozpoczęcie topnienia, w następnych 6—7 godzinach ilość topniejącego śniegu wzrasta, poczem w miarę osłabiającej się siły słońca w ciągu ostatnich kilku godzin maleje, topnienie odbywa się jednak jeszcze krótki czas po zachodzie. Ten falisty przebieg procesu topnienia odzwierciadla się naturalnie

w odpływie, z opóźnieniem zależnym od odległości miejsc pokrytych śniegiem, od przekroju ścieku, w którym przepływ badamy. Względnie prosty proces topnienia zwykle komplikuje się równoczesnym wsiąkaniem znacznej ilości topniejącego śniegu w głąb ziemi. Równocześnie następuje bowiem wzmaganie się wydajności źródeł i podziemnego odpływu.

Dalszą komplikacją są ciepłe opady w okresie topnienia, które nie tylko mogą znacznie przyspieszyć proces topnienia, ale nadto zmieniają falisty charakter przepływu, umożliwiając silne topnienie również w nocy, zwłaszcza, że równocześnie zmniejsza się bezpośrednie działanie słońca w dzień.

Amerykańskie doświadczenia podają, że 375 m/m opadu o temperaturze 5,50°C jest w stanie stopić 26 m/m warstwy lodu, 130 m/m warstwy zbitego śniegu lub 260 m/m (10") warstwy luźnego śniegu.

4. Odpływy zimowe bezpośrednie są możliwe tylko w czasie czasowych odwilży i tu jednak wegetacja, a zwłaszcza lasy, wykonuje swój wpływ łagodzący. Engler podaje następujące spływy zimowe z dwóch potoków szwajcarskich w zależności od temperatury:

	temp °C	spływ l/sek i km ²	temp. °C	spływ l/sek i km ²
Dorzecze silnie zalesione .	+ 2,7	5,8 do 7,6	— 6,1	5,2 do 6,9
Dorzecze słabo zalesione .	+ 2,7	3,1 „ 5,6	— 6,5	2,4 „ 3,6

Kiedy spływ zimowy w dorzeczu silnie zalesionem nie ulega zmianie ze zmianą temperatury, to w dorzeczu słabo zalesionem wzrasta przy temperaturze dodatniej. Naogół spływ zimowy w dorzeczu słabo zalesionem jest znacznie niższy od spływu w dorzeczu silnie zalesionem.

Działanie lasu widoczne jest prawie we wszystkich przypadkach bezpośredniego spływu. Wszędzie przyczynia się las do zwiększenia retencji, zatem do ujednostajnienia odpływu w ciągu dłuższego okresu czasu, mimo, że ogólna ilość spływu może być skutkiem zwiększonych strat mniejsza, niż w terenach słabo zalesionych. Natomiast bezpośredni spływ jest zawsze w terenie zalesionym mniejszy, a za to wydajność odpływu podziemnego ze źródeł jest większa.

Wspomniane już porównania dwóch potoków szwajcarskich wykazują wahania spływu:

na terenie zalesionym — od 2,7 do 878,2 l/sek. i km²,
na terenie słabo zales. — od 0 do 1901,4 l/sek. i km².

Przytoczone cztery typy odpływów nie wyczerpują całej różnorodności tych zjawisk w naturze, bowiem obok tych charakterystycznych przejawów, spotykamy równie często wypadki mieszane. Wspominaliśmy już o wpływie ciepłego deszczu na zatarcie charakterystycznego falowania odpływu w czasie topnienia śniegu. Równie często spotykanym zjawiskiem są silne nawalne deszcze. na tle dłuższej niepogody, lub względnie ciepłe deszcze w czasie odpływów zimowych.

W to wszystko wkraczają czynniki, które powodują większe lub mniejsze oddziaływanie poszczególnych typów odpływu bezpośredniego na ogólną wielkość przepływu. Do takich czynników należy przede wszystkim wielkość zlewni.

Wiemy, że deszcze nawalne obejmują względnie niewielkie obszary, i że ich natężenie średnie maleje ze wzrostem obszaru, skutkiem tego maleje też wpływ bezpośredniego odpływu typu pierwszego w miarę wzrostu zlewni.

Opady długotrwałe obejmują znacznie większe obszary, niemiecy hydrologicy zowią je też krajowemi (Landregen), ale mimo tego natężenie ich w różnych częściach powierzchni objętej opadem jest bardzo różne. Przeglądając dzienne notowania opadów, spostrzeżemy na stacjach zupełnie równowartych co do położenia bardzo różne opady zarówno w całym okresie trwania deszczu, jak też w poszczególnych dniach.

Największe obszary obejmują z natury rzeczy spływy topnienia śniegów, a tu różnorodność w spływach zależeć będzie raczej od zmian w topografii terenu i związanej z tem grubości warstwy śnieżnej i szybkości jej tajania.

Drugim czynnikiem, który może zamącić przytoczony podział, są naturalne lub sztuczne zbiorniki retencyjne (jeziora, bagna, przegrody dolin). Zwłaszcza odpływy z opadów krótkotrwałych burzowych, mogą zatracić zupełnie swój charakter poniżej obszaru retencji. Wielkie baseny retencyjne, mogą zmienić kształt diagramu odpływu również po deszczach długotrwałych, a nawet mogą oddziaływać na spływ z topnienia opadów zimowych.

Zawikłany proces, jakiemu podlega odpływ bezpośredni, powoduje trudność określenia odpływu z każdego poszczególnego opadu lub grupy opadów. Trudność tę powiększa fakt, że mierząc odpływ w naturze mierzymy nie tylko przepływ powstający ze spływu bez-

pośredniego, ale równocześnie spływ z rozmaitego rodzaju retencji, a przede wszystkim z retencji gruntowej.

Określenie bilansu z poszczególnego opadu przedstawić można symbolem:

$$H = O_p + O_g + S + J$$

gdzie: S = straty parowania,

J = straty infiltracji,

w którym żaden z wyrazów po prawej stronie nie jest wiadomy, nie można go bowiem oddzielić od tychże samych wyrazów pochodzących z opadów z okresu poprzedzającego.

Skutkiem tego badania stosunku odpływu do opadu względnie bilansu odnoszą się zwykle nie do poszczególnego deszczu, ale do opadów z pewnego okresu czasu.

2. Współczynnik spływu.

Jeżeli chcemy przedstawić stosunek odpływu do opadu w postaci współczynnika, musimy uwolnić się od niewiadomych, których nie potrafimy oznaczyć. Jak wynika z poprzedniego, niewiadomym jest udział poprzednich opadów w odpływie powierzchniowym i podziemnym, oraz pozostałość z opadów badanego okresu w postaci różnego rodzaju retencji. Ilości te są znaczne dla poszczególnego deszczu, dla okresu jednak dłuższego w grę wejdzie jedynie różnica między odpływem z opadów poprzedniego okresu, a retencją z okresu badanego, co można przedstawić w postaci symbolu:

$$H = O + S + (R - R')$$

Przy zwiększaniu długości okresu, a więc wzroście wartości H , O i S wartość $R - R'$ ulega zmianom minimalnym, a i sama w sobie traci na znaczeniu. Jak więc wspominaliśmy, przy długoletnim okresie, z którego utworzymy wartość średnią roczną dla opadu, odpływu i strat, można symbol uprościć do postaci:

$$H_{\bar{s}r} = O_{\bar{s}r} + S_{\bar{s}r}.$$

Ponieważ dla jednej i tej samej rzeki, i tego samego jej punktu warunki topograficzne, fizjograficzne i klimatyczne są niezmiennie,

a również i meteorologiczne, w przecięciu z dłuższego okresu, pozostają te same, zatem zarówno odpływ jak i straty pozostaną stałą częścią opadu, czyli:

$$O = \alpha H, \quad \text{zaś} \quad S = \beta H,$$

gdzie

$$\alpha + \beta = 1$$

a stąd

$$O = (1 - \beta) H; \quad S = (1 - \alpha) H.$$

Odpływ w długoletnim przecięciu możemy więc obliczać mnożąc przeciętny opad przez współczynnik odpływu α lub przez $1 - \beta$, gdzie β jest współczynnikiem strat.

Dotychczas przeważnie współczynnik α przyjmowany był jako wskaźnik odpływu.

Wielkość cyfrowa współczynnika α jest, jak można przewidzieć, bardzo różna, zależy bowiem od warunków topograficznych, fizjograficznych i klimatycznych.

Kilka cyfr wartości współczynnika α , dla rzek wziętych w całości w różnych częściach świata podaje tabela XXVII:

TABELA XXVII

Nil	0,04	Wisła	0,28	Ren	0,44
Pei-ho	0,07	Amazonka	0,28	Garonna	0,52
Dźwina	0,13	Sekwana	0,29	Tybr	0,54
Rio-Grande	0,18	Wołga	0,32	Rodan	0,63
Warta	0,21	Niemen	0,34	Pad	0,64
Missisipi	0,23	Dniestr	0,35	Newa	0,70
Odra	0,24	Ganges	0,39	i t. d.	
Dniestr	0,26	Indus	0,43		

Rozważmy pokolei czynniki, jakie wpływają na wielkość współczynnika odpływu.

Przedewszystkiem będzie to opad. Zlewnie o silniejszym opadzie mają też wyższą cyfrową wartość współczynnika. Najlepiej dowodzą tego badania współczynników spływu na jednej i tej samej rzece w różnych latach.

Tak np. Dniestr w Zaleszczykach wykazał w latach suchych 1904 i 1905 — wartość współczynnika 0,28 i 0,32, zaś w latach mokrych 1906, 1908 i 1913 — 0,39, 0,42 i 0,57. Wisłoka w Gawłuszowicach wykazuje w r. suchym 1904 $\alpha = 0,21$, zaś w r. mokrym 1907 — $\alpha = 0,52$. W rzekach położonych w klimacie gorącym, różnice są jeszcze większe, tak np. Rio-Negro w Urugwaju, przy średniej wartości współczynnika 0,36 (1914—

1923) okazuje minimum w r. 1917, $\alpha = 0,033$; zaś maximum w r. 1914, $\alpha = 0,57$, Z naszych rzek najniższą dotąd znaną wartość współczynnika wykazała Jasiołda w r. 1929, $\alpha = 0,13$,

Poniekąd w związku z wielkością opadów pozostaje położenie dorzecza nad poziomem morza. Engler podaje grafikon wzrostu współczynnika dla dorzeczy skalistych od 0,70⁰/₀—przy wysokości 500 m nad poziomem morza, do 0,90—przy wysokości 2000 m, zaś w terenach zalesionych i przepuszczalnych od 0,44 do 0,78.

Oto kilka danych dla rzek szwajcarskich:

			α
Ren	w granicach dorzecza	3100 do 1000 m.	0,59
Inn	„ „	3400 „ 1500 „	0,60
Thur	„ „	2400 „ 600 „	0,75
Linth	„ „	3600 „ 500 „	0,84
Tessino	„ „	3150 „ 900 „	0,85

Z naszych rzek można przytoczyć Wisłę, której współczynnik odpływu w górnym biegu w latach mokrych dochodzi prawie do 0,90, zaś

w gminie Wisła w r. 1906 wynosił	0,83
„ Obłaziec „ „	0,71
„ Kraków „ „	0,47

Od wpływu jednak położenia trudno oddzielić wpływ wielkości dorzecza, będący drugim najważniejszym czynnikiem oddziałującym na wielkość współczynnika. Zlewnia Wisły wynosi w Wisłę 54 km², w Obłazcu 109 km², zaś w Krakowie już 8000 km².

Przy dalszym wzroście zlewni współczynnik odpływu maleje w dalszym ciągu, aczkolwiek już nie tak gwałtownie i dochodzi przy ujściu Wisły (około 200.000 km²) do przeciętnej wartości 0,28.

Na zmniejszenie współczynnika ze wzrostem dorzecza wpływa nietylko mniejszy procent spływu dla rzek nizinnych, zasilających Wisłę, ale także powiększające się straty dla wód, które spływają z górnego dorzecza.

W przytoczonej tabelce, największe rzeki grupują się przeważnie w granicach wartości współczynnika poniżej 0,40.

Trzecim ważnym czynnikiem wpływającym na wielkość współczynnika jest temperatura, będąca w ścisłym związku z wielkością strat, zwłaszcza ma to znaczenie dla rzek płynących od temperatur wyższych do niższych (Nil) ponieważ już w obszarze zasilenia, straty dochodzą do bardzo dużych wartości.

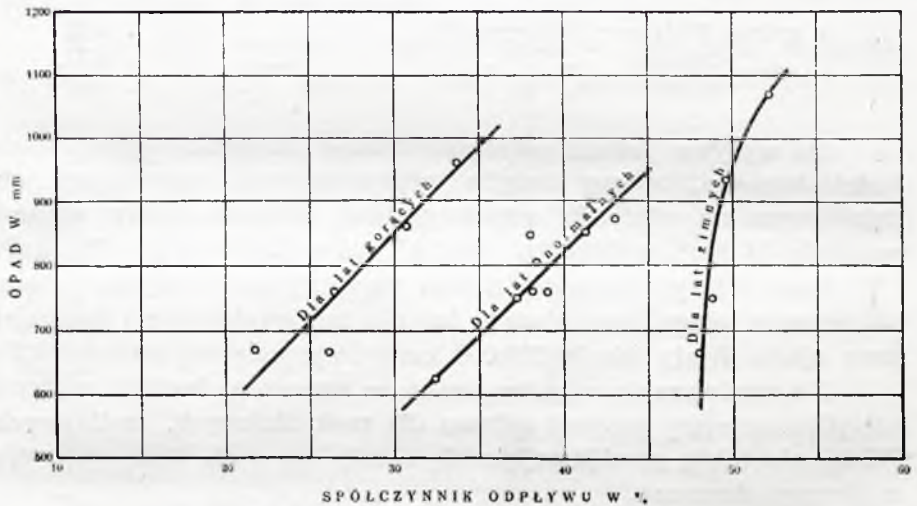
Badając związek między średnią temperaturą roczną a wielkością strat na terenie ziem Polskich i kilku sąsiednich rzekach, otrzymano następujące rezultaty:

TABELA XXVIII

	$T^{\circ}C$	S m/m	H
Newa	3,8	158	532
Wilja	6,0	320	610
Dniestr	7,0	483	800
Prońnica	7,1	421	685
Słupca	7,1	428	712
Brda	7,3	380	571
Warta	7,5	382	512
Wieprz	7,6	464	591
Łaba	7,6	500	692

Dane powyższe nie pozwalają jednak na ustalenie jakiejś ściślejszej zależności.

Chcąc się uwolnić od wpływów różnicy klimatów, oraz innych warunków geograficznych, możemy porównać ze sobą współ-



Rys. 44.

Zależności współczynnika odpływu od wysokości opadu i temperatury (Dniestr, Zaleszczyki).

czynniki sływu na jednej i tej samej rzece, w jednym i tem samym miejscu w poszczególnych latach hydrologicznych. Na rys. 44 przedstawiono zależność współczynnika sływu od wysokości opadów dla stacji wodowskazowej w Zaleszczykach na Dniestrze w okresie od r. 1896 do r. 1913. Zależność ta grupuje się w postaci

trzech linii krzywych, które odpowiadają okresom hydrologicznym o wyraźnie odróżniających się temperaturach.

Wpływ temperatury na wartość współczynnika odpływu można też uwidocznic, oddzielając odpływ zimowy od pozostałego, lub dzieląc odpływ roczny na dwa półrocza, z których jedno zawiera zimą, wraz z topnieniem lodów, drugi zaś lato.

Tak np. współczynnik spływu rocznego Wisły wynosi przeciętnie 0,28, ale w tem spływ zimowy wynosi 0,43, zaś letni tylko 0,16 mimo, że ilość opadów i suma spływających wód w lecie jest znacznie większa. Dla Wezery oznaczył dr. Fischer dla całego roku 0,37, gdy dla półrocza zimowego 0,47, zaś dla letniego tylko 0,21 i t. d.

I tu daje się zauważyć wpływ zalesienia. Porównanie współczynników spływu na omawianych poprzednio dwóch potokach szwajcarskich daje w terenie silnie zalesionym dla półrocza zimowego 0,70, dla letniego 0,54, zaś w terenie słabo zalesionym 0,738 i 0,612, a więc wartości wyższe w lecie i w zimie dzięki mniejszym stratom. Wahania w wartości współczynnika w poszczególnych latach są dla odpływów półrocznych jeszcze większe, zależą one bowiem od rozłożenia opadów w ciągu roku, od obfitości opadów, zmian w temperaturze i t. p. Tak np. dla Zaleszczyk średni współczynnik spływu wyniósł:

dla półrocza od 1/1 do 30/6 — 0,48 zaś od 1/7 do 31/12 — 0,30
 natomiast w r. 1909 dla półrocza „ „ 0,63 „ „ „ 0,21
 zaś w r. 1910 „ „ „ „ 0,36 „ „ „ 0,22

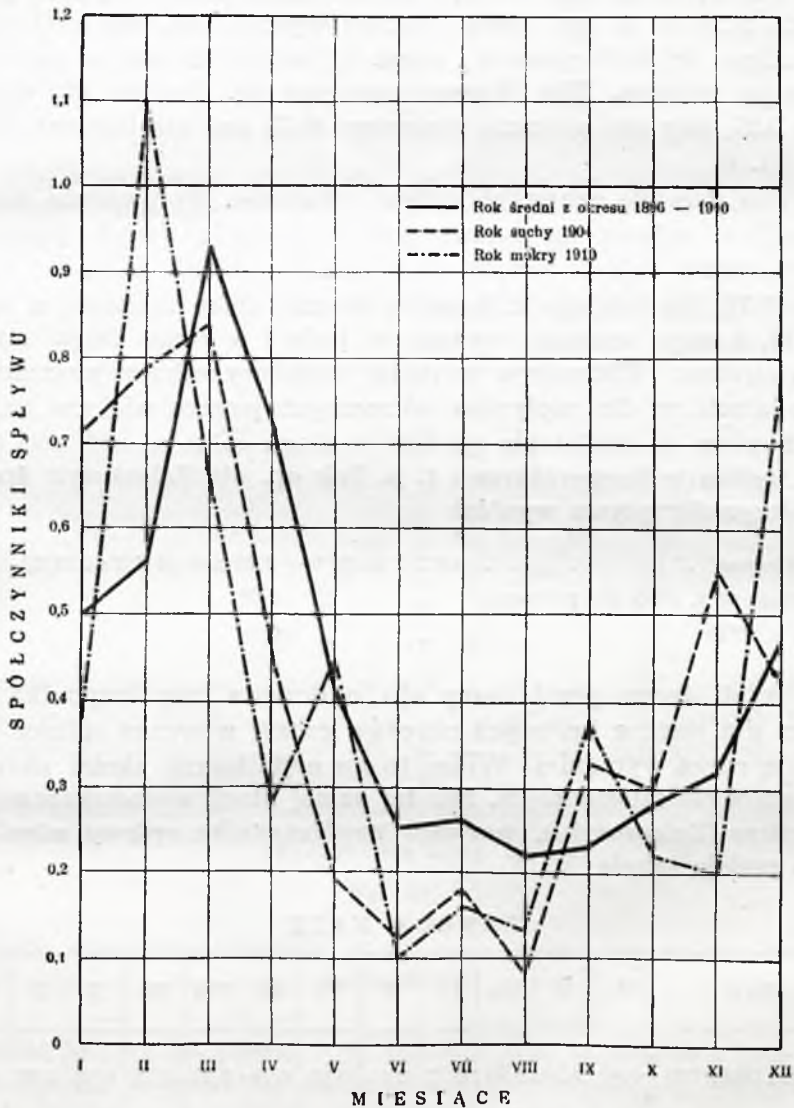
Jeżeli teraz przejdziemy do obliczenia współczynnika odpływu dla jeszcze krótszych okresów czasu, wówczas różnice występują coraz wyraźniej. Widać to na najbliższym z kolei okresie, a mianowicie miesięcznym. Dla tej samej stacji wodowskazowej na Dniestrze (Zaleszczyki), wartości współczynnika spływu miesięcznego podaje tabela XXIX.

TABELA XXIX

Rok	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Średni 1896/1910	0,50	0,56	0,93	0,72	0,41	0,25	0,26	0,22	0,23	0,28	0,32	0,47
Suchy 1904 . . .	0,71	0,79	0,84	0,45	0,19	0,12	0,18	0,08	0,33	0,30	0,55	0,42
Mokry 1910 . . .	0,38	1,10	0,67	0,28	0,45	0,10	0,16	0,13	0,38	0,22	0,20	7,70

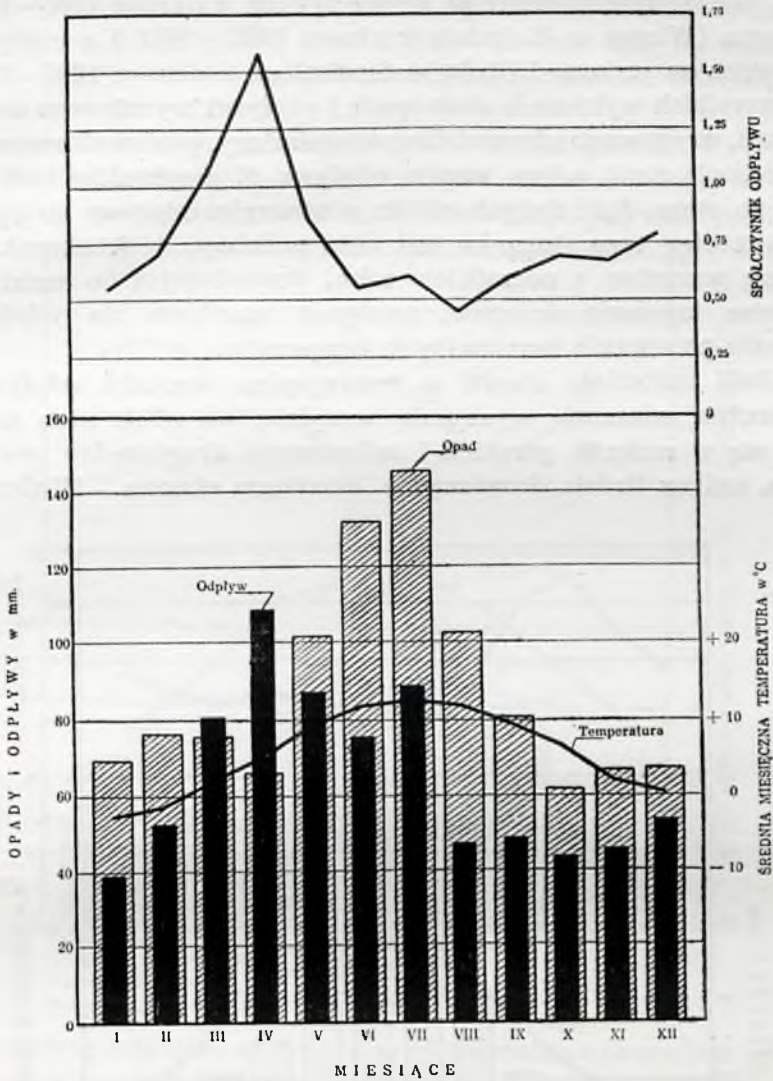
Bieg powyższych współczynników przedstawiono graficznie na rys. 45.

Wyjątkowe zjawiska meteorologiczne mogą nawet u nas w umiarkowanym klimacie spowodować nadzwyczajne wyniki. Tak np. na jednej ze stacyj wodowskazowych na Łbie skonstatowano raz w czasie katastrofalnej odwilży w kwietniu, że odpływ był ośm



Rys. 45.

Miesięczne współczynniki spływu dla Dniestru w Zaleszczykach.



Rys. 45-a.

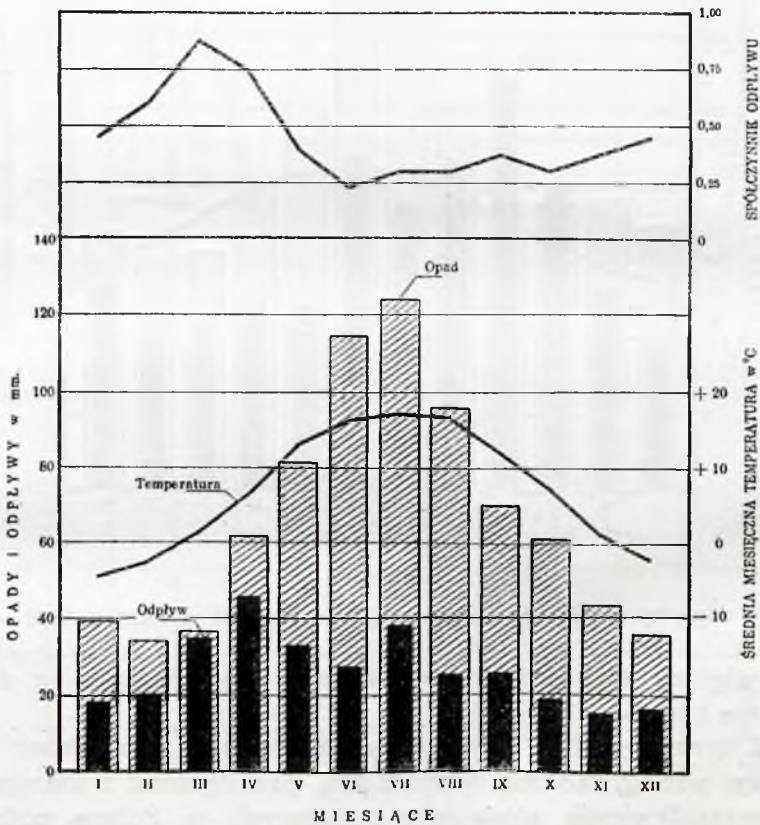
Opady i odpływy miesięczne na rzece Sole w Porębsce z okresu 1902 — 1911.

razy większy niż opady zanotowane w tym miesiącu na danym obszarze zlewni.

Z tych powodów, chcąc sobie zdać sprawę z charakteru rzeki, musimy posługiwać się wartościami przeciętnymi z szeregu lat. Dla przedstawienia stosunków panujących w Polsce, podajemy kilka przykładów dla rzek o różnym charakterze na rysunkach 45 a, b, c, d, a więc: górskim (Soła w Porębsce z okresu 1902 —

1911), mieszanym (Dniestr w Zaleszczykach z okresu 1896—1913), nizinym (Wieprz w Kośminie z okresu 1922—1930) i z odpływem wyrównanym jeziorami (Brda w Smukałach z okresu 1921—1927). Na wszystkich wykresach obok opadu i odpływu, wyrażonego w milimetrach, wrysowano również bieg temperatury, ponieważ uzasadnia on wielkość strat, a tem samem odpływu. Z przykładów tych wynika, że mimo dość dużych różnic w stosunku odpływu do opadu, sam przebieg tego stosunku jest dość podobny, t. j. charakteryzuje się wzrostem z początkiem roku, dochodzącym do maximum w porze topnienia śniegów, następnie spadkiem do minimum w czasie panowania maximalnych temperatur.

Jeśli natomiast chodzi o bezwzględne wartości odpływów, to maxima wiosenne występują wszędzie, ale obok nich zaznaczają się w rzekach górskich i mieszanych drugorzędne maxima letnie, zaś na Brdzie drugorzędne maximum zimowe. Minima na

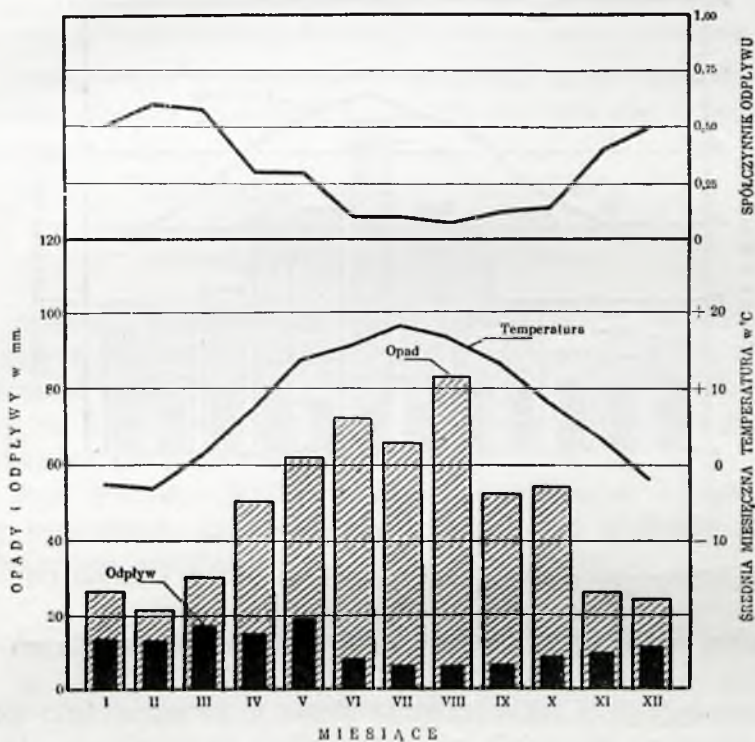


Rys. 45-b.

Opady i odpływy miesięczne na rzece Dniestrze w Zaleszczykach z okresu 1896-1913.

rzekach nizinnych występują zupełnie wyraźnie jako minima letnie w miesiącach o najwyższej temperaturze, podczas gdy na rzekach górskich i typu mieszanego przesuwają się te minima na miesiące jesienne, a nawet zimowe.

Z przytoczonych przykładów nie można jednak wyciągać dalej idących wniosków, wobec różnych okresów branych pod uwagę przy obliczeniach; zresztą do charakterystyki rzek polskich

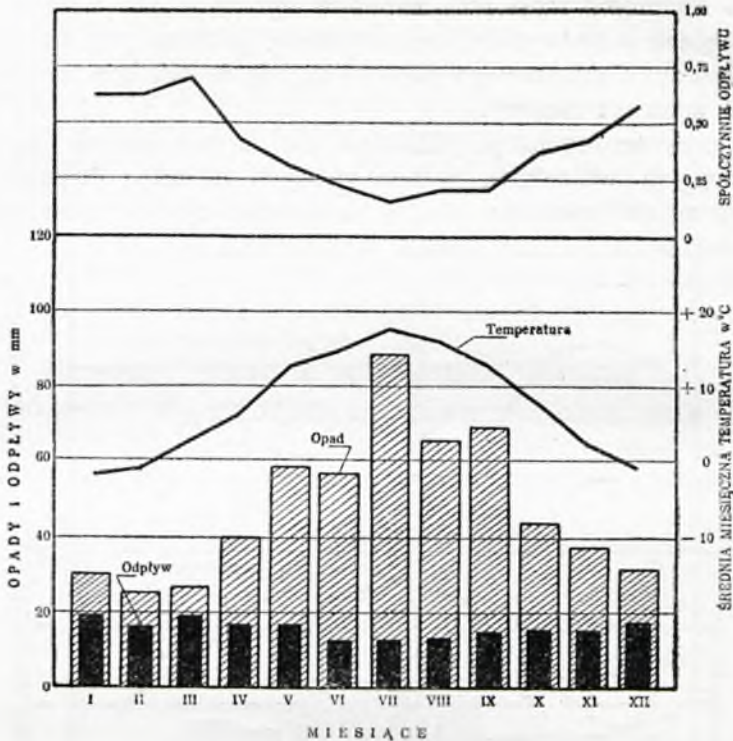


Rys. 45-c.

Opady i odpływy miesięczne na rzece Wieprzu w Kołminie z okresu 1922 — 1930.

pod względem przepływów powrócimy jeszcze w części drugiej, narazie chodzi o ustalenie wzajemnego stosunku między opadami, a przepływami, który na wszystkich rzekach kształtuje się dość jednostajnie.

W ostatnich czasach zajęto się w Stanach Zjednoczonych A. Pn. zbadaniem wpływu, jaki wywierają roboty meljoracyjne na zmianę stosunku odpływu do opadu. Sądzone, że wpływ ten powinien polegać na ułatwieniu wsiąkania i utrudnieniu parowania, zwłaszcza na terenach dotychczas bagnistych, co w rezultacie powinno zwiększyć ogólny procent odpływu w stosunku do opadu,



Rys. 45-d.

Opady i odpływy miesięczne na rzece Brdzie w Smukałach z okresu 1921—1927.

a ponadto zmniejszyć różnice w odpływach w poszczególnych miesiącach.

Doświadczenia, jakie przeprowadzono w dorzeczu rzeki Moines i Jova (dopływy Missisipi), nie potwierdziły tych założeń. W obu wypadkach jeden i ten sam opad miesięczny dał po osuszeniu mniejszy procent odpływu, niż poprzednio. Wyników jednak powyższych badań, przeprowadzonych w zakresie bardzo szczupłym, nie można jeszcze uważać jako ostateczne i uogólniać ich na inne dorzecza.

3. Wzory na średni odpływ w postaci bilansu wodnego.

Porównując w poszczególnych latach dla jednego i tego samego dorzecza wartości opadów, strat i odpływów, wyrażonych w wysokości warstwy wody, spostrzegamy największą zmienność w wartościach odpływów, natomiast największą stałość w wartościach strat.

Dla kilkakrotnie już wspomnianej stacji Dniestru w Zaleszczykach, gdzie istnieją stosunkowo dokładne dane przepływów z względnie długiego okresu czasu (od 1896 do 1913) wynoszą średnie wartości: opadu 793 m/m, strat 472 m/m, odpływu 321 m/m, natomiast średnie odchyłki od średnich wartości: 11,6% dla opadu, 5,3% dla strat i 26,4% dla odpływu.

Niektóre lata wykazują nadzwyczajną zgodność w stratach, mimo bardzo różnych opadów, tak np. wykazuje:

rok suchy (1904)	opadu	633 m/m	strat	452 m/m	odpływu	181 m/m
rok mokry (1913)	„	1045 „	„	450 „	„	595 „

straty więc pozostały te same, zaś odpływ wzrósł przeszło trzykrotnie.

Szczegółowo badał wartości te Wallen na 15 rzekach Szwecji o bardzo różnych obszarach, bo od 525 do 4430 km² i znalazł następujące wahania:

dla opadów	—	od 511 do 893 m/m
dla strat	—	od 325 do 380 „
dla odpływu	—	od 131 do 538 „

Stosunek odpływu do opadu wypadł zatem zmienny, mimo podobnych warunków topograficznych i fizjograficznych, waha się bowiem od 0,296 do 0,611. Jeżeli jednak od opadów odejmiemy straty, to współczynnik korelacji między resztą opadu, a odpływem jest bardzo bliski jedności (+ 0,992).

Stąd dochodzi Wallen do prostego wzoru na odpływ w rzekach szwedzkich, przedstawionego jednak już w postaci *bilansu wodnego* bez uwzględnienia różnicy w zapasach.

$$O_{m/m} = 1,05 \cdot H - 392$$

W ten sam sposób można określić dla karpaccich dopływów Wisły, Dniestru i Prutu, jako rzek o podobnym charakterze zależności:

$$O_{m/m} = 1,146 \cdot H - 589$$

Keller oznaczył dla rzek środkowo-europejskich od Dunaju i Renu do Niemna mało wahające się straty w granicach od 436 do 463 m/m, a stąd wzór ogólny na odpływ:

$$O_{m/m} = 0,942 \cdot H - 405$$

(przy $H > 560$ m/m).

Ze względu na dość duże błędy, jakie popełnia się używając jednego wzoru dla różnych opadów, radzi Keller stosować dwojaką relację, a mianowicie przy silnych opadach, a więc w latach mokrych, lub w dorzeczach bardziej górskich jako granicę górną:

$$O_{m/m} = H - 350$$

(ważne dla $H > 500$),

zaś w latach suchych, lub w dorzeczach o małych opadach:

$$O_{m/m} = 0,884 \cdot H - 460$$

(ważne dla $H > 625$),

jako granicę dolną.

Przy uwzględnieniu wzorów Kellerowskich i formuł na parowanie, Coutagne oblicza dla Europy środkowej:

$$O_{m/m} = H - 0,4 e^{-2,773 (H - 0,725)^2}, \text{ lub w przybliżeniu } O_{m/m} = 0,64 H^2$$

Dla masywu centralnego Francji podaje Coutagne związek:

$$O_{m/m} = 0,25 H + 0,00035 H^2$$

Bauling podaje dla Stanów Zjednoczonych w części północnej:

$$O_{m/m} = H - 0,65 e^{-1,2 (H - 1,125)^2}$$

w części południowej:

$$O_{m/m} = H - e^{-0,81 (H - 1,5)^2}$$

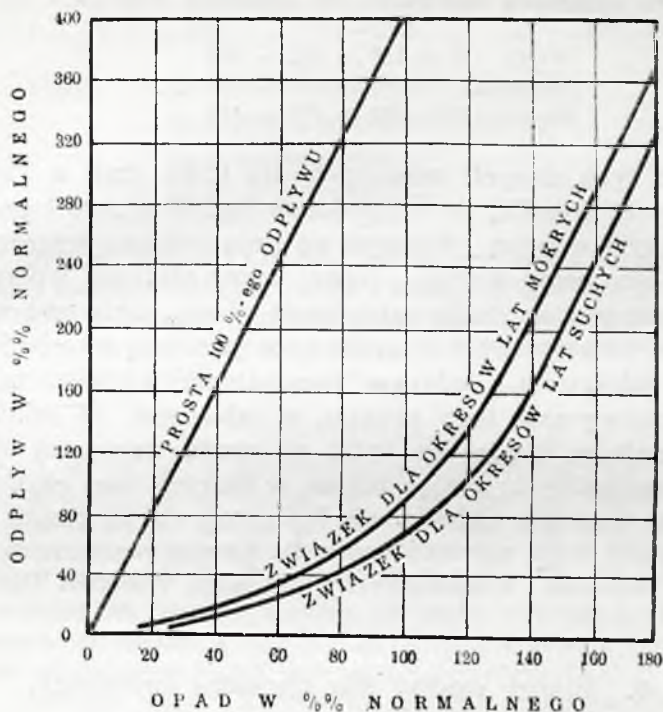
oraz wzory skrócone $O = 0,4 H^2$, względnie $O = 0,19 H^2$.

Na tych podstawach oparto w Stanach Zjednoczonych A. Pn. obliczenie spływu dla wszystkich rzek w całym państwie, określając go w postaci warstwic równego spływu, otrzymanych po odjęciu strat od średnich opadów.

Straty te wynoszą w Stanach Zjednocz., wobec wielkiej różnorodności klimatu, od 390 do 650 m/m.

Z mapki takiej łatwo obliczyć średni roczny spływ każdego ścieku, ponieważ wysokość warstwy spływu równa się 31,5 m/m, odpowiada to przepływowi 1 l/sek. i km².

Czterdziestoletnie obserwacje opadu i odpływu w Kalifornji, w bardzo gorącym tamtejszym klimacie wykazały, że przy opadach wynoszących 20—30% normalnego, odpływ zbliża się do zera. Odpływ staje się wprost proporcjonalny do opadu dopiero przy opadach przekraczających normalny. Rys. 46 przedstawia dla dorzecza St. Bernardino wykres związku między opadami i odpły-



Rys. 46.

Związek między opadem, a odpływem w dorzeczu San Bernardino (Kalifornia).

wem, wyrażonemi w procentach ich przeciętnych (normalnych) wartości. Z wykresu można odczytać, że w okresach lat mokrych odpływ staje się wprost proporcjonalny do opadu przy opadach przekraczających 125% normalnego, a w okresach lat suchych -- przy opadach przekraczających 135% opadu normalnego. Gdyby ta sama proporcjonalność była zachowana dla niższych opadów, t. j. gdyby nie było żadnych strat na parowanie, opadowi normalnemu odpowiadałby odpływ czterokrotnie większy od rzeczywistego.

Związek między opadem, a odpływem, badany w różnych punktach Polski, a w szczególności na Brdzie, Wilji, Wieprzu, Dniestrze i Sole*) daje następujące rezultaty:

Brda	$O = 191 = 571 - 380$	(6 lat)
Dniestr	$O = 317 = 800 - 483$	(17 lat)
Soła	$O = 771 = 1055 - 284$	(10 lat)
Wieprz	$O = 127 = 591 - 464$	(7 lat)
Wilja	$O = 283 = 602 - 319$	(8 lat)

*) Dr. Wóycicki: „Odpływ w poszczególnym roku hydrologicznym” — Warszawa 1932.

ponadto niemieckie dane podają dla sąsiednich obszarów:

Warta	$O = 130 = 512 - 382$
Prośnica	$O = 264 = 685 - 421$
Słupca	$O = 284 = 712 - 428$

Już z tych danych zebranych dla kilku rzek w Polsce, ale różnego typu, wynika, że niepodobna będzie ułożyć i posługiwać się jednolitym wzorem ułożonym na podobieństwo wzorów Kellerowskich dla całej Polski. Nawet uwzględnienie wpływu temperatury nie jest w stanie zniwelować różnic, jakie pod wpływem czynników klimatycznych i terenowych powstają w relacji między opadem i odpływem. Jedynym racjonalnym wyjściem będzie dążenie do uchwycenia tego związku w zależności od minimalnych ilości czynników, a więc np. tylko od opadu, zapomocą układania wzorów regionalnych, a więc takich, w których inne czynniki jako niezmiennie w danym regionie, nie będą wpływać na kształt funkcji. W ten sposób mogą powstać wzory dla Karpat wschodnich, zachodnich, dla Pomorza i Wileńszczyzny, dla pasa Wielkich Dolin i t. p.

4. Bilans wodny dla okresów krótszych.

Bilans wodny, w prawdziwym tego słowa znaczeniu, musi zawierać zupełne zrównoważenie dopływu i odpływu w pewnym okresie, a zatem uwzględnić nie tylko straty, ale i retencję początkową i końcową. Tak ułożony bilans pozwoli na obliczenia nie tylko wartości przeciętnych z długiego okresu lat, ale i wartości z lat poszczególnych, a nawet z krótszych okresów czasu.

Pierwszym, który ustalił formułę bilansu wodnego, był Penck. Podał on wzór:

$$O = (H - H_0) \gamma - \alpha T + (R'_g - R''_g) + (R'_s - R''_s)$$

We wzorze tym oznaczają:

H_0 — opad, przy którym następuje równowaga ze stratami,

T — odchyłka od średniej temperatury,

R_g — retencja gruntu,

R_s — retencja śniegu.

Kreski oznaczają początek i koniec okresu.

Wallen w obliczeniach swoich próbował skrócić okres do półroczy, pozostając jednak przy wartościach średnich. Dla badanych 15 rzek w Szwecji otrzymuje on:

w lecie (VI — X): $H=363$ m/m $S=249$ m/m ($R' - R'' = -5$ m/m
w zimie (XI — V): $H=372$ „ $S=106$ „ ($R' - R'' = +5$ „

stąd: $O_l = 363 - 249 - 5 = 109$ m/m,
 $O_z = 372 - 106 + 5 = 271$ „ ,
 O_l — odpływ letni,
 O_z — „ zimowy.

Prof. dr. Fischer*) próbował ustalić na Wezerze bilanse miesięczne mierząc bezpośrednio opad, odpływ i straty. W tym celu podzielił Wezerę na kilka odcinków o jednakiem charakterze. Jako przykład przytoczymy dane z górnej Wezery (14.825 km²), obliczone na podstawie obserwacji z lat 1896—1915:

TABELA XXX.

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI-IV	V-X	IX-II	III-VIII	XI-X
H	52	61	56	51	56	49	68	67	82	69	58	52	325	396	330	391	721
O	18	28	32	34	44	29	22	14	13	11	11	13	185	84	136	133	269
S	4	5	5	9	18	36	86	86	85	68	32	18	77	375	73	379	452
$R - R'$	30	28	19	8	-6	-16	-40	-33	-16	-10	-15	21	63	-63	121	-121	0

Jeżeli dla średnich wartości nie może w rocznym bilansie stan rezerw uleże zmianie, a więc $R - R' = 0$, to w bilansach lat pojedynczych różnica stanu rezerw daje wartość pozytywną dodatnią lub ujemną.

Szukając wpływu poprzednich okresów na odpływ w okresie badanym, przestaje Fischer na ustaleniu wpływu poprzedniego półrocza na półrocze bieżące. Oznaczając różnice w poszczególnych półroczach od wartości średniej przez ΔO_z , ΔO_l , ΔH_z , ΔH_l , gdzie znaczek z i l oznaczają odpływ względnie opad w półroczu zimowym lub letnim, zaś $z-1$ i $l-1$ te same wartości dla półrocza poprzedzającego, ustawia

$$\begin{aligned} \text{relacje:} \quad & \Delta O_z = a \Delta H_z + b \Delta H_{l-1} \\ \text{zaś} \quad & \Delta O_l = c \Delta H_l + d \Delta H_z \end{aligned}$$

przyczem dla Wezery, na podstawie 21 letnich obserwacji opadu i odpływu:

$$\begin{aligned} \Delta O_z &= 0,757 \Delta H_z + 0,363 \Delta H_{l-1} \\ \Delta O_l &= 0,221 \Delta H_l + 0,111 \Delta H_z \end{aligned}$$

Przechodząc z różnic na poszczególne półroczne wartości, układu Fischer pełne równanie liniowe:

$$\begin{aligned} O_z &= a H_z + b H_{l-1} + h \\ O_l &= c H_l + d H_z + k \end{aligned}$$

poczem dla 21 letnich spostrzeżeń, na podstawie teorii najmniejszych kwadratów, dochodzi dla górnej Wezery, a więc dla powyżej przytoczonego przykładu, do relacji:

$$\begin{aligned} O_z &= 0,757 H_z + 0,363 H_{l-1} - 205 \\ O_l &= 0,221 H_l + 0,111 H_z - 40 \end{aligned}$$

*) Dr. Fischer: „Niederschlag und Abflussbilanz des Wesergebietes“.

Uwzględniając jeszcze jedno półrocze wstecz, otrzymuje relację:

$$O_z = 0,759 H_z + 0,367 H_{I-1} - 0,021 H_{z-1} - 200$$

$$O_I = 0,245 H_I + 0,111 H_z + 0,052 H_{I-1} - 69$$

Z powyższego wyprowadza dr. Fischer wniosek, że wpływ dawniejszych półroczy maleje dość gwałtownie, i że uwzględnienie tylko jednego półrocza zupełnie wystarczy. Relacje te wskazują dalej, że na Wezerze wpływ poprzednich opadów letnich na odpływ zimowy jest silniejszy, niż wpływ poprzednich opadów zimowych na odpływ letnie, na całość jednak odpływu wpływają wahania zimowe znacznie silniej, niż letnie.

Próba zastosowania metody dr. Fischera do Dniestru zawiodła, dając odchyłki od rzeczywistości do 50%*).

W równaniach Fischera forma bilansu jest nieco zatarta, ponieważ różnica rezerw złączona jest ze stratami i zawarta jest zarówno w wartościach stałych (h i R) jak też w udziałach opadów półrocza bieżącego i poprzednich w wielkości odpływu.

Podobną metodą usiłował Kressnik ułożyć wzory, umożliwiające przepowiednie dla odpływów miesięcznych do zbiornika Langmannsperre w Styrii, wielkość jednak strat przedstawił w postaci funkcji opadów i temperatury. Na podstawie obserwacji z szeregu lat poprzednich, ułożył on następujące równania dla odpływów w poszczególnych miesiącach:

styczeń	=	-	8,6	+	0,0704	·	$H_{VIII-XII}^{**}$	
luty	=	+	6,7	+	0,0422	·	H_{VIII-I}	
marzec	=	+	13,2	+	0,0721	·	H_X-III	
kwiecień	=	-	2,7	+	0,118	·	$H_{IX-IV} - 1,42 t_{II-III}^{***}$	
maj	=	+	56	+	0,373	·	$H_{II-V} - 4,38 t_{III-IV}^{****}$	
czerwiec	=	+	18	+	0,2	·	H_V-VI	
lipiec	=	-	8,9	+	0,239	·	H_{VI-VII}	
sierpień	=	-	23,9	+	0,346	·	$H_{VII-VIII}$	
wrzesień	=	+	3,9	+	0,250	·	$H_{VIII-XI}$	
październ.	=	-	20,3	+	0,233	·	H_{VIII-X}	
listopad	=	-	14,2	+	0,165	·	$H_{VIII-XI}$	
grudzień	=	+	8,1	+	0,167	·	H_X-XII	

Wynika stąd, że na wielkość odpływu miesięcznego mają wpływ opady z ostatnich 2 lub 3 miesięcy, z wyjątkiem odpływów zimowych, gdzie wpływ opadów sięga do 6 miesięcy. Temperatura ma wyraźny wpływ tylko w okresie tajania śniegów.

Wspomniane już badania dr. Wóycickiego wykazują, że na rzekach polskich, a więc na niewielkim stosunkowo obszarze, mamy stosunki bardzo różnorodne. Dla odpływów z poszczególnych lat na rzekach typu Brdy, wystarcza uwzględnienie opadu bieżącego roku:

*) Dr. Wóycicki l. c.

**) suma opadów od sierpnia do grudnia.

***) suma miesięcznych temperatur średnich za luty marzec.

****) ditto za marzec i kwiecień.

$$O = 0,051 H_r + 162$$

(r = rok hydrologiczny).

Odchyłki wartości obliczonych od rzeczywistych nie przekraczają 11%.

Dla Soły konieczne jest uwzględnienie opadów z roku poprzedniego:

$$O = 0,898 H_r + 0,421 H_{r-1} - 636$$

odchyłki dochodzą do 14%, ale tylko w 1903/4 r., a więc w roku wybitnie suchym, gdy poprzedzający był katastrofalnie mokrym.

Dla Dniestru wpływ roku poprzedzającego jest jeszcze silniejszy:

$$O = 0,718_r + 0,449_{r-1} - 610$$

Odchyłki dochodzą do 35%, co świadczy o konieczności pociągnięcia dawniejszych okresów do korelacji, rzecz zresztą jasna wobec wielkości zlewni (36 000 km²). Większość lat daje odchyłki poniżej 8,5%.

Wkońcu Wieprz wykazuje prawie równy wpływ roku bieżącego jak poprzedniego:

$$O = 0,252 H_r + 0,195 H_{r-1} - 91$$

jeszcze lepiej to uwidoczni się, jeśli uwzględnimy wpływ temperatury letniej, naogół zresztą niewielki:

$$O = 0,249 H_r + 0,223 H_{r-1} - 3,162 t_{lm} - 61$$

Odchyłki są tu największe, dochodzą do 66%, co świadczy o konieczności pociągnięcia do korelacji lat dawniejszych, wobec nizinnego charakteru zlewni.

Najobszerniej traktuje kwestję bilansu wodnego Lugeon*), ograniczając ją jednak do terenu górskiego Szwajcarii z wyłączeniem dorzeczy zawierających lodowce i do niewielkich zlewni.

Z ogólnego wzoru:

$$H + R' = O + S + R$$

można przejść do bilansu w jednostce czasu $d\vartheta$

$$\frac{dH}{d\vartheta} + \frac{dR'}{d\vartheta} = \frac{dO}{d\vartheta} + \frac{dS}{d\vartheta} + \frac{dR}{d\vartheta}$$

*) Dr. Lugeon (Dyrektor Państw. Instytutu Meteorologicznego w Warszawie) „Précipitation — Ecoulement et hydroelectricité”.

W równaniu tem:

$$\frac{dH}{d\vartheta} = J = \text{natężenie opadu};$$

$$\frac{dO}{d\vartheta} = Q = \text{chwilowy przepływ};$$

$$\frac{dS}{d\vartheta} = \eta = \text{wskaźnik strat};$$

stąd objętość przepływu:

$$Q = J - \eta + \left(\frac{dR'}{d\vartheta} - \frac{dR}{d\vartheta} \right)$$

Gdy niema deszczu, wówczas:

$$Q = \frac{dR'}{d\vartheta} - \eta$$

natomiast w zimie, gdy niema infiltracji:

$$Q = \frac{d}{d\vartheta} \int \left(J + \frac{dR'}{d\vartheta} - \eta \right)$$

η zawiera parowanie fizyczne z powierzchni, konsumpcję roślin, oraz kondensację ukrytą, retencja zaś obejmuje zapasy niewysychające, nie związane ze zmianami w opadach (głębokie źródła), zapasy wahające zgodnie z wahaniami opadów w dłuższych okresach, np. miesięcznych (wody szczelinowe, źródła w morenach lodowcowych, w stożkach usypowych i t. p.) zapasy pod powierzchnią, ściśle związane z opadami (wody zaskórne, źródła w żwirowiskach, piaskach powierzchniowych i t. p.), wreszcie zapasy na powierzchni ziemi i roślin. Wobec tej różnorodności najtrudniejszą kwestją jest ujęcie cyfrowe chwilowego stanu retencji. Słusznie też zauważa Lugeon, że dla rozwiązania zagadnienia, konieczną byłaby sieć stacji mierzących stale wilgotność gruntu w różnych głębokościach, czyli każdoczesny stan retencji gruntu. Można by przez to uzyskać coś analogicznego do niedosytu pary wodnej w powietrzu.

Dla ułatwienia obliczeń, proponuje Lugeon odrzucenie wód głębinowych, źródeł o stałej wydajności z głębokich pokładów,

a wzięcie pod uwagę jedynie pokładów biorących udział w bezpośredniej infiltracji wodą opadową. Jako charakterystykę stanu retencji gruntowej proponuje przyjąć „moment infiltracji“, t. j. odwrotność przesiąkliwości terenu:

$$M = \frac{1}{m} = \frac{A(h - h')}{V}$$

gdzie oznaczają:

- m — współczynnik przesiąkliwości terenu;
- A — powierzchnię infiltracji;
- h — głębokość infiltracji;
- h' — wysokość ciśnienia włoskowatości;
- V — objętość wody, jaka może maksymalnie wsiąknąć w dany teren.

Znając moment infiltracji w pewnej chwili ϑ_1 można obliczyć moment w chwili następnej ϑ_2 jako:

$$M_{\vartheta_2} = M_{\vartheta_1} \cdot \alpha \cdot f_T(T)_{\vartheta_2 - \vartheta_1}$$

gdzie α jest współczynnikiem zależnym od wegetacji (pory roku), zaś f_T jest funkcją zmiany temperatury między czasem ϑ_1 i ϑ_2 .

Jeśli jednak w międzyczasie pada deszcz, to należy wprowadzić jeszcze funkcję natężenia opadu w tym okresie, wówczas:

$$M_{\vartheta_2} = M_{\vartheta_1} \cdot \alpha \cdot f_T(T)_{\vartheta_2 - \vartheta_1} \cdot f_I(I)_{\vartheta_1 - \vartheta_2}$$

Funkcja temperatury jest właściwie ściśle związana ze stratami, a więc z parowaniem fizycznym i fizjologicznym, współczynnik α należałoby określić doświadczalnie dla różnych terenów i pór roku znając momenty infiltracji, natomiast czynnik opadowy musi uwzględnić okoliczność czy opad jest w stanie w danym okresie nasycić teren w zupełności, czy też nie. Konieczną jest jednak znajomość początkowego momentu infiltracji.

Na przykładach przytoczonych przez Lugeon'a krzywe momentów infiltracji przebiegają naogół równoległe do krzywych limnigraficznych notujących przepływy na powierzchni.

Wobec braku stałych obserwacji stanów i zmian wody gruntowej, a więc nieznaności momentu infiltracji, trudno mówić o szerszym zastosowaniu metody Lugeon'a wyjaśnia ona nam jednak niejedno zagadnienie bilansu wodnego i udowadnia, że bez

dokładnego zbadania dorzecza, zarówno pod względem czynników wpływających na straty jak i na retencje, nie można myśleć o dokładnem zestawieniu bilansów dla poszczególnych lat, a tem bardziej dla krótszych okresów.

Studja szczegółowe przeprowadził Lugeon dla potoku Sihl (dopływ Limatu), na podstawie danych o przepływach w 3 punktach potoku oraz dokładnej znajomości opadów, stosunków klimatycznych i fizjologicznych.

Do bilansu wprowadził Lugeon pojęcie strat brutto, t. j. strat z uwzględnieniem różnicy w stanie zapasów wód podziemnych. Wówczas bilans się upraszcza, ponieważ:

$$O = H - S_{br},$$

atoli

$$S_{br} = f(H, T, v, R),$$

t. j. strata brutto jest funkcją opadu, temperatury, zaśnieżenia i retencji. Naturalnie, że dla roku przeciętnego, a więc dla wartości średniej:

$$O_{\bar{s}r} = H_{\bar{s}r} - S_{\bar{s}r}$$

S_{br} jest wartością stałą dla mniejszego dorzecza, a zależną tylko od H , T i v przy większych obszarach.

Związek pomiędzy stratą brutto, czyli parowaniem hydrologicznem, a parowaniem netto maximalnem ϵ_0 , jakie może być osiągnięte przy danym opadzie, czyli sumą parowania fizycznego i fizjologicznego mniej kondensacja ukryta, przyjmuje Lugeon w postaci funkcji wykładniczej, którą pierwszy zaproponował M. Coutagne:

$$S_{br} = \epsilon_0 \cdot e^{-\lambda^2(H-H_0)^2}$$

gdzie λ jest współczynnikiem zależnym od miejscowych warunków, zaś H_0 jest opadem, przy którym może być osiągnięte ϵ_0 , e — zasadą logarytmów naturalnych.

W Europie środkowej i zachodniej można z wystarczającą dokładnością, przyjąć

$$\lambda \cdot H_0 = 1,2.$$

Dla masywu centralnego Francji przyjął Coutagne: $\epsilon_0 = 0,5$; $\lambda^2 = 1,42$, $H_0 = 1,00$, zaś dla Europy środk.: $\epsilon_0 = 0,4$; $\lambda^2 = 2,773$; $H_0 = 0,725$.

Przy bilansie dla poszczególnych lat, wchodzi w grę zmiana straty skutkiem zmiany temperatury, co uwzględnia Lugeon relacją:

$$\epsilon_0 = \epsilon'_{\bar{s}r} \pm \epsilon_T(T)$$

$\varepsilon_{\delta r}$ jest średnim rocznym parowaniem netto w dorzeczu, czyli parowaniem w hydrologicznym środku ciężkości, zaś $\varepsilon'_{\delta r}$ jest największą wartością, jaką może ten wyraz osiągnąć przy różnych opadach. $\varepsilon'_{\delta r} - \varepsilon_{\delta r}$ jest wartością stałą. ε_T — oznacza parowanie netto dla danej temperatury T , (T) — funkcja temperatury, stąd:

$$S_{br} = [\varepsilon'_{\delta r} \pm \varepsilon_T(T_l)]e^{-\lambda^2(H-H'_{\delta r})^2}$$

Wpływ retencji z roku poprzedniego można określić wyrazem:

$$R(T_{l-1})$$

gdzie: R — oznacza retencję z poprzedniego lata, zaś

(T_{l-1}) — funkcję temperatury letniej poprzedniego roku;

$H_{\delta r}$ — jest opadem w hydrologicznym środku ciężkości;

$H'_{\delta r}$ — opadem, przy którym $\varepsilon_{\delta r}$ osiąga maximum wartości $\varepsilon'_{\delta r}$.

Wpływ zaśnieżenia oznacza symbol $\varepsilon_r(r)$, zastosowany dla zimy bieżącej z i poprzedniej $z-1$, przyczem r oznacza stosunek opadów śnieżnych do sumy opadów rocznych.

W ten sposób wielkość strat brutto można określić symbolem:

$$S_{br} = [\varepsilon'_{\delta r} \pm \varepsilon_T(T_l)]e^{-\lambda^2(H-H'_{\delta r})^2} + \\ - [\{ R(T_{l-1}) \pm \varepsilon_v(v_{z-1}) \} \pm \varepsilon_v(v_z)]$$

Wartość funkcji została dla danego przykładu rzeki Sihl określona graficznie tak, że zapomocą specjalnie skonstruowanego nomogramu, można odczytać dla danych wartości opadu, temperatury i zaśnieżenia, wartości strat parowania i infiltracji i stąd określić całość strat brutto, a zatem i odpływ.

Ponieważ wartości parowania etc. w różnych punktach dorzecza są różne, przeto oblicza się je dla hydrologicznego środka ciężkości dorzecza.

Określenia matematyczne poszczególnych funkcji są następujące:

1. Funkcja temperatury:

$$\left[(T-t) + \frac{a}{(\varepsilon_T - \varepsilon)^2} \right] \cdot \left[(\varepsilon_T - \varepsilon) - b \right] - c = 0$$

gdzie:

T — jest odchyłką temperatury letniej danego roku od średniej wartości w $0,1^\circ\text{C}$.

$t = t_1^\alpha$, gdzie t_1 jest najniższą temperaturą zaś $\alpha = 1$
 $\varepsilon = \varepsilon_1^\alpha$, gdzie ε_1 jest największym parowaniem dla odnośnej
 temperatury

a, b, c , — stałe.

W przybliżeniu można użyć wzoru skróconego:

$$\varepsilon_T = \sqrt[3]{T - c} - t$$

2. Funkcja retencji:

$$R = R_0 - \sqrt{\frac{d - \lg \text{ nep. } T}{f}}$$

gdzie d — stała, zależna od stosunków geologicznych;

f — " " " " klimatycznych;

R_0 — jest infiltracją maximalną.

3. Funkcja wpływu zaśnieżenia przedstawia się najprościej. Przyjawszy, że zaśnieżenie normalne niema wpływu na parowanie bieżącego roku, ani retencję z roku poprzedniego, mamy $\varepsilon_v = 0$. Jeżeli stosunek wysokości opadu śnieżnego do całkowitego jest większy lub mniejszy od normalnego, wówczas mamy nadwyżkę lub ubytek strat (parowania lub infiltracji), zmieniające się prostolinijnie do zmian wskaźnika v , stąd we wzorze ogólnym znaki \pm .

Do przeniesienia rezultatów badań potoku Sihl na inne dorzecza potrzebna jest w tem dorzeczu znajomość hydrologicznego środka ciężkości i opadów na tymże środku oraz związek pomiędzy średnią stratą netto, a średnimi opadami z szeregu lat, dla tegoż środka.

Przy przejściu jednak do innego dorzecza wchodzi w grę nowy czynnik, a mianowicie stopień przepuszczalności terenu. Dla określenia tego czynnika przyjął Lugeon związek pomiędzy długością ścieków, a powierzchnią dorzecza, poraz pierwszy zastosowany przez Belgranda:

$$\frac{L}{A} = i$$

Na podstawie badań w 10 dorzeczach alpejskich w granicach wysokości 750 — 2000 m i opadów średnich 1000—2000 m/m skonstruował Lugeon nomogram ważny dla północnych stoków Alp.

Nomogram parowania jest relacją Coutagne'a, a nomogram opadów — związkiem z wysokością, zaś nomogram przepuszczalności

opiera się na szukaniu granicznych wartości dla terenów silnie przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych.

Jeżeli na terenie badanym ma powstać sztuczny zbiornik, wówczas bilans ulegnie zmianie. Straty na powierzchni zbiornika i reszty dorzecza muszą być liczone oddzielnie.

Chcąc podaną metodę zastosować do dorzeczy w innych okolicach, należy związek wysokościowy zmienić w stosunku do temperatur, jakiego w Alpach odpowiadały danym wysokościami, podaje to tabela XXXI.

TABELA XXXI.

h (m) =	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500	1750	2000
temp (°C)=	9,4	8,5	7,9	7,2	6,5	6,0	5,7	5,4	5,1	4,8	4,3	3,7	2,1	0,3

Próba zastosowania metody Lugeon'a do rzek w Polsce dała dla Soły następujący rezultat:

TABELA XXXII

Rok	1901/2	1902/3	1903/4	1904/5	1905/6	1906/7	1907/8	1908/9	1909/10	1910/11
Odpiwy rzeczywiste .	927	972	478	617	807	893	815	688	783	734
Odpiwy obliczone metodą Lugeon'a .	837	1018	558	567	727	788	763	847	923	719
Błąd w procencie	- 9,7	+ 4,7	+ 16,8	- 8,1	- 9,9	- 11,7	- 6,4	+ 23,1	+ 17,9	- 2,0

Dla wykonania powyższego obliczenia przesunięto w nomogramie Lugeon'a podziałkę dla strat i opadu, według rzeczywistych średnich opadów rocznych i strat obliczonych dla Soły z 10 lecia.

Zatrzymaliśmy się dłużej nad metodą proponowaną przez dr. Lugeon'a, ponieważ daje ona nam próbę ścisłej analizy bilansu wodnego, z uwzględnieniem wszelkich wpływów klimatycznych, wykazuje trudności związane z tego rodzaju obliczeniami, mimo że wzór swój wyprowadził Lugeon tylko dla jednego typu dorzeczy. Autor wzoru przypuszcza, że przy większej ilości danych, a w szczególności odnoszących się do stałej obserwacji wilgotności podglebia, będzie można zestawiać nie tylko bilanse roczne, ale nawet dla krótszych okresów, ważnych przede wszystkim dla ce-

łów wyzyskania sił wodnych, a także rolniczych, ale wydaje nam się, że studja przeprowadzone w tym celu będą musiały być dla każdego typu dorzecza tak obszerne, że prostszą drogą byłoby, jeżeli chodzi o cele praktyczne, ułożenie typowych dla pewnej przestrzeni kraju bilansów na podstawie ścisłych pomiarów. Nie zmienia to naturalnie wartości naukowej badań Lugeon'a.

Próbie ułożenia takiego bilansu, niestety, na podstawie pomiarów tylko jednego roku, wykonał dr. Rosłoński dla dorzecza Jasiołdy w Porzeczu z r. 1931.

W bilansie tym opad wypośrodkowano z pomiarów na 8 stacjach ombrometrycznych w dorzeczu, odpływ wzięto z dwu krzywych przepływu, jednej normalnej, a drugiej odnoszącej się do przepływów pod lodem, natomiast jako sumę rocznego parowania przyjęto różnicę między opadem, a odpływem przyjmując, że rok 1931 zbliża się do normalnego, i że zapas wody podziemnej na początku roku równy jest zapasowi przy końcu. Bilans przedstawia tabela XXXIII.

TABELA XXXIII.

Miesiące	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Opad m/m . . .	33,1	32,0	27,7	32,8	15,5	68,9	79,5	142,6	114,0	38,8	25,7	35,4	645,5
Odptyw m/m . . .	4,81	2,97	5,85	57,25	36,27	9,74	4,26	2,08	5,13	15,04	16,98	6,01	166,39
Różnica m/m . . .	28,29	29,03	21,85	-24,45	-20,77	59,16	75,24	140,52	108,87	23,26	8,72	29,39	479,11
Parowanie m/m . . .	5,04	4,06	10,85	21,65	79,17	79,98	109,35	83,23	38,58	28,06	9,98	9,15	479,11
Magazynowa- nie	23,25	24,97	10,89	—	—	—	—	57,29	70,29	—	—	20,24	207,03
Ubytek	—	—	—	46,10	99,94	20,82	34,11	—	—	4,80	1,26	—	207,03

Rozdział parowania na poszczególne miesiące, uskuteczniiono na podstawie pomiarów parowania na stacji ewaporymetrycznej nad jeziorem Czarnem w Piaskach, z których obliczono wskaźniki miesięczne wzorem Szymkiewicza, podanym poprzednio:

$$(p' - p) \frac{273 + t}{273} \cdot \frac{760}{P - p'}$$

Rzecz naturalna, że w tem ujęciu bilansu, cyfry zamagazynowanej wody, odnoszą się zarówno do retencji gruntowej, jak też do retencji na powierzchni, więc np. opadów śnieżnych. Do tej ostatniej odnoszą się przedewszystkiem magazynowania w grud-

niu, styczniu, lutym i marcu, razem 79,45 m/m, z których już z końcem maja nie pozostaje i w dalszych miesiącach następuje wyczerpywanie się zapasu wody gruntowej.

Ścisłe obliczenia na podstawie bilansu wodnego są konieczne, jeśli chodzi o faktyczne przepływy i straty oraz zmiany w zapasach wód gruntowych w poszczególnych latach, bądź też o prognozy na poszczególne miesiące dla celów rolniczych lub wyzyskania energii wodnej. Jeżeli jednak wystarczają dane przeciętne, wówczas kwestja retencji gruntowej staje się obojętną, a ujęcie tej właśnie wartości przedstawia największe trudności.

Obliczenia wartości przeciętnych nie mogą odnosić się do poszczególnych przepływów, ale bądź to do przepływu średniego rocznego, bądź też do przepływów t. zw. charakterystycznych.

ROZDZIAŁ V.

OBLICZENIA PRZEPLYWÓW CHARAKTERYSTYCZNYCH NA PODSTAWIE OPADÓW.

1. Stany i przepływy charakterystyczne.

Przepływy w ściekach podlegają ustawicznym zmianom. Wielkość i częstość tych zmian zależą od charakteru ścieku, a są następstwem nie tylko zmian w opadach, ale także zmian tych czynników, które wpływają na wielkość strat i retencję.

Cheąc scharakteryzować ściek zapomocą przepływów w możliwie skróconej formie, nie będziemy dążyć do odzwierciedlenia wszelkich zmian, jakie będą zachodzić w ilościach przepływu w ciągu pewnego czasu, ale oznaczymy objętości odpowiadające tylko niektórym stanom wody.

Na wybór tych stanów wpływają albo względy praktyczne, albo też ważność przepływów z geofizycznego punktu widzenia. Ponieważ odzwierciedlają one charakter rzeki, przeto nazywamy je stanami i przepływami charakterystycznymi. Pod względem wyboru przepływów charakterystycznych, panuje dość duża rozbieżność, niektóre jednak są powszechnie przyjęte i nie budzą żadnych wątpliwości. Do takich należą:

1. Podstawowy—dla określenia przepływów średnich i niskich, przepływ średni w ciągu całego roku lub przeciętny z szeregu lat, odpowiadający przepływowi, jaki nastąpiłby, gdyby cały odpływ w ciągu danego okresu był jednostajnie rozłożony.

Przepływu tego nie należy mieszać z przepływem przy stanie średnim rocznym, otrzymanym jako średnia arytmetyczna ze wszystkich odczytów wodowskazowych w ciągu roku lub w ciągu szeregu lat.

2. Przepływ najwyższy, jakiego w ogólności w najgorszych warunkach można się spodziewać, albo jaki faktycznie był zanotowany w określonym okresie czasu.

3. Przepływ najniższy, poniżej którego w czasie największej posuchy ilość wody przepływającej prawdopodobnie spaść nie może, względnie jaki faktycznie był zmierzony w określonym czasie.

4. Przepływy okresowe, t. j. te ilości przepływu, które wraz z większemi zajmują określony przeciąg czasu w ciągu danego okresu, np. roku. Do takich należą np. przepływy, na które możemy liczyć w ciągu 6, 7, 8, 9, 10 miesięcy w roku, przyjmując dla roku, jak i dla przepływu okresowego, wartości przeciętne z szeregu lat.

Poza temi ogólnie przyjętemi charakterystycznemi przepływami, istnieją jeszcze przepływy dość rozmaicie definjowane przez różnych hydrotektów. Do tych należy przedewszystkiem zwykła niska woda (francuska *étiage*), określona bądź to czasem trwania (po odrzuceniu 10 do 20 dni najniższych stanów), bądź też wypośrodkowana z najniższych stanów w różnych okresach, np. jako średnia z najniższych miesięcznych stanów w roku, średnia z najniższych stanów z szeregu lat, lub średnia z najniższych stanów w szeregu lat dla poszczególnych miesięcy. Podobnie rozmaicie określonym stanem jest średnia lub zwykła wysoka woda. Przy oznaczeniu jej z opadów zadawałamy się określeniem charakteru deszczu z jakiego powstaje.

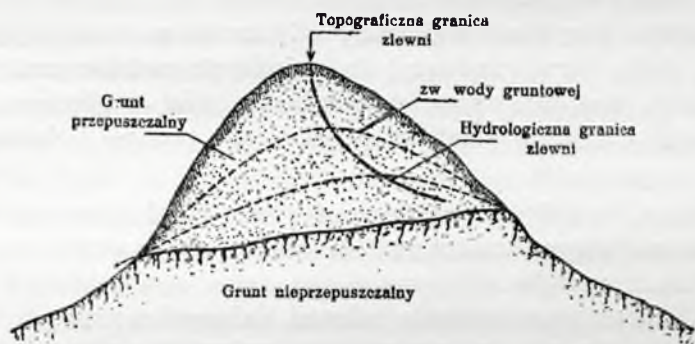
Wobec tej różnorodności określeń koniecznem jest przy oznaczaniu przepływu charakterystycznego podanie metody, w jaki sposób został on oznaczony: np. przepływ największy idealny, czy też rzeczywisty w ciągu określonego czasu; średnia wielka woda, jako średnia z maximów rocznych, z maximów miesięcznych lub wogóle ze wszystkich fal wezbrania w ciągu określonego czasu i t. p.

2. Zlewnia.

Podstawą obliczenia przepływów na podstawie opadów jest, obok znajomości tychże opadów, dokładne określenie powierzchni, z której spływ opadów następuje czyli t. zw. zlewni albo powierzchni dorzecza.

Oznaczenie wielkości zlewni wymaga znajomości terenu pod względem hypsometrycznym. Potrzebne są w tym celu mapy, na których wysokości oznaczone są bądź to przy pomocy warstwic, bądź przynajmniej dużej ilości punktów z podaniem cechami wysokości, a przedewszystkiem punktów położonych w pobliżu

działu wód, a więc tam, gdzie następuje rozdział spływu wód opadowych do różnych ścieków. W terenie górzystym, pagórkowatym lub przynajmniej słabo przepuszczalnym, odznaczającym się wielką ilością ścieków, oznaczenie zlewni na mapach nie przedstawia wielkich trudności, zwykle bowiem źródłiska ścieków należących do dwóch sąsiednich dorzeczy zbliżają się ku sobie. Natomiast w dorzeczach nizinnych, a w dodatku silniej przepuszczalnych, o niewielkiej ilości ścieków, słabo rozczłonkowanych, określenie granicy zlewni czyli działu wód, jest nawet przy pomocy dokładnych map bardzo trudne, a nieraz wprost niemożliwe bez naocznego zbadania lub sprawdzenia pomiarami kierunku spływu wód. Z takimi trudnościami mamy do czynienia u nas na Polesiu, gdzie linja działu wód okazuje brak stałości, niejednokrotnie bowiem ulega przesunięciu w miarę zmiany stanów wód, przez co i powierzchnia dorzecza ulega czasowej zmianie.



Rys. 47.

Dział wód powierzchniowy i podziemny.

Drugą trudność w ścisłym określeniu powierzchni zlewni stanowi infiltracja i spływ podziemny, który czasami co do kierunku nie jest w zgodzie ze spływem powierzchni. Jeżeli konfiguracja nieprzepuszczalnego podglebia lub niższych warstw w głębi ziemi nie jest równoległa do konfiguracji powierzchniowej, to powierzchnia spływu podziemnego może być inna, niż powierzchnia spływu na powierzchni. Granica spływu podziemnego może się też przesunąć w miarę zmian poziomu wody gruntowej, jak to przedstawia rys. 47. Przesunięcia te mogą być bardzo znaczne; a w terenach skalistych, odznaczających się siecią szczelin, ilości wody, doprowadzonej z sąsiednich dorzeczy drogą podziemną, mogą być bardzo duże. Mamy w Polsce kilka przykładów tej niezgodności spływów. Tak np. źródłiska Dunajca Czar-

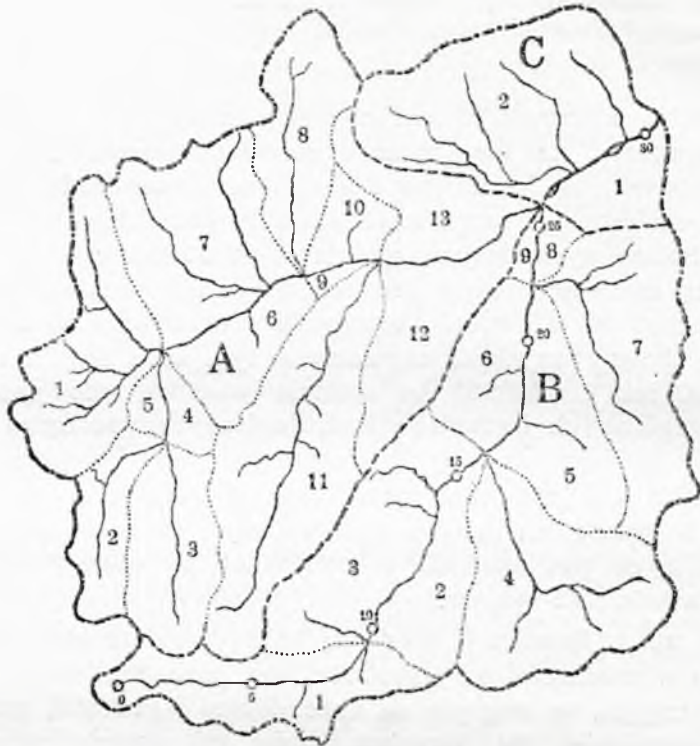
nego, a mianowicie potok Kościeliski i Chochołowski przedstawiają spływ większy, niż opad, dzięki zasileniu podziemnymi odpływami. Spływ ten bardzo nieznacznie reaguje na zmienność opadów, posiada bowiem silne wyrównanie odpływu w dużej zlewni podziemnej. Wprost przeciwnie zachowuje się dopływ Dunajca — potok Leśny, zawarty między powyższymi potokami, w którym odzwierciadlają się bardzo wyraźnie zmiany w opadach i którego ogólna ilość odpływu jest w zupełnej zgodzie z ilością opadu. Potok Suchej Wody traci swą wodę na zasilanie źródeł Olczy we Wywierzysku Olczykiem, przez co odpływ Suchej Wody jest za mały w stosunku do powierzchni dorzecza, zaś odpływ Olczy za duży. Charakterystycznym przykładem są też źródłiska rzeczki Szkło, dopływu Sanu, które przy minimalnej zlewni kilku km², wykazują stały prawie odpływ 150 l/sek, pochodzący z wód szczelinowych, łączących się z jeziorami w dorzeczu Wereszczycy, dopływu Dniestru.

Podobne przykłady infiltracji między dorzeczami na znacznie większą skalę, bo dochodzącej do dziesiątek metrów sześciennych na sekundę, znajdujemy w przesiąkaniu wód z górnego Dunaju do dorzecza Renu, w stratach rzeki Loary poniżej Orleanu, rzeki Doubs i t. p.

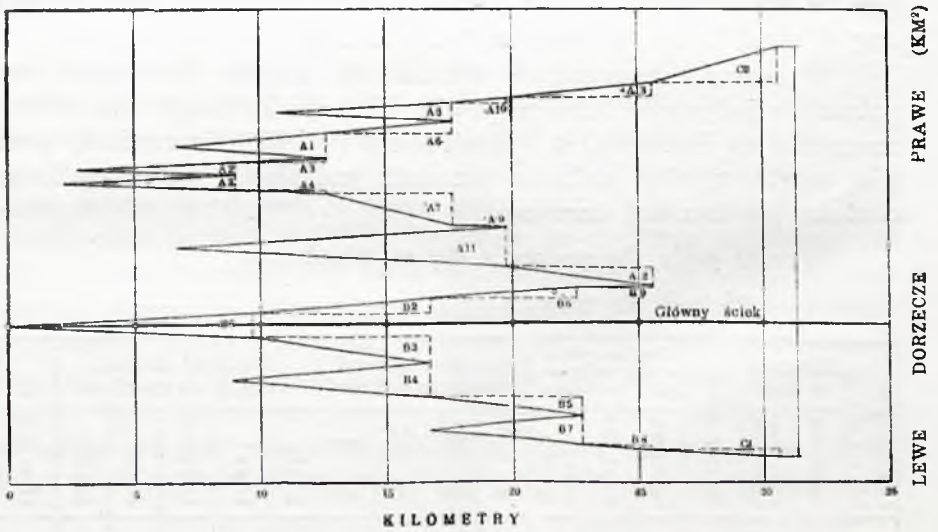
Miejsca, w których niezgodność taką znaleziono, muszą być poddane specjalnym badaniom i nie nadają się do obliczeń odpływu na podstawie opadów.

Obliczając powierzchnię zlewni jakiegokolwiek ścieku do pewnego punktu, nie zadawaliśmy się podaniem ogólnej sumy, ale dzieliśmy ją na części analogiczne do rozczłonkowania danego ścieku, a więc podajemy zazwyczaj osobno powierzchnię poszczególnych dopływów, potoków zasilających te dopływy i t. d. Jak daleko idziemy w poszczególnych wypadkach z tem rozczłonkowaniem zależy to od celu, w jakim przeprowadzamy badania. Stąd wynika konieczność podziału dorzecza na części w zależności od pozycji, jaką poszczególne ścieki w danym dorzeczu zajmują. Dorzecze ścieku, mającego swe ujście wprost do morza, nazywamy dorzeczem pierwszego rzędu, podobnie jak dział wód, oddzielający dwa takie dorzecza od siebie, będzie działem wód pierwszego rzędu. Jeśli dział ten oddziela dorzecza dwu mórz, wówczas otrzymuje zwykle specjalną nazwę, np. przechodzący przez Polskę dział wód Bałtycko-Czarnomorski, zwany także europejskim.

W tem znaczeniu będzie np. zlewnia bezpośrednia Wisły t. j. powierzchnia, z której wody opadowe dostają się wprost do Wisły wraz



Rys. 48.
Podział dorzecza.



Rys. 49.
Schemat graficzny wzrostu dorzecza.

Do wykazów dołącza się mapy, które jednak zwykle zawierają tylko podział na powierzchnie według rozczłonkowania dorzecza, bez szczegółowego rozdziału wysokościowego i charakterystyki terenów (rys. 48).

W wielu wypadkach pożądanem jest schematyczne przedstawienie wzrostu dorzecza w stosunku do długości ścieku. Wówczas przedstawiamy to w formie szeregu trójkątów (rys. 49), w których rzędne pionowe określają powierzchnię zlewni lewo- lub prawobrzeżnej, zaś wysokość trójkąta jest długością danego ścieku. Szerokość wykresu pozwala odczytać powierzchnię zlewni w każdym jej punkcie.

3. Określenie właściwego opadu.

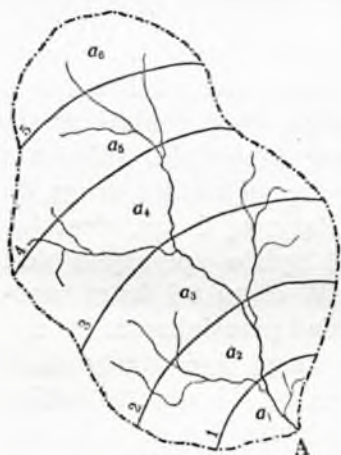
Jaki opad wziąć za podstawę do obliczeń przepływów charakterystycznych, pouczy nas o tem zbadanie mechaniki spływu. Jak z poprzednich wywodów wynika, cząstka wody znalazłszy się na powierzchni ziemi napotyka na szereg przeszkód, które nie pozwalają jej na natychmiastowe dostanie się najkrótszą drogą do ścieku. Zaledwie nieznaczna ich część podąży tą drogą, dostając się do ścieku po czasie, jakiego wymagać będzie spłynięcie doń od miejsca, w którym spadła na ziemię. W ciągu tej drogi narażone są cząstki wody na wpływy parowania i przesiąkania, im zaś dalszą drogę przebywają, tem większe mogą być straty stałe i czasowe. Dalszemi przeszkodami są: nierówność gruntu, roślinność, wreszcie wpływy klimatyczne. Im większa jest zlewnia, tem przeszkody te będą różnorodniejsze w poszczególnych miejscach zlewni, wpływ strat będzie większy, czas spływu dłuższy, a przez to znaczenie poszczególnego opadu będzie się zacierać coraz bardziej.

Czas trwania odpływu jest więc z reguły dłuższy od czasu trwania opadu. Przy nasyconym lub nieprzepuszczalnym terenie, może się spływ zacząć równocześnie z rozpoczęciem się opadu, trwa jednak do chwili, kiedy po ustaniu opadu cząstki najdalej położone od miejsca, w którym przepływ obliczamy, przedostaną się do tego miejsca. Czas ten przedłuża się jeżeli cząstki ulegają w drodze zatrzymaniu (retencji).

Retencja powierzchni stoku i roślin powoduje względnie najkrótsze przedłużenie spływu, retencja koryta (zbiorników, jezior)—dłuższe, zwykle obliczane na dni lub tygodnie, retencja zimowa powoduje opóźnienie kilkumiesięczne, zaś retencja gruntowa, może przy przy wielkich zlewniach rozciągnąć się nawet na lata.

Następstwem tak silnie przedłużającego się czasu spływu, jest zatracanie się wpływu poszczególnych opadów na wielkość spływu. To zatracanie się wzrasta w miarę wzrostu dorzecza i jego przepuszczalności, a także w miarę obniżania się stanu charakterystycznego, stany bowiem wód poniżej średniego czerpią przeważnie swe przepływy z wód źródłanych i odpływów podziemnych, a więc z retencji gruntowej.

Różnego rodzaju retencje mają wpływ nietylko na opóźnienie spływu, ale także na jego wyrównanie w dłuższym okresie czasu. I tak, kiedy wielkość opadów w poszczególnych dniach jest bardzo rozmaita, a często spada do zera, to przepływy tylko w niektórych górskich potokach w terenie nieprzepuszczalnym



Rys. 50.

Linie równego spływu.

spadają w czasie posuchy do zera, poza tem ścieki prowadzą zawsze pewną ilość wody. Stosunek pomiędzy spływem minimalnym, a maksymalnym, odzwierciadla znaczenie retencji dla poszczególnych ścieków. U nas, poza niewielką ilością wysychających w lecie potoków, dochodzi ten stosunek w górach, w potokach do 1:10000, w rzekach górskich do 1:1000, ażeby spaść w rzekach nizinnych do 1:10, a nawet jeszcze niżej. Jaki wpływ mają większe zbiorowiska wód, świadczy np. jezioro Bodeńskie, gdzie stosunek wody minimalnej do maksymalnej wynosi powyżej jeziora 1:80, zaś poniżej 1:8.

Wobec tego, dla oznaczenia przepływów charakterystycznych, nie mogą być miarodajne poszczególne opady choćby dłużej trwające, ale musi być wzięty jakiś okres czasu, w którym cykl różnych po sobie następujących opadów się zamknie i będzie się powtarzać w następnym okresie. Jako tego rodzaju cykl opadów, przyjęto powszechnie opad roczny, w jednym roku hydrologicznym, obejmującym cały okres zimowy; albo częściej wartość przeciętną opadu z dłuższego szeregu lat, w tym wypadku liczonych kalendarzowo.

Wyjątek pod tym względem stanowi przepływ maksymalny, przy którym, zwłaszcza w małych zlewniach, może przeważać wpływ poszczególnych opadów. Przy obliczaniu zatem maksymalnego przepływu należy zbadać, jakiego rodzaju opad może spowodować katastrofalny odpływ.

Wyobraźmy sobie w tym celu dorzecze jakiegoś ścieku (rys. 50), w którym mamy zbadać przepływ w p. *A*. Przyjmijmy dla uproszczenia, że deszcz zaczyna padać równocześnie na całej przestrzeni dorzecza i równocześnie też ustaje na całej przestrzeni. Z chwilą rozpoczęcia opadu, cząstki deszczu, spadłe tuż przy p. *A*, dostaną się natychmiast do ścieku, inne dopiero po czasie, jakiego wymagać będzie spłynięcie czy to w ścieku, czy też po stokach. Jeżeli znamy prędkość poruszania się cząstek po stoku i w ściekach, to potrafimy oznaczyć w dorzeczu te punkty, z których po pewnym czasie, przyjętym jako jednostka, np. po godzinie, cząstki wody dostaną się do p. *A*. W ten sam sposób oznaczymy punkty, z których woda potrzebuje dwóch, trzech i t. d. jednostek czasu do dostania się do p. *A*. Tak pokryjemy całe dorzecze siecią linii krzywych zwanych *izoporhonami*, t. j. linjami równego czasu spływu.

Jeżeli w dalszem uproszczeniu przyjmiemy jednostajne natężenie deszczu, to obliczenie przepływu w poszczególnych czasach nie sprawi trudności, jeśli tylko wiemy jaki procent opadu w danych warunkach dostanie się do bezpośredniego odpływu. Przypuśćmy, że ten procent jest stały i wynosi α , że stałe natężenie godzinne deszczu = I , zaś powierzchnie zlewni, zawarte pomiędzy izoporhonami również godzinnymi, są: $a_1 a_2 a_3 \dots a_n$, to spływ będzie wynosić:

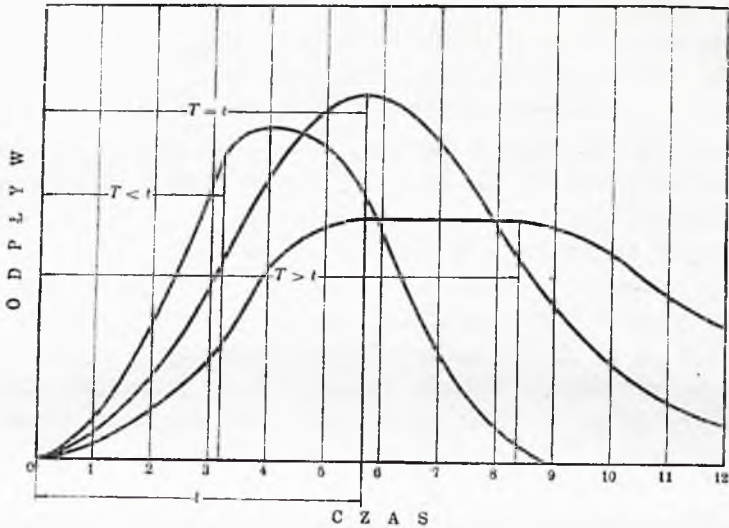
po pierwszej godzinie: $q_1 = \alpha \cdot a_1 I$;

po drugiej " : $q_2 = \alpha (a_1 + a_2) I$;
i t. d.

po n — tej godz. : $q_n = \alpha (a_1 + a_2 + \dots + a_n) I$.

Graficznie będzie to krzywa związku między czasem, a objętością spływu, której kształt będzie zależny od kształtu zlewni i od natężenia deszczu (rys. 51).

Natężenie deszczu zmienia się, jak wiemy, wraz z czasem jego trwania, oraz z powierzchnią objętą deszczem. Deszcz, który trwa krócej, niż czas potrzebny do spływu z najdalej położonego punktu dorzecza, będzie miał natężenie duże, ale zanim zaczną spływać cząstki wody z dalej położonych punktów, przestaną już spływać z przestrzeni położonych tuż przy miejscu, w którym przepływ chcemy oznaczyć. Ponieważ zwykle przy deszczu burzowym pierwsze chwile są dla przepływu stracone skutkiem silnego parowania i wsiąkania, przeto najczęściej te krótkie deszcze nie dadzą w efekcie maximalnego przepływu.



Rys. 51.

Związek między czasem, a objętością odpływu.

Z chwilą kiedy czas trwania deszczu zbliży się do czasu potrzebnego dla spłynięcia cząstek wody z najdalszych punktów dorzecza, opad staje się w całości wykorzystany i obejmuje całą powierzchnię zlewni, tak że równocześnie ze wszystkich punktów zlewni woda dostaje się do miejsca badania przepływu.

Gdybyśmy przypuścili czas trwania deszczu dłuższy, wówczas nic się nie zmieni w powierzchni zadeszczonej równocześnie w zlewni, bo ta już osiągnęła maximum poprzednio, natomiast zmniejszy się natężenie opadu, a przez to i ilość cząstek wody dostających się równocześnie do ścieku.

Z tego rozumowania wynika, że maximalny odpływ powstanie najczęściej skutkiem opadu trwającego tak długo, jak czas którego potrzebują cząstki wody, ażeby dostać się z najdalej położonych punktów zlewni do miejsca w ścieku, w którym badamy maximalny przepływ.

Ten opad nazywamy deszczem miarodajnym, a czas opadu, czasem miarodajnym (ang. time of concentration). Na rysunku 51 narysowano krzywe związku między czasem, a objętością odpływu dla deszczu miarodajnego, oraz dla deszczów krócej i dłużej trwających.

Najprościej rzecz się przedstawi, jeżeli pominiemy retencję terenową i retencję koryta, a kształt zlewni przyjmie prostokątny, ze ściekiem w środku i przy jednakowych spadach stoków.

Wówczas izoporhony przejdą w linje proste, a krzywa wzrostu odpływu tylko z początku i przy dojściu do maximum będzie faktycznie krzywą, poza tem linja wzrostu będzie linją prostą. Nadto krzywe odpływu będą symetryczne zarówno przy wzroście, jak i przy spadku. W takim przykładzie, przyjmując pewien spadek natężenia deszczu, w miarę przedłużenia się czasu jego trwania, według wzorów podanych w rozdziale drugim, można rachunkowo obliczyć maximum odpływu dla deszczu, obejmującego cały obszar zlewni, więc dla deszczu trwającego tak długo, ażeby cząstka wody z najdalej położonego krańca zlewni, mogła się dostać do ścieku w miejscu, w którym badamy przepływ. Jest to znana zasada postawiona jeszcze w r. 1889 przez Kuichlinga, inż. kanalizacji Nowego Yorku.

Wpływ retencji zmienia kształt krzywej odpływu i przedłuża czas odpływu, nie narusza jednak samej zasady, która zawsze pozostaje ważną. Wpływ retencji, a wskutek tego przedłużenie czasu odpływu oraz zmniejszenie natężenia można uwzględnić w szczegółowym rachunku, analizując wysokość odpływu w poszczególnych punktach zlewni, idąc z góry w dół, a to na podstawie znanych nachyleń stoków, przekrojów ścieku czy kanału i wobec tego jego napełnienia i wielkości retencji. Obliczenie to może być wykonane tylko próbami.*)

Z powyższego wynika też, że im większe nachylenie stoków zlewni ku ściekowi, oraz większy spadek ścieku, im bardziej zwarte jego koryto, tem większa będzie prędkość spływu, krótszy czas dla przebycia drogi ze skrajnych punktów zlewni do danego punktu, krótszy zatem czas miarodajny dla obliczenia natężenia, wyższe miarodajne natężenie i większa tem samem wartość bezwzględna odpływu. Tem się tłumaczy, że zlewnie równe co do obszaru i szczelności powierzchni, lecz o różnych nachyleniach, dadzą zupełnie różne odpływy w tych samych meteorologicznych warunkach, t. j. dla tej samej zależności natężenia opadu od jego czasu trwania.

Fakt ten ma wielkie znaczenie przy obliczaniu sieci kanalizacyjnych, gdzie miarodajne dla danego punktu w sieci natężenie deszczu jest zależne od obszaru przynależnej zlewni, istniejących tam spadów, wielkości retencji terenowej i retencji sieci kanalizacyjnej. Miarodajne natężenie będzie tem większe, im mniejszy obszar zlewni i większe panujące spady.

To samo rozumowanie można zastosować do niewielkich zlewni naturalnych o dowolnym kształcie i dowolnych spadach.

*) Proceeding of am. Soc. of Civ. Eng. 1931.

Widoczne stąd jest także, że w zależności od wielkości zlewni, miarodajnym deszczem może być zarówno deszcz nawalny, jak i dłużej trwający, a nawet opad roczny tam, gdzie dopiero topnienie śniegu może dać równoczesny spływ na całym obszarze zlewni. Ponieważ deszcze dłuższe, kilkudniowe, a zwłaszcza wysokość warstwy śnieżnej jest w pewnym stosunku do opadów rocznych, przeto w tych wypadkach można z pewnym przybliżeniem również dla oznaczenia przepływu maximalnego użyć opadu rocznego jako podstawy. Dzieje się to także dlatego, że przy dużych zlewniach zasada deszczu miarodajnego nie zawsze da się zastosować, raz dlatego, że duże obszary nie będą objęte równocześnie deszczem równego natężenia i czasu trwania, a następnie, że kształt zlewni bywa często taki, iż wzrost natężenia deszczu jest mniejszy, niż malenie obszaru, z którego następuje spływ równoczesny.



Rys. 52.

Zlewnia rzeki Stryja.

Wyobraźmy sobie dorzecze o kształcie wydłużonym, którego część rozszerzona leży w terenie górskim, jak np. zlewnia rzeki Stryja, przedstawiona na rys. 52. Wówczas dla spływu w p. A nie będzie miarodajny opad, którego czas trwania będzie równy czasowi przepływu cząstek wody od B do A, ale raczej opad, który odpowie

czasowi spływu od B do C, bo powierzchnia między C, a A jest stosunkowo nieznaczna, a zmiana natężenia może być bardzo wielka.

Dla uproszczenia przyjęliśmy jednostajny rozkład opadu i równoczesne zadeszczenie całego dorzecza. Ani jedno, ani drugie w rzeczywistości nie nastąpi. Każdy opad, a zwłaszcza nawalny, ma swoje centrum o maximalnem natężeniu, a położenie tego centrum w dorzeczu nie jest bynajmniej obojętne, zwłaszcza jeżeli mamy do czynienia z dorzeczem o nieregularnym kształcie. Również czas zadeszczenia, a w szczególności kierunek, w którym ono w dorzeczu następuje, może mieć ogromny wpływ na przebieg wielkiej wody, a stąd i na jakość opadu, który spowoduje ten wzrost stanu wody. Tak np. do wywołania tego samego stanu wody w Zawichoście, a następnie w Warszawie, przy deszczu postępu-

jącym od zachodu na wschód potrzeba mniejszego natężenia, niż dla deszczu postępującego od wschodu na zachód, w tym ostatnim bowiem wypadku, kierunek rozprzestrzenienia się zadeszczenia nie sprzyja kumulacji fal powodziowych z różnych dopływów. Katastrofalne wody na rzekach mogą być wynikiem także zbiegu kilku niesprzyjających okoliczności, jak np. olbrzymia powódź Missisipi w r. 1927 wynikała z tego, że w średnim i dolnym biegu zebrały się równocześnie wody: z topnienia śniegów w górnym dorzeczu, oraz z deszczów lokalnych o niesłychanym natężeniu i zasięgu w dolnym dorzeczu.

Dalszą trudność obliczenia maximalnego odpływu tworzy zmienność współczynnika spływu w miarę przesycaenia się terenu wodą opadową, które to zjawisko jest nieuchronne, zwłaszcza przy dłużej trwających deszczach.

Cytowaliśmy już poprzednio przykłady, które wskazywały jak wielkie opady są potrzebne w okresach po posusze ażeby spowodować jakikolwiek odpływ. W tych wypadkach pierwsze godziny deszczu niejednokrotnie zupełnie spływu nie wykażą, w ciągu czasu jednak dłuższego trwania deszczu, współczynnik spływu może wzrosć bardzo znacznie. Jeśli np. jeden i ten sam co do wielkości opad mógł dać w Dayton na Miami 12.IX 1925 r. 1,25% spływu, zaś 19.III 1927 r.—67%, to wprawdzie cyfry te odnoszą się do wartości przeciętnej z całego okresu deszczu, ale niewątpliwie w pierwszym wypadku współczynnik spływu przez znaczną część czasu opadu musiał wynosić 0%, zaś w drugim wypadku musiał przy końcu dojść do 100%.

Nie ulega wątpliwości, że zmiana współczynnika odpływu w czasie trwania deszczu, musi zmienić charakter deszczu miarodajnego w kierunku przedłużenia jego czasu trwania, a przez to zmniejszenia natężenia, a więc i zmniejszenia katastrofalnej powodzi.

Te wszystkie względy są powodem, że dla wielkich zwłaszcza zlewni, w których deszczem miarodajnym byłyby deszcze np. dobowe lub 2 i 3 dniowe, dostatecznie dobre rezultaty otrzymujemy nie szukając deszczu miarodajnego, ale obliczając maximum przepływu na podstawie opadów rocznych.

Powyższe rozważania prowadzą nas do konkluzji, że należy odróżnić obliczenie przepływów charakterystycznych średnich i niskich, które z reguły muszą oprzeć się na rocznych opadach, od obliczeń wód katastrofalnie wysokich, których podstawą mogą być opady bardzo różnorodne, i dla których opad miarodajny trzeba dopiero wyszukać.

4. Obliczenie średniego przepływu.

Obliczenie średniego przepływu nie przedstawia trudności o ile potrafimy z wystarczającą dokładnością określić związek pomiędzy opadem, a odpływem. Związek ten możemy mieć albo na podstawie znajomości bilansu wodnego $O = H - S$, dla przeciętnej wartości i szeregu lat, albo też przy pomocy współczynnika, wyrażającego stosunek średniego odpływu do średniego opadu.

Sposób zestawienia bilansu omówiliśmy w poprzednim rozdziale, obecnie zastanowimy się nad obliczeniem zapomocą współczynnika odpływu.

Średni odpływ wyrażony w m^3/sek przedstawi się w formie:

$$Q = \frac{O \cdot A \cdot 10^6}{365 \cdot 86400} = 0,03171 O \cdot A$$

gdzie powierzchnia zlewni A — wyrażona w km^2 , zaś wysokość odpływu rocznego O — w metrach wysokości.

Wartość odpływu O oznaczymy z opadu, albo przy pomocy współczynnika strat β , albo też wprost, stosując współczynnik odpływu α .

Z polskich hydrologów związek na zasadzie współczynnika strat próbował ułożyć Baecker*), układając na podstawie faktycznych pomiarów odpływów wzory na straty.

Wyrażając straty w postaci części opadu:

$$S = \beta \cdot H$$

otrzymuje następujące wartości dla współczynnika β :

1. dla rzek górskich przy opadzie $500 < H < 750$ m/m:

$$\beta = 1,216 - 0,75 H$$

2. dla rzek górskich przy opadzie $750 < H < 3000$ m/m:

$$\beta = 1 - \sqrt[3]{0,3(H - 0,612)}$$

3. dla rzek nizinnych, wartość średnia z wzoru 1 lub 2, zależnie od wielkości opadu i wzoru:

*) Roboty publiczne 1920.

$$\beta = 0,25 + 0,05\sqrt{a} \quad \text{gdzie} \quad a = \frac{A}{L}$$

w granicach ważności $3 < \sqrt{a} < 10$

4. dla potoków o $L < 40$ km zamiast wzoru 3 należy użyć wzoru:

$$\beta = \frac{0,1\sqrt{a} - H + 3,1}{0,1\sqrt{a} + 10}$$

5. dla rzek z lodowcami zaś wzoru:

$$\beta = \frac{0,1\sqrt{a} - H + 1,76}{0,1\sqrt{a} + 4}$$

Tą drogą obliczone β i porównane z rzeczywistymi pomiarami w 40 przykładach rzek europejskich nie dały błędu większego niż 8%.

Znalazłszy w ten sposób β , mamy relację:

$$O = H - \beta H = (1 - \beta)H$$

Również wśród hydrologów amerykańskich zaznaczyła się dążność do określenia przedewszystkiem strat, jeszcze bowiem Vermeule w r. 1894 ułożył relację na straty:

$$S = (11 + 0,29 H) M$$

gdzie M waha się od 0,77 do 1,47, w zależności od wahań temperatury od 40° do 60° Fahrenheita.

Straty i opady wyrażone w calach,

stąd:

$$O = H - (11 + 0,29 H) M$$

Przy użyciu współczynnika normującego stosunek odpływu do opadu, otrzymamy relację:

$$Q = \frac{\alpha \cdot H \cdot A \cdot 10^6}{365 \cdot 86400} = 0,03171 \alpha \cdot H \cdot A$$

Przy dobrej znajomości terenu, zwłaszcza przy zlewniach o jednolitym charakterze, niezbyt wielkich, określenie wartości współczynnika α jest możliwe.

Dla rzek i potoków w środkowej Europie określił Iszkowski wartość współczynnika w sposób następujący:

TABELA XXXV.

1. Bagna i niziny	0,2
2. Płasczyzny i płaskowzgórze	0,25
3. ditto w połączeniu z pagórkami	0,3
4. Pagórki o łagodnych stokach	0,35
5. Stronsze pagórki i przedgórze	0,4
6. Wzgórze i wysoki większych pasm górskich	0,45
7. Wzgórze wyższe, jak Harz, Las Frankoński	0,5
8. Góry, jak Wogezy, Beskidy	0,55
9. Najwyższe góry, według stromości	0,6 do 0,7

W ten sposób na wielkość współczynnika wpływa, według Iszkowskiego, wyłącznie stromość stoków, co należy uważać za zbyt daleko idące uproszczenie. Tam jednak, gdzie z braku danych nie potrafimy ułożyć dobrego bilansu, musimy z konieczności uciec się do przyjęcia współczynnika odpływu. Pożądanem jednak byłoby o tyle przynajmniej zróżniczkować jego wartości, ażeby dla każdego rodzaju stromości stoków, podać nie jedną wartość współczynnika, ale dwie wartości graniczne, uwzględniające więcej lub mniej sprzyjające warunki dla strat.

Częściowo usiłował zadośćuczynić temu postulatowi dr. Pareński *), wprowadzając do współczynnika zależność od wielkości dorzecza w formie:

$$\alpha = e^{-\sqrt[n]{a \cdot A}}$$

przyczem, na podstawie istniejących pomiarów opadu i odpływu przeważnie w środkowej Europie, wyznacza dla klimatu o równomiernie rozłożonych opadach z czasowym śniegiem i w granicach powierzchni zlewni od 100 km² do 500000 km² wartości dla n , a , oraz α podane w tabeli XXXVI.

Kollis **) usiłował związać wartość współczynnika spływu ściśle z czynnikami spływu, badając wpływ poszczególnych czynników metodą korelatów. Wzór wypadł dość zawikłany:

$$\alpha = \frac{H^{\gamma}(100 - R)^{0,000023 R}}{21089 (A+1)^{0,013057} (a+1)^{0,131527} (t+1)^{0,270529}}$$

*) Dr. A. Pareński: „Stosunek odpływu do opadu”. Czasopismo techniczne 1927 r.

**) Inż. Wł. Kollis: „Nowy wzór empiryczny na przepływ średni”. Referat na I polski Zjazd hydrotechniczny 1929.

gdzie: H — opady w m/m,

R — procent jezior i lodowców,

A — zlewnia w km²,

$$a = \frac{A}{L},$$

t — temperatura roczna,

$$\gamma = \frac{\lg 21089 + 0,270529 (t + 1)}{\lg H} \gamma_2$$

$$\text{dla } H < 620 \text{ m, } \gamma_2 = 0,976 - 0,0723 \lg (A + 1) (3 - \lg H)$$

$$\text{dla } H > 620 \text{ m, } \gamma_2 = 0,966 - 0,0286 \lg (A + 1) (3 - \lg H)$$

Oznaczając zależność współczynnika od normalnych opadów przez d , od procentu jezior — przez r , od wielkości dorzecza — przez z , od stosunku $\frac{A}{L}$ — przez s , zaś od średniej rocznej temperatury powietrza — przez c , wzór przyjmuje postać:

$$a = \frac{d \cdot r}{21089 \cdot z \cdot s \cdot c}$$

Ponieważ w Polsce można, zdaniem autora, przyjąć zależność od temperatury za stałą, przeto wzór zmieni się na:

$$\alpha = \frac{d \cdot r}{38211,2 \cdot z \cdot s}$$

Wartości dla d , r , z , s podaje autor w czterech tabelach, z których jednak wynikałoby, że i wpływ jezior można pominąć, wartość bowiem r wynosi dla procentu 0 — 1,00, zaś dla 50% zaledwie 1,0045.

Z obcych wzorów nowszego pochodzenia zacytujemy wzór amerykański Justina*) o kształcie:

$$O = a J^b \cdot \frac{H^2}{T^0}$$

Dla rzek położonych w części wschodniej Stanów Zjednoczonych Am. Pr. przybiera ten wzór następującą postać:

$$O = 0,934 J^{0,155} \frac{H^2}{T^0}$$

*) Transaction of Am. C. E. 1914.

We wzorze tym opad i odpływ wyrażony w calach, zaś temperatura w stopniach Fahrenheita. Stromość stoków przedstawia czynnik $J^{0,155}$, gdzie J jest średnim spadem terenu, określonym jako iloraz różnicy wysokości warstwie przez średnią ich odległość.

TABELA XXXVI.

Kategoria terenu	a	n	A km ²	α
Wysokie góry z lodnikami i linją wiecznego śniegu	0,00000035	4,0	100	0,926
			1.000	0,872
			2.000	0,849
			5.000	0,815
			25.000	0,737
			100.000	0,649
			200.000	0,597
500.000	0,524			
Średnie góry typu Karpat	0,0000055	4,3	100	0,839
			1.000	0,743
			2.000	0,704
			5.000	0,648
			25 000	0,532
			100.000	0,419
			200.000	0,360
500.000	0,282			
Pagórki i niziny rzek górskich	0,00003	5,0	100	0,731
			1.000	0,609
			2.000	0,566
			5.000	0,504
			25.000	0,390
			100 000	0,288
			200 000	0,240
500.000	0,179			
Płaskizny	0,00035	8,0	100	0,518
			1.000	0,416
			2.000	0,384
			5.000	0,342
			25.000	0,269
			100.000	0,210
			200.000	0,183
500.000	0,149			
Niziny bagniste	2,285	18,0	100	0,258
			1.000	0,215
			2.000	0,203
			5.000	0,186
			25.000	0,159
			100.000	0,137
			200 000	0,127
500.000	0,114			

Tę średnią odległość otrzymuje się dzieląc całkowitą długość paszków między warstwicami przez ich liczbę.

Wzoru tego można użyć również dla obliczenia spływu w jednym i tem samym dorzeczu w różnych latach, wówczas:

$$O = K \frac{H^2}{T^0}$$

gdzie $K = \alpha \cdot J^b$ jest wartością stałą.

Wkońcu wspomnieć należy o obliczeniach Welikanoffa i Sołowskiiego, którzy dla 18 nizinnych rzek rosyjskich i niemieckich obliczają współczynnik odpływu w zależności od deficytu średniego pary wodnej w powietrzu, według relacji $\alpha = 1 - cd^n$, a dla danych 18 rzek:

$$\alpha = 1 - \sqrt{\frac{d}{4,7}}$$

d zmienia się w granicach od 1,76 do 3,6.

Z powyższego przeglądu metod obliczenia przepływu średniego na podstawie opadów wynika, że niema dotąd w tej dziedzinie ustalonych poglądów. Teoretycznie najlepszą metodą jest ułożenie bilansu wodnego, wówczas bowiem możemy operować nie tylko wartościami średnimi, ale także obliczać odpływy w poszczególnych latach, a nawet w krótszych okresach czasu. Niestety, do należytego ułożenia bilansu nie mamy dotąd wystarczających danych, zwłaszcza pod względem wpływu retencji. Łatwiej już dać sobie radę, jeśli szukamy tylko przeciętnego odpływu, a więc wówczas gdy możemy opuścić wpływ retencji. I do tego celu jednak zdążymy najłatwiej, jeśli bądź to w części badanego dorzecza, lub w dorzeczu o podobnym charakterze, znamy rzeczywiste odpływy, a stąd i straty w różnych warunkach opadowych.

Przeprowadzenie badań bilansu w sposób proponowany przez Lugeon'a wymaga bardzo obszernych studjów dla każdego dorzecza, dla praktyki codziennej wymagałaby też ona pewnych uproszczeń, które jednak z konieczności wpłynęłyby na obniżenie dokładności i wartości metody.

W tych warunkach z konieczności operujemy najczęściej wzorami, opartymi na współczynniku odpływu i to w możliwie najprostszej formie, jaką jest np. używany w Polsce wzór Iszkowskiego z ewentualnymi poprawkami Baeckera. Najbardziej należałoby przestrzec przed zastosowaniem wzorów ułożonych dla pewnych okolic i dorzeczy, bez zbadania czy charakterystyka dorzecza, dla którego wzór ułożono, odpowiada charakterystyce badanego terenu (np. wzór Drenkahna dla Bawarii).

Co się tyczy wzorów dwóch polskich hydrologów, Kollisa i Pareńskiego, to w pierwszym brak ważnego czynnika, jakim jest stromość stoków, a którego nie mogą zastąpić inne czynniki, w drugim pominięto wpływ wysokości opadów, nieuwzględniony coprawda również przez Iszkowskiego. Natomiast zupełnie słusznie wprowadzają obaj autorowie czynnik wielkości dorzecza, zaś p. Kollis również czynnik temperatury, który jednak dla obszarów niezbyt wielkich może przyjąć zmianę wartości stałej.

Stan obecny naszych wiadomości o opadach i odpływach faktycznie istniejących pozwala na to, ażeby nie dążyć do układania wzorów uniwersalnych, dających się użyć we wszelkiego rodzaju stosunkach geofizycznych i fizjologicznych, ale zadowolić się wzorami regionalnymi. Już wzór Kellera miał się odnosić do stosunków Europy Środkowej, na takichże przesłankach opiera się wzór Iszkowskiego. Jeszcze ściślej ograniczył ważność swoich wzorów Pareński lub Justin. W przyszłości wydaje nam się, że powinniśmy jeszcze bardziej ograniczyć zakres stosowalności układanych relacji, ograniczając się do minimalnej ilości zmiennych czynników i dążyć do oznaczenia ich wpływu na bardziej stałe od odpływu zjawiska, t. j. na straty w możliwie prostej i nieskomplikowanej formie.

Dla Polski takie regionalne wzory możnaby ułożyć: dla Karpat, dla Wyżyny Małopolskiej, Roztocza i ewentualnie Płyty Podolskiej, dla pasa Wielkich Dolin oraz dla Pojezierza Bałtyckiego.

Narazie używając któregoś z istniejących wzorów, należy zbadać wartość przyjętych lub obliczonych współczynników przez porównanie wyników z jakimiś faktycznie istniejącymi i zbadanymi bezpośrednio odpływami w dorzeczach o podobnym charakterze i w identycznym klimacie.

5. Przepływy charakterystyczne.

O ile określenie przepływu średniego na podstawie opadów jest przedmiotem dość licznych badań, o tyle dla oznaczenia innych przepływów charakterystycznych mamy bardzo niewiele wzorów, przydatnych faktycznie do liczenia. Przyczyną jest z jednej strony trudność uwzględnienia we wzorze wszystkich różnorodnych czynników, wpływających na tę czy inną wartość poszczególnych rodzajów przepływów, z drugiej zaś coraz bardziej rozpowszechniające się metody bezpośrednich pomiarów i określenie na tej podstawie związku pomiędzy stanami wody, a objętością

przepływu (krzywe przepływu). Wstępne studja dla wszelkiego rodzaju projektów wodnych zawierają dziś prawie zawsze bezpośrednie pomiary przepływów. Mimo to może się zdarzyć potrzeba oznaczenia przynajmniej w przybliżeniu przepływów bez wykonania pomiarów, a jedyną drogą do tego celu jest oznaczenie przepływów na podstawie opadów.

Na terenie ziem polskich prawie wyłącznie używanym jest wzór Iszkowskiego, oparty na bezpośrednich pomiarach szeregu rzek środkowo europejskich.

Jako odpływy charakterystyczne niskie, przyjął Iszkowski 3 wartości, a mianowicie:

q_0 — wodę, absolutnie najniższą,

q_1 — średni niski stan,

q_2 — wodę tak zwaną normalną, nadającą się do wyzyskania jej jako źródła energii, która u nas odpowiada mniej więcej wodzie będącej do dyspozycji przez 8 do 9 miesięcy w roku.

Wszystkie te przepływy uzależnił Iszkowski od przepływu średniego w stosunku stałym 2:4:7.

Ponieważ stosunek charakterystycznych przepływów niskich do przepływu średniego, nie może być przyjęty dla wszystkich dorzeczy jako stały, gdyż zależy on od właściwości dorzeczy, a więc jego wielkości, zalesienia, przepuszczalności etc., przeto do relacji wprowadził Iszkowski jeszcze współczynnik zmienny ν , wahający się w granicach od 0 — dla potoków wysychających, do 3 — dla odpływów wyrównanych.

W ten sposób wzory na przepływy charakterystyczne otrzymują kształt:

$$q_0 = 0,2 \cdot \nu \cdot q_{sr} = 0,006342 \nu \cdot \alpha \cdot H \cdot A.$$

$$q_1 = 0,4 \cdot \nu \cdot q_{sr} = 0,012684 \nu \cdot \alpha \cdot H \cdot A.$$

$$q_2 = 0,7 \cdot \nu \cdot q_{sr} = 0,022197 \nu \cdot \alpha \cdot H \cdot A.$$

przyczem dla określenia ν podaje Iszkowski następujące reguły:

1. W zależności od jakości pokładów i roślinności.

W warunkach średnich $\nu = 1$

„ terenach przepuszczalnych $\nu = 0,4$ do $0,8$

(wzrasta w miarę wzrostu zalesienia)

„ terenach nieprzepuszczalnych na równinach $\nu = 1$

w terenie pagórkowatym	$v = 0,8$ do $0,5$
„ „ górzystym	$v = 0,6$ do $0,3$
na nagich skalistych stokach	v spada do $0,0$

Korzystne warunki retencji, a więc obfitość stawów, jezior, lodników, powiększają wartość v aż do 150% normalnej jego wartości.

2. W zależności od wielkości dorzecza.

W dorzeczach małych, do 200 km², v zostaje przy słabej roślinności bez zmiany, przy silnej należy je zwiększyć aż do 125%. Dla dorzeczy od 200 do 20.000 km² pozostaje v oznaczone według uwag pod 1.

Dla dorzeczy od 20.000 do 50.000 km ²	zwiększa się aż do 115%
„ „ „ 50.000 „ 100.000 „ „ „	od 115 do 150%
„ „ „ 100.000 „ 200.000 „ „ „	150 „ 200%

w stosunku do wartości ustalonej pozycją 1.

3. W zależności od rozkładu opadów.

Przy jednostajnie rozłożonych opadach w klimacie morskim v wzrasta o 50%, a na stepach o 20%.

Z szeregu przytoczonych przez Iszkowskiego przykładów, służących mu jako podstawa obliczenia, przytoczymy kilka danych odnoszących się do rzek w Polsce:

T A B E L A XXXVII.

Rzeka	Miejscowość	A km ²	α	v
Odra	Opole	10.875	0,45	0,498
„	Stynawa	29.000	0,35	0,578
Warta	Poznań	24.000	0,27	—
„	ujście	55.233	0,25	1,58
Wisła	Kraków	8.230	0,45	1,17
„	Puławy	57.600	0,3	—
„	Montawski narożnik	174.164	0,27	1,447
„	ujście		0,27	1,544
Dniestr	Sambor	880	0,5	—

Wzór Iszkowskiego, mimo że daje naogół niezłe rezultaty, posiada jednak kilka wad zasadniczych. Pierwszą jest sztywność stosunku dla przepływów charakterystycznych 2:4:7, który, jak pomiary wykazują, faktycznie jest zmienny. Zwłaszcza stosunek przepływu absolutnie najniższego, do średniego niskiego, waha się w dość znacznych granicach. Na jednej i tej samej rzece przepływy niskie, przeliczone na jednostkę powierzchni zlewni,

zazwyczaj maleją w miarę wzrostu dorzecza, gdy przepływ najniższy zachowuje spływ jednostkowy prawie niezmieniony. Stąd stosunek przepływów na jednej rzece może ulegać dość znacznym zmianom w różnych jej punktach. Na rzekach o przepływie wyrównanym, stosunek ten zbliża się do jedności.

• Następnie w tym kształcie wzór nie spełnia warunków granicznych. Dla $\nu=0$, nietylko przepływ najniższy, ale także średni niski i normalny muszą być równe zeru co nie jest konieczne, a często wprost nieprawdopodobne.

Pod tym względem poddał szczegółowej analizie wzór Iszkowskiego inż. T. Baecker*) i doszedł do rezultatu, że dobre wyniki może dać ten wzór do wartości $\nu < 1,43$, zaś dla $\nu > 2,50$ otrzymuje się wartości urojone.

Baecker usiłował poprawić wzór Iszkowskiego, przez rozszerzenie jego granic od $\nu=0$ do $\nu=5$, przy absolutnie wyrównanym przepływie, kiedy

$$q_0 = q_1 = q_2 = q_{sr}$$

Nadał on relacjom kształt następujący:

Dla przepływu absolutnie najniższego pozostawił relację Iszkowskiego bez zmiany t. j.:

$$q_0 = 0,2 \cdot \nu \cdot q_{sr}$$

natomiast

$$q_1 = \left(\frac{\alpha_1}{100} + 0,275 \right) q_{sr}$$

gdzie $tg \alpha_1 = 0,74(\nu - 0,7)$

$$q_2 = \left(\frac{\alpha_2}{162} + 0,48 \right) q_{sr}$$

gdzie $tg \alpha_2 = 2,38(\nu - 0,7)$.

Poprawką tą nietylko rozszerzył Baecker stosowalność wzoru Iszkowskiego, ale również usunął błąd sztywności stosunku 2:4:7, który dla $\nu=5$ przechodzi w 1:1:1, a dla $\nu=0$ wynosi 0:0,001:0,115; (0:1:115)

W podobną formę ujął Baecker przepływy okresowe, a w szczególności:

*) Roboty publiczne rok 1920.

przepływ roczny (12 miesięczny):

$$q_r = \left(\frac{\alpha_r}{69} + 0,15 \right) q_{sr}$$

$$\text{gdzie } tg \alpha_r = \frac{\nu - 0,5}{2,71} ;$$

przepływ 9 miesięczny:

$$q_9 = \left(\frac{\alpha_9}{110} + 0,34 \right) q_{sr}$$

$$\text{gdzie } tg \alpha_9 = \frac{\nu - 0,5}{1,41} ;$$

przepływ 6 miesięczny:

$$q_6 = \left(\frac{\alpha_6}{160} + 0,47 \right) q_{sr}$$

$$\text{gdzie } tg \alpha_6 = \frac{\nu - 0,3}{0,425} .$$

Wzory te, oparte zresztą na współczynnikach wzoru Iszkowskiego, t. j. średniego przepływu i współczynnika charakterystyki dorzecza ν , nie są wolne od zasadniczych związków z tem trudności, a mianowicie należytego wyboru wartości tych współczynników, zależnych wyłącznie tylko od stromości stoków.

Baecker był jednak pierwszym, który okresowe przepływy usiłował ująć w formę wzorów. Znacznie później ogłosił Coutagne (1925) badania swoje nad rzekami szwajcarskimi, przyczem doszedł do następującej relacji:

$$\frac{q - q_1}{q_{sr} - q_1} = (n + 1) \left(\frac{x}{365} \right)^n$$

gdzie x jest ilością dni w roku dla przepływu — zaś przepływy wyrażone są w litrach na km^2 i sek, q_1 — wyznaczone z 30 najniższych przepływów w roku.

Wartość n dla rzek i potoków alpejskich znalazł Coutagne w granicach 2,20 do 4,5.

Dla przepływu średniego podaje przytem Coutagne relację dla Francji:

$$Q_{\text{sr}} = \frac{H^2}{2} \cdot \frac{A}{31536} 10^3$$

Dla celów meljoracyjnych oblicza inż. Homnik*) (Estonja) odpływy z letnich opadów. Szuka on relacji między odpływem, a opadami, tworząc sumę iloczynów z wysokości opadów mnożonej przez stosunek ilości dni z opadem do pełnej ilości dni w danym miesiącu. Nazywając tak skorygowany średni miesięczny opad przez H' , otrzymuje prostą relację:

$$q_1 /_{\text{sek. i km}^2} = a (H' - b)$$

Wartości otrzymane sprawdzono jedynie na rzekach Estonji. Również dla celów meljoracyjnych używają w Poznańskim wzoru Loewe'go na t. zw. wodę zimową, pochodzącą z opadów grudnia—marzec, a wynoszących 120 do 140 m/m oraz wodę letnią pochodzącą z miesiąca o największych opadach lub z deszczu godzinnego.

Według wzoru Loewe'go:

$$Q = k_1 \cdot k_2 \cdot k_3 \cdot k_4 \cdot A \cdot H$$

TABELA XXXVIII,
Wartości współczynników k_1, k_2, k_3, k_4 .

k_1			k_2		k_3		k_4		
Jakość terenu	w. zimowa	letnia	nachylenie	k^2	$A \text{ km}^2$	k_3	$1 - \frac{a}{A}$	równiny	góry
Stok skalisty południowy . .	5,5	3,5	0,2	0,2	1	1	0,005	0,05	0,09
Stok skalisty północny . .	5,0	3,05	0,5	0,27	2	0,97	0,01	0,1	0,17
Skała zalesiona .	4,5	2,5	1,0	0,32	3	0,95	0,02	0,17	0,34
Gлина uprawna w zagony . .	4,5	2,75	2	0,36	4	0,93	0,03	0,25	0,47
Gлина uprawna płasko . . .	4,25	2,5	3	0,4	5	0,91	0,04	0,34	0,57
Piasek, łąki . . .	3,75	2,3	4	0,44	10	0,9	0,05	0,4	0,64
Piasek zalesiony	3,0	2,0	5	0,47	20	0,86	0,06	0,47	0,72
			10	0,56	30	0,82	0,07	0,51	0,78
			20	0,67	40	0,80	0,08	0,55	0,81
			30	0,72	125	0,7	0,09	0,6	0,85
			40	0,77	300	0,65	0,1	0,64	0,87
			50	0,82					
			100	0,92					

*) Referat na III konferencję hydrologiczną państw bałtyckich 1930 r.

W powyższym wzorze współczynnik k_1 zależy od jakości terenu, uprawy, a przy skałach również od wystawy, współczynnik k_2 — jest w związku z nachyleniem stoków, wyrażony w procentach, współczynnik k_3 — zależy od wielkości zlewni, zaś k_4 — od stosunku powierzchni jezior do całej zlewni według wzoru: $k_4 = 1 - \frac{a}{A}$.

Współczynnik ten jest inny dla równin, zaś inny dla terenu górskiego. Wartości cyfrowe współczynników podaje Tabela XXXVIII.

Hydrologowie amerykańscy dążą do określenia zamiast przepływów charakterystycznych, raczej przepływów w poszczególnych miesiącach, na zasadach bilansu wodnego, t. j. oznaczenia strat w poszczególnych miesiącach, przyczem naogół dzielą rok hydrologiczny na 3 części t. j. na okres zmagazynowanej wody w gruncie (grudzień—maj), okres konsumpcji przez roślinność (czerwiec — sierpień) i okres uzupełnienia braków wody w gruncie (wrzesień—listopad).

Dla orientacji jakie wartości przybierają charakterystyczne przepływy, podamy kilka przykładów z naszych rzek, przeliczając przepływ na jednostkę powierzchni t. j. wyrażając go w l/sek i km² (Tabela XXXIX).

TABELA XXXIX.

Rzeka	Miejscowość	A km ²	q_0	q_1	q_{sr}
Wisła	Jawiszowice	1.750	1,2	—	11,4
"	Kraków	8.000	2,1	3,7	10,6
"	Karsy	19.796	1,7	3,1	11,8
"	Zawichost	50.700	1,39	2,21	7,82
"	Warszawa	85.176	1,3	2,15	6,64
"	Wyszogród	159.632	1,19	1,83	5,39
"	Toruń	179.990	1,2	1,85	5,19
"	Tczew	193.170	1,22	1,9	5,12
Dunajec	N. Sącz	4.300	2,8	—	18,5
San	Jarosław	6.996	0,9	—	11,4
Warta	Poznań	24.889	—	1,1	3,4
Niemen	Tylża	91.267	2,24	4,4	6,5
Wilja	Kowno	23.810	2,48	5,0	7,48
Dniestr	Kornałowice	895	0,88	—	—
Dniestr	Halicz	14.689	1,0	—	6,8
Stryj	Kropiwnik	1.300	1,01	—	—
Prypeć	Nyrcza	67.266	0,95	1,64	2,7
Horyń	Horyń	26.757	0,95	2,0	3,0
Styr	Stare Konie	12.254	1,23	—	3,3
Jasiolda	Horodyszcze	5.414	0,4	1,9	3,5

6. Wody powodziowe.

O ile przepływy charakterystyczne niskie i średnie staramy się o ile możności oznaczyć na podstawie obserwacji bezpośrednich, o tyle przepływy wód wielkich, a w szczególności wód powodziowych, katastrofalnych, bo o te zwykle chodzi, z konieczności musimy obliczać na podstawie opadów, rzadko kiedy bowiem mamy do dyspozycji notowania najwyższego stanu lub pomiaru najwyższego wydatku z dostatecznie długiego okresu lat.

To też w tej dziedzinie posiadamy w hydrologii niezwykłą obfitość wzorów i sposobów obliczeń, a trudność polega raczej na wybraniu właściwej metody dla danego wypadku.

Dla należytego obliczenia objętości przepływu największej przypuszczalnie wody koniecznym jest:

1. Wybranie właściwego opadu jako podstawy obliczenia.
2. Znajomość charakteru dorzecza pod względem występowania powodzi.
3. Wybranie właściwej metody obliczenia, do czego koniecznym warunkiem jest znajomość zasad służących za podstawę do ułożenia poszczególnych wzorów.

Określenie t. zw. miarodajnego opadu omówiliśmy już w poprzednim rozdziale, wiemy jednak, że nie jesteśmy w stanie, zwłaszcza dla wielkich dorzeczy, wyznaczyć zupełnie ściśle ten opad.

Dlatego w wypadkach, gdy nie opad roczny, ale jakiś opad krócej trwający ma być podstawą obliczenia wielkiej wody, należy, obok przeliczenia odpływu z deszczu, który jest przypuszczalnie miarodajnym, przeliczyć odpływy dla opadów, trwających krócej i dłużej od miarodajnego, i tą drogą dojść do związku między odpływami, a opadami przy deszczach o różnym czasie trwania.

Przechodząc do scharakteryzowania powodzi, nie można pominąć epokowego w tej dziedzinie dzieła Belgrand'a: „Les eaux”, którego wywody, mimo lat, nie straciły swej wartości. Belgrand odróżnia zasadniczo dwa typy wielkich wód, w zależności od terenu, na którym powstają, a mianowicie: typ powodzi nagłej i krótkotrwałej z terenów nieprzepuszczalnych i górzystych, oraz typ wezbrania powolnego i długotrwałego, cechującego spływ z terenów przepuszczalnych, a przede wszystkim nizinnych.

Tereny te odróżniają się od siebie ilością i długością ścieków. W terenach nieprzepuszczalnych ścieki są obfite, silnie rozgałęzione, wobec dużego bezpośredniego spływu. Ilość wody poza okresem deszczów jest w nich niewielka, a niektóre w czasach

posuchy wysychają zupełnie. Natomiast w terenach przepuszczalnych ilość ścieków jest niewielka, natomiast są one obfite w wodę.

Jako charakterystykę terenu przyjął Belgrand stosunek powierzchni zlewni do sumarycznej długości ścieków. Stosunek ten $\frac{A \text{ km}^2}{L \text{ km}}$ waha się według niego dla dorzeczy przepuszczalnych w granicach cyfr 35 do 231 (na podstawie obliczeń przedewszystkiem w dorzeczu Sekwany), zaś w nieprzepuszczalnych od 2,1 do 5,3, wartości pośrednie należą do dorzeczy typu mieszanego.

Charakter wezbrań na rzekach różnego typu, określa Belgrand w sposób następujący:

1. Wezbrania niewielkich potoków na terenie nieprzepuszczalnym są wysokie i krótkotrwałe, na terenie przepuszczalnym niewielkie ale długotrwałe.

2. W rzece, w której poszczególne dopływy są różnego charakteru, spotykamy się najpierw z wodami mętnymi z terenów górskich słabiej przepuszczalnych, a następnie długo trwający stan wysoki, pochodzący z dopływów nizinnych, z terenu przepuszczalnego.

3. W każdej dolinie słabo przepuszczalnej można znaleźć miejsce od którego przepływ wielkiej wody, idąc w dół rzeki, już nie wzrasta. Jest to następstwem wyrównania wzrostu objętości spływającej wody, ze wzrostem strat przy przedłużającej się drodze spływu, oraz spłaszczenia fali powodziowej.

4. W rzece górskiej maximum wezbrania niekoniecznie odpowiadać będzie zadeszczeniu całego dorzecza, zależy to, jak wiemy, od kształtu dorzecza, a także od kierunku posuwania się chmur.

5. Fala wezbrania, a przez to i czas trwania powodzi w rzekach górskich przedłuża się w miarę oddalania się od źródeł.

6. Fala wezbrania rzek nizinnych powiększa się w miarę oddalania się od źródeł pod względem wysokości i ilości wody, natomiast czas trwania powodzi nie powiększa się zbytnio.

7. Kolejno po sobie następujące fale wezbrań w nieprzepuszczalnych potokach górskich przebiegają zwykle niezależnie jedno od drugich.

8. Kolejne fale w rzekach nizinnych najczęściej łączą się w dolnym biegu i wpływają na ogólne podniesienie fali powodziowej.

9. Zupełna zgodność fal i ich kulminacji w rzece głównej i jej dopływach w dorzeczu górskim jest rzadką choć niewykluczoną.

10. W rzekach nizinnych zgodność fal wezbrania w rzece głównej i dopływach jest regułą.

11. W rzekach o charakterze mieszanym maximum wezbrania następuje gdy największa fala z dopływów górskich przejdzie po kilku kolejno po sobie następujących falach i gdy spotka się z wezbraniem, pochodzącym z dopływów nizinnych.

12. Przy dorzeczach wielkich, maximum przepływu może się odnosić tylko do zjawisk meteorologicznych, długo trwających, jak np. topnienia śniegu. Ostatnie uwagi potwierdzają to, o czym wspominaliśmy już przy wyborze opadu miarodajnego, a mianowicie, że granica użycia wzorów opartych na opadzie rocznym, przesuwana się dla zlewni górskich i nieprzepuszczalnych silnie w dół rzeki, w rzekach nizinnych przenosi się w górę rzeki. Oznaczenie zatem deszczu miarodajnego wymaga wielkiej ostrożności zwłaszcza w dorzeczach o typie mieszanym.

Naogół można przyjąć jako zasadę, że zapomocą deszczu nawalnego można obliczać wielką wodę w dorzeczu przepuszczalnym tylko w ściekach niewielkich. Im większy procent terenów przepuszczalnych posiada zlewnia, tem mniejszą należy wziąć powierzchnię jako granicę, cyfrowo jednak granicy tej wobec różnorodności warunków, określić niepodobna. W rzekach górskich zwykle deszcze kilkudniowe dają największe wody, natomiast w innych ściekach miarodajny będzie w naszym klimacie okres topnienia śniegów dla wytworzenia największego wezbrania. Tak np. u nas wszystkie rzeki karpackie wykazują maximum spływu w czasie letnich wezbrań. Wisła, aż do ujścia Bugu, ma najwyższe wezbrania zarówno wiosenne jak letnie, poniżej Bugu przeważnie tylko wiosenne. Bug, Narew, Prypeć etc. mają wielkie wody wyłącznie z topnienia śniegów.

Jaką różnaitość pod względem ilości przepływu przedstawiają różne rzeki, wystarczy przytoczenie kilku przykładów rzek polskich, przyczem spływ jednostkowy wyrażony w l/sek i km² obliczony został na podstawie obserwacji stanów wody z ostatnich lat kilkudziesięciu. (Tabela XL).

W innych krajach strefy umiarkowanej spływy jednostkowe maximalne są jeszcze wyższe np.:

Ardèche (Francja)	465 km ²	7000 l/sek i km ²
Miami (St. Zjednocz.)	6400 „	1100 „ i t. p.

Wzory na przepływ maximalny można podzielić na wzory ogólne, wzory odnoszące się do pewnego rodzaju opadów, wzory

TABELA XL.

Rzeka	Miejscowość	Powierzchnia zlewni (km ²)	Przepływ jednostkowy l/sek i km ²	Uwaga
Potoki górskie	o powierzchni	300	2,400	
Rzeki górskie	o powierzchni	1,000	1,200	
Soła	Oświęcim	1,388	810	obliczenia z deszczów 1903
Wisła	Kraków	8,000	225	
"	Karsy	20,000	152	
"	Zawichost	50,700	99	
"	Warszawa	83,176	82	pomiarzy 1919
"	Wyszogród	159,632	53	
"	Toruń	179,990	50	} pomiary niemieckie
"	Tczew	193,170	48	
Dniestr	Halicz	14,659	211	pomiarzy 1913
"	Zaleszczyki	24,601	199	
Wilja	Wilno	13,159	110	pomiarzy 1931
Warta	Poznań	24,000	67	
Odra	ujście	—	30	} niemieckie
Prypeć	Nyrcza	67,266	35	
"	Mosty	34,714	48	
Styr	ujście	12,254	50	
Horyń	Stolin	26,757	60	
Słucz	Sarny	13,303	100	
Jasiołda	Horodysze	5,000	62	

dla pewnych okolic (regionalne), oraz wzory układane dla pewnych ścieków.

Z pierwszego działu najczęściej u nas używany jest wzór Iszkowskiego, oparty na opadach rocznych dający, zdaniem autora wzoru, dobre rezultaty dla zlewni powyżej 300 km² powierzchni.

Wzór posiada 2 współczynniki — jeden zależny od dorzecza, i to tak odstromości stoków, jak i od jego charakteru i drugi — będący wyłącznie funkcją wielkości zlewni.

$$Q = w. \mu. H. A.$$

gdzie H oznacza średnie opady roczne w m, A — powierzchnię zlewni w km².

Współczynnik w przybiera różne wartości, w zależności od stromości stoków, według podziału przyjętego dla współczynnika spływu wód średnich, oraz w zależności od charakteru zlewni i w tym celu dla każdej stromości stoku podaje Iszkowski 4 wartości współczynnika według ułożonej tabeli (Tabela XLI).

Jeżeli w dorzeczu są powierzchnie o różnym charakterze, wówczas dla każdej części dorzecza należy przyjąć odrębny współczynnik. Wtedy wzór przyjmie kształt:

$$Q = \mu \sum_1^n (w \cdot A \cdot H)$$

TABELA XLII
Wartości współczynnika μ

A	H	A	H	A	H	A	H	A	H
1	10	200	6,87	1400	4,32	8000	3,06	110000	1,98
10	9,5	250	6,70	1600	4,145	9000	3,033	120000	1,92
20	9,	300	6,55	1800	3,96	10000	3,017	130000	1,855
30	8,5	350	6,37	2000	3,775	20000	2,909	140000	1,79
40	8,23	400	6,22	2500	3,613	30000	2,801	150000	1,725
50	7,95	500	5,9	3000	3,45	40000	2,693	160000	1,65
60	7,75	600	5,6	3500	3,35	50000	2,575	170000	1,575
70	7,6	700	5,35	4000	3,25	60000	2,47	180000	1,5
80	7,5	800	5,12	4500	3,2	70000	2,365	190000	1,425
90	7,43	900	4,9	5000	3,125	80000	2,26	200000	1,35
100	7,4	1000	4,7	6000	3,103	90000	2,155	225000	1,075
150	7,1	1002	4,515	7000	3,082	100000	2,05	250000	1,000

Dr. Pareński*) usiłował objąć jednym współczynnikiem wpływ wielkości dorzecza, oraz warunków terenowych, układając dla rzek polskich wzór:

dla rzek nizinnych:

$$Q = m A^{3/4}$$

gdzie $m = x^{1/4} + 1$; (x zależy od wielkości dorzecza);

dla rzek wypływających z gór:

$$Q = m A^{3/4}$$

gdzie $m = x^{1/4} + 10$

TABELA XLIII
Współczynników m .

Dla pow. dorzecza w terenie	1		10.000		20.000		50.000		100.000		200.000		500.000	
	górs.	nizin.	górs.	nizin.	górs.	nizin.	górs.	nizin.	górs.	nizin.	górs.	nizin.	górs.	nizin.
1. Góry pon. 1500 m.	21	—	20,6	—	20,2	—	19,0	—	17,0	—	13,0	—	1,0	—
2. „ 1000—1500 „	18,6	—	18,25	—	17,9	—	16,84	—	15,1	—	11,56	—	1,0	—
3. „ 500—1000 „	16,4	—	16,09	—	15,78	—	14,86	—	13,32	—	10,24	—	1,0	—
4. Przedgórze . .	14,3	—	14,03	—	13,77	—	12,97	—	11,64	—	8,98	—	1,0	—
5. Pagórki . . .	12,5	3,5	12,27	3,45	12,04	3,4	11,35	3,25	10,2	3,0	7,9	2,5	1,0	1,0
6. Płaskizny . .	11,0	2,0	10,80	1,98	10,60	1,96	10,0	1,9	9,0	1,8	7,0	1,6	1,0	1,0
7. „ i bagna	10,0	1,0	9,82	1,0	9,64	1,0	9,10	1,0	8,20	1,0	6,4	1,0	1,0	1,0

*) Czas. Techn. 1925.

W dorzeczach silnie przepuszczalnych lub słabo przepuszczalnych, należy podwyższyć lub obniżyć współczynnik o pół kategorii. W małych dorzeczach do 150 km² górskich, a 250 km² nizinnych, należy współczynnik podwyższyć jeszcze o pół kategorii.

Przykładem wzoru, uwzględniającego różne rodzaje opadów, jest szwajcarski wzór Lauterburga. Należy on właściwie do drugiego działu wzorów regionalnych, ale dzięki swojej konstrukcji można go użyć w różnych okolicach, należy tylko wynik poprawić w stosunku do różnicy w opadach. Jeśli więc np. wysokość opadu dobowego wynosi w Szwajcarii H_d , zaś w Polsce w danej okolicy H'_d , to wynik, otrzymany ze wzoru Lauterburga na deszcz dobowy w Polsce, należy pomnożyć przez $\frac{H'_d}{H_d}$.

Nawiązując do oznaczeń Iszkowskiego, nazwał Lauterburg przez q_3 , q_4 i q_5 wody wielkie powstałe: z deszczu kilkudniowego, obejmującego całe dorzecze o natężeniu 50 m/m dziennie (q_3), z deszczu dobowego o natężeniu 250 m/m (q_4), i z deszczu nawalnego 0,035 mm/sek trwającego najwyżej 1 godzinę (q_5). Nazywając $A_1 = 0,0001 A$, zaś oznaczając przez A_l powierzchnię lodowców, wreszcie przez q_p — początkową objętość, płynącą przed powodzią, otrzymuje Lauterburg wzory następujące:

dla deszczu kilkudniowego:

$$q_3 = q_p + w \cdot A \cdot \frac{1 + 0,5 A_1}{1 + (1 + 0,1 A_1) A_1}$$

dla deszczu jednodniowego:

$$q_4 = q_p + 2,9 w \cdot A \cdot \left(\frac{114}{115 + 0,05 A} + 0,007 \right) + 0,12 A_l$$

dla deszczu nawalnego:

$$q_5 = q_p + w A \frac{32}{31 + A} 35 + 0,05 A_l.$$

Poza tem podaje Lauterburg wzór na wodę wielką zwykłą t. zw. doroczną czyli co roku się powtarzającą:

$$q_6 = \left(\frac{14,4}{3,6 + 0,0001 A} + 1 \right) 0,03964 w H A.$$

Wartości dla współczynnika splywu w według Lauterburg'a podane są w tabeli XLIV.

TABELA XLIV

Charakter dorzecza	T e r e n								
	nieprzepuszczalny			ś r e d n i			przepuszczalny		
	s t o k			s t o k			s t o k		
	stromy	średni	płaski	stromy	średni	płaski	stromy	średni	płaski
Lasy, luźne rumowiska, teren kamienisty lub piaszczysty bez roślinności . .	0,65	0,55	0,45	0,55	0,45	0,35	0,45	0,35	0,25
Rola, częściowo lasy	0,75	0,65	0,55	0,65	0,55	0,45	0,55	0,45	0,35
Łąki i pastwiska	0,85	0,75	0,65	0,75	0,65	0,55	0,65	0,55	0,45
Nagie skały . .	0,9	0,8	0,7	0,8	0,7	0,6	0,7	0,6	0,5

Jako przykład wzorów regionalnych, obliczanych dla pewnych okolic, mogą służyć wzory Bawarskie, zestawione na podstawie szczegółowego zbadania spływu z kilku tysięcy deszczów nawalnych. Wzór ten brzmi:

$$Q = m \cdot \frac{A}{\sqrt[3]{1+A}} \cdot \left(1 - 0,4 \frac{A_1}{A}\right)$$

gdzie A_1 oznacza powierzchnię zalesioną dorzecza, zaś m wynosi:

- 4,5 — jeśli spadek doliny $> 20^{\circ}/_{00}$
- 4,75 — dla spadku 5 do $20^{\circ}/_{00}$
- 3,0 — dla spadku $< 5^{\circ}/_{00}$

Dla potoków małych o długości do 10 km, przy założeniu, że z opadu max. 30 mm/godz. może odpłynąć 50%, liczą w Bawarii wzorem:

$$Q = 4,2 \cdot m_1 \cdot m_2 \cdot m_3 \cdot m_4$$

We wzorze tym m_1 zależy od długości doliny i wynosi przy:

L (km.)	1	3	4	5	6	7	8	9	10
m_1	1	0,9	0,83	0,75	0,68	0,63	0,58	0,53	0,5

m_2 zależy od zalesienia:

	teren bezleśny	z a l e s i e n i e			
		25%	50%	75%	100%
m_2	1	0,9	0,8	0,7	0,6

m_3 zależy od stromości stoków:

	t e r e n				
	góry	pagórki	średni	częściowo płaski	zupełnie płaski
m_3	1	0,95	0,9	0,85	0,8

m_4 zależy od przepuszczalności:

	t e r e n			
	nieprzepuszczalny	słabo przepuszczalny	średni	przepuszczalny
m_4	1	0,9	0,8	0,7

Dla orientacji w jakich wypadkach można używać wzorów bawarskich podajemy, że maximalne objętości deszczu zmieniają się w górach od 0,97 do 21,7 m³/km² i sek, w zależności od czasu jego trwania od 144 do 1 godziny, zaś na pagórkach od 0,33 do 19,7 m³ km² i sek.

Dalsze badania wykazały, że w przeciętnych warunkach można uzależnić współczynnik spływu od czasu trwania deszczu, co dało relację:

$$w = 0,2 + \frac{0,8}{\sqrt{t}}$$

(t w godzinach).

Stąd spływ dla deszczów trwających od 1 godz. do 144 godz. wynosi przeciętnie:

od 21,7 do 0,26 m³/km² i sek w górach

„ 19,7 „ 0,09 „ „ w terenie pagórkowatym*)

Na podstawie badań przedsięwziętych w Medjolanie podaje Poggi relację:

$$w = \mu \cdot I^x \cdot t^y,$$

gdzie: I w l/sek i ha, t — w minutach.

Oznaczając w okresie lat S — ilość deszczów o pewnej długości trwania t — przez z , zaś a — ilość deszczów, których natężenie jest równe lub wyższe od pewnej przyjętej wartości, otrzymamy częstość danego deszczu:

$$m = \frac{a}{z}$$

*) Deutsche Bauzeitung 1905.

Według doświadczeń w Gdańsku dla

$m = 0,2$	$J = \frac{227}{0,48 t}$	zaś	$O = \frac{168}{0,68 t}$
$m = 0,3$	$J = \frac{686}{0,5 t}$		$O = \frac{115}{0,655 t}$
$m = 0,5$	$J = \frac{138}{0,46 t}$		$O = \frac{78}{0,62 t}$
$m = 0,75$	$J = \frac{106}{0,46 t}$		$O = \frac{49}{0,61 t}$

natomiast wzór na współczynnik spływu w :

$$w = \mu J^{0,567} t^{0,228}$$

przyczem:

dla piasku	$\mu = 0,0064$
dla bruku	$\mu = 0,0214$
dla bruku szczelnego	$\mu = 0,0238$

Dla deszczów poniżej godziny otrzymano w Medjolanie prosty wzór:

$$w = 0,2 \sqrt[3]{t}$$

gdzie t wyrażone w minutach, przyczem związek między zlewnią a czasem:

$$t = 4 \sqrt{A + 4}$$

(A w hektarach),

zaś dla dużych zlewni:

$$t = 4 \sqrt{A}$$

czyli:

$$w = 0,31 \sqrt[6]{A_{ha}}$$

Ogólnie:

$$w = c \cdot \sqrt[6]{A_{ha}}$$

Dla deszczów o pewnym stałym natężeniu miarodajnym dla danego obszaru w danej okolicy, otrzymujemy relację na spływ jednostkowy w granicach deszczu godzinowego:

$$q = \frac{C}{\sqrt[6]{A_{ha}}}$$

Pomiary szwajcarskie dały dla 100 km² zlewni:

$$q_{max} = \frac{160}{\sqrt[6]{A_{ha}}} \text{ l/sek i ha}$$

dla śr. wielkiej wody:

$$q_w = \frac{100}{\sqrt[6]{A_{ha}}}$$

natomiast dla rzek dużych:

$$q_{max} = \frac{740}{\sqrt[3]{A_{ha}}}$$

względnie:

$$q_w = \frac{460}{\sqrt[3]{A_{ha}}} \text{ l/sek i ha}$$

Ten ostatni kształt wzoru przyjmuje się w Szwajcarii również dla potoków w granicach:

$$q_{m^3/sek \text{ i } km^2} = \frac{3}{\sqrt[3]{A_{km^2}}} \text{ do } \frac{12}{\sqrt[3]{A_{km^2}}}$$

Podobnie niezależny jest od współczynnika odpływu wzór Kressnika:

$$q_{m^3/s} = 1000 A \frac{H}{T}$$

gdzie czas trwania deszczu $t = T$ t. j. czasowi splywu z najdalszych punktów dorzecza, lub wzór Klunzingera:

$$q = 0,006 HA \left(\frac{3t}{T} - \frac{t^3}{T} \right)$$

gdzie H jest opadem 24 godzinnym.

T — j. w., zaś $t \leq T$.

Do tego samego typu wzorów regionalnych można też zaliczyć używane w Polsce wzory na największe spływy z małych zlewni wzięte z przepisów rosyjskich.

Ministerstwo Robót Publicznych dla przepustów drogowych przepisuje wzór:

$$Q = a \cdot b \cdot A$$

gdzie wartości dla a bierzemy w/g tabeli XLV,

TABELA XLV

Wartości α

Długość ścieku w km	w t e r e n i e		
	górkim	pagórkowym	plaskim
1	7	5,6	3,5
3	5,8	4,6	2,9
5	4,8	3,8	2,4
7	4	3,2	2,0
10	3	2,4	1,5
15	2	1,6	1,0
20	1,4	1,1	0,7
25	1	0,8	0,5

zaś b — w zależności od zalesienia:

gdy lasy wynoszą —	0% $b = 1$
„ „ „	25% $b = 0,9$
„ „ „	50% $b = 0,8$
„ „ „	75% $b = 0,7$
„ „ „	100% $b = 0,6$

Natomiast w przepisach Min. Komunikacji jest jeden współczynnik zależny od długości podany w tabeli XLVI.

TABELA XLVI

km	t e r e n		
	górkim	pagórkowaty	plaski
1	8	6,4	4
2	7	5,6	3,5
3	6	4,8	3
4	5	4	2,5
6	4	3,2	2
10	3	2,4	1,5
14	2	1,6	1
18	1	0,8	0,5

W małych potokach o stromych stokach poleca się zwiększenie otrzymanych wartości o 25%. W terenach przepuszczalnych należy wynik zmniejszyć o 25%. Wreszcie przy lasach, żwirowiskach etc. zmniejsza się otrzymaną wartość aż do 50%.

Do typu wzorów regionalnych należy też zaliczyć wzory na przepływ wielkiej wody używane w Stanach Zjednoczonych, opierają się bowiem one wyłącznie na miejscowych stosunkach klimatycznych.

Do takich należy formuła Pettis'a:

$$Q = 328. H S^{5/4} \quad \text{w stopach}^3/\text{sek.}$$

gdzie H jest maksymalnym deszczem 6 dniowym, zaś S jest przeciętną szerokością dorzecza $= \frac{A}{L}$

Wzór stosuje się do dorzeczy od 1000 do 10000 mil².

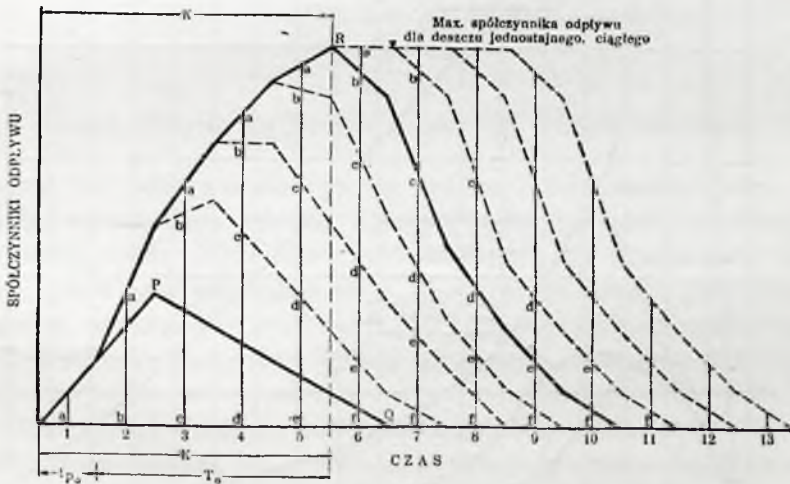
Formuła Kuichlinga na spływ jednostkowy:

$$q = \frac{127000}{A + 370} + 7,4$$

(w mierze metrycznej: $q = \frac{2145}{A + 143} + 0,081$) i t. p.

L. K. Sherman *) podaje ogólną metodę obliczania wysokich wód z deszczów o dowolnej długości czasu trwania i dowolnym natężeniu dla znanego kształtu krzywej odpływu, odpowiadającego czasowi trwania opadu równego jednostce, np. godzinie dla dużych natężeń i małej zlewni, lub dobie dla dużych zlewni i małych natężeń.

Jeśli dla pewnej jednostki czasu trwania opadu, czas odpływu wynosi n jednostek czasu, o ile deszcz trwałby np. trzy jednostki czasu, odpływ w drugiej jednostce powiększyłby się o wartość odpływu w pierwszej jednostce, w trzeciej – o drugą i pierwszą i t. d. Jeśli deszcz trwa n jednostek czasu, t. j. tyle, wiele trwa od-



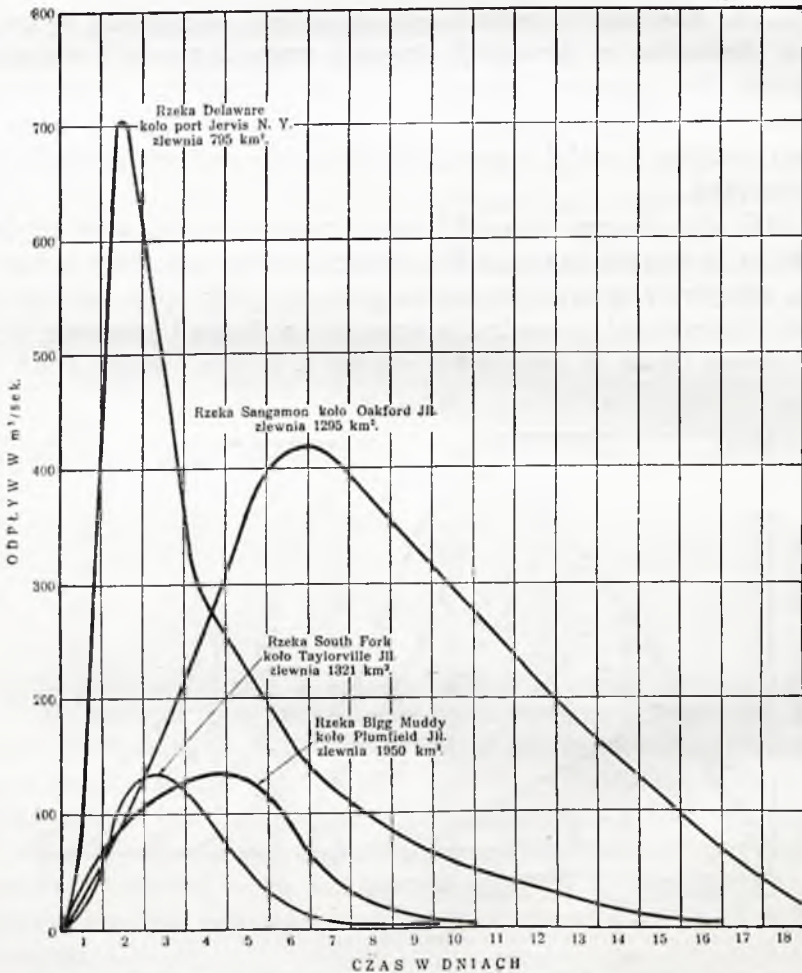
Rys. 53.

Schematyczny wykres odpływu dla czasu opadu równego jednostce, oraz dla czasów dłuższych. Natężenie równe jednostce w jednostce czasu.

*) Eng. News Record 1932.

pływ, w n -tej jednostce zsumują się odpływy wszystkich poprzednich, czyli odpływ osiągnie maximum swej wartości, które nie będzie już przekroczone (rys. 53).

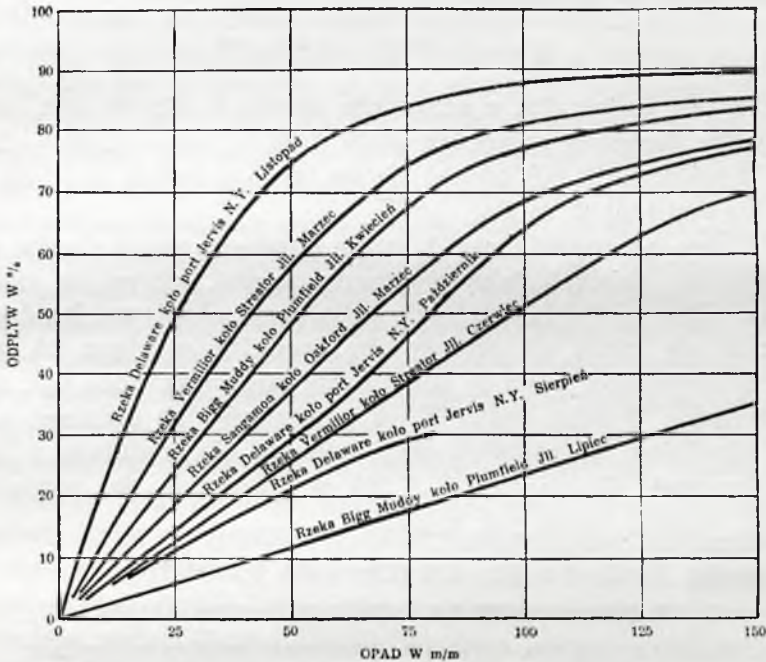
Gdy natężenie opadu jest zmienne, i w każdym dniu jest jakąś wielokrotnością natężenia jednostkowego, odpływ jest zasadniczo wprost proporcjonalny do wielokrotności jednostkowego natężenia. Uwzględnić trzeba jednak dwie poprawki, a to wywołane wskutek straty na parowanie, transpirację i wsiąkanie, gdyż straty te zależą od pory roku i w każdym miesiącu są inne, następnie zależą od stopnia nasycenia gruntu wodą z opadów poprzednich,



Rys. 54.

Wykres odpływu dla kilku rzek.

wskutek czego w dniach poprzedzonych deszczem są one mniejsze, niż w dniach poprzedzonych posuchą. Mając liczniejsze obserwacje deszczów o różnym czasie trwania i różnych procentach odpływu w pewnym dorzeczu, związki dla danego dorzecza dadzą się dość ściśle ustalić (rys. 54 i 55). Podług autora przewidywany



Rys. 55.

Procent odpływu dla różnych natężeń i w różnych miesiącach.

przebieg fali odpływu dobrze się zgadza z falą rzeczywistą. Metoda ta, wymagająca bardzo licznych i dobrze przeprowadzonych obserwacji, może mieć dobre zastosowanie przy eksploatacji zbiorników, gdzie jest potrzebne albo opróżnienie części powodziowej zbiornika, uprzedzając wezbranie, lub przepuszczanie takiej części fali powodziowej, aby przy końcu jej odpływu zbiornik był wypełniony.

Zasługą hydrologów amerykańskich jest badanie związku pomiędzy maksymalnym przepływem, a okresem czasu, na podstawie którego zestawiono w danym dorzeczu statystykę opadów. Nie ulega bowiem wątpliwości, że im dłuższy okres obserwacji, tem maxima w opadach będą większe, a stąd i odpływy z tych opadów obliczone mogą być większe.

Związki te badali Fuller, Jarvis, Pearson i inni. Fuller wy-

szedł z obliczenia dorocznej wielkiej wody, dla której ułożył prosty wzór $Q = CA^n$. Dla Stanów Zjednoczonych C zmienia się w granicach od 1,8 do 193, zaś n —od 0,67 do 0,83. Z wyjątkiem ważkich dorzeczy można przyjąć $n=0,8$

W miarę zwiększania ilości—lat zwiększa się wielka woda w następującym stosunku:

$$Q_T = CA^{0,8} (1 + 0,8 \log T)$$

gdzie T jest ilością lat, a zatem dla okresu 5, 10, 50, 100 lat należy wodę doroczną pomnożyć przez 1,56 — 1,8 — 2,36 — 2,6.

Współczynnik 0,8 odnosi się do miejsca badań t. j. do Stanów Zjednoczonych A. Pn.

Wobec przeważnie raz dziennie obserwowanych stanów wody, przyjęto do obliczeń jako maximum, średni odpływ w ciągu 24 godzin. Dla wielkich dorzeczy kulminacja chwilowa, bardzo nieznacznie się różni od przepływów średnich w ciągu 24 godzin, atoli w dorzeczach małych kulminacja chwilowa może być znacznie większa. Według doświadczeń amerykańskich stosunek kulminacji chwilowej do odpływu maximalnego, ale średniego z 24 godzin, wynosi $Q_{max} = 1 + 2 \cdot A^{-0,3}$ w stosunku do powierzchni zlewni, wzrasta zatem jak poniżej:

$$A = 0,1 \quad 1 \quad 5 \quad 10 \quad 50 \quad 100 \quad 500 \quad 1000 \quad 10.000 \quad 100.000 \text{ mil}^2$$

$$Q_{max} = 5 \quad 3 \quad 2,23 \quad 2 \quad 1,62 \quad 1,5 \quad 1,31 \quad 1,25 \quad 1,12 \quad 1,06 \quad Q_w$$

Ostateczny zatem wzór na maximum odpływu będzie:

$$Q_{max} = \frac{C}{A^{0,2}} (1 + 0,8 \log T) \left(1 + \frac{2}{A^{0,3}} \right) \text{ w stopach na 1 milę}^2$$

lub

$$Q_{max} = 0,0342 \frac{C}{A^{0,2}} (1 + 0,8 \log T) \left(1 + \frac{2,66}{A^{0,3}} \right) \text{ w m}^3/\text{sek i 1 km}^2,$$

C jest współczynnikiem odrębnym dla każdej rzeki.

Wzór Fullera właściwie z pozoru jest tylko wzorem regionalnym, faktycznie, wobec zmienności C , jest raczej wzorem dla poszczególnych rzek.

Układając jednak wzór na maximum przepływu dla jednej rzeki, możemy otrzymać związek o wiele prostszy. Tak np. Jarvis proponuje relację: $Q = C\sqrt{A}$, gdzie C waha się w granicach od 100 do 10.000. Dla Stanu Minnesota maximum 100 letnie— $Q = 140 A^{0,6}$, 25-letnie $100 A^{0,6}$ i t. p. Tą drogą otrzymano maximum odpływu dla Wisły: $Q_{max} = 21 \sqrt{A_{km}}$ — na podstawie dotychczasowych pomiarów. We wzorach regionalnych często, a we wzorach dla poszcze-

gólnych rzek zawsze, znika ze wzoru wartość opadu, ponieważ dla danej okolicy, jest to wartość stała, znajdująca swój wyraz we współczynniku stałym.

Przy ocenie wzorów na w.w. pamiętać należy, że wszystkie one, za wyjątkiem wzoru Fullera, w którym jest uwzględniony okres czasu, dają jako wynik ilość w. wody, której częstość pojawiania się nie jest znana. Oczywiście nie można mówić o bezwzględnych wartościach maximum wód, lecz o maximach, które pojawiają się raz w pewnym okresie czasu. W zależności od ważności budowli, która jest uwarunkowana poziomem czy objętością w. wody, winne być wzięte w rachubę maxima, odnoszące się do dłuższego czy krótszego czasu. Przy oznaczeniu w. wody rachunek prawdopodobieństwa gra zatem tą samą rolę, co przy oznaczeniu prawdopodobnych wartości dla innych zjawisk hydrologicznych. Bliżej zjawisko to jest omówione w rozdziale o stanach wód.

Reasumując wyniki dotychczasowych badań nad stosunkiem odpływu największych wód do opadów sądzimy, że w obecnym stadium naszych wiadomości o przepływie wód maksymalnych, nie ma racji dążenie do ustalenia jednego uniwersalnego wzoru, jakim jest np. wzór Iszkowskiego, lub wzorów podzielonych według rodzaju opadów, jak np. wzór Lauterburga. Dobry wzór na wielkość przepływu, musi uwzględnić warunki topograficzne, fizjograficzne i klimatyczne, jeżeli więc nie ma być zbyt zakłamanym, lub nie ma dozwolnić na zbyt wielkie dowolności w doborze współczynników, musi być wzorem regionalnym. Trudno też objąć jednym wzorem wielką wodę, powstałą z deszczu nawalnego i z deszczów długotrwałych.

Regionalność w Polsce odnosić się będzie np. do karpackich dopływów Wisły, Dniestru i Prutu, do Pojezierza, do rzek poleskich i t. p., jednak dla rzek większych, o wystarczającej ilości bezpośrednich pomiarów, należałoby układać specjalne wzory, które mogą przybrać bardziej prostą formę, jak przytoczony wzór dla Wisły: $Q \text{ m}^3/\text{sek} = 21 \sqrt{A \text{ km}^2}$

Do ułożenia odpowiednich wzorów brak nam dotąd podstaw, t. j. długoletnich obserwacji opadów, a przede wszystkim wystarczającej ilości pomiarów opadu dla deszczów nawalnych, oraz pomiarów bezpośrednich wód powodziowych, zwłaszcza na małych potokach, w różnych częściach kraju.

Z konieczności musimy narazie posługiwać się wzorami istniejącymi. Z tych można zalecić dla rzek większych wzór Iszkowskiego, ale o ile możliwości ze sprawdzeniem współczynnika *w* przy pomocy wiadomego przepływu maksymalnego na tej samej rzece, lub na innej, ale w jednakich warunkach topograficznych i klima-

tycznych. Dla rzek karpackich można z korzyścią użyć wzorów Lauterburga, z dostosowaniem wyników do podstawowych opadów miejscowych, przyczem zastosowanie poprzedzić powinno zbadanie deszczu miarodajnego. O ile deszcz ten przekroczy dobę, raczej należy stosować wzór Iszkowskiego.

Najtrudniej dobrać odpowiedni wzór do małych zlewni zarówno górskich, jak w nizinach, gdzie przyczyną powodzi są zwykle deszcze nawalne, trwające u nas nieraz od niespełna jednej do kilku godzin. (Wezbranie Turki pod Kołomyją w r. 1896 po 6-godzinnym deszczu nawalnym).

W tych wypadkach byłoby wskazane przeprowadzenie obliczenia bezpośrednio zapomocą deszczu nawalnego, miarodajnego dla danej zlewni czynnej, przy przyjęciu możliwie wysokiego współczynnika odpływu, a więc przy przyjęciu poprzedniego nasycenia terenu deszczami. W wypadkach wątpliwych, a więc przy nieregularnym kształcie zlewni, obliczenie należy przeprowadzić dla kilku deszczy nawalnych o różnych czasach trwania i tą drogą dojść do maximalnej wartości odpływu. Przy zlewniach nieco większych należy się uciec do kreślenia linii równego opadu deszczu nawalnego, jeśli nie na podstawie pomiarów w badanem dorzeczu, to podług znanych rezultatów w zlewniach o podobnym charakterze. Przykłady takich opracowań dają studja projektu kanalizacji Lwowa i Warszawy.

Współczynnik odpływu w górach o terenie słabo przepuszczalnym lub nasyconym wodą może dojść do 90%. W nizinach wartości mogą być bardzo różne dzięki silnemu wpływowi retencji. Jako wskaźniki można brać współczynniki zalecone przy obliczeniach dla kanalizacji miast.

Obliczenie bezpośrednie na podstawie opadów, przeprowadzone na podstawie dobrej znajomości terenu dla kilku potoków, pozwoli ocenić, który z wzorów istniejących można w danej okolicy stosować, względnie o ile należy zmienić stałe poszczególnych wzorów dostosowując je do terenu.

W regulacji rzek i potoków w Polsce używane są jako charakterystyczne przepływy narówni z innymi krajami Europy t. zw. średnie wielkie wody, a ponadto wody brzegowe.

Średnią wielką wodę oblicza się albo jako przepływ, odpowiadający stanowi wody, obrachowanemu jako średnia arytmetyczna z najwyższych odczytów z szeregu lat, albo też jako pewna zgóry określona część najwyższej znanej czy obrachowanej wody, np. 20 lub 25% tej wartości.

Ani jednego, ani drugiego sposobu nie można uważać za

właściwy. Średnia z najwyższych odczytów, zresztą zmienna w zależności od długości okresu i jego stosunku do dłuższych periodów meteorologicznych, daje nam wartość czysto rachunkową, nieodpowiadającą żadnemu istotnemu stanowi charakterystycznemu. Jeśliby przepływ ten miał charakteryzować średnią wielkość powodzi, to musiałby być obrachowany nie tylko z najwyższych odczytów wodowskazowych w roku, ale ze wszystkich kulminacji powodziowych, jakie w danym okresie miały miejsce. Niejednokrotnie złożyłoby się na to po kilka kulminacji powodziowych w jednym roku, ale mogą być też lata bez żadnej powodzi. Pewną trudność stanowiłoby określenie kryterjum, jakie kulminacje uważać należy za kulminacje powodziowe, stan bowiem lub przepływ średni leży zbyt daleko od pojęcia, jakie nadajemy wielkim wodom. Zdaje się, że ta sprawa musiałaby być rozstrzygnięta rozmaicie dla różnych ścieków. Np. dla ścieków, mających wyraźnie wyrobione koryta, wystąpienie rzeki z brzegów mogłoby uchodzić za podstawę do notowania fal powodziowych.

Jeszcze mniej uzasadnienia ma przyjęcie pewnej części, t. zw. absolutnie najwyższej wody, dla określenia przepływu zwykłej wielkiej wody. Ten stosunek musiałby być bardzo indywidualnie obliczony dla każdej rzeki, a dla tego celu brak właściwie danych. Pod tym względem o wiele wyżej stoi amerykańska metoda przyjmowania za podstawę okresu lat, w którym wielka woda może się przytrafić. Jeśliby nawet najniższa fala, notowana w szeregu lat, dawała zbyt wielką objętość przepływu, wówczas odrzucenie pewnej ilości dni w roku średnim, w czasie których przepływ byłby większy, niż przyjęty do obliczeń, rozwiązywałby zagadnienie w odpowiedni sposób.

Przepływ, odpowiadający wodzie brzegowej, ma duże znaczenie dla kształtowania się koryta, on bowiem wpływa najsilniej na jego wyrobienie, ale charakteryzować rzeki nie może, bo w jednej i tej samej rzece, a nawet w jednym i tym samym jej odcinku, może on mieć różne wartości w zależności od warunków geologicznych i topograficznych terenu. Z tego powodu określenie wody brzegowej, bez znajomości terenu nie jest możliwe.

7. Wody burzowe w sieci kanalizacyjnej miasta.

Sieć kanalizacyjna miejska deszczowa lub ogólnie spławna jest obliczona na wody burzowe z deszczów nawalnych krótkotrwałych. Gdy obserwacje opadowe dowodzą, że długotrwały deszcz o słabym natężeniu nie może się kończyć wyjątkowo nawalną ulewą,

wynika z tego, że te deszcze, dla których sieć kanalizacyjna jest rachowana, natrafiają z reguły na ziemię suchą oraz na stosunkowo znaczny deficyt pary wodnej w powietrzu. Stąd można wyciągnąć wniosek, że cyfra wsiąkania w gruntach niezabudowanych (ogrody, parki, planty kolejowe i t. d.) będzie wysoka, oraz że parowanie z powierzchni zupełnie szczelnych osiągnie także pewną znaczną wysokość. Współczynnik spływu, t. j. stosunek odpływu do opadu dla zlewni miejskich, w obliczeniu sieci kanalizacyjnych jest zatem zawsze mniejszy od jedności, jako maximum przyjmuje się 0,9, jako minimum w parkach i ogrodach 0,1.

Prócz wsiąkania i parowania dalszym czynnikiem, zmniejszającym ilość odpływającej wody deszczowej, jest retencja.

Retencja dzieli się na terenową i retencję samej sieci kanalizacyjnej. Retencja terenowa jest dla odpływu stracona, gdyż po pewnym czasie cała ilość wody w niej nagromadzona wyparowuje lub wsiąknie. Wielkość tej retencji zależy od nierówności terenu, największa jest w parkach i ogrodach, zresztą zależna tam od chwilowego stanu roślinności. Wobec niskiego współczynnika spływu, jaki dla terenów ogrodowych przyjmujemy, nie uwzględniamy jednak dla nich retencji wyższej, niż dla reszty obszaru miasta. Retencja powierzchni ulicznej jest zależna od rodzaju nawierzchni najmniejsza będzie na asfaltowych ulicach, największa na zniszczonych żwirówkach. Jako wielkość tej retencji możemy przyjąć wysokość warstwy wody, której używamy do dobrego skropienia ulic: t. j. 2—3 m/m, odpowiadających ilości 2—3 l/m² nawierzchni. Retencja powierzchni dachowych jest naogół mniejsza od retencji ulic. Gładkie dachy kryte blachą mają bardzo nieznaczną tylko retencję, dachy kryte dachówką — większą, jeszcze większą kryte gontem, największa jest dla krytych słomą lub trzcina.

Przy dachach trzeba jednak uwzględnić i drugą okoliczność, a mianowicie wzmożone parowanie wskutek rozgrzania dachu przed burzą, oraz wskutek wiatru.

Gdy cały rachunek nie może być ścisły, a tylko musi się unikać zasadniczych i grubych błędów, można przyjąć, że praktycznie biorąc retencja terenowa całej powierzchni miasta wynosi około 2—3 m/m czyli, że początkowych 2—3 m/m opadu wogóle do odpływu nie dochodzi.

Uwzględnianie retencji sieci kanałowej jest problemem znacznie bardziej skomplikowanym. Sieć kanałowa jest pewnego rodzaju zbiornikiem, który się napełnia wodą deszczową, przy równoczesnym coraz wzrastającym z niego odpływie, wobec coraz wyższego napełniania kanałów, maximum odpływu powinno na-

stąpić przy wypełnieniu sieci do dopuszczalnej granicy (najwyżej po szczyt sklepienia), poczem, przy dobrze obliczonej sieci, odpływ powinien stopniowo maleć, raz na skutek ustania deszczów i tem samym dopływem, następnie wobec wypróżniania się retencji kanałowej.

Matematycznie ściśle uwzględnienie retencji kanałowej podał Fantolli dla sieci kanałowej Medjolanu. Wzory Fantolli'ego prowadzą jednak do skomplikowanych rachunków, możliwych do zrobienia jako obliczenia kontrolne, tylko dla głównych ciągów niezbyt obszernej sieci. Zdaniem naszym praktycznie dostateczną dokładność obliczenia osiągniemy, jeśli retencję kanałową dodamy do retencji terenowej. Tkwi w tem pewien zapas bezpieczeństwa, gdyż w czasie wypełniania się sieci, sieć ta już faktycznie pracuje i odprowadza z miasta pewne ilości wody, które tem samym nie znajdują się w kulminacji fali wód burzowych na jaką sieć liczymy. Przyjęcie takie jednak rachunek bardzo upraszcza. Podobne przyjęcie stosują także inżynierowie amerykańscy.

Retencja kanałowa zależy od rozmiarów kanałów, a zatem od tego czy stosujemy kanały tylko przełazowe, czy także rurowe, następnie od spadów, gdyż przy większych spadach, przeciętny rozmiar kanału się zmniejsza, wkońcu od rozplanowania miasta i jego gęstości zabudowania, gdyż na 1 ha powierzchni wypada odpowiednio większa lub mniejsza długość ulic, a tem samym i kanałów. Dla orientacji podajemy, że we Lwowie, dla dużych spadów i stosunkowo małych przekrojów kanałowych, retencja dla całego miasta wynosi 3 m/m, zaś w Warszawie, dla małych spadów i dużych przekrojów — około 6 m/m. W każdym rozważanym wypadku wielkość retencji trzeba osobno ustalić, od zera do maximum około 6 m/m.

Przyjąć zatem można bez popełnienia większego błędu, że każdy deszcz w obrębie miasta musi najpierw wypełnić retencję terenową i kanałową, zanim da odpływ z sieci kanałowej.

Dopływ wody deszczowej do kanału nie nastąpi odrazu w chwili wypełnienia samej tylko retencji terenowej, lecz okaże się dopiero po upływie pewnego czasu, a to z tego powodu, że wody opadowe z ulicy muszą naprzód rynsztokami dopłynąć do wypustów ulicznych i niemi do kanału, zaś wody dachowe przez powierzchnie dachowe, rynnę, pion i przykanalik dostają się do kanału. Czas jaki upłynie zanim w pewnym punkcie sieci pojawi się maximum wód burzowych, składa się zatem z czasów potrzebnych na 1) wypełnienie retencji terenowej, 2) przejście wód deszczowych z ulicy czy dachu do kanału, 3) wypełnienie retencji

kanałowej, wkońcu 4) przepływ kanałem czy systemem kanałów do danego punktu, w którym chcemy obliczyć maximum wód.

Gdy czas opadu, miarodajny dla obliczenia natężenia, musi być równy czasowi wyżej podanemu, wynika z tego, że dla każdego rozmiaru zlewni, przeciętnych tam istniejących spadów, oraz współczynnika spływu, będzie inny czas miarodajny i inne miarodajne natężenie opadu.

Oczywiście, że obliczenie sieci taką drogą w każdym jej elemencie byłoby zbyt żmudne, a matematycznie ściśle uwzględnianie wszystkich czynników byłoby nieuzasadnione wobec tego, że pewne czynniki są przyjęte dowolnie, lub że się z czasem mogą lub muszą zmieniać. Takim czynnikiem nie dającym się ściśle oznaczyć jest przedewszystkiem współczynnik spływu t. j. stosunek odpływu do opadu. Zależy on nietylko od szczelności powierzchni na którą deszcz pada, lecz i od chwilowego deficytu wilgotności w powietrzu, następnie natężenia deszczu, prędkości z jaką odpływ po danej powierzchni następuje do kanału, a zatem spadu terenu i t. d., nie mówiąc już o tem, że miasto jest żywym organizmem, który się rozrasta i to często w sposób niezgodny z zakreślonym programem, wskutek czego przyjęta w pierwotnym planie szczelność powierzchni zlewni może się z czasem zmienić zupełnie.

Ponieważ w miarę wzrostu dorzecza wzrasta długość kanału, wzrasta także czas miarodajny, a wskutek tego maleje natężenie, dla większych zlewni współczynnik spływu będzie miał mniejszą wartość, niż dla mniejszych.

W myśl poprzednio podanych zasad, dla każdego miasta, w zależności przedewszystkiem od opadów, a także sposobu zabudowania, współczynniki te będą różne i winne być dla każdego wypadku ustalone osobno. Pierwsza zależność wyraża się pewną krzywą związku między obszarem zlewni, a odpływem w l/sek i ha dla pewnego rodzaju terenu np. ściśle zabudowanego z $\varphi = 0,9$, druga jest zależnością liniową, gdzie odpływ z jednostki powierzchni jest wprost proporcjonalny do szczelności powierzchni zlewni. Ta druga zależność może być zanalizowana na podstawie planu zabudowania lub przyjęta doświadczalnie. I tak np. jeśli plan zabudowania zakłada, że w pewnym bloku jest 20% ulic, 10% dachów, 70% ogrodów, gdy z przestrzeni ulicznej część, np. 5% odpadnie na planty wzdłuż ulicy, obliczymy przeciętny współczynnik spływu dla takiego terenu, uwzględniając jeszcze niezupełnie szczelną nawierzchnię uliczną:

$$\begin{aligned}
 0,75 \times 0,1 &= 0,075 \text{ ogrody i planty} \\
 0,15 \times 0,7 &= 0,105 \text{ nawierzchnia ulicy} \\
 0,10 \times 0,9 &= 0,090 \text{ dachy} \\
 \hline
 1,00 &\approx 0,270 \text{ przeciętnie}
 \end{aligned}$$

Dla projektu kanalizacji Warszawy przyjęto następujące przeciętne współczynniki dla różnych kategorii zabudowania:

kat. I — śródmieście	500	głów/ha	= 0,9
„ II — dzielnice przyległe	300	„	= 0,5
„ III — przedmieścia	150	„	= 0,25
„ IV — willowe zabudowania	100	„	= 0,15
„ V — niezabudowane przestrzenie	50	„	= 0,10

Podział na zbyt wiele kategorii zlewni jest niepraktyczny gdyż prowadzi do skomplikowanych obliczeń, przy których łatwo popełnić grube omyłki, nie podnosząc ogólnej dokładności obliczenia.

Wartość współczynnika odpływu wzrasta w miarę przedłużenia czasu trwania deszczu, a to z powodu nasycenia się gruntu wodą oraz zmniejszonego parowania.

Dla miasta Hamilton (Ontario, Canada) stosowano przy obliczeniu sieci kanalizacyjnej współczynniki zmienne, zależne od czasu trwania deszczu, podług norm podanych w tabeli XLVII.

TABELA XLVII.

Czas trwania deszczu	Tereny przepuszczalne za miastem	Przedmieścia otaczające miasto	Śródmieście właściwe
5 min.	0,00	0,50	0,75
10 „	0,05	0,60	0,80
15 „	0,10	0,75	0,85
20 „	0,15	0,80	0,90
25 „	0,20	0,825	0,95
30 „	0,25	0,85	0,95
35 „	0,30	0,865	0,95
40 „	0,35	0,883	0,95
45 „	0,40	0,90	0,95
50 „	0,45	0,917	0,95
55 „	0,50	0,930	0,95
60 „	0,55	0,950	1,00

Przyjęcie zmiennego współczynnika utrudnia obliczenie, w powyższych cyfrach tkwi także niewątpliwie uwzględnienie rekcji terenowej osobno nie wprowadzonej w rachunek:

Inne miasta Ameryki wprowadzają stałe współczynniki, które np. dla miasta Washington D. C. są następujące:

Pozamiejskie dzielnice, parkowe z rozrzuconymi domami	0,35
Podmiejskie dzielnice z domami nieszeregowymi	0,45—0,55
Dzielnice miejskie w połowie zabudowane zwarto w połowie willowo	0,65
Dzielnice miejskie zwarto zabudowane	0,75
Śródmieście	0,85

Wyznaczenie odpływu jednostkowego w l/sek ha w zależności od obszaru zlewni może być uskutecznione tylko drogą prób i tylko w przybliżeniu. Dla danego miasta wybieramy pewien ciąg z przynależną zlewnią, odpowiadającą przeciętnemu charakterowi zabudowania miasta oraz ze spadami terenu, względnie niwelety kanałów, odpowiadającymi przeciętnym spadom panującym w całej miejskiej zlewni. Dla kilku punktów tak wybranej zlewni, dla różnych obszarów dorzecza, obliczamy bezwzględne maximum odpływu, zakładając czas miarodajny równy czasowi potrzebnemu na wypełnienie retencji terenowej i kanałowej, przejście z ulicy czy dachów do kanału, następnie przejście od początku kanału do punktu w którym szukamy maximum odpływu; dla tak określonego czasu oznaczamy natężenie z krzywej związku między czasem trwania, a natężeniem, obliczamy ilości wody burzowej, jakie dopłyną do kanału ze zlewni różnych kategorii i w końcu kontrolujemy, czy czas przyprływu kanałem tych ilości wód burzowych odpowiada poprzednio przyjętemu czasowi. Uzgodniwszy rezultaty w drodze prób i podzieliwszy obliczoną objętość wód przez powierzchnię zlewni w ha, otrzymamy odpływ z ha dla danej powierzchni i przy współczynniku spływu φ , jaki wypada jako przeciętny ze współczynników stosowanych do poszczególnych kategorii tam znajdujących się zlewni. Chcąc obliczyć współczynnik spływu dla $\varphi = 0,9$, mnożymy uzyskaną cyfrę przez 0,9 i dzielimy przez wartość przeciętnego współczynnika danej zlewni.

Postępując w ten sposób od góry kolektora głównego wdół, dla coraz większych obszarów zlewni. oznaczymy współczynniki spływu, odpowiadające charakterowi zabudowania miasta i spadom ulic, dla kilku obszarów zlewni. Odpowiednie punkty, naniesione w podziałce logarytmicznej, dadzą się często wyrównać prostą, określającą związek między obszarem zlewni, a współczynnikiem spływu l/sek i ha dla pewnej kategorii zlewni, t. j. pewnego φ . Metoda ta jest znana w Ameryce pod nazwą „rational method of runoff”.

W miastach posiadających już wykonaną sieć kanalizacyjną współczynniki spływu można oznaczyć doświadczalnie, o ile były

robione obserwacje napełnień i spadów zw. wody burzowej w różnych punktach sieci. Dla Warszawy Pomianowski ustalił w ten sposób związek między natężeniem (dla $\varphi = 0,9$), a obszarem dorzecza dla zwykłych deszczów nawalnych na:

$$\text{do 70 ha} \quad q = \frac{545}{(A + 40)^{1/5}}$$

$$\text{wyżej 70 ha} \quad q = \frac{213}{A^{1/5}}$$

dla wyjątkowych, rzadko się trafiających opadów na:

$$q = \frac{420}{(A + 6)^{2/5}}$$

Pierwszy związek służył do obliczenia normalnej sieci kanałowej Wielkiej Warszawy, drugi — dla obliczenia kolektorów głównych i burzowców, których za małą zdolność przepuszczania wód burzowych wywołałaby zatopienie przynależnej do nich sieci. Zaznaczyć mianowicie trzeba, że poszczególne elementy sieci są liczone na natężenia wyższe niż te, na które są liczone kolektory obsługujące większą całość. A zatem deszcz, o słabem stosunkowo natężeniu, obejmujący większy obszar zlewni, da wody burzowe, które z łatwością się pomieszczą w zbyt obszernych dla niego kanałach drugorzędnych sieci, natomiast przeciążą kolektor główny, który winien być wobec tego liczony na deszcze rzadziej się trafiające, o wyższym natężeniu. W przeciwnym razie, przy małych spadach, cofka przeciążonego kolektora zatopi drugorzędne kanały sieci, mimo iż są one dla takiego natężenia deszczu za obszerne. Przeciwnie znów, o ile pojawi się deszcz o krótkim czasie trwania, a zatem miarodajny dla małej elementarnej sieci i deszcz ten będzie miał natężenie wyższe od założonego w obliczeniu sieci, przeciążenie jej i szkoda powstanie tylko dla tego małego elementu, a nie dla całości, zawisłej od zdolności przepustowej kolektora. Stąd wynika, iż kolektor i oczywiście burzowiec winne być liczone na gorsze warunki, niż sama sieć kanałów bocznych.

Kształt krzywej związku między natężeniem, a obszarem zlewni jest taki, że w podziałce logarytmicznej krzywa związku da się najczęściej przedstawić prostą albo krzywą o bardzo małej krzywiznie, zatem łatwo dająca się nakreślić. Przedłużając końce jej poza punkty uzyskane z obliczeń, można ekstrapolować wyniki obliczeń.

Forma matematyczna krzywej wynika z następujących związków. Natężenie zależy od czasu trwania deszczu w stosunku

$l = \frac{c}{t^n}$; ponieważ czas trwania deszczu jest równy czasowi przepływu ze skrajnych punktów zlewni do danego punktu, przy długości kanału L i prędkości przeciętnej v , będzie: $t = \frac{L}{v}$. Długość L jest w pewnej zależności od powierzchni A , mianowicie $L = K\sqrt{A}$, stąd $t = \frac{K\sqrt{A}}{v}$ lub, podstawiając wartość otrzymamy:

dla $v = c_1 \sqrt{ri}$; $t = \frac{K\sqrt{A}}{c_1 \sqrt{ri}}$

zaś $l = \frac{c}{t^n} = \frac{c (c_1 \sqrt{ri})^n}{(K\sqrt{A})^n} = C \frac{(ri)^{n/2}}{A^{n/2}}$

zaś dla stałego ri : $l = \frac{C}{A^m}$

Odptyw będzie równy natężeniu, wyrażonemu w l/sek, mnożonemu przez współczynnik odptywu φ , a zatem odptyw będzie:

$$Q = \varphi \cdot A \cdot \frac{C}{A^m}$$

gdzie C zawiera w sobie stałe wzoru na natężenie oraz przera- chowanie m/m na godzinę na l/sek. Prędkość v zależy od spadu i przekroju kanału, jest zatem na całej długości ciągu zmienna, jest jednak naogół funkcją pola przekroju kanału, ilości wody $Q = qA$, spadu kanału i promienia przekroju r . Prędkość jest zatem również pewną funkcją A . Odptyw jednostkowy w l/sek i ha otrzymamy podzieliwszy Q przez A , i zastąpiwszy stałe φc przez nową stałą K . Gdy jednak nie tylko długość kanału ale i prędkość są w pewnej zależności od A bardziej skomplikowanej, niż prosta zależność wykładnikowa, należy we wzorze na odptyw wstawić zamiast A^m — wyraz $(A + c)^m$. Odptyw jednostkowy będzie zatem wyrażony równaniem:

$$q = \frac{K}{(A + c)^m}$$

O ile stała $c = 0$, wówczas wzór da się przedstawić w po- działce logarytmicznej linią prostą, o ile $c \leq 0$, w tej podziałce funkcja będzie się przedstawiać krzywą.

Znany wzór Bücli-Ziegler ma kształt wyżej podany, lecz związek ten został określony na podstawie bezpośrednich obser- wacyj odptywu z sieci kanałowej Zurychu. Autorowie wzoru przy-

puszczali, iż współczynnik redukcyjny, będący funkcją obszaru zlewni *A*, powstał z powodu przesunięcia fal z poszczególnych dopływów kanałowych i tem samem pewnego opóźnienia, lecz już Kuichling w r. 1889 wykazał, że zjawisko to jest wynikiem nie przesunięcia fal, czyli opóźnienia, lecz zmiany natężenia miarodajnego opadu dla różnych obszarów zlewni, oraz że maximum odpływu następuje zawsze dla takiego deszczu, przy którym opóźnienie niema miejsca, a czas opadu jest równy czasowi odpływu. Wyjątek stanowią zlewnie u góry zwarte zaś u dołu wąskie i długie

PRZYKŁAD OBLICZENIA SIECI.

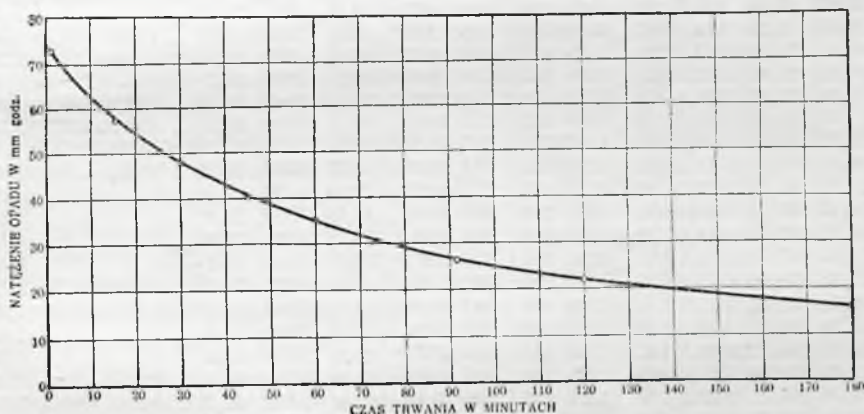
(Kanalizacja Warszawy).

W obliczeniu nie uwzględniono istniejących przelewów burzowych.

Załóżmy natężenie opadu takiego, jakiego można się spodziewać raz na 12,5 lat t. j. dla prawdopodobieństwa 8%. Z rys. 56 odczytujemy natężenia następujące:

15' — 58,0 mm/g	90' — 27 mm/g
30' — 48,0 „	120' — 22 „
45' — 40,0 „	180' — 16 „
60' — 35 „	

Wartości te naniesione w podziałce logarytmicznej nie dają się ująć w związek prostolinijny (rys. 56) pozostawimy go zatem krzywolinijnym i wartości pośrednie odczytujemy z tej krzywej.



Rys. 56.

Związek pomiędzy natężeniem, a czasem trwania opadu.

Zakładamy czas potrzebny, aby woda deszczowa dostała się do kanału ulicznego na 2 minuty, retencję terenową i kanałową — razem 6 m/m i wychodząc z górnego końca kolektora liczymy dla kolejnych punktów na jego trasie: powierzchnię zlewni ciążącą do tego punktu rzeczywistą i zredukowaną współczynnikiem φ , długość kanału całkowitą

od początku oraz odcinek między dwoma punktami, prędkość przeciętną na odcinku, czas przepływu na odcinku, czas potrzebny na wypełnienie retencji terenowej i kanałowej oraz na przejście wody deszczowej z ulicy czy dachu do kanału, łączny czas na poprzednią wartość oraz przepływ kanałem, czas ten przyrównujemy do czasu trwania deszczu przy przyjętem natężeniu. Oczywiście wypełnienie rubryk może być wykonane tylko próbami, przy przyjęciu pewnego natężenia i czasu trwania opadu i wyliczeniu czy łączny czas zużyty przez odpływ przy wyliczonych przekrojach i napełnieniach, jest równy czasowi opadu. Czas odpływu w kanale jest liczony na poszczególnych odcinkach i dodawany do czasu obliczonego na odcinku poprzednim, gdy jednak, na skutek zmniejszenia się natężenia, czas napełnienia kanału w górnych odcinkach się zwiększa, zaś prędkość maleje, wzrasta łączny czas przepływu, tak iż dla bardziej odległych punktów trzeba dla kontroli przeliczać łączny czas odpływu od górnego końca dodanego punktu, przy przyjęciu natężenia opadu od-

TABELA XLVIII.

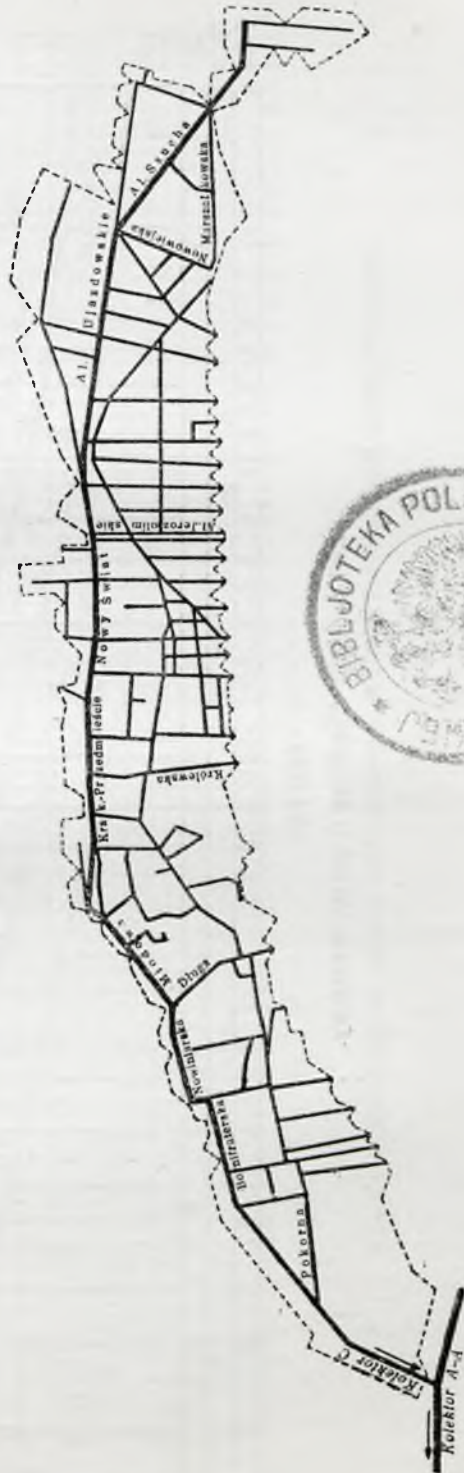
Obliczenie współczynników odpływu dla kolektora „C” Warszawy przy deszczach o prawdopodobieństwie pojawiania się raz na 12,5 lat.

A rzeczywiste ha	A zredukow. ha	L mtr.	Δ L mtr.	v m/sek.	Δ l sek.	Retencja + 120 sek.	T sek.	I mm/g.	Q l/sek.	q l/sek. ha	Kanał		
											spad ‰	przekrój cm.	napełnie- nie m.
3,42	0,95	247,5	247,5	0,54	458	500	958*	57,5	1365	143,7	0,67	90.157,5	0,48
12,09	2,28	437,5	190	0,63	302	531	1280*	53,0	302	132,5	"	"	0,73
20,81	5,34	532,5	95	0,70	136	544	1477	51,0	681	127,5	"	"	1,22
32,96	8,89	914,5	382	0,65	588	606	2136*	44,5	989	111,2	"	2(90.157,5)	1,00
48,47	16,36	1222,5	308	0,70	440	660	2665	40,0	1635	99,9	"	2(100.175)	1,24
56,35	20,40	1622,5	400	0,80	500	704	3209	37,0	1890	92,7	"	"	1,40
79,29	27,85	1653,5	31	0,80	39	712	3220*	36,5	2540	91,2	"	2(110.187,5)	1,59
90,52	34,42	1896,5	243	0,78	312	737	3602	35,0	3010	87,4	"	3(110.187,5)	1,30
95,12	36,82	2006,5	110	0,80	138	765	3768	33,5	3085	83,8	0,67	3(110.187,5)	1,35
98,32	39,81	2111,5	105	0,80	131	771	3905	33,2	3300	82,9	"	"	1,40
121,72	45,78	2231,5	120	0,82	146	775	4055	32,2	3780	82,5	"	"	1,56
124,18	48,24	2395,5	164	0,82	200	806	4286	31,5	3800	78,8	"	"	1,57
126,78	50,80	2654,5	259	0,82	316	864	4656*	30,0	3810	75,0	"	"	1,58
137,99	57,58	2790,5	136	0,90	151	879	5031	28,5	4100	71,2	0,89	"	1,47
158,43	78,00	3046,5	256	1,00	256	920	5320	27,3	5320	68,2	"	3(120.200)	1,59
200,95	120,54	3217,5	171	1,08	159	931	5498	26,7	8040	66,7	0,67	3(160.240)	1,80
216,74	136,33	3490,5	273	1,04	262	958	5787	25,8	8780	64,4	"	"	1,92
226,93	146,52	3644,5	154	1,08	142	974	5865*	25,3	9270	63,0	"	"	2,03
231,65	151,24	3789,5	145	1,05	138	985	5999	25,0	9450	62,4	"	"	2,08
234,52	154,11	3928,5	139	1,07	130	999	6143	24,6	9470	61,4	"	"	2,10
242,64	162,23	4086,5	158	0,97	163	1620	6327	24,0	9740	60,0	"	"	2,20
279,76	193,46	4269,5	121	1,70	99	1039	6445	23,5	11580	59,3	"	"	1,59
			62	2,20							1,7	"	1,35
301,25	209,86	4691,5	422	1,90	222	1059	6686	23,0	12050	57,5	2,32	"	1,47
316,88	225,49	4980,5	289	2,21	132	1080	6832	22,5	12690	56,2	"	"	1,42
346,26	255,17	5491,5	511	2,20	231	1102	7138	22,0	14030	55,0	"	"	1,52
372,52	277,33	6123,5	632	2,20	287	1125	7398	21,5	14900	53,8	"	"	1,60
376,81	281,62	6234,5	111	2,22	50	1138	7462	21,2	14900	53,0	"	"	1,60
385,54	288,71	6859,5	625	1,43	437	1174	7894	20,5	14790	51,2	1,0	3(180.260)	2,00
432,80	314,24	7538,5	679	1,44	471	1217	8408	19,7	15500	49,3	"	"	2,20

powiadającego temu punktowi. Mając obliczone ilości wody burzowej dla szeregu punktów kanału i odpowiadające im obszary zlewni oraz przeciętne współczynniki odpływu dla tych obszarów, można zależnie od kategorii zlewni obliczyć w rezultacie odpływ wód burzowych z jednostki powierzchni (ha), w zależności od obszaru zlewni i dla pewnej kategorii terenu.

W przykładzie powyżej podanym obliczano odpływ z deszczów burzowych dla kolektora „C” Warszawy, (rys. 57), nie uwzględniając oczywiście istniejących przelewów burzowych, natomiast biorąc za podstawę rzeczywiste spadki kolektora (rys. 58) oraz rzeczywiste obszary zlewni, z przynależnymi kategorjami terenu (wsp. φ). Współczynniki spływu w l/sek z ha naniesione w podziałkach logarytmicznych (rys. 59) mieszczą się między rzeczywiście obserwowanymi największymi współczynnikami odpływu i leżą trochę wyżej od przyjętych w obliczeniu sieci kanalizacyjnej Wielkiej Warszawy. W projekcie kanalizacji sieć została przeliczona zatem na opady częściej się pojawiające, niż raz na 12,5 lat.

Jest rzeczą oczywistą, że współczynniki spływu znalezione w tym konkretnym przykładzie byłyby znacznie wyższe, gdyby przyjąć albo szereg opadów o jeszcze mniejszym prawdopodobieństwie pojawienia się, albo gdyby spadki kanału były większe. Nie można zatem wyników obliczeń wykonanych dla jednej miejscowości przenosić, bezpośrednio na inną miejscowość mającą inne spadki lub inny charakter zlewni.

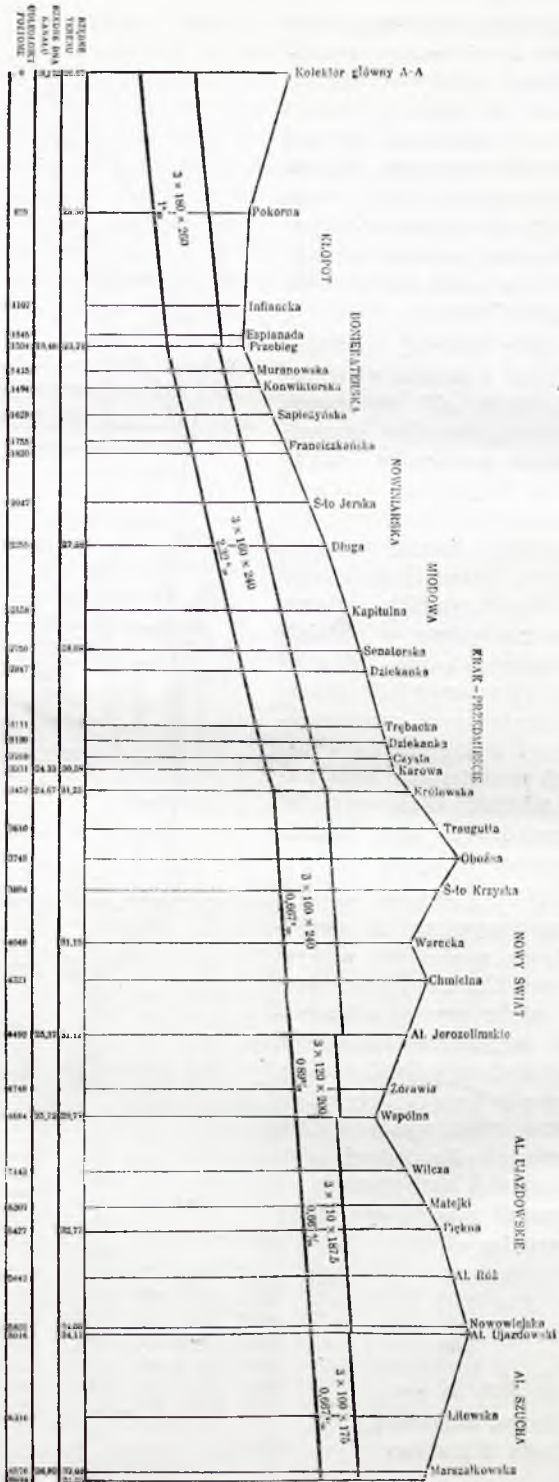


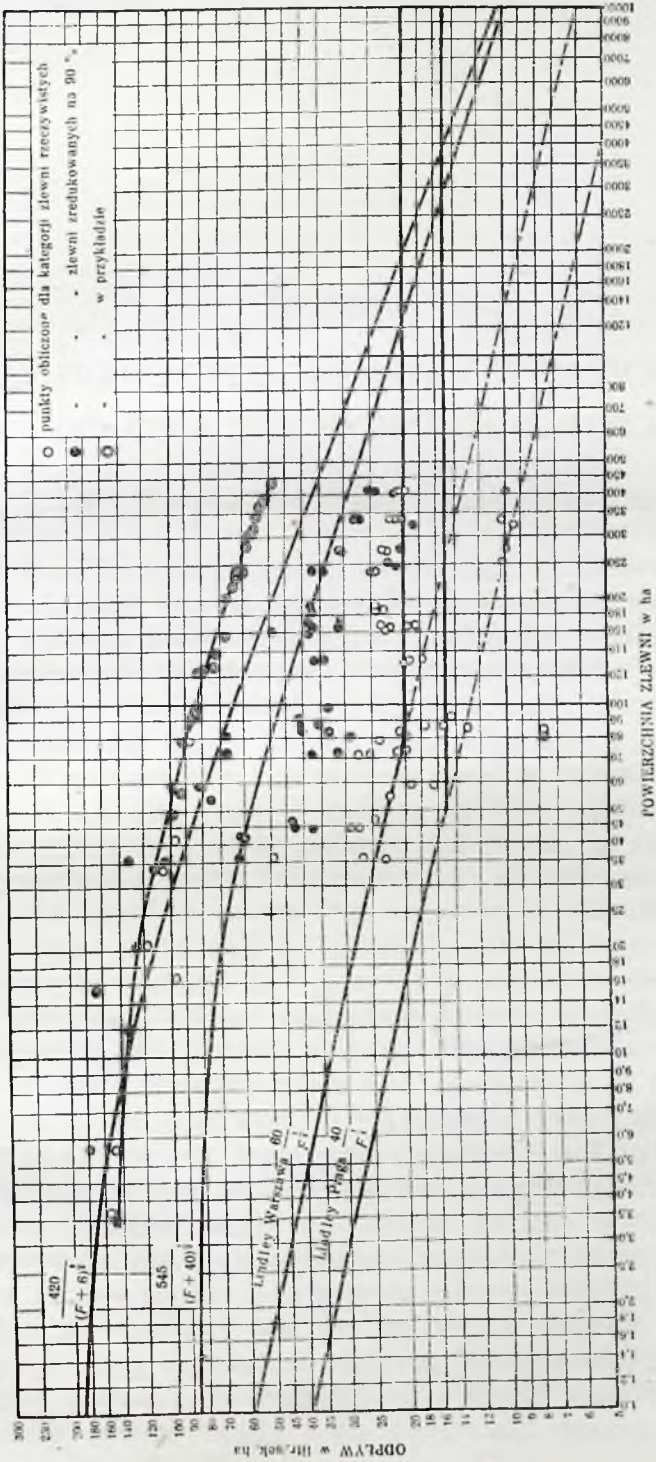
Rys. 57.

Plan zlewni kolektora C
miasta Warszawy.

Profil podłużny kolektora C miasta Warszawy.

Rys. 58.





Rys. 59.

Wykres współczynników spływu wód burzowych dla sieci kanalizacyjnej miasta Warszawy.

ROZDZIAŁ VI

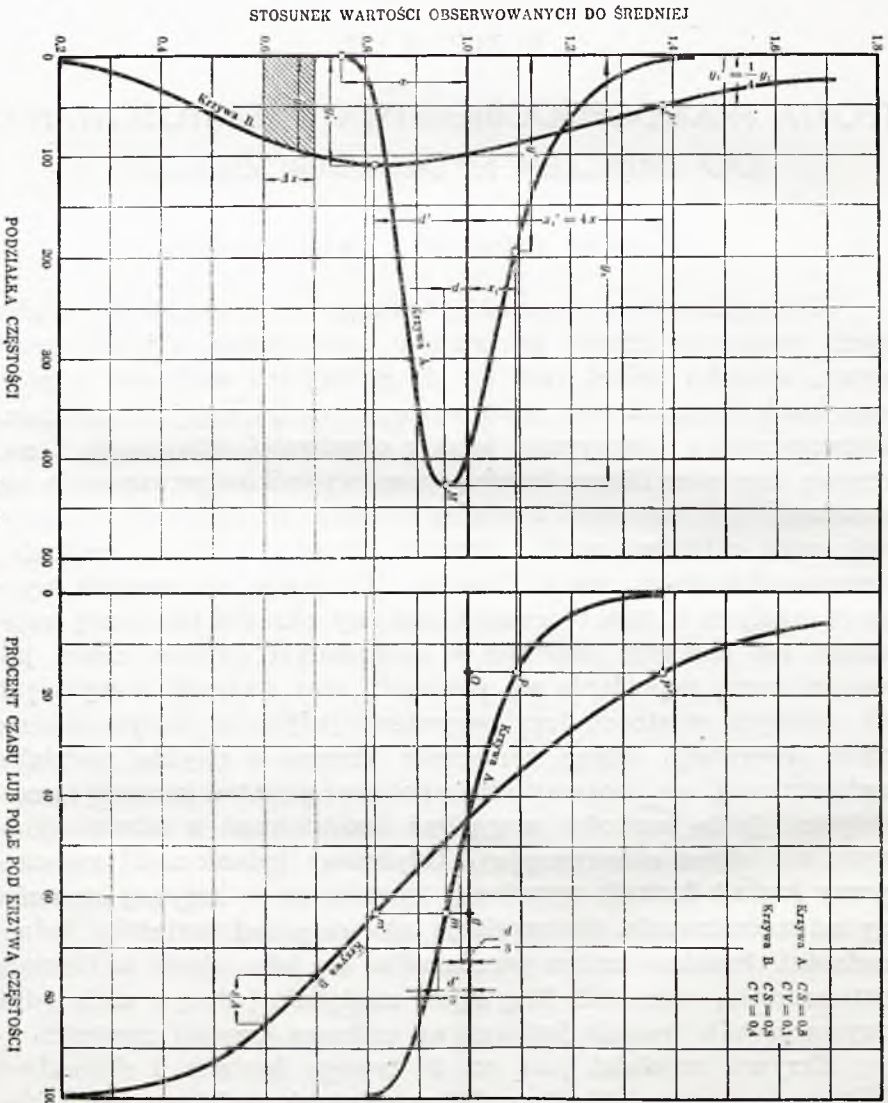
TEORJA PRAWDOPODOBIEŃSTWA W ZASTOSOWANIU DO OBLICZEŃ HYDROLOGICZNYCH.

1. Krzywe częstości i czasu trwania.

Uporządkowawszy częstość powtarzania się obserwacji opadowych, (względnie innych, jak stanów wodowskazu, objętości przepływu, wydatku źródeł, rzek i t. d.) podług ich wielkości, w pewnym zamkniętym okresie czasu, następnie naniósłszy je w podziałce arytmetycznej i połączywszy punkty obserwacji, otrzymamy t. zw. krzywą częstości. Biorąc kolejno sumy wypadków powtarzania się poszczególnych wartości i uważając te sumy za rzędne nowej krzywej, czyli całkując pole i kreśląc krzywą całkową częstości, otrzymamy krzywą czasów trwania. Odwrotnie, ze znanych krzywych częstości i czasów trwania, możemy określić tak liczbę pojawiania się pewnych wartości w oznaczonym okresie czasu, jak również sumę pojawiania się pewnych, oraz wszystkich wyższych lub niższych wartości, lecz oczywiście jedynie w danym okresie czasu obserwacji. Mając naniesione krzywe w zwykłej podziałce arytmetycznej, nie możemy ekstrapolować punktów krzywej i przewidywać jakie wartości mogą być spodziewane w okresie dłuższym, niż okres obserwacyjny. Gdybyśmy jednak znali matematyczny kształt funkcji, wyrażonej rysunkowo w krzywej częstości czy też czasu trwania, ekstrapolacja taka nie przedstawiałaby żadnej trudności. Problem zatem przedstawia się jako ujęcie w formułę matematyczną obu tych krzywych, względnie jednej z nich, gdyż krzywa czasów trwania jest krzywą całkową krzywej częstości.

Krzywa częstości jest co do swego kształtu i charakteru zbliżona do krzywej błędów. Główną jednak podstawą teorii błędów jest założenie, że odchyłki od średniej wartości są w obu kierunkach równie częste i dla obserwacji opadów wynikałoby

z tego, że np. w pewnym okresie czasu pojawi się ta sama liczba lat z opadem większym jak i mniejszym od średniego, tymczasem okazuje się, że tak nie jest, i naogół przeważają wypadki lat z opadem wyższym nad wypadkami z opadem niższym, niż przeciętny. Tem samym przeważa także liczba lat ze stanami wody wyższymi nad niższymi. Podobnie rzecz się ma z wydatkiem rzeki i t. d. O ile zatem krzywa błędów jest krzywą symetryczną,



Rys. 60.

Typy krzywych częstości i czasu trwania.

krzywe czasów trwania zjawisk hydrologicznych są asymetryczne (ang. skew) (rys. 60).

Rzędna maximum częstości jest oddalona od rzędnej środka ciężkości pola pod krzywą o wymiar d , podczas gdy w krzywej błędów rzędna ta przechodzi przez środek ciężkości.

Jeśli porównamy ze sobą dwie krzywe (rys. 60)* z których jedna ma bardzo wybitne maximum i szybko asymptotycznie zbiega się z prostą współrzędnej y , druga jest bardziej rozłożysta, ma maximum mniej wybitne, natomiast ramiona jej wolno schodzą się z prostą y , jeśli pole pod obu krzywymi jest równe, miarą rozłożystości krzywej, względnie stopnia zmienności odciętych, będzie iloraz, w którym w liczniku znajduje się całka z elementarnych pólek mnożonych przez kwadrat odległości od środka ciężkości, a w mianowniku całe pole:

$$\frac{\int_{-a}^{\infty} x y^2 d y}{\int_{-a}^{\infty} x d y} = (\text{charakterystyka})$$

gdzie a jest dolną granicą krzywej.

Jeśli otrzymany w ten sposób iloraz podzielimy przez średnią wartość obserwacji, otrzymamy kwadrat współczynnika zmienności $(cv)^2$. Wyraz ten otrzymamy także bezpośrednio, o ile, zamiast wartości obserwowanych, wprowadzimy w obliczenie tylko ich wielokrotność w stosunku do średniej (np. w % średniej). Tak otrzymany współczynnik charakteryzuje krzywą częstości pod względem zmienności jej odciętych. W teorii błędów odpowiada mu błąd średni.

Ponieważ jednak krzywe hydrologiczne są asymetryczne, musi być znany stopień tej asymetrii wyrażony również pewnym współczynnikiem. Współczynnik ten określamy jako stosunek między odległością maximum od środka ciężkości do współczynnika zmienności:

$$(cs) = \frac{d}{(cv)}$$

Gdyby krzywe hydrologiczne odpowiadały ściśle prawidłom matematycznym, współczynnik (cs) musiałby być zawsze większy od 2 (cv) . W rzeczywistości jednak ten stosunek nie zachodzi.

*) W rys. 60 należy przestawić oznaczenie rzędnych x na y , oraz y na x .

Równanie krzywej częstości musi spełniać dwa warunki: po pierwsze krzywa musi mieć pewne maximum odciętej dla skończonej wartości rzędnej, a zatem:

$$\frac{dx}{dy} = 0,$$

dla $y > 0$,

oraz po drugie, krzywa musi być w górnym swym końcu styczna do osi rzędnych:

$$\frac{dx}{dy} = 0,$$

dla $x = 0$.

Tym warunkom odpowie krzywa, której równanie różniczkowe będzie następujące:

$$\frac{dx}{dy} = \frac{x(y+a)}{f(y)} \quad *)$$

gdyż dla $\frac{dx}{dy} = 0$, będzie $x = 0$ lub $y = -a$.

Rozwijając w szereg $f(y)$ otrzymamy:

$$\frac{1}{x} \cdot \frac{dx}{dy} = \frac{y+a}{b_0 + b_1 y + b_2 y^2 + \dots}$$

To ogólne równanie po scałkowaniu przedstawi szereg krzywych symetrycznych i asymetrycznych, ograniczonych na jednym lub obu ramionach, lub też nieograniczonych, a zatem asymptotycznie stycznych do osi y .

Jak wyżej podano, krzywa częstości wykreślona dla zjawisk hydrologicznych jest asymetryczna; jedno jej ramię jest krótsze niż drugie, położenie $\max. x$ jest o pewien wymiar d różnym od położenia środka ciężkości pola pod krzywą. Poza to, dolne ramię krzywej jest zawsze ograniczone i w tej części dla $x = 0$ rzędna y ma skończoną wartość. I tak np. stany na wodowskazie nie mogą być niższe niż takie, które odpowiadają poziomowi dna rzeki, sumy opadów rocznych czy godzinnych nie mogą być

*) Dla jasności obrazu układ współrzędnych przyjęto taki, aby dla krzywej częstości maximum leżało na osi X , zaś w krzywej czasów trwania, czas był odcinany na osi X .

mniejsze od zera i t. d. Natomiast górne ramię może być również ograniczone, t. j. można przypuścić, że nawet przy nieskończeniu wielu obserwacjach, t. j. w nieskończenie długim okresie czasu nie pojawi się stan czy opad wyższy, aniżeli pewien, mający skończoną wartość, albo też, że w czasie nieskończenie długim może się pojawić stan czy opad nieskończenie wysoki. A zatem krzywa w górnym końcu może być styczna do osi y dla pewnej skończonej wartości, lub może być do niej asymptotyczna. W zależności od przyjęcia, rozróżniać będziemy dwa typy krzywych: typ III (podług oznaczeń Pearson'a) z górnym ramieniem asymptotycznym, dolnem skończonem, oraz typ I—z górnem i dolnem skończonem.

2. Krzywa asymetryczna, w dolnem ramieniu ograniczona — typ III Pearson'a.

W. P. Elderton dowodzi, że dla krzywej tego typu stałe równania różniczkowego b_2, b_3 i t. d, są równe zeru, wobec czego kształt krzywej się upraszcza do formy:

$$\frac{1}{x} \cdot \frac{dx}{dy} = \frac{y + a_1}{b_0 + b_1 y} \dots \dots \dots (2)$$

Po scałkowaniu i wstawieniu granic otrzymamy równanie krzywej częstości:

$$x = x_0 \cdot e^{-\gamma y} \left[1 + \frac{y}{a} \right]^{\gamma a} \dots \dots \dots (3)$$

gdzie a i γ są stałemi, przyczem a ma inne znaczenie, niż w równaniu poprzednim, zaś e jest podstawą logarytmów Napierowskich.

Początek układu współrzędnych znajduje się przy X max., temu maximum X odpowiada odległość od środka ciężkości równa wartości $\left(1 - \frac{1}{\gamma}\right)$. Początek zaś krzywej częstości leży na rzędnej, dla której odcięta ma wartość $\left(1 - \frac{1}{\gamma} - a\right)$.

Gdyby krzywa była symetryczna i w obu kierunkach nieograniczona, wówczas b_1 stałoby się równem zeru i równanie krzywej częstości przechodziłoby w kształt znanej krzywej normalnego prawa błędów:

$$x = x_0 \cdot e^{-\frac{y^2}{c}} \dots \dots \dots (4)$$

Równanie (3) można przedstawić w prostszej formie, podstawiając następujące wartości:

$$p = \gamma \cdot a; \quad z = \gamma (a + y); \quad z = p + \gamma y;$$

$$N = \text{pole pod krzywą} = \text{liczba wypadków} = 100\%.$$

Po podstawieniu tych wartości otrzymamy równanie (3) w kształcie:

$$x = \frac{x_0 e^p}{p^p} \cdot z^p \cdot e^{-z}$$

oznaczając zaś $\frac{x_0 e^p}{p^p}$ przez c , otrzymamy ostatecznie:

$$x = c \cdot z^p \cdot e^{-z} \quad \dots \dots \dots (5)$$

Nazywając następnie:

$$\mu_1 = \frac{\int_{-a}^{\infty} y x dy}{\int_{-a}^{\infty} x dy} = \frac{\text{pierwszy moment (statyczny)}}{\text{pole}} \quad \dots (6)$$

$$\mu_2 = \frac{\int_{-a}^{\infty} y^2 x dy}{\int_{-a}^{\infty} x dy} = \frac{\text{drugi moment (bezwładności)}}{\text{pole}} \quad \dots (7)$$

$$\mu_3 = \frac{\int_{-a}^{\infty} y^3 x dy}{\int_{-a}^{\infty} x dy} = \frac{\text{trzeci moment}}{\text{pole}} \quad \dots \dots \dots (8)$$

możemy uważać μ_2 jako kwadrat współczynnika zmienności (coeff. of variation)

$$\mu_2 = (c v)^2$$

i obliczyć współczynnik asymetrii ($c s$), (coeff. of skew) z równania:

$$(c s) = \frac{\mu_3}{(c v)^3} \quad \dots \dots \dots (9)$$

Stałe równania (5) możemy wyrazić współczynnikami zmien-

ności i asymetrii, przyczem d jest odległością pionową odciętej $\max. X$ od środka ciężkości pola pod krzywą.

$$\gamma = \frac{2}{(cs)(cv)}; \quad d = \frac{1}{\gamma} = \frac{(cs)(cv)}{2}; \quad p = \frac{4}{(cs)^2} - 1;$$

$$a = \frac{p}{\gamma}; \quad c = \frac{N \cdot \gamma}{\Gamma(p+1)}; \quad a + d = \frac{2(cv)}{(cs)}$$

Funkcja gamma charakteryzuje się tem, że

$$\Gamma(p+1) = p \cdot \Gamma(p) = p \cdot (p-1) \Gamma(p-1) = \text{i t. d.}$$

Funkcję gamma obliczyć można z poniżej podanej tabeli:

TABELA XLIX.
funkcji $\text{Log } \Gamma(x)$

x	$\text{Log } \Gamma(x)$	x	$\text{Log } \Gamma(x)$	x	$\text{Log } \Gamma(x)$
1,01	9,997 528 731	1,34	9,950 469 767	1,67	9,955 830 327
1,02	9,995 127 872	1,35	9,949 951 514	1,68	9,956 649 074
1,03	9,992 796 421	1,36	9,949 480 044	1,69	9,957 502 802
1,04	9,990 533 400	1,37	9,949 054 889	1,70	9,958 391 246
1,05	9,988 337 859	1,38	9,948 675 590	1,71	9,959 314 139
1,06	9,986 208 869	1,39	9,948 341 698	1,72	9,960 271 222
1,07	9,984 145 526	1,40	9,948 052 771	1,73	9,961 262 237
1,08	9,982 146 949	1,41	9,947 808 376	1,74	9,962 282 933
1,09	9,980 212 278	1,42	9,947 608 086	1,75	9,963 345 059
1,10	9,978 340 674	1,43	9,947 451 484	1,76	9,964 436 370
1,11	9,976 531 319	1,44	9,947 338 158	1,77	9,965 560 623
1,12	9,974 783 415	1,45	9,947 267 707	1,78	9,966 717 580
1,13	9,973 096 181	1,46	9,947 239 734	1,79	9,967 907 005
1,14	9,971 468 856	1,47	9,947 253 850	1,80	9,969 128 666
1,15	9,969 900 696	1,48	9,947 309 673	1,81	9,970 382 334
1,16	9,968 390 974	1,49	9,947 406 826	1,82	9,971 667 782
1,17	9,966 938 981	1,50	9,947 544 941	1,83	9,972 984 788
1,18	9,965 544 021	1,51	9,947 723 654	1,84	9,974 333 132
1,19	9,964 205 416	1,52	9,947 942 609	1,85	9,975 712 597
1,20	9,962 922 504	1,53	9,947 201 454	1,86	9,977 122 968
1,21	9,961 694 638	1,54	9,948 499 845	1,87	9,978 564 036
1,22	9,960 521 172	1,55	9,948 837 441	1,88	9,980 035 591
1,23	9,959 401 496	1,56	9,949 213 910	1,89	9,981 537 428
1,24	9,958 334 998	1,57	9,949 628 923	1,90	9,983 069 344
1,25	9,957 321 084	1,58	9,950 082 156	1,91	9,984 631 138
1,26	9,956 359 170	1,59	9,950 573 292	1,92	9,986 222 613
1,27	9,955 448 685	1,60	9,951 102 017	1,93	9,987 843 574
1,28	9,954 589 072	1,61	9,951 668 024	1,94	7,989 493 827
1,29	9,953 779 781	1,62	9,952 271 010	1,95	9,991 173 182
1,30	9,953 020 277	1,63	9,952 910 675	1,96	9,992 881 452
1,31	9,952 310 034	1,64	9,953 586 727	1,97	9,994 618 451
1,32	9,951 648 537	1,65	9,954 298 875	1,98	9,997 277 416
1,33	9,951 035 279	1,66	9,955 046 836	1,99	9,998 177 905

Dla danego szeregu spostrzeżeń obliczamy zatem współczynniki (cv) i (cs) i, wstawivszy w równania stałych, wyznaczamy ostatecznie równanie (5) krzywej częstości.

Dla różnych celów technicznych znajomość kształtu krzywej częstości nie jest tak ważna, jak krzywej czasów trwania, będącej całką poprzedniej. Niestety całką $\int_{y=-a}^{y=\infty} x \cdot dy$ da się wykonać tylko dla p będących liczbą całkowitą, dla p ułamkowych równanie nie da się scałkować i potrzebne wartości można otrzymać tylko w drodze interpolacji. Natomiast analiza równania dowodzi, że dla stałego (cs), rzędne krzywej czasów trwania są wprost proporcjonalne do (cv) tak, że mając wyliczone tabele dla (cv)=1, i dla różnych (cs), można obliczyć rzędne dla dowolnego (cv), mnożąc otrzymane z tabeli wartości przez odpowiednie (cv).

Tok obliczenia będzie zatem następujący: mając pewien szereg spostrzeżeń, uporządkowujemy je podług wielkości i wyliczamy średnią arytmetyczną. Następnie, kładąc średnią równą jedności, wyliczamy zredukowane wartości spostrzeżeń, oraz odchyłki obustronne (v) od jedności, poczem obliczamy drugie i trzecie potęgi tych odchyłek oraz arytmetyczne ich sumy. Z sum tych obliczamy współczynniki (cv) i (cs) podług wzorów poniższych, przyczem liczbę spostrzeżeń przyjmujemy o jednostkę mniejszą od liczby rzeczywiście, a to zgodnie z założeniami teorii błędów.

$$(cv) = \sqrt{\frac{\sum (v)^2}{(n-1)}} \dots \dots \dots (10)$$

$$(cs) = \frac{\sum v^3}{(n-1)(cv)^3} \dots \dots \dots (11)$$

Ze znanych (cv) i (cs) można obliczyć stałe równania (5) krzywej częstości lub, gdy ta krzywa nie jest wymagana, wprost z tabel niżej podanych — rzędne krzywej czasów trwania, mnożąc dla różnych x , t. j. procentów czasu trwania, wartości odczytane z tabeli dla (cv)=1 przez (cv) obliczone ze spostrzeżeń.

3. Krzywa asymetryczna, obustronnie ograniczona — typ I.

Kształt równania krzywej częstości jest następujący:

$$x = x_0 \left[1 + \frac{y}{a_1} \right]^{m_1} \cdot \left(1 - \frac{y}{a_2} \right)^{m_2}$$

przyczem: $m_1 : m_2 = a_1 : a_2$ i podobnie jak dla typu III:

$$(cv)^2 = \mu_2; (cs) = \frac{\mu_3}{(cv)^3}$$

Przy pewnym uproszczeniu możemy wyrazić współczynniki m i a wzorami następującymi:

$$m_1 = 2 - \frac{6 (cs)}{\sqrt{4 (cs)^2 + 7}}; a_1 = (cv) \left[\sqrt{4 (cs)^2 + 7} + 3 (cs) \right];$$

$$m_2 = 2 + \frac{6 (cs)}{\sqrt{4 (cs)^2 + 7}}; a_2 = (cv) \left[\sqrt{4 (cs)^2 + 7} - 3 (cs) \right];$$

TABELA L.

Odległości podziałki prawdopodobieństwa dla normalnego prawa błędów $(cs) = 0$.

%	Odcięta	%	Odcięta	%	Odcięta	%	Odcięta
50	0,000	20	0,842	1,9	2,075	0,18	2,910
49	0,025	19	0,878	1,8	2,098	0,17	2,929
48	0,050	18	0,915	1,7	2,120	0,16	2,948
47	0,075	17	0,954	1,6	2,144	0,15	2,968
46	0,100	16	0,995	1,5	2,169	0,14	2,989
45	0,126	15	1,036	1,4	2,197	0,13	3,011
44	0,151	14	1,080	1,3	2,226	0,12	3,035
43	0,176	13	1,126	1,2	2,257	0,11	3,062
42	0,202	12	1,175	1,1	2,290	0,10	3,090
41	0,228	11	1,227	1,0	2,326	0,09	3,121
40	0,253	10	1,282	0,9	2,364	0,08	3,155
39	0,279	9	1,340	0,8	2,409	0,07	3,194
38	0,305	8	1,405	0,7	2,456	0,06	3,239
37	0,332	7	1,475	0,6	2,512	0,05	3,291
36	0,358	6	1,556	0,5	2,575	0,04	3,353
35	0,385	5,0	1,645	0,45	2,611	0,03	3,431
34	0,412	4,5	1,694	0,40	2,651	0,02	3,540
33	0,440	4,0	1,750	0,35	2,696	0,015	3,614
32	0,468	3,5	1,811	0,30	2,747	0,010	3,718
31	0,496	3,0	1,880	0,29	2,758	0,008	3,774
30	0,524	2,9	1,895	0,28	2,770	0,006	3,845
29	0,553	2,8	1,911	0,27	2,782	0,004	3,943
28	0,583	2,7	1,927	0,26	2,794	0,003	4,012
27	0,613	2,6	1,944	0,25	2,807	0,002	4,107
26	0,643	2,5	1,961	0,24	2,820	0,0015	4,172
25	0,674	2,4	1,979	0,23	2,834	0,0010	4,264
24	0,706	2,3	1,997	0,22	2,848	0,0005	4,417
23	0,739	2,2	2,016	0,21	2,863	0,0001	4,751
22	0,772	2,1	2,035	0,20	2,878	0,00001	5,200
21	0,807	2,0	2,054	0,19	2,894	0,000001	5,613

*) Wobec tego, że krzywa jest asymetryczną, a 50% jest osią symetrii, dla wartości wyższych od 50% odległości będą te same co dla odpowiednich wartości niższych od 50%.

Rzędna maximalna x równa się rzędnej średniego x mniej iloczyn $(cs) \cdot (cv)$.

Stała a_1 jest odległością maximum x od początku krzywej, odległość średniej od początku będzie sumą:

$$a_1 + d = (cv) [\sqrt{4(cs)^2 + 7} - 2(cs)]$$

Po wyliczeniu stałych, ze znanych (cs) i (cv) można określić równanie krzywej częstości typu I dla danego szeregu spostrzeżeń. Rzędne krzywej czasów trwania obliczyć można z poniżej podanej Tabeli LI, podobnie jak dla krzywej typu III. Krzywa typu I różni się od krzywej typu III tylko na swych końcach, w części środkowej krzywe mało się różnią od siebie.

Rzędne obliczone teoretycznie ze znanych (cv) i (cs) nie będą ściśle zgodne z rzędnymi otrzymanymi z obserwacji, powinny jednak je wyrównywać, o ile obrano właściwy typ krzywej (I lub III). Prócz tabel LI i LII dla tych dwóch krzywych, podano także tabelę LIII, obliczoną przez Allen Hazen'a drogą prób, a zatem eksperymentalnie, z długiego szeregu spostrzeżeń na rzekach amerykańskich. Rzędne te mało odbiegają od typu III krzywej Pearson'a.

Metoda powyżej podana pozwala na drodze czysto rachunkowej znaleźć wartości odpowiadające dowolnie dłuższemu okresowi obserwacji, niż ten, który był podstawą obliczenia stałych krzywej. Wobec tego jednak, że okres obserwacyjny jest za krótki aby stała asymetrii dała się ściśle wyznaczyć, Foster zaleca wprowadzenie poprawki we współczynnik (cs) , zależny od liczby obser-

T A B E
Mnożnik współczynnika (cv) do dodania lub odjęcia od
Krzywa Pear

Spółczynnik asym. (cs)	Liczba obserwacji ponad przeciętną %	Liczba procentowa spostrzeżeń										
		0,000001	0,00001	0,0001	0,001	0,01	0,1	1,0	5,0	10,0	20,0	30,0
0	50,0	+2,64	+2,63	+2,62	+2,59	+2,53	+2,39	+2,08	+1,64	+1,34	+0,92	+0,57
0,2	48,4	-3,06	-3,04	-3,00	-2,94	-2,83	-2,66	-2,25	-1,72	-1,37	-0,89	-0,54
0,4	46,7	-3,54	-3,49	-3,44	-3,35	-3,18	-2,95	-2,42	-1,79	-1,39	-0,87	-0,50
0,6	45,1	-4,06	-4,00	-3,92	-3,80	-3,59	-3,24	-2,58	-1,85	-1,41	-0,85	-0,45
0,8	43,4	-4,62	-4,55	-4,43	-4,27	-4,00	-3,55	-2,75	-1,90	-1,42	-0,83	-0,41
1,0	41,8	+5,20	+5,10	+4,95	+4,75	+4,42	+3,85	+2,92	+1,95	+1,43	+0,80	+0,37
1,2	40,1	-5,8	-5,70	-5,50	-5,25	-4,83	-4,15	-3,09	-1,99	-1,43	-0,77	-0,33
1,4	38,5	-6,5	-6,35	-6,05	-5,75	-5,25	-4,45	-3,25	-2,03	-1,42	-0,73	-0,29
1,6	36,8	-7,2	-6,95	-6,65	-6,25	-5,67	-4,75	-3,40	-2,07	-1,41	-0,69	-0,24
1,8	35,2	+7,8	+7,6	+7,2	+6,75	+6,08	+5,05	+3,54	+2,10	+1,39	+0,64	+0,19
2,0	33,5	+8,5	+8,2	+7,8	+7,25	+6,50	+5,35	+3,67	+2,13	+1,37	+0,58	+0,13

TABELA LIII.
Allen Hazen'a

Spółczynnik asym. (cs)	Liczba obser- wacji ponad przeciętną w %	Liczba procentowa spostrzeżeń									Odpowiedni spółcz. zmien- ności (cc)
		99 —	95 —	80 —	50 —	20 +	5 +	1 +	0,1 +	0,01 +	
0	50,0	2,32	1,64	0,84	0	0,84	1,64	2,32	3,09	3,72	0
0,1	49,4	2,25	1,62	0,85	0,02	0,84	1,67	2,40	3,24	3,96	0,03
0,2	48,7	2,18	1,59	0,85	0,03	0,83	1,71	2,48	3,39	4,20	0,06
0,3	48,1	2,12	1,56	0,85	0,05	0,83	1,74	2,56	3,55	4,45	0,10
0,4	47,5	2,05	1,53	0,85	0,06	0,82	1,76	2,64	3,72	4,72	0,13
0,5	46,9	1,99	1,50	0,85	0,08	0,82	1,79	2,72	3,90	5,00	0,16
0,6	46,3	1,92	1,47	0,85	0,09	0,81	1,81	2,80	4,08	5,30	0,20
0,7	45,6	1,86	1,44	0,85	0,11	0,80	1,84	2,89	4,28	5,64	0,23
0,8	45,0	1,80	1,41	0,85	0,12	0,79	1,86	2,97	4,48	6,00	0,27
0,9	44,4	1,73	1,38	0,85	0,14	0,77	1,88	3,06	4,69	6,37	0,30
1,0	43,7	1,68	1,34	0,84	0,15	0,76	1,90	3,15	4,92	6,77	0,33
1,1	43,1	1,62	1,31	0,84	0,17	0,75	1,92	3,24	5,16	7,23	0,37
1,2	42,5	1,56	1,28	0,83	0,18	0,74	1,94	3,33	5,40	7,66	0,41
1,3	41,9	1,51	1,25	0,83	0,19	0,72	1,96	3,41	5,64	8,16	0,44
1,4	41,3	1,46	1,22	0,82	0,20	0,71	1,98	3,50	5,91	8,66	0,48
1,5	40,7	1,41	1,19	0,81	0,22	0,69	1,99	3,59	6,18	9,16	0,51
1,6	40,1	1,36	1,16	0,81	0,23	0,67	2,01	3,69	6,48	9,79	0,55
1,7	39,5	1,32	1,13	0,80	0,24	0,66	2,02	3,78	6,77	10,40	0,59
1,8	38,9	1,27	1,10	0,79	0,25	0,64	2,03	3,88	7,09	11,07	0,62
1,9	38,3	1,23	1,07	0,78	0,26	0,62	2,04	3,98	7,42	11,83	0,66
2,0	37,7	1,19	1,05	0,77	0,27	0,61	2,05	4,07	7,78	12,60	0,70
2,1	37,1	1,15	1,02	0,76	0,28	0,59	2,06	4,17	8,13	13,35	0,74
2,2	36,5	1,11	0,99	0,75	0,29	0,57	2,07	4,27	8,54	14,30	0,78
2,3	35,9	1,07	0,96	0,74	0,30	0,55	2,07	4,37	8,95	15,25	0,82
2,4	35,3	1,03	0,94	0,73	0,31	0,53	2,08	4,48	9,35	—	0,86
2,5	34,7	1,00	0,91	0,72	0,31	0,51	2,08	4,58	9,75	—	0,90
2,6	34,1	0,97	0,89	0,71	0,32	0,49	2,09	4,68	10,15	—	0,94
2,7	33,5	0,94	0,86	0,69	0,33	0,47	2,09	4,78	10,65	—	0,98
2,8	32,9	0,91	0,84	0,68	0,33	0,45	2,09	4,89	11,20	—	1,03
2,9	32,3	0,87	0,82	0,67	0,34	0,43	2,09	5,01	11,75	—	1,08
3,0	31,8	0,84	0,79	0,66	0,34	0,41	2,08	5,11	12,30	—	1,12
3,2	30,6	0,78	0,74	0,64	0,35	0,37	2,06	5,35	13,50	—	1,22
3,4	29,4	0,73	0,69	0,61	0,36	0,32	2,04	5,58	—	—	1,33
3,6	28,2	0,67	0,65	0,58	0,36	0,28	2,02	5,80	—	—	1,44
3,8	27,0	0,62	0,61	0,55	0,36	0,23	1,98	6,10	—	—	1,57
4,0	25,7	0,58	0,56	0,52	0,36	0,19	1,95	6,50	—	—	1,70
4,5	22,2	0,48	0,47	0,45	0,35	0,10	1,79	7,30	—	—	2,10
5,0	19,2	0,40	0,40	0,39	0,34	0	1,60	8,20	—	—	2,50

nie arytmetyczną lecz logarytmiczną, czyli weźmiemy w rachubę nie y lecz $\log y$. Podziałka Allen Hazen'a jest konstruowana dla logarytmicznej podziałki rzędnych.

Stosowanie wielu podziałek prawdopodobieństwa, o różnem (cs) przedstawiałyby duże techniczne trudności. Prościej będzie

T A B E L A LIV.

Poprawka $\left(1 + \frac{8,5}{n} \right)$ dla pewnej liczby spostrzeżeń.

n	$1 + \frac{8,5}{n}$	n	$1 + \frac{8,5}{n}$	n	$1 + \frac{8,5}{n}$	n	$1 + \frac{8,5}{n}$	n	$1 + \frac{8,5}{n}$
11	1,775	26	1,327	41	1,207	56	1,152	71	1,120
12	1,708	27	1,315	42	1,202	57	1,149	72	1,118
13	1,653	28	1,303	43	1,198	58	1,147	73	1,117
14	1,608	29	1,293	44	1,193	59	1,144	74	1,115
15	1,567	30	1,283	45	1,189	60	1,142	75	1,113
16	1,530	31	1,274	46	1,185	61	1,139	76	1,112
17	1,500	32	1,265	47	1,181	62	1,137	77	1,111
18	1,472	33	1,257	48	1,177	63	1,135	78	1,109
19	1,447	34	1,250	49	1,174	64	1,133	70	1,108
20	1,425	35	1,243	50	1,170	65	1,131	80	1,107
21	1,405	36	1,236	51	1,167	66	1,129		
22	1,386	37	1,230	52	1,164	67	1,127		
23	1,370	38	1,224	53	1,161	68	1,125		
24	1,354	39	1,218	54	1,158	69	1,123		
25	1,340	40	1,212	55	1,155	70	1,122		

zatem nanosić krzywe na jednej tylko podziałce o (cs) równem zeru, czyli na zwykłej podziałce prawdopodobieństwa, zgodnej z teorią błędów, przyczem w zależności od wielkości (cs), krzywa będzie mniej lub więcej odbiegać od prostej.

Tok obliczenia przedstawia się zatem następująco: na papierze z podziałką długości odpowiadającej normalnej teorii błędów [$(cs) = 0$], zaś wysokości arytmetyczną lub logarytmiczną, nanosimy punkty krzywej obliczone w % podług wzoru:

$$P\% = \frac{2m - 1}{2n} \cdot 100$$

gdzie n jest liczbą spostrzeżeń, zaś m kolejną obserwacją. O ile punkty naniesione dadzą się wyrównać prostą—czynimy to, o ile zaś nie—wyrównujemy naniesione punkty krzywą, która z reguły ma bardzo dużą krzywiznę, da się więc z łatwością przedłużyć poza punkty obserwacji. O ile mamy obliczone dla danego szeregu obserwacji wartości (cs) i (cv), z tabel LI, LII lub LIII obli-

czyimy teoretyczne punkty krzywej, odpowiadającej wartościom współczynników (*cv*) i (*cs*). Punkty te nanosimy i szukamy takiego typu krzywej, który da punkty najbardziej zgodne z punktami obserwowanemi.

PRZYKŁAD OBLICZENIA KRZYWEJ CZĘSTOŚCI I CZASÓW TRWANIA
DLA SERJI 77-LETNIEJ OBSERWACJI OPADÓW ROCZNYCH W KRAKOWIE.

Obserwacje rocznych sum opadowych w Krakowie za czas od 1852 r. do 1929 r., z wyjątkiem 1914 r., dadzą się uporządkować pod względem wysokości opadów. Średni opad z 77 lat wynosi: 684,4 mm. Obliczono stosunek poszczególnych opadów do średniej, odchyłkę od średniej, kwadrat i sześcián tej odchyłki. Cyfry zestawiono w tabeli LV.

TABELA LV.

Lp.	m/m	$\frac{h}{h_{sr}}$	$v = \frac{h}{h_{sr}} - 1$		v^2	v^3	v^3
			+	-			
1	1073	1,5678	0,5678	—	0,32240	0,183059	—
2	964	1,4085	0,4085	—	0,16687	0,068166	—
3	954	1,3939	0,3939	—	0,15516	0,061117	—
4	926	1,3530	0,3530	—	0,12461	0,043987	—
5	901	1,3165	0,3165	—	0,10017	0,031704	—
6	896	1,3092	0,3092	—	0,09560	0,029559	—
7	893	1,3048	0,3048	—	0,09290	0,028316	—
8	857	1,2522	0,2522	—	0,06360	0,016040	—
9	844	1,2332	0,2332	—	0,05438	0,012681	—
10	843	1,2317	0,2317	—	0,05368	0,012438	—
11	839	1,2259	0,2259	—	0,05103	0,011528	—
12	826	1,2069	0,2069	—	0,04281	0,008857	—
13	825	1,2054	0,2054	—	0,04219	0,008666	—
14	819	1,1967	0,1967	—	0,03869	0,007610	—
15	806	1,1777	0,1777	—	0,03158	0,005612	—
16	801	1,1704	0,1704	—	0,02904	0,004948	—
17	791	1,1557	0,1557	—	0,02424	0,003774	—
18	786	1,1485	0,1485	—	0,02205	0,003274	—
19	775	1,1324	0,1324	—	0,01753	0,002321	—
20	770	1,1251	0,1251	—	0,01565	0,001958	—
21	757	1,1061	0,1061	—	0,01126	0,001195	—
22	754	1,1017	0,1017	—	0,01034	0,001052	—
23	746	1,0900	0,0900	—	0,00810	0,000729	—
24	746	1,0900	0,0900	—	0,00810	0,000729	—
25	740	1,0812	0,0812	—	0,00659	0,000535	—
26	740	1,0812	0,0812	—	0,00659	0,000535	—
27	727	1,0622	0,0622	—	0,00387	0,000241	—
28	721	1,0535	0,0535	—	0,00286	0,000153	—
29	720	1,0520	0,0520	—	0,00270	0,000140	—
30	710	1,0374	0,0374	—	0,00140	0,000052	—
31	709	1,0359	0,0359	—	0,00129	0,000046	—
32	709	1,0359	0,0359	—	0,00129	0,000046	—
33	705	1,0301	0,0301	—	0,00091	0,000027	—
34	705	1,0301	0,0301	—	0,00091	0,000027	—
35	704	1,0286	0,0286	—	0,00082	0,000023	—
36	704	1,0286	0,0286	—	0,00082	0,000023	—
37	700	1,0228	0,0228	—	0,00052	0,000012	—
38	696	1,0169	0,0169	—	0,00028	0,000005	—

Lp.	m/m	$\frac{h}{h_{sr}}$	$v = \frac{h}{h_{sr}} - 1$		v^2	v^3	v^3
			+	-			
39	684	0,9994	—	0,0006	0,00000	—	0,000000
40	677	0,9892	—	0,0108	0,00012	—	0,000001
41	672	0,9819	—	0,0181	0,00033	—	0,000006
42	664	0,9702	—	0,0298	0,00089	—	0,000026
43	656	0,9585	—	0,0425	0,00181	—	0,000077
44	652	0,9527	—	0,0473	0,00224	—	0,000106
45	647	0,9453	—	0,0547	0,00299	—	0,000163
46	645	0,9424	—	0,0576	0,00332	—	0,000191
47	643	0,9395	—	0,0605	0,00366	—	0,000221
48	613	0,8957	—	0,1043	0,01088	—	0,001135
49	610	0,8913	—	0,1087	0,01182	—	0,001285
50	599	0,8752	—	0,1248	0,01557	—	0,001943
51	598	0,8738	—	0,1262	0,01593	—	0,002010
52	598	0,8738	—	0,1262	0,01593	—	0,002010
53	595	0,8694	—	0,1306	0,01706	—	0,002228
54	589	0,8606	—	0,1394	0,01943	—	0,002708
55	585	0,8548	—	0,1452	0,02108	—	0,003061
56	584	0,8533	—	0,1467	0,02152	—	0,003157
57	582	0,8504	—	0,1496	0,02238	—	0,003348
58	581	0,8489	—	0,1511	0,02283	—	0,003450
59	580	0,8475	—	0,1525	0,02326	—	0,003547
60	575	0,8402	—	0,1598	0,02554	—	0,004081
61	566	0,8270	—	0,1730	0,02993	—	0,005178
62	564	0,8241	—	0,1759	0,03094	—	0,005442
63	560	0,8182	—	0,1818	0,03305	—	0,006008
64	553	0,8080	—	0,1920	0,03686	—	0,007077
65	548	0,8007	—	0,1993	0,03972	—	0,007916
66	547	0,7992	—	0,2008	0,04032	—	0,008096
67	545	0,7963	—	0,2037	0,04149	—	0,008452
68	541	0,7905	—	0,2095	0,04389	—	0,009195
69	533	0,7788	—	0,2212	0,04893	—	0,010823
70	533	0,7788	—	0,2212	0,04893	—	0,010823
71	527	0,7700	—	0,2300	0,05290	—	0,012177
72	518	0,7569	—	0,2431	0,05910	—	0,014367
73	503	0,7349	—	0,2651	0,07028	—	0,018631
74	483	0,7057	—	0,2943	0,08661	—	0,025489
75	464	0,6780	—	0,3220	0,10368	—	0,033385
76	457	0,6677	—	0,3323	0,11042	—	0,036693
77	449	0,6560	—	0,3440	0,11834	—	0,040709
	52702				2,86681	0,551185	0,295205

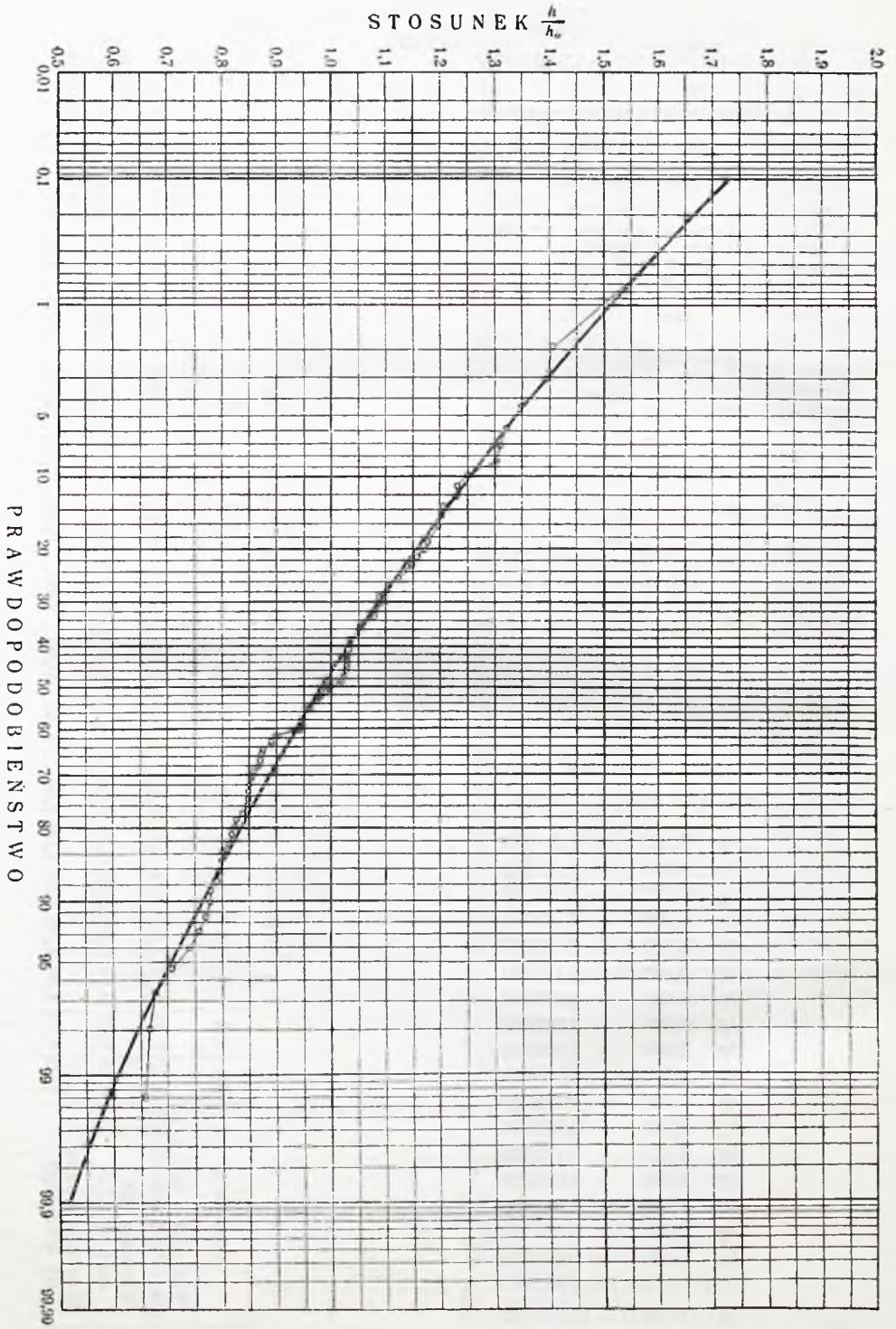
$$h_{sr} = 684,4$$

1. Obliczenie współczynników (cs) i (cv):

$$\Sigma (v^2) = 2,86681$$

$$\Sigma (v^3) = 0,551185 - 0,295205 = 0,25598$$

$$cv = \sqrt{\frac{(v^2)}{n-1}} = \sqrt{\frac{2,86681}{77-1}} = 0,194$$



Rys. 61.

Krzywa czasów trwania sum opadu rocznego w Krakowie. Typ Pearson'a III.

$$\text{lub } \lg \left(\frac{1}{\Gamma(p+1)} \right) = \text{colg } \Gamma(p+1)$$

$$\text{colg } \Gamma(18,921) = \overline{16,293659}$$

$$\begin{aligned} \lg 100 &= 2,000000 \\ \lg \gamma &= \underline{1,350220} \\ \text{colg } \Gamma(p+1) &= \overline{16,293659} \\ \lg c &= \underline{13,643879} \end{aligned}$$

$$c = 44042 \cdot 10^{-17}$$

$$z = \gamma(a+y) = 17,920998 + 22,398 y$$

Równanie krzywej częstotliwości:

$$x = c \cdot z^p \cdot e^{-z}$$

Podstawiając wartości współczynników otrzymujemy:

$$x = \frac{44042 (17,92 + 22,398 y)^{17,921}}{10^{17} e^{(7,92 + 22,398 y)}}$$

y	z	$\lg z$	$17,921 \lg z$	$z \lg e$	$\lg x$	x
0,8	35,8394	1,5544	27,85640	15,56469	1,93541	0,86
0,7	33,5996	1,5263	27,35282	14,59197	0,40455	2,54
0,6	31,3598	1,4963	26,81519	13,61925	0,83964	6,91
0,5	29,1200	1,4641	26,23813	12,64652	1,23531	17,19
0,4	26,8802	1,4244	25,61628	11,67380	1,58608	38,56
0,3	24,6404	1,3916	24,93886	10,70108	1,88148	76,11
0,2	22,4006	1,3502	24,19693	9,72836	2,11227	125,50
0,1	20,1608	1,3043	23,37436	8,75630	2,26200	182,90
0,0	17,9210	1,2533	22,44040	7,78290	2,32120	209,50
-0,1	15,6812	1,1953	21,42097	6,81018	2,25449	179,70
-0,2	13,4414	1,1284	20,22205	5,83746	2,28290	106,70
-0,3	11,2016	1,0492	18,80271	4,86474	1,58167	38,17
-0,4	8,9618	0,9524	17,06796	3,89202	0,81964	6,60
-0,5	6,7220	0,8276	14,83142	2,91929	1,55583	0,36
-0,6	4,4822	0,6516	11,67732	1,94657	3,37445	0,002
-0,7	2,2424	0,3506	6,28310	0,97385	8,95295	0,00
-0,8	0,0026	3,4150	—	—	—	0,00

y = odległość od x max. (mode).

Na rys. 61 przedstawiono wykres krzywej czasu trwania sum opadowych rocznych podług obserwacji oraz na podstawie obliczonych współczynników (cv) i (cs), przy przyjęciu typu III krzywych Pearson'a. Podziałka długości jest podziałką prawdopodobieństwa zwykłej teorii błędów, podziałka wysokości jest arytmetyczną.

E R R A T A.

Str.	gdzie:	zamiast:	powinno być:
6	wiersz 3 z góry	$e_h = e_0 10 - \frac{h}{6300}$	$e_h = e_0 10^{-\frac{h}{6300}}$ ✓
20	wiersz 10 z góry	od morza	ku morzu
26	wiersz 1 z dołu	V	VI
41	w tabeli XII przestawione nadpisy	„lata mokre“	„lata suche“ ✓
„	wiersz 6 z dołu	faliste	falistej
45	wiersz 14 z góry	St.	dr.
65	wiersz 6 z dołu	0,8	0,1 mm
78	wiersz 10 z góry	t^0	t_0
84	wiersz 3 z góry	$(1 - I_{max} 0,001032 \sqrt[4]{A})$	$(1 - I_{max} 0,001032 \sqrt[4]{A})$
85	wiersz 7 z dołu	obraz	obszar
99	wiersz 1 z dołu	parowania	parowanie
„	wiersz 1 z dołu	przeziąkania	przeziąkanie
105	Tabela XXII	Göttingen ²	Göttingen
„	Tabela XXII	Małopolska	Małopolska ²
109	wiersz 9 z dołu	wilgotność	brak wilgotności
„	wiersz 1 z dołu	K	R
131	wiersz 13 z dołu	przyptyw	przepływ
133	wiersz 3 z góry	odpływu	od odpływu
141	wiersz 1 z dołu	7,70	0,77
148	wiersz 8 z dołu	równa się	równa
148	wiersz 7 z dołu	odpowiada to	odpowiada
155	wiersz 15 z dołu	$f_I(I)_{\vartheta_1 - \vartheta_2}$	$f_I(I)_{\vartheta_2 - \vartheta_1}$
156	wiersz 18 z góry	S_{sr}	$S_{sr br}$
156	wiersz 19 z góry	S_{br}	$S_{sr br}$
157	wiersz 13 z góry	$\varepsilon_r(r)$	$\varepsilon_v(v)$
158	wiersz 1 z góry	$a = 1$	$a \stackrel{.}{=} 1$
177	wiersz 9 z dołu	$O = H(11 - 0,29H) M$	$O = H(11 + 0,29H) M$
180	wiersz 4 z góry	warstwie	warstwic
182	wiersz 8 z góry	zmianę	znamię
187	wiersz 3 z góry	Q_{sr}	q_{sr}
188	Tabela XXXVIII	h^2	k_2
188	wiersz 3 z góry	wyrażony	wyrażonem
204	wiersz 3 z góry	granicach	granicach
204	wiersz 2 z dołu	$21 \sqrt{A_{km}}$	$21 \sqrt{A_{km^2}}$
207	wiersz 14 z dołu	rozwiązałby	rozwiązałoby
208	wiersz 3 z dołu	rozrazu	rodzaju
212	wiersz 10 z dołu	zlewni.	zlewni,
216	wiersz 15 z góry	dodanego	do danego
222	Rys. 60. Odcinek „a“ wyraża odległość od początku max., a nie do średniej.	krzywej do odciętej	
227	wiersz 6 z góry	$p(p-1)\Gamma(p-1) =$	$p(p-1)\Gamma(p-1) =$ it.d.
239	wiersz 13 z góry	asymetryczną	symetryczną
229	wiersz 3 z dołu	$x = \frac{\dots}{10^{17} e^{(7 \cdot 92 + 22 \cdot 398H)}}$	$x = \frac{\dots}{10^{17} e^{(17 \cdot 92 + 22 \cdot 398H)}}$