

Średnie natężenie I maleje w miarę zwiększania terenu obserwowanego. Znając już I max. można ująć we wzór zależność między I max. i I śr. uwzględniając wielkość obszaru objętego opadem; a więc dla Lwowa:

$$I_{\text{śr.}} = I_{\text{max}} / 1 - 0,001032 I_{\text{max}} \sqrt{A}$$

A w hektarach, I_{max} według poprzedniego wzoru/

Jak różne mogą być, w zależności od czasu, natężenia opadów burzowych można przekonać się z następującej tabelki, obliczonej dla Niemiec, przytem I mierzone jest w milimetrach na minutę.

t:	1	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	90
I ^m /m:	3,5	3,1	2,8	2,6	2,3	2,1	1,9	1,7	1,5	1,4	1,2	1,1	1,0	0,9

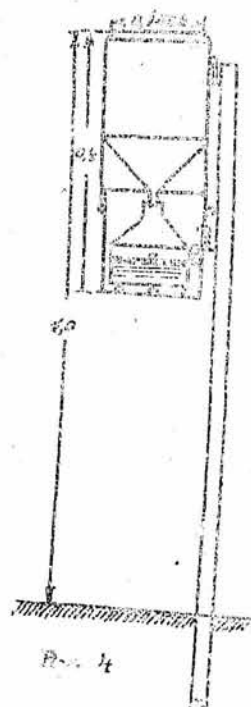
W Warszawie zmierzono maximum 17/8 1916 w ciągu 10' spadło 23,7^m/m.

Pomiary opadów.

Pomiaru opadów dokonywa się przy pomocy deszczomierzy /ombrometrów/ i śniegowskazów, a gdy idzie o samoczynne ich zapisywanie, to przy pomocy ombrografów.

U nas używane bywają dwa typy ombrometrów.

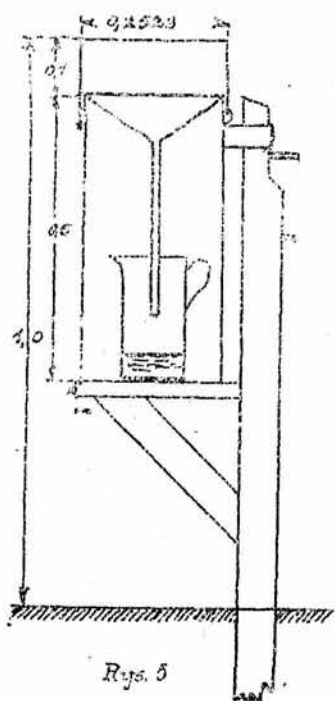
Ombrometr Hellmana. Ma on kształt walca z blachy cynkowej, o wysokości 46 cm. U góry znajduje się otwór o średnicy 159,6 mm., a powierzchni 200 cm². Walec ten składa się z dwóch części: górnej z lejkiem i dolnej, zawierającej



zbiornik do wody. Zbiornik ten oddzielony jest od powierzchni zewnętrznej walca warstwą powietrza o grubości 3 cm. dla ochrony od parowania wody zgromadzonej w zbiorniku. Walec ten ma odpowiednie urządzenie, pozwalające na umieszczenie go na słupie. Odległość między powierzchnią gruntu i górnym otworem walca wynosi

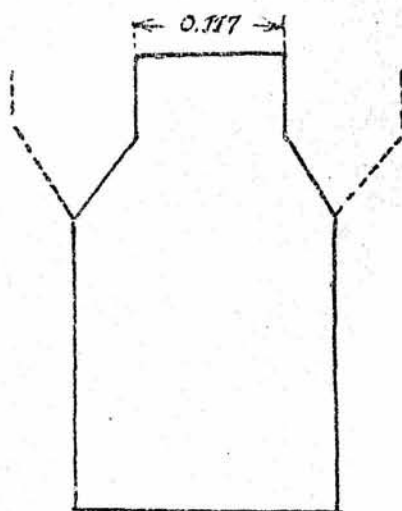
1 m. Górny otwór winien mieć położenie ściśle poziome i wystawać nieco ponad koniec słupa. Deszczomierz winien być umieszczony tak, aby opad nawet podczas silnego wiatru, dochodził swobodnie ze wszystkich stron, a więc nie zbyt blisko zabudowań, ścian lub drzew. Aby zmierzyć wysokość spadłej wody, przelewamy ją do specjalnego szklanego naczynia, zaopatrzonego w podziałkę, dostosowaną do powierzchni deszczomierza.

2. Deszczomierz typu austriackiego, używany w Małopolsce, jest większy, ma otwór o średnicy 0,2523 m. i powierzchni 500 cm². Górna część naczynia jest jednocześnie lejkiem, pod który podstawia się naczynie zbierające opady. W zimie odejmuje się lejek i naczynie, a śnieg wpada wprost do puszki zewnętrznej.



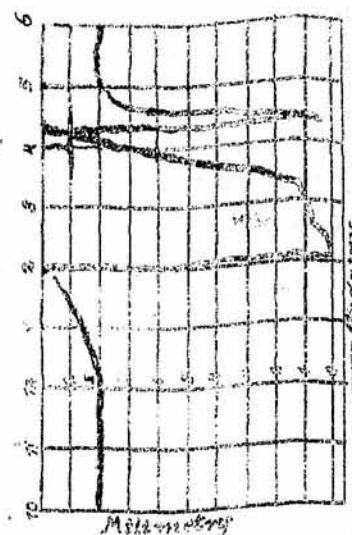
Totalizatory. Chcąc mierzyć opady na szczytach niedostępnych gór, używa się t.zw. totalizatorów, które zbierają opady z całego roku. Powierzchnia otworu jest w nich mała w stosunku do przekroju naczynia i wynosi zaledwie 100 cm^2 . Do naczynia tego wlewa się wodny roztwór chlorku wapnia, który sprawia, że śnieg w zetknięciu z nim, natychmiast topnieje. Aby zapobiedz parowaniu, wlewa się nieco oleju wazelinowego,

który cienką warstwą pokrywa ciecz zawartą w naczyniu. Znając koncentrację roztworu przed i po pomiarze, możemy obliczyć opad. Przyrząd ten pozwala jedynie na pomiar sumy opadów rocznych, czasem miesięcznych, gdy dostęp do niego łatwy. Ponieważ opady zimowe topnieją tylko co pewien czas, przeto ważne jest poznanie zapasu śniegu w postaci niestopionej; pomiar uskutecznia się przy pomocy łatwy śnie-



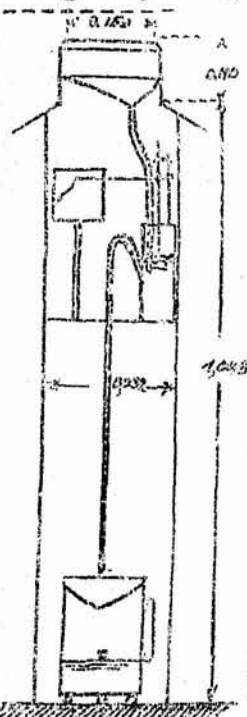
Rys. 6.

goważkowej, zaopatrzonej w centymetrową podziałkę. Łatę taką zawsze należy umieszczać w takich miejscach, co do których mamy pewność, że utworzy się na nich normalna warstwa śniegowa: śnieg nie zostanie ani nawiany, ani wywiany. Obok tej łatki umieszcza się zwykłą deskę, na której odmierza się warstwę świeżo spadłego śniegu; po każdorazowym odczycie śnieg od deski odgarnia się. Z warstwy śniegu o grubości 1 cm. otrzymuje się warstwę wody o wysokości 1 do 5 mm, najczęściej jednak - 2 mm.



Rys. 7

Ombrografy są to ombrometry połączone z aparatem rege-



Rys. 8.

stracyjnym; działanie ich polega na tem, że w naczyniu zbierającym deszcz znajduje się pływak, połączony za pomocą dźwigni z piórkiem, które notuje na papierze umieszczonym na bębnie, każdorazowy stan wody w naczyniu. Bęben wprowadzony jest w ruch obrotowy przy pomocy mechanizmu zegarowego. Skoro naczynie zostanie napełnione, woda automatycznie wylewa się przy pomocy lewara, pływak wraz z piórkiem

opada i zaczyna kreślić na nową,

Do należytego poznania opadów potrzebna jest gęsta sieć ombrometryczna. Średnio jeden ombrometr powinien wypadać na 50 - 100 km². Na równinach sieć ta może być rzadsza, natomiast w okolicach górzystych powinna być tak gęsta, aby można było określić wpływ wysokości nad poziomem morza, kierunku dolin i t.d. na ilość opadów.

Ombrografy tylko wtedy dają dobre rezultaty, gdy jeden ombrograf wypada na 1 km².

Ta woda, która dostanie się na ziemię, nie dostaje się w całości do odpływu, część jej przedostaje się w głąb ziemi, skąd po pewnym czasie, przynajmniej częściowo wydostaje się na powierzchnię ziemi w postaci źródeł; część paruje a reszta dopiero odpływa bezpośrednio. Opad dzieli się więc na trzy części. Stosunek ich do siebie zależy od bardzo wielu czynników i jest bardzo urozmaicony.

Parowanie.

Parowanie w przeważnej części odbywa się na powierzchni mórz. Według pomiarów Brücknera z mórz paruje 82% a z lądów 18% opadów. Parowanie na lądzie nie wszędzie jest jednakowe, zależy ono od położenia geograficznego, nachylenia stoków, ilości opadów, temperatury, ciśnienia barometrycznego, kierunku wiatrów, kształtu terenu i roślinności; oczywiście w znacznym bardzo stopniu zależy od po-

ry roku i pory dnia. Parowanie, dzięki naczyńcom włoskowatym, sięga równie w głąb gleby. osiędzając ją wskutek tego. Wskutek orki i bronowania, naczyńca włoskowate ulegają zniszczeniu, a ziemia zatrzymuje wilgoć i ciepło. Wzrost ciśnienia zmniejsza parowanie, a wiatr zwiększa je bardzo znacznie.

Duży wpływ na parowanie wywierają lasy, zatrzymują one około $\frac{1}{3}$ całego opadu, a z tej ilości, która przedostanie się do ziemi, paruje bardzo niewiele. Lasy hamują również odpływ i z tych wszystkich względów są bardzo dobrym regulatorem sód.

Doświadczenia Ebermayera wykazały, że skoro parowanie z powierzchni wody wynosi 1
 ze na nagim gruncie " 0,93
 w lesie 0,35
 " na porośniętym gruncie 0,13

Wielkość parowania w różnych miejscach odnosimy zwykle do parowania z powierzchni wody: np. w południowej Ameryce wynosi ono 3520^{mm}/m, w Rzymie 2462^{mm}/m, w Kopenhadze 209^{mm}/m. U nas parowanie określić można z następującej tabliczki:

miesiąc:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rocznie
wiatr:	34	41	41	55	94	143	176	174	171	140	144	63	1246mm.
ciężka:	22	23	27	44	86	127	153	148	140	106	78	38	992 mm.

Pomiary parowania.

Najczęściej używanym przyrządem do pomiaru parowania jest przyrząd Wild-Füssa, który podobny jest do wagi listowej. Wieszczamy go na powierzchni wody i wprost odważamy tę wodę, która odparowała; znając powierzchnię szalki, z łatwością można określić wysokość odparowanej warstwy. Jeżeli czasie pomiaru pada deszcz, to równocześnie musimy zmierzyć ilość opadu na ombrometrze.

Przesiśkanie.

Ważną część wody pochodzącej z opadu wsiąka w ziemię. Nie jest ona zupełnie stracona dla odpływu, bo znacznej części, po upływie pewnego czasu, wydostaje się na powierzchnię ziemi w postaci źródeł, lub drogami podziemnymi dostaje się do rzek i jezior. Wydajność źródeł jest zazwyczaj ściśle związana ze zmiennością opadów. Nieliczna zaledwie ilość źródeł zawdzięcza swe istnienie wodzie głębokiej, powstałej skutkiem kondensacji pary, w wielkiej ilości zawartej w głębi ziemi, która skrapla się w zetknięciu chłodnym powietrzem, przedostając się w głąb ziemi. Te same czynniki, które powodują zmniejszenie parowania, wpływają na zwiększenie przesiskania, są to: niska temperatura, / ale powyżej zera / , pojemność wodna gruntu, grubo-

ziarnistość gruntu lasy, roślinność i t.d. Śnieg na niezmarzniętej ziemi waiaka przez całą zimę i powoduje obfitość wody w źródłach, śnieg na ziemi zmarzniętej topnieje a woda spływa. Przesiakanie w znacznym stopniu zależy od rodzaju gleby. Gra tu rolę nie tylko kształt i wielkość cząsteczek, ale i ich ułożenie. Wielkie też znaczenie ma rozmieszczenie pokładów n.p. 1/3 domieszki gliny czyni nieprzepuszczalnym piasek najbardziej gruboziarnisty. Badania wykazały, że do przebycia 0,3 m. woda potrzebuje :

w piasku 20 min.

w torfie 7 godz.

w ile 20 godz.

Roślinność, o ile pomaga parowaniu, o tyle przeszkadza przesiekaniu, gdyż pochłania wodę.

Doświadczenia Wellnego wykazały, że ze 100% opadu wsiaka:

w nagi piasek: 65%

porośnięty " : 14%

w naga glinę : 33%

porośnięta : 1,3%

w nagi torf : 44%

w porośnięty : 8,7%

Jednostkową przepuszczalnością nazywamy tę ilość wody, któ-

a pod ciśnieniem jednej atmosfery przejście przez kostkę cm^3 w ciągu jednostki czasu.

N. P.	Gr
Sz. ziarn w mm.	Jedn. prop. gram.
7 - 4	7.1 - 3.7
4 - 2	4.2 - 1.0
2 - 1	0.8 - 0.4
1 - 0.5	0.07 - 0.1
0.5 - 0.1	0.03
0.1 - 0.04	0.0001

Badania Otrockiego ilości wody w gruncie, wykazują:

	las	łąka	step	nagi grunt
na powierzchni	13,9%	5,6	9,7	3,5
5m. pod powierzchn.	15,1	14,9	15,4	19,7
Om. " "	12,4	15,0	15,4	16,3

Widzimy, że c. ile nagi grunt, skutkiem łatwego parowania na powierzchni mało wody, to wskutek silnego przesiąkania ma jej bardzo dużo w głębi. Najmniej wody w głębi ma s., choć skutkiem utrudnionego parowania jest na powierzchni najwilgotniejszy.

Wody rodzącej gruntu może pochłoniąć tylko pewną, ściśle określoną ilość wody. Ta ilość zależy od stosunku objętości przestrzeni próżnych do objętości przestrzeni, zajętych przez cząsteczki materiału.

W próżne przestrzenie zostaną wypełnione w zupełności wodą, to mówimy, że grunt jest nasycany, czyli osiągnął pełnię pojemności.

Pełną pojemność wyrażamy w % objętości

Pełna pojemność torfu wynosi	81%
" " humusu z piaskiem	55%
" " ziemi ogrodowej	51%
" " piasku	39%

Każdy rodzaj gruntu stale zachowuje pewną ilość wody.

Tę ilość nazywamy stałą wilgotnością.

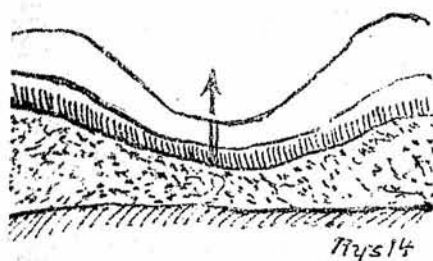
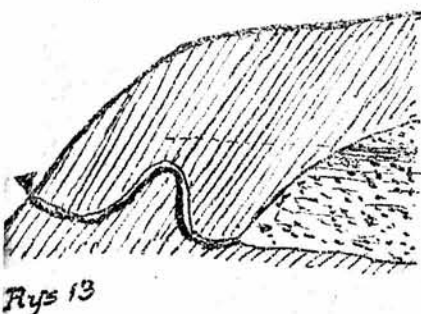
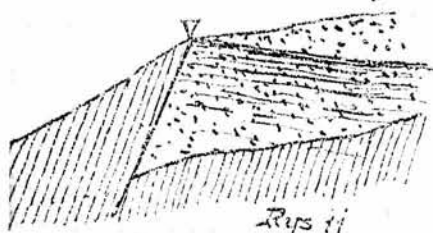
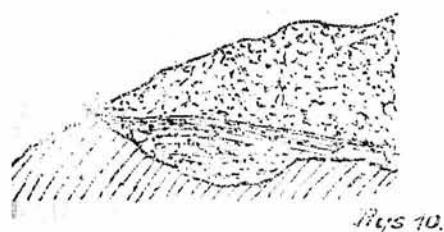
Stała wilgotność wapienia lub kredy 19% - 23%

" " granitu 0,37%

" " kwarcu 0,08%

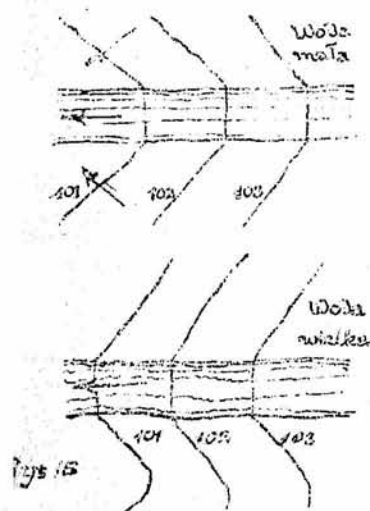
Woda gruntowa.

Warstwy skorupy ziemskiej nie są jednorodne, składają się one z materiałów o różnej przepuszczalności. Jeśli więc woda przesiąkając natrafi na warstwę mało przepuszczalną, gdy n.p. pod piaskiem leży pokład gliny, to zaczyna się gromadzić ponad nią i wypełnia przestrzenie próżne warstwy przepuszczalnej aż do pełnej pojemności. W ten sposób tworzą się zbiorniki wody podziemnej, zwanej wgłębną, gruntową, albo zaskórną, gdy znajduje się tuż pod powierzchnią. Gdy warstwa nieprzepuszczalna jest pochylona, to woda będzie po niej spływać, tworząc ścieki podziemne. Jeśli warstwa taka, skutkiem nierówności terenu wyjdzie na zewnątrz, to w tym miejscu zwykle powstaje źródło t.zw. warstwowe. Gdy źródło jest



połączone ze zbiornikiem wody podziemnej, nazywany jest przewodem. Zbiornik taki powstaje, gdy powierzchnia warstwy nieprzepuszczalnej ma zagłębienia; czasem również w miejscach, w których skutkiem uskoku jedna część warstwy nieprzepuszczalnej zostanie przesunięta względem drugiej wtedy źródło nazywane uskokuwem. Jeżeli woda dostanie się do szczelin skalnych i nie może wypływać, to mamy do czynienia ze źródłami szczelinowymi; gdy zaś w tych szczelinach utworzy się rodzaj lewaru, wtedy mamy do czynienia ze źródłami perijedycznymi, z przerywanym odpływem. Czasem warstwa przepuszczalna może być całkowicie przykryta warstwą nieprzepuszczalną; o ile woda znajduje się pod ciśnieniem, a w warstwie nieprzepuszczalnej utworzy się szczelina, wtedy woda wytryska sama przez się na powierzchnię; źródło takie nazywa się artezyjskie.

Jednak woda podziemna nie tylko w postaci źródeł występuje na powierzchni, często styka się ona bezpośrednio z wodą powierzchniową płynącą lub stojącą. Rzeki i jeziora w terenach przepuszczalnych stanowią jedną całość z otaczającą je wodą gruntową i wzajemnie na siebie oddziałują. Przy wyższym stanie wody powierzchniowej, część jej przesiąka w głąb ziemi. Przeciwnie przy niskich stanach wód powierzchniowych, są one zasilane przez wody głębsze. Jeżeli mamy pomiar wysokości zwierciadła wody głębszej, to łącząc punkty o jednakowej wysokości otrzymamy warstwice wody gruntowej. Z kształtu otrzymanych linii możemy poznać, czy woda gruntowa zasila rzekę, czy też jest odwrotnie.



z tego wszystkiego widzimy, że woda, która przesiąka w głąb ziemi, nie jest całkowicie stracona. Nie podobna jednak ściśle określić tej ilości wody, która pozostaje w głębi ziemi. W rezultacie, zmierzyć możemy tylko dwie ilości: opad i odpływ, a wszystko to, co wpływa na zmniejszenie odpływu, nazywamy stratą.

Odpływ.

z powodu różnorodności czynników, które wpływają na straty, wykazuje bardzo wielką zmienność stosunku odpływu do opadu.