

## ROZDZIAŁ V.

### BADANIA OBJĘTOŚCIOWE.

#### 1. Zasoby wód gruntowych.

Ułamkowe wiadomości, jakie posiadamy o zbiornikach podziemnych wód gruntowych, nieznaczne głębokości do jakich sięgają nasze badania, nie pozwalają na przybliżone choćby oszacowanie objętości wód, znajdujących się w głębi ziemi. To też obliczenia, dokonywane przez różnych autorów, różnią się od siebie bardzo znacznie. I tak Delesse (1861), określa objętość wód podziemnych w postaci warstwy wody jednostajnie rozłożonej na całym globie o wysokości 2300 mm, Halbfass (1916) oblicza na podstawie badań w okolicy Berlina i w dolinie Renu, wodę znajdującą się tylko w pokładach alluwjalnych i dyluwjalnych, jako równoważną warstwie o wysokości równej podwójnej wysokości opadów rocznych, zatem 1000 do 1500 mm. Slichter (1902) podaje objętość wód gruntowych równą warstwie 998 mm, rozłożonej jednostajnie na całej powierzchni ziemi. Znacznie niżej szacują objętość wód podziemnych Van Hise (1904) i Fuller (1906), podając ją w postaci warstwy wody o wysokości 68 mm, względnie 30 mm.\*).

Obliczenia te, nie posiadające zresztą praktycznego znaczenia, wykazują, jak dalecy jesteśmy od poznania rzeczywistych wartości. Podobnie nie jesteśmy też w stanie zbadać, czy ogólna ilość wód podziemnych ulega zmianom. Badania zmian poziomu zwierciadła wód gruntowych, sięgające zaledwie 100 lat, nie dają pod tym względem żadnych wskazówek, zmiany jednak klimatyczne, których świadectwem są procesy geologiczne i biologiczne, nakazują przypuszczać, że w okresach geologicznych, zmiany takie zachodzić musiały.

---

\*) Imbeaux<sup>5)</sup>

Nieco bliżej prawdy będziemy jeśli zajmiemy się jedynie wodą powracającą na powierzchnię ziemi w postaci odpływów, które zasilają ścieki w ciągu pewnego okresu. Wprawdzie wystąpienia wody są tak częste i tak różnorodne, oraz zmienne w czasie, że obliczanie objętości na podstawie pomiaru odpływów wód wgłębnych należy uważać za niemożliwe, ale badania zmian w przepływie w samych ściekach, mogą dać pewne wskazówki do oszacowania udziału wód podziemnych w tych przepływach.

Z pewnem prawdopodobieństwem można przyjąć, że w ciągu długich okresów bezdeszczowych, po wyczerpaniu retencji powierzchniowych, jedynym źródłem zasilania ścieków będą wody podziemne. Odpływ wód podziemnych nie będzie jednak stały, ale w miarę wyczerpywania się zbiorników podziemnych będzie ustawicznie malał. I tak np. dotychczas spostrzeżone minimalne odpływy Wisły spadają do  $1,2 l/km^2$  i *sek*, w poszczególnych jednak częściach dorzecza opadają poniżej  $1,0 l/sek$  i  $km^2$ . Znając prawa zmniejszania się przepływów, można określić średni odpływ wód podziemnych dla danego dorzecza. W całym dorzeczu Wisły średni przepływ waha się w granicach  $4-5 l/sek$  i  $km^2$ . Należy przypuścić, że odpływ wód gruntowych nie dochodzi w swoim maximum do tej wartości. Jako najprawdopodobniejszą wartość dla średniego odpływu wód podziemnych można przyjąć przepływ na powierzchni, odpowiadający średniemu minimum. Będzie to zatem dla Wisły odpływ jednostkowy około  $2 l/sek$  i  $km^2$ , któremu odpowiada w roku warstwa wody o wysokości  $63 mm^*$ ). Ponieważ średni opad w dorzeczu Wisły wynosi  $560 mm$ , przeto odpływ wód wgłębnych wynosiłby  $11,3\%$  opadu rocznego. Ponieważ cały przepływ na Wiśle wynosi  $28\%$  opadu, przeto udział w odpływie wód wgłębnych wyniósłby około  $40\%$ . Udział ten maleje w miarę posuwania się do źródeł, średnie minimum bowiem wzrasta nieznacznie, opady natomiast rosną względnie szybko. O ile określenie objętości wody w wielkich zbiornikach podziemnych, a nawet dokładne określenie udziału wód wgłębnych w przepływach wielkich ścieków natrafia na trudności, to oznaczenie tych wartości dla poszczególnych źródeł lub niewielkich ścieków o jednorodnym charakterze, jest zawsze możliwe.

---

\*) Dla okolic Berlina oznaczył K o e h n e \*) dopływ wód gruntowych na  $3 l/sek$  i  $km^2$  tj.  $94,6 mm$ .

## 2. Wydajność źródeł.

Wydajność źródeł może być zmierzona bezpośrednio na odpływie. Metody w tym celu używane należą do działu badań wód powierzchniowych. Jeżeli jednak znamy obszar opadowy zasilający dane źródło i jeżeli nie mamy do czynienia z wodami głębinowymi, wówczas możemy określić wydajność źródeł na podstawie związków, opierających się na badaniach wykonanych w analogicznych warunkach na innych źródłach.

W wydajności źródeł należy odróżnić przepływ chwilowy, od przepływu średniego. Rzecz naturalna, że w powyższy sposób można określić tylko wartości średnie.

Pod względem zmienności w wydajności można zauważyć co następuje:

Najszybciej i najsilniej reagują na opady źródła stokowe w terenie górskim. W terenach zalesionych zmiany w objętości dadzą się zauważyć po 1—6 dniach, w przestrzeniach pokrytych trawą po 6 do 10 dniach. W miarę jak droga podziemna przedłuża się, a zwłaszcza przy istnieniu podziemnych zbiorników, nie tylko wzrasta znacznie opóźnienie, ale także maleje bezpośredni związek z opadem. Tak np. wydajności źródeł w terenach silnie przepuszczalnych, bez podziemnych zbiorników i o niedługiej drodze, wyrażone jako stosunek minimum do maximum, wahają się od 1:20 do 1:200, natomiast wydajności źródeł ze zbiornikami i drogą dłuższą, powodującą opóźnienia 2—3 miesiące, wahają się już tylko w granicach 1:2 do 1:10\*).

Im *beaux* odróżnia źródła stałe (ze współczynnikiem zmienności 1—2), średnio zmienne (2—10), zmienne (10—50) i bardzo zmienne — (ponad 50). Spotykamy również źródła, oparte o duże zbiorniki, których odpływy wahają się tak nieznacznie, że największe różnice nie przekraczają 10% średniej wydajności. Jak wspomniano, wraz ze stałością odpływu ustala się też temperatura źródła.

Jeśli chodzi o cyfry wydajności źródeł, to według Heim'a\*) w zależności od okolicy, wahają się odpływy ze źródeł szwajcarskich w granicach:

Odpływy minimalne	od 1,66 do 10	<i>l/sek i km<sup>2</sup></i>
„ średnie	od 5 do 13,3	„ „
„ maximalne	od 8,33 do 50	„ „

\*) Keilhack <sup>3)</sup>.

Przeciętnie liczy się wydajność minimalną źródeł w rumo-  
sach 1,66 l/sek i km<sup>2</sup>, źródeł w morenach lodowcowych

przy opadzie 1000 mm — 6,66 l/sek i km<sup>2</sup>

„ „ 1500 „ 8,33 do 10 „ „

źródeł w żwirach, przy opadzie 1000—1200 mm—10 l/sek i km<sup>2</sup>

„ w skałach wapiennych 1,66 do 8,33 l/sek i km<sup>2</sup>

„ w dolnych terasach żwirowych 13,33 do 16,66 l/sek i km<sup>2</sup>.

Szczegółowo określa wydajność minimalną źródeł szwajcar-  
skich Lauterburg, odróżniając przepuszczalność terenu, na-  
chylenie stoków i charakter terenu. Odróżnia przytem źródła  
w terenie alpejskim od źródeł w terenie podgórskim i nizinnym:

TABELA 7.

wydajności źródeł szwajcarskich w litrach na sek i km<sup>2</sup> dorzecza.

Przepuszczal- ność	zła			średnia			dobra		
	stro- me	średnie	płaskie	stro- me	średnie	płas- kie	stro- me	śred- nie	płas- kie
<i>Alpy</i>									
Lodowce	1,1-2,0	1,3-2,7	—	1,9-3,2	2,5-3,9	—	3,4-6,4	3,9-5,5	—
Lasy, role	1,5	2,08	—	2,08	2,68	—	2,68	3,27	—
Pastwiska	1,07	1,79	—	1,8	2,5	—	2,5	3,21	—
Skały	0,36	0,72	—	0,72	1,07	—	1,07	1,43	—
<i>Przedgórze i równiny</i>									
Lasy	—	1,5-1,26	1,3-2,55	—	1,9-3,33	2,3-3,8	—	2,3-4,5	3,3-5,5
Pola uprawne	—	1,7	2,2	—	2,2	2,7	—	2,7	2,8
Łąki	—	1,47	2,06	—	2,06	2,65	—	2,65	3,13
Skały	—	0,6	0,9	—	0,9	1,2	—	1,2	1,47

Dla środkowej Europy podaje Lauterburg wzór na wydaj-  
ność źródeł

$$Q = \gamma H A \quad (13)$$

gdzie  $H$  = opad roczny w  $m$ ,  $A$  = obszar zasilania w  $km^2$ , zaś  $\gamma$  za-  
leży od nachylenia stoków i wynosi 0,11 do 0,35; stąd sekundowy  
odpływ  $Q_{\dot{s}r} = 0,007$  do  $0,01 A H m^3/sek$ .

Z średniego odpływu jednostkowego oblicza się odpływ mini-  
malny i stały niski jako:

$$Q_0 = a_0 a_1 Q_{\dot{s}r} \quad (14)$$

$$Q_1 = a_1 Q_{\dot{s}r} \quad (15)$$

We wzorach tych wartość współczynnika  $\alpha_0$  wynosi:

TABELA 8.

Przepuszczalność	zła	średnia	dobra
Lasy	0,5	0,6	0,7
Role	0,5	0,5	0,5
Łąki i pastwiska	0,6	0,6	0,6
Skały nagie	0,3	0,3	0,3

zaś wartość współczynnika  $\alpha_1$ :

TABELA 9.

Przepuszczalność	z ł a		średnia		dobra	
	średnie	słabe	średnie	słabe	średnie	słabe
Nachylenie stoków						
Lasy . . . . .	0,45	0,55	0,55	0,65	0,65	0,75
Role . . . . .	0,35	0,45	0,45	0,55	0,55	0,65
Łąki i pastwiska	0,25	0,35	0,35	0,45	0,45	0,55
Nagie skały . .	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5

W okresach, w których źródła są zasilane wyłącznie ze zbiorników wód gruntowych, a więc w dłuższych okresach bezdeszczowych, lub też dla źródeł pochodzących z większych głębokości, na które krótkotrwałe opady deszczowe nie mają wpływu, można znaleźć związek pomiędzy wydajnością źródła a opróżnianiem się zbiornika, a tem samem można wnioskować o wielkości zbiornika podziemnego ze zmniejszającej się wydajności źródeł.

Przez analogję można ten sam sposób rozumowania zastosować do całych dorzeczy o jednolitym charakterze i w ten sposób badać ściślej związek pomiędzy odpływem powierzchniowym a wodami gruntowymi.

### 3. Zbiorniki wód gruntowych, zasilające źródła.

#### Prawa Maillet'a.

Podziemne zbiorniki wód gruntowych, posiadające naturalny lub sztuczny odpływ, charakteryzują się tem, że zwierciadło ich nie leży w poziomie, lecz w pewnym spadzie, cały zbiornik jest w ruchu, i pozostawiony sam sobie, bez zasilku wodami powierzchniowymi lub opadami, po upływie pewnego przeciągu czasu

musiałby się opróżnić przez źródła, występujące w najniższych jego punktach.

Maillet <sup>31)</sup> badał zachowanie się podziemnych zbiorników wody pod wpływem działania siły ciężkości, bez zasiłku wodami deszczowymi, oraz przy takim zasiłku, w końcu związek między pojemnością zbiorników a wydatkiem źródeł. Wyniki badań teoretycznych są następujące.

Jeśli w pewnym punkcie warstwy wodonośnej, odległym o  $x_1$  od punktu początkowego układu, znajdującego się na dolnym końcu zbiornika, w pewnym momencie powstał przepływ w ilości  $Q$ , fala tego przepływu przenosi się z góry w dół z prędkością zależną od ukształtowania spągu warstwy wodonośnej. Jeśli spąg jest wypukły ku górze, prędkość przenoszenia się fali przepływu jest tem większa, im punkt leży dalej od dolnego punktu zbiornika, prędkość ta jest stała dla spągu leżącego w spadzie jednostajnym, w końcu prędkość się zwiększa w kierunku ku niższemu punktowi zbiornika, tj. przy zmniejszających się  $x_1$ , w wypadku spągu wklęsłego.

Zakładając wypadek deszczu, jednostajnie rozłożonego i o natężeniu stałym na całej przestrzeni podziemnego zbiornika, można przyjąć, że poziom wody w zbiorniku podniósł się o pewną wysokość równocześnie we wszystkich punktach zbiornika. Zwiększy się zatem przypływ w każdym punkcie zbiornika, i znów zależnie od kształtu spągu przyrost przepływu będzie z czasem malał dla spągu wypukłego, będzie stały dla spągu leżącego w stałym spadzie, natomiast będzie z czasem wzrastał, dla spągu wklęsłego. Równocześnie w zależności od oddalenia punktu rozważanego od punktu początkowego, leżącego na dolnym końcu zbiornika, przy wzrastającym oddaleniu  $x_1$ , wzrost przypływu będzie się zmniejszał dla spągu wypukłego, będzie stałym dla spągu o jednostajnym spadzie, będzie wzrastał dla spągu wklęsłego.

Z powyższych praw wynika prawo dalsze, że jednostajny deszcz, jednostajnie rozłożony, podnosi zwierciadło wody w zbiorniku proporcjonalnie do chwilowego wydatku przepływu wody przez każdy punkt zbiornika. Podniesienie poziomu maleje zatem wraz z upływem czasu dla spągu wypukłego, jest stałym dla spągu leżącego w spadzie jednostajnym, wzrasta dla spągu wklęsłego.

Jeśli spąg jest wypukły, wydatek źródeł zasilanych ze zbiornika jest największy w chwili, gdy cały opad deszczowy osiągnął zbiornik, a zatem w chwili ustania deszczu. Z biegiem czasu wydatek ten maleje. Przeciwnie rzecz się ma przy spągu wklęsłym, gdzie po ustaniu deszczu przez pewien okres czasu wydatek źró-

deł początkowo wzrasta, przechodzi przez maximum, aby później dopiero zacząć maleć.

Przy zmiennych spadach spagu, wydatek źródeł po ustaniu deszczu zmienia się zależnie od tego, czy części spagu wypukłe względnie wklęsłe leżą bliżej czy też dalej od źródeł. Podobnie wpływa także niejednostajne rozłożenie opadu w czasie.

Zależność wydatku źródeł od chwilowej ilości wody, znajdujacej się w podziemnym zbiorniku, jest następujaca:

Jeśli zbiornik podziemny opróżnia się przez źródła i nie jest przez pewien czas zasilany wodami opadowymi, podług Maillet'a są określone następującymi wzorami: 1) związki między wydatkiem źródła w czasie  $t_0$  i  $t$ , oraz 2) między chwilową pojemnością biornika  $V$  w czasie  $t$ , przy równoczesnym wydatku źródła  $Q$ .

$$Q = Q_0 e^{-\alpha(t-t_0)} \quad (16)$$

$$V = Q\alpha^{-1} + C \quad (17)$$

gdzie wydatek  $Q_0$  odpowiada czasowi  $t_0$ , wydatek  $Q$  czasowi  $t$ ,  $e$  jest podstawą logarytmów naturalnych,  $\alpha$  stopniem regresji,  $V$  pojemnością chwilową zbiornika,  $C$  stałą, którą można wyznaczyć następującem rozważaniem. Jeśli przypuścimy, że zbiornik opróżnił się całkowicie, wydatek  $Q$  stanie się równym zeru, stąd  $V = C$ , czyli  $C$  jest pojemnością zbiornika, leżącą poniżej warstwy użytecznej, zasilającej źródło, względnie jest wodą związaną kapilarnie z gruntem. Pojemność ta nie ma znaczenia praktycznego i może być przyrównana do zera.

Wzory Maillet'a pozwalają wyliczyć pojemność chwilową zbiornika podziemnego przy wydatku chwilowym źródła  $Q$ , dla znanego współczynnika regresji  $\alpha$ , następnie przewidzieć wydatek źródła  $Q$  po upływie czasu  $t - t_0$ , przy znanym wydatku  $Q_0$  i znanej regresji  $\alpha$ , w końcu wyliczyć regresję  $\alpha$  dla znanych wydatków  $Q_0$  i  $Q$  w okresach czasu  $t_0$  i  $t$ . Wartości te mogą być wyliczone czy to dla pojedynczego źródła, czy też dla zbioru źródeł, względnie wpływów wody gruntowej, znajdujących się w całym dorzeczu rzeki.

Niekiedy źródła są zasilane nie tylko wodą opadową, ale i przesiakającą wodą rzeczną. I tak np. główne źródło rzeczki Szkło, zwane Paraszka, ma wydajność około 110 l/sek, a wraz z szeregiem mniejszych ogólna wydajność jego wynosi około 150—160 l/sek. Wydajność tych źródeł jest bardzo stała. Dorzecze



powierzchniowe źródeł wynosi tylko około  $3 \text{ km}^2$ , wgłębne wody gruntowej, jak podano na rys. 38, około  $10,7 \text{ km}^2$ . Podług pomiarów wykonanych na terenie wodociągowym Lwowa, najbliższy Paraszki teren ujęcia w Wielopolu daje  $416,67 \text{ m}^3/\text{dobę}$  lub  $4,82 \text{ l/sek}$  z  $\text{km}^2$  dorzecza. Dla  $10,7 \text{ km}^2$  dorzecza źródeł Szkła można się zatem spodziewać z wgłębego dorzecza i opadów w temże dorzeczu, dopływu naturalnego w sumie około  $51,5 \text{ l/sek}$ . Gdy jednak wydatek rzeczywisty waha się między 150 a  $160 \text{ l/sek}$ , reszta, tj. 100 — 110  $\text{l/sek}$ , musi pochodzić z bezpośredniego prześiäkania wody Wereszycy w warstwy przepuszczalne zasilające źródła. Tem się tłumaczy także niezwykła stałość wydatku źródeł, gdyż retencja podziemnego zbiornika nie gra tu żadnej roli, a wahania w poziomie wody tego zbiornika są minimalne. Odległość Wereszycy od źródeł wynosi w linii prostej prawie 6 km.

#### 4. Przykłady obliczenia pojemności zbiorników wód gruntowych.

Źródła Kower w Nagórzanach, dopływu rzeczki Szczerek pod Lwowem, były mierzone w latach 1927, 1928, 1929, 1930. Źródła biją z opoki (kredy senońskiej) w kilku miejscach. Ich łączny wydatek był mierzony na przelewie. Niestety przelew musiał być tak położony, że przyjmował także wody opadowe, oraz wody pochodzące z topnienia śniegów. Na skutek tego większy i dłużej trwający opad podnosił przejściowo ilość wody napływającej na przelew, równocześnie jednakże zwiększał także pojemność wgłębego zbiornika i zwiększał naturalny wydatek źródła. Gdy nie można było obu tych rodzajów wód rozdzielić, naniesiono w podziałce logarytmicznej cały mierzony wydatek w  $\text{l/sek}$ , a w podziałce arytmetycznej czas w dobach, otrzymując w ten sposób krzywą związku między czasem a wydatkiem (rys. 96). Naniesiono dwa okresy zmniejszania się wydatku, od 13.V.1928 do 16.II.1929, oraz od 5.VII.1930 do 30.XII.1930 r.

Biorąc pod uwagę, że w miesiącach zimowych zapas wody w zbiorniku nie powiększał się, mimo znacznych odpływów powierzchniowych w czasie przejściowych odwilży, oraz że w czasie letnich opadów zapas ten o pewną objętość wzrastał, można było przez najniższe punkty wykresu przeciągnąć proste, równoległe do siebie i podniesione o pewien odstęp pionowy.

Z równania (16) wynika, iż:

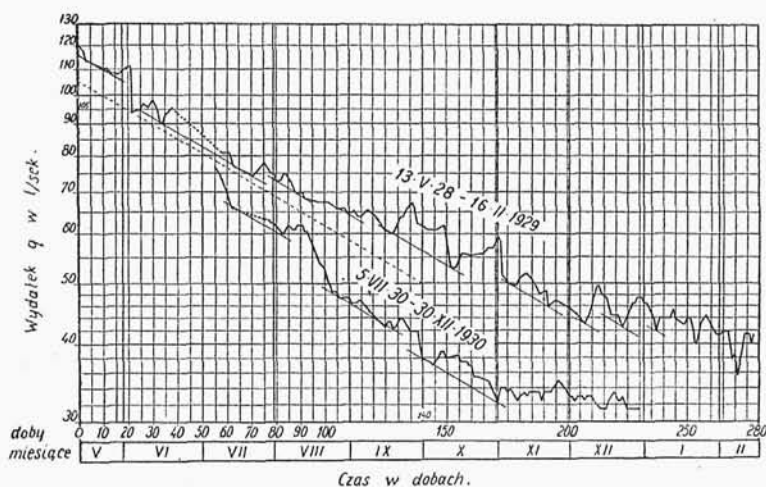
$$\log Q_0 - \log Q = \alpha(t - t_0) \log e$$



a stąd stopień regresji  $\alpha$  równa się:

$$\alpha = \frac{\log Q_0 - \log Q}{(t - t_0) \log e} \quad (16a)$$

Nachylenie prostych wyrównujących jest takie, że dla czasu  $t_0=0$  wydatek byłby 105 l/sek, zaś dla czasu  $t=140$  dni, wydatek spada do 50 l/sek. Wstawiając odpowiednie wartości we wzór (16a)



Rys. 96.

Wykres regresyj wydatku źródeł w Nagórze.

otrzymamy regresję  $\alpha$  równą 0,00530. Znając stopień regresji możemy obliczyć pojemności zbiornika dla każdego wydatku z wzoru (17)  $\alpha V=Q$ .

Dla $Q=0,100 \text{ m}^3/\text{sek}$	$V = \frac{0,100}{0,0053} 86\,400 = 1\,630\,200 \text{ m}^3$
„ $Q=0,050$ „	$V = \quad = 815\,100 \text{ „}$
„ $Q=0,030$ „	$V = \quad = 489\,066 \text{ „}$

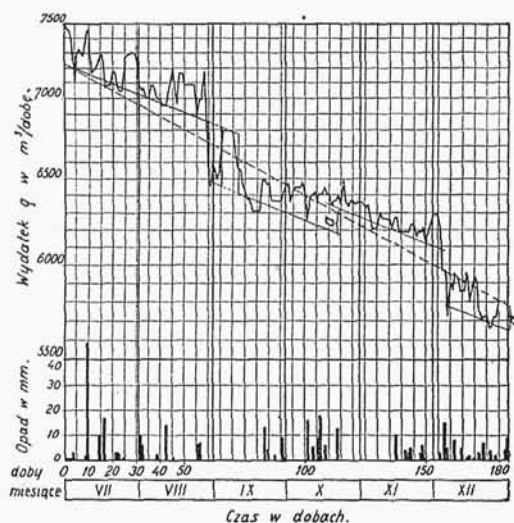
Przewidywana zmiana wydatku źródła z objętości  $Q_0$  w okresie czasu  $t-t_0$  wyrazi się wzorem:

$$Q = Q_0 e^{-0,0053 (t-t_0)}$$

z którego można obliczyć  $Q$  jakie objawi się po upływie czasu  $t$ , licząc w dniach, przy znanym  $Q_0$  w czasie  $t_0$ .

Powierzchniowe dorzecze potoku Kowyrek wynosi około 15,5 km<sup>2</sup>. Gdyby dorzecze wgłębne było równe powierzchniowemu, co przy danej rzeźbie terenu nie jest wykluczone, zapas wody w zbiorniku wynosiłby przy wydatku 100 l/sek tylko 105 mm, a uwzględniając porowatość złoża, około 300 mm. Jest to zapas bardzo niewielki i tem się tłumaczy znaczne wahania wydatku źródeł Na-górzańskich.

Źródła triasowe w Regulicach po Alwernią były mierzone w okresie czasu od 1.III.1885 do 28.II.1889. Pomiary te naniesiono



Rys. 97.

Wykres regresyj wydatku źródeł w Regulicach.

nagłej zmiany w ciśnieniu atmosferycznem \*).

Wykres przedstawia tę niezmiennie charakterystyczną cechę, że wydatek źródła podlegający zupełnie regularnej regresji, w pewnym momencie raptownie spada i podlega nadal pierwotnemu stopniowi regresji, aby po upływie pewnego okresu czasu znów raptownie opaść. Pomiedzy 29.VIII, a 4.IX wydatek utrzymywał się w obniżonym poziomie, zaś między 4 a 8.IX nagle wzrósł do pierwotnej swej wartości, odpowiadającej poprzedniemu prawu, aby następnie z powrotem opaść. Na skutek deszczów spadłych pomie-

na wykresie, z którego dla obliczenia pojemności zbiornika wzięto okres czasu od 1.VII.1886 do 26.XII.1886 r. Naniesiono go w podziałkach: arytmetycznej dla czasu liczonego w dobach, a w logarytmicznej dla objętości wyrażonej w m<sup>3</sup>/24godz (rys. 97). Jednodobowe małe podniesienia się lub obniżki wydatku źródeł zaznaczone w oryginalnym wykresie należy odrzucić, jako wynikiłe albo z powodu błędu w odczycie, albo

\*) Podczas robót wodociągowych dla Lwowa w Dobrostanach stale obserwowano podnoszenie się poziomu wody w studni zbiorczej podczas opadania ciśnienia atmosferycznego, oraz opadania poziomu w czasie wzrostu ciśnienia. To samo spostrzeżenie zrobiono także na otworach obserwacyjnych przy niezmiennionej ilości pompowanej wody ze studni.

dzy 9 a 12.X, ogółem w sumie 67 mm, nastąpiła znacznie zmniejszona regresja wydatku, która jednak od 5.XI znów wróciła do dawnej normy.

Wytlumaczenie tego zjawiska jest możliwe tylko przy założeniu, że w triasowych spękanych wapieniach znajdują się grotty i wypłókane zamknięte przestrzenie, wypróżniające się przez lewar. W chwili gdy poziom wody opadnie tak nisko, że lewar się przerwie, nagle zmniejsza się wydatek źródła. Z początkiem września, przerwany przez 4 dni, lewar zaczął z powrotem funkcjonować, wydatek źródła przez te dni się zwiększył. Gdyby liczyć stopień regresji z odcinków między przerywaniem się lewarów, wypadłyby za duże pojemności zbiorników. I tak dla pierwszego odcinka, spadkowi wydatku od  $7\,200\text{ m}^3/24\text{ godz}$  na  $6\,800\text{ m}^3/24\text{ godz}$  odpowiada czas  $t_0 = 5$  dni i  $t = 69$  dni,  $t - t_0 = 64$  dni. Stopień regresji oblicza się z wzoru:

$$\log Q - \log Q_0 = \alpha(t - t_0) \log e; \text{ skąd } \alpha = 0,000\,893.$$

Przy wydatku źródła  $8\,640\text{ m}^3/24\text{ godz}$  lub  $100\text{ l/sek}$  pojemność zbiornika wynosiłaby:  $8\,640\text{ m}^3 : 0,000\,803 = 9\,675\,685\text{ m}^3$ .

W rzeczywistości pojemność zbiornika jest mniejsza i należy wprowadzić w obliczenie cyfry następujące: przyjmując czas  $t_0 = 4$  dni, a czas  $t = 175$  dni, należy przyjąć objętość  $Q_0 = 7\,200\text{ m}^3$ , zaś z podziałki objętość  $Q = 5\,850\text{ m}^3$ , pomniejszoną o wzrost pojemności na skutek opadów październikowych o rzędne  $a$ , w rezultacie zatem tylko  $5\,700\text{ m}^3/24\text{ godz}$ . Stąd oblicza się stopień regresji przeciętnej na  $0,10\,146 : (171 \times 0,4343) = 0,001\,366$ , pojemność zaś zbiornika przy wydatku  $8\,640\text{ m}^3/24\text{ godz}$  na  $6\,324\,193\text{ m}^3$ .

Wydatek źródeł Regulickich, wynoszący w przecięciu  $7\,000\text{ m}^3/24\text{ godz}$  waha się w poszczególnych dniach między  $5\,700$  a  $8\,000\text{ m}^3$ . Wydatek źródeł w Nagórze waha się w poszczególnych latach między  $4\,500$  a  $7\,000$ , a w poszczególnych dniach spada aż do  $2\,600\text{ m}^3$ . Powodem tych ogromnych wahań wydatku źródeł Nagórzańskich jest bardzo mała pojemność zbiornika podziemnego. W Regulicach roczny wydatek źródeł wynosi około  $2,55\text{ mil m}^3$ , przy pojemności zbiornika przeszło  $6,3\text{ mil m}^3$  dla  $100\text{ l/sek}$ . Wydatek roczny źródeł Nagórzańskich wynosi okragło  $2,2\text{ mil m}^3$ , przy pojemności zbiornika zaledwie  $1,6\text{ mil m}^3$  (przy wydatku  $100\text{ l/sek}$ ). W tym drugim wypadku wody opadowe tylko z nieznacznym stosunkowo opóźnieniem odpływają przez źródła.

Analogicznie przedstawia się obliczenie pojemności zbiornika wgłębnego dla całego większego dorzecza.

Dla dorzecza Sanu, od Dwernika po Nisko, R. Rosłoński<sup>32)</sup> wyznaczył objętość zbiornika wód gruntowych.

Podstawą obliczenia są powyżej podane wzory Maillet'a, przyczem dla czasu  $t$  wyrażonego w dobach wzór na pojemność podziemnego zbiornika otrzyma kształt:

$$V = Q\alpha^{-1} 86\,400 \text{ m}^3,$$

a zakładając  $t_0$  większe od  $t$ , czyli licząc doby wstecz od daty późniejszej do wcześniejszej, otrzymamy dodatni wykładnik dla  $e$  a więc wzór przekształci się na:

$$Q = Q_0 e^{\alpha(t-t_0)} \quad (18)$$

Przy pomocy tych wzorów obliczamy w następujący sposób współczynnik regresji  $\alpha$  dla przekroju wodoskazowego Babice, w okresie czasu od 21.IX do 17.IX.1926, oraz od 5.IX do 31.VIII.1926, tj. w okresach gdy nie było opadów deszczowych i gdy cały wydatek Sanu pochodził z opróżniających się zbiorników wody podziemnej.

Na stacji wodoskazowej w Babicach obserwowano poniżej podane stany wody (w  $cm$ ), którym odpowiadają wartości  $\log Q$ , obliczone z równania krzywej przepływu:

$$Q = 0,02\,985 (H + 0,50)^{8,03} \text{ m}^3/\text{sek},$$

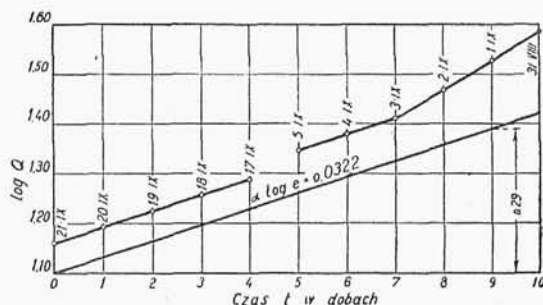
gdzie  $H$  jest stanem wody w metrach a  $Q$  przepływem w  $\text{m}^3/\text{sek}$ .

21.IX	stan 166 $cm$	$\log Q = 1\,161$
20	168	1 193
19	170	1 225
18	172	1 256
17	174	1 287
5.IX	178	1 349
4	180	1 380
3	182	1 410
2	186	1 469
1	190	1 528
31.VIII	194	1 586

Jeżeli na papierze milimetrowym naniesiemy w prostokątnym układzie współrzędnych wartości,  $\log Q$  jako rzędne, w odpowied-

nio dużej podziałce, czas  $t$  w dobach jako odcięte (rys. 98), przekonamy się, że wartości  $\log Q$  układają się w okresie od 21.IX do 17.IX na prostej o pewnym stopniu wzniesienia, co podług Maillet'a charakteryzuje odpływ wody gruntowej.

Na prostej o takimże stopniu wzniesienia leżą także wartości  $\log Q$  z 5.4 i 3.IX, natomiast wartości z 2. 1.IX i 31.VIII posiadają znacznie większy stopień wzniesienia, co dowodzi, że regresja



Rys. 98.

Wykres ascenzyj wydatku Sanu w Babicach.

odpływu od 31.VIII do 3.IX była intensywniejsza, spowodowana widocznie wpływem powierzchniowym po opadzie. Odpływ z tego okresu nie jest wyłącznym odpływem gruntowym i nie wchodzi w rachubę.

Z poprzedniego równania otrzymujemy:

$$\log Q - \log Q_0 = \alpha (t - t_0) \log e$$

a z wykresu otrzymujemy  $\alpha (t - t_0) \log e = 0,29$ , jeżeli  $(t - t_0)$  obierzemy równe 9-ciu dobow. Wobec tego:

$$\alpha = 0,29 : (9 \times \log 2,718) = 0,074 194$$

oraz stosunek zapasu wody gruntowej do odpływu gruntowego w Babicach:

$$\frac{V}{Q} = \frac{86 400}{0,074 194} = 1 165 000.$$

Skoro podobne obliczenia wykonamy dla innych stacyj wódowskazowych, posługując się rocznikiem hydrograficznym 1926 r. i „Wynikami pomiarów“ objętości przepływu w dorzeczu Sanu (publik. Centr. Biura Hydrogr.), otrzymamy w poniższych stacjach

wodowskazowych dla odpływu wód gruntowych następujące szeregi wartości  $\alpha$  i  $V:Q$ :

	$\alpha$	$\frac{V}{Q}$	$V \text{ min.}$	$\frac{V \text{ min.}}{A}$
Dwernik	0,092 103	938 000	1 347 700 $m^3$	3 252 $m^3$
Solina	0,088 561	976 000	6 773 100	5 757
Olchowce	0,086 347	1 001 000	8 860 200	3 987
Babice	0,074 194	1 165 000	16 854 600	4 943
Przemyśl	0,075 656	1 142 000	19 529 409	5 313
Radymno	0,066 199	1 305 000	28 011 500	4 786
Jarosław	0,061 402	1 407 000	40 807 600	5 800
Nisko	0,046 051	1 876 000	115 457 200	7 426

Z powyższego zestawiania widać:

1) że objętości odpływu gruntowego opadają tem wolniej, im większe jest dorzecze bo  $\alpha$  maleje z wzrostem dorzecza,

2) że zapas wody gruntowej w dorzeczu ( $V$ ) jest wielokrotnością odpływu ( $Q$ ), rosnącą w miarę wzrostu dorzecza. Podczas gdy w dorzeczu do Dwernika na każdy  $m^3$  odpływu jest zamagazynowanych w gruncie 938 000  $m^3$  wody, to w dorzeczu do Niska zapas ten jest dwukrotnie większy, bo każdemu  $m^3$  odpływu odpowiada zapas 1 876 000  $m^3$  wody w gruncie,

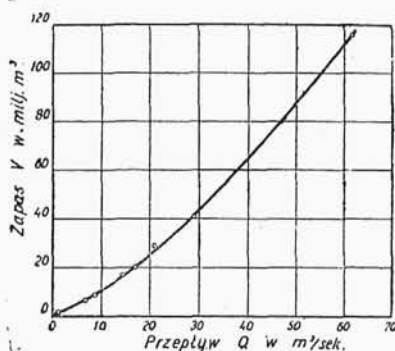
3) zapas wody w gruncie odpowiadający minimalnym przepływom na stacjach wodowskazowych od Dwernika do Niska, przedstawia kolumna wartości  $V_{min}$ . Z tej okazuje się np., że zapas wody w gruncie, w dorzeczu sięgającym do Jarosławia, wynosił 22. IX. 1926 r. okragło 41 *mil*  $m^3$  wody, który zasilał rzekę (do Jarosławia) objętością 29  $m^3/sek$ . Stosunek tych wartości  $V_{min}$  do minimalnych przepływów ( $Q$ ) z 20-23. IX. 1926 r. przedstawia (rys. 99) stosunek  $V_{min}$  do wielkości dorzecza (rys. 100).

Z obu okazuje się, że zapas wody gruntowej rośnie tak w stosunku do  $Q$ , jakoteż w stosunku do wielkości dorzecza, w drugim przypadku w stosunku potencjonalnym.

4) Kolumna ostatnia  $V_{min} : A$  przedstawia zapas jednostkowy w dorzeczu, przeliczony na  $km^2$  dorzecza. Są to wartości naogół zmienne.

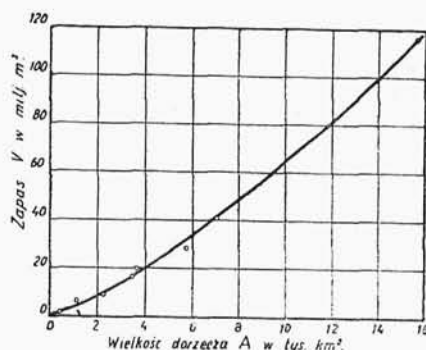
Podane w zestawieniu wartości zbiornika przeliczonego na 1  $km^2$  wahają się od 3 252  $m^3$  w Dwerniku do 7 426  $m^3$  w Nisku, w czasie najniższych stanów wody na Sanie w r. 1926. Jeśli przeliczymy pojemność zbiornika na warstwę wody w  $mm$ , jednostajnie w dorzeczu rozłożoną, okaże się, że warstwa ta wynosi 3,25  $mm$

w Dwerniku, 7,43 mm w Nisku, jest zatem niezmiernie mała. Na warstwę tę składają się wody nagromadzone w otwartym korycie rzeki i potoków, w żwirach doliny, w ściółce leśnej w lasach itd.



Rys. 99.

Wykres stosunku pojemności zbiornika do minimum wydatku Sanu.



Rys. 100.

Wykres stosunku pojemności zbiornika do wielkości dorzecza Sanu.

Wyliczeniem powyższym jest stwierdzony poprzednio podany fakt, że w Karpatach i na Podkarpaciu ilość wód gruntowych magazynowanych w dorzeczu, w żwirach i piaskach koryt rzecznych jest niezmiernie mała i naogół nie wystarcza do oparcia na tej wodzie zasilku wodociągów miejskich.

## 5. Wydajność pokładów wodonośnych.

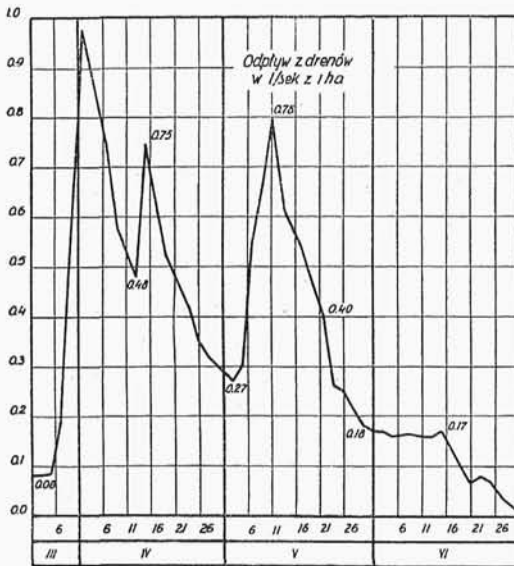
Pod wydajnością pokładu wodonośnego, rozumieć należy tę ilość wody, jaką z danego pokładu stale możemy czerpać. Stąd ilość ta nie może być większa od objętości przedostającej się z opadów atmosferycznych w drodze przesiąkania do eksploatowanej warstwy wodnej. Gdybyśmy znali dorzecze na powierzchni, odpowiadające badanemu pokładowi, czyli t.zw. obszar zasilania, wówczas moglibyśmy podobnie jak przy źródłach ocenić wydajność pokładu na podstawie opadów. Obszerne badania wód gruntowych w okolicy Berlina pozwoliły ocenić odpływ wód podziemnych do wód powierzchniowych na 3 l/km<sup>2</sup> i sek. Tu jednak zadanie było o tyle uproszczone, że obszar zasilania znajdował się bezpośrednio ponad badanym terenem.

Dopływ wód opadowych jest zmienny nie tylko w ciągu roku, ale zmienia się też z roku na rok w miarę zmian w ilości opa-



dów i strat. Przy eksploatacji pokładów pobór wody również nie jest stały, ale zmienia się w miarę zmian zapotrzebowania. Stąd określenie wydajności pokładu wodonośnego, może się odnosić tylko do wartości średniej z dłuższego okresu czasu. Ponieważ zmiany w dopływie nie idą w parze ze zmianami w zapotrzebowaniu, przeto nadwyżki muszą być pokrywane z zapasów, jakie tworzą zbiorniki wód podziemnych. Ilości wody jakie ze zbiornika uzyskać możemy, zależą nie tylko od pojemności zbiornika, ale i od materiału.

Najprostszym zagadnieniem jest zbadanie objętości, jaką można czerpać ze zbiornika wody stojącej, odnawianego dopływem wody



Rys. 101.

Bezpośrednie pomiary odpływu wody z drenów w Fredrowie.

stacji doświadczalnej w Fredrowie, dały obraz zmian przedstawiony na rys. 101. Największy odpływ doszedł do 100 l/sec i km<sup>2</sup> tj. 0,0001 mm na sekundę. Średni odpływ w ciągu 15 dni wyniósł 75 l/sec i km<sup>2</sup>, co czyni 6,48 mm/dobę.

Zbiorniki głębokie, jak np. zbiorniki z których czerpią wody studnie artezyjskie, obejmujące bardzo wielkie przestrzenie, posiadają obszary zasilania zwykle tylko w części powierzchni ziemi położonej nad zbiornikiem i zazwyczaj trudnej do określenia. Wypływ ze studni artezyjskiej pozostawiony sam sobie, będzie dawał skutkiem zmniejszania się ciśnienia wydatek coraz mniejszy aż do

opadowej, przesiąkającej na całej powierzchni zbiornika. Pomiar miąższości warstw przesyconych wodą zapomocą sond, zbadanie w drodze prób ilości wody, jaką wydaje 1 m<sup>3</sup> pokładu nasyconego i znajomość przebiegu opadów i strat, albo też bezpośrednio zmian w poziomie zwierciadła wody gruntowej, daje wystarczające podstawy do obliczenia. Bezpośrednie badania odpływów możemy mieć na terenach zdrenowanych. Badania takie przeprowadzone np. na terenach

chwili, kiedy nastąpi równowaga z dopływem w obszarze zasilania. Przy dużych zbiornikach okres wyrównywania może trwać bardzo długo.

Jeżeli mamy do czynienia ze strumieniem wody gruntowej, poruszającej się w przewodniku po warstwie nieprzepuszczalnej, lub w sieci szczelin, wówczas mamy dwie drogi do obliczenia ilości wody przepływającej daną warstwą:

- 1) Określamy możliwie dokładnie pole przekroju warstwy wodonośnej prostopadłe do kierunku ruchu wody, poczem mierzymy bezpośrednio prędkość poruszających się strug wody. Znając pole przekroju czynne tj. stosunek pola próżni do pola przekroju pełnego, czyli t. zw. porowatość w przekroju  $p$  określamy objętość przepływu wzorem:

$$Q = p F v \quad (19)$$

- 2) Znając, jak poprzednio czynne pole przekroju, obliczamy prędkość na podstawie zmierzonego spadku zwierciadła wody gruntowej, płynącej ruchem regularnym. Ponieważ:

$$\begin{aligned} v &= k' i \quad \text{zaś} \quad Q = p F v, \\ \text{przeto} &= p k' F i = k F i \end{aligned} \quad (20)$$

Zarówno określenie współczynnika porowatości  $p$  jak i współczynnika  $k$ , wymaga zapoznania się z najważniejszymi zasadami teorii ruchu wód gruntowych, przytoczonymi w następnych rozdziałach.

## 6. Bezpośrednie pomiary prędkości wody gruntowej.

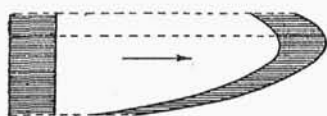
Ustaliwszy, zapomocą większej ilości sond lub wspomnianą metodą trójkątów, kierunek ruchu strumienia wód gruntowych, zakładamy na tym kierunku dwie sondy, w odległości zależnej od przepuszczalności pokładu. Obserwując w sondach przez okres przynajmniej roczny poziom zwierciadła wody, otrzymujemy średnią grubość pokładu wodonośnego, a stąd pole przekroju na 1 metr szerokości strumienia.

W tym czasie wykonujemy szereg pomiarów prędkości przy różnych stanach wody gruntowej, a zatem przy różnych ciśnieniach. Pomiary te uskuteczniamy, mierząc czas jaki potrzebuje woda do przebycia przestrzeni między sondami. Jeżeli odległość sond nazwiemy przez  $l$  zaś czas potrzebny przez  $t$ , to  $v = \frac{l}{t}$ .

Ustalenie czasu może nastąpić:

- a) Przez wprowadzenie do górnej sondy roztworu soli i badanie śladów tego roztworu w sondzie dolnej w możliwie krótkich odstępach czasu. Różnica między czasem wprowadzenia roztworu do sondy górnej i pojawienia się jego śladów w sondzie dolnej będzie czasem przepływu wody na długości  $L$ .
- b) Przez wprowadzenie do sondy górnej silnego barwnika, dającego się rozpoznać nawet w bardzo wielkim rozcieńczeniu. I w tym wypadku pomiar sprowadza się również do ustalenia różnicy czasu między wprowadzeniem barwnika do górnej studni, a pojawieniem się jego śladów w studni dolnej.

Do najpowszechniej używanych barwników należy fluoresceina ( $C_{20}H_{10}O_4Na_2$ ), rozpuszczona w alkoholu z dodaniem 5% amoniaku, a następnie zmieszana z wodą (1 : 50). Fluoresceinę można rozpoznać jeszcze w rozcieńczeniu 1 : 400 000 000, a przy pomocy fluoroskopu Trillat'a nawet 1 : 2 000 000 000. Fluoroskop jest to przyrząd składający się z 2 rurek o długości 1 m, a średnicy 0,02 m, z których jedna zawiera wodę czystą, druga zaś zabarwioną, a które obserwuje się w świetle lampy łukowej, rzucając przez soczewkę skupiającą. Prócz tego używają do zabarwienia uraninę (fluoresceina z węglanem sodu), fenoltaleinę  $C_{14}H_{10}O_4$ , lepiej rozpuszczalną w alkoholu, fuksynę itp. Czas przedostawania się cząstek może być różny w różnej głębokości (podobnie i w metodzie chemicznej), należy brać zatem minimum czasu, tj. w tej głębokości, w której najpierw ślady się okażą. Na rys. 102 widoczne są różne prędkości z jakimi poruszają



Rys. 102.

Różne prędkości przenoszenia się wody zabarwionej lub roztworu chemicznego.

się zabarwione czątki wody w różnych głębokościach i zmiany w regularnym początkowo układzie zabarwionej strugi po przebyciu pewnej drogi. Błędy w pomiarze może spowodować obecność w wodzie kwasu węglowego, amoniaku (torfy) itp.

- c) Przez wsypanie do wody ciał zawieszonych, jak krochmal lub drożdże, tworzących roztwór koloidalny, a nawet pewnego rodzaju bakterij. Metoda ta rzadziej jest używana do badania wód gruntowych w skałach sypkich, wobec filtrujących własności podłoża, raczej nadaje się ona do badania wód gruntowych szczelinowych.
- d) Również rzadko jest używana metoda wprowadzenia do wody

środków woniejących, jak np. saprolu, który można rozpoznać w rozcieńczeniu 1:1 000 000.

Natomiast do najdokładniejszych zaliczyć można:

- e) Metodę chemiczno-elektryczną, wprowadzoną przez Slichter'a (1903—New York), a udoskonaloną przez Dienert'a. Polega ona na wykorzystaniu własności zwiększania przewodnictwa elektrycznego w miarę dodawania do wody roztworów soli. Wprowadzamy zatem do górnej studni dowolny roztwór soli (najodpowiedniejszym okazał się chlorek amonu) zapomocą rur miedzianych dziurkowanych. Studnie połączone są z sobą obwodem, w którym włączona jest bateria i amperomierz. Przedostanie się cząstek chlorku amonowego do dolnej studni ułatwia przewodnictwo prądu i powoduje odchyłkę amperomierza. Slichter wbijał 2 studnie abisyńskie o średnicy 2" (5,1 cm), w odległości 4' (1,20 m) od siebie.

Metody tej można użyć także, jeśli kierunek ruchu wody gruntowej nie jest nam znany. Wówczas wykonujemy dookoła studni, do której wpuszczamy sól, kilka otworów obserwacyjnych (Dienert umieszczał je na wierzchołkach sześciokąta) i badamy je po kolei parami, ażeby się zorjentować, w którym kierunku szybkość przenoszenia się soli jest większa. Czas przejścia określa nam odchyłka igły galwanometru. Pierwsza odchyłka określa sektor w którego polu leży kierunek ruchu wody.

Kierunek prądu strumienia wody gruntowej można też mierzyć bezpośrednio w szerszym otworze studni, przez wprowadzenie do wnętrza pływaka, zawierającego cukier krystaliczny. Na ścianach umieszcza się rodzaj klatki z prętów, tworzących przewody z włączonemi w obwód galwanometrami. Cukier rozpuszczony jest skierowany prądem wody ku ścianom studni, a galwanometr, który pierwszy zanotuje odchyłkę, wskaże kierunek prądu (rys. 103).

Wszystkie metody badania, wymagające rozpuszczenia się ciał w wodzie, są o tyle niedokładne, że ciała te rozpuszczają się również w wodzie stojącej i z pewną prędkością dotarłyby do sondy dolnej również bez istnienia prądu. Należałoby zatem wprowadzić poprawkę, przez odjęcie prędkości rozprzestrzeniania się roztworu w wodzie stojącej.

Pomiar prędkości w pokładzie, składającym się z sieci szczelin, nie różni się zasadniczo od pomiaru w pokładach drobnoziarnistych, o ile sieć jest gęsta i działa jako jedna całość. Przy szczelinach o większych wymiarach i rzadziej rozmieszczonych, prędkości mogą być różne, a ruch przybiera formę burzliwego. W wo-

dach krasowych, zarówno rodzaj ruchu, jak i metody pomiarów nie różnią się od metod używanych dla wód powierzchniowych.

Przy badaniach wód szczelinowych, może chodzić czasem tylko o wykrycie samego faktu łączności wód, wówczas stosujemy zwykle metody barwnikowe, przydatne nawet dla bardzo wielkich odległości. W ten sposób wykryto przedstawianie się wód Dunaju w okolicy Tutlingen w Bawarii do zlewiska Renu, lub przesiąkanie wód Odry do źródła Ruhmequelle.

O ile prędkości wód wgłębnych szczelinowych są duże, można wykryć ich istnienie przy pomocy różnych metod, jednak bez określenia prędkości.

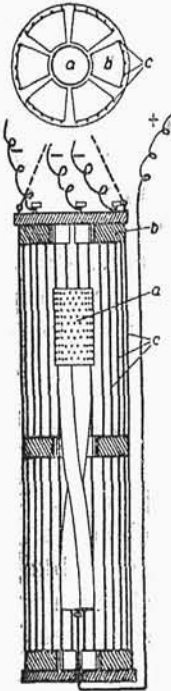
Do tych metod należą:

- 1) Wysłuchiwanie szmerów wód podziemnych zapomocą specjalnych przyrządów np. aparatu Dagnin'a, składającego się ze stożka próżnego z blachy cynkowej w ochronie drewnianej zakończonego słuchawkami, w którym znajduje się stożek pełny również cynkowy. Przyrząd ustawia się po usunięciu wegetacji. Najlepiej działa bezpośrednio na skale.

- 2) Metoda Schlumberger'a, polega na badaniu zaburzeń w przebiegu krzywych izopotencjonalnych, zapomocą prądu elektrycznego o napięciu 200 Volt i natężeniu kilku Amperów, wprowadzanego zapomocą specjalnych elektrod do ziemi, w różnych kierunkach i odległościach.

- 3) Metoda Mathias'a, polega na badaniu zaburzeń w deklinacji magnetycznej. Służą do tego najrozmaitszego rodzaju przyrządy, jak: aparat Mansfield'a (Liverpool), który jest właściwie zwykłą igłą magnetyczną, magnetometr Fortis'a (igła z multiplikatorem), aparat Szmid'a (Szwajcaria), indykator Mager'a, tellhydrooskop Garcio — Munor'a, busola Dienert'a itp.

- 4) Metoda Kohlrausch'a, polega na badaniu zmian oporu elektrycznego ziemi. Opór zmniejsza się szybko w miarę zawilgocenia. Mierzac ten opór w różnych kierunkach na danej przestrzeni, można z pewnem prawdopodobieństwem określić istnienie i kierunek prądu podziemnego.



Rys. 103.

Przyrząd Dienert'a  
do badania kierunku  
prądu wody  
gruntowej.

- 5) Metoda Löwe'go i Leimbach'a użycia fal Hertz'a. Umieszczając dwie anteny nachylone, otrzymujemy dwa odbiory, jeden bezpośredni, drugi z odbicia o pokład wodonosny.
- 6) Badanie emanacji radowej ziemi, która jest różna w różnych pokładach geologicznych. Stąd pomiary radioaktywności, mogą pozwalać na wnioskowanie o jakości pokładów, a pośrednio o istnieniu, lub nie, pokładów wodonosnych.
- 7) Poszukiwanie podziemnych strumieni wody przy pomocy różdżki, polega na pobudliwości niektórych organizmów ludzkich, na ruch wody pod ziemią, a czasem i na inne zjawiska np. na istnienie żył metalu. Podświadoma reakcja nerwowa wprawia w ruch pręt umocowany do poprzeczki, trzymanej lekko w rękach poszukującego, w chwili przejścia ponad podziemnym strumieniem wody.

