

Taki sam kształt wzorów znajdujemy i na innych rzekach zarówno w Polsce jak i poza jej granicami.

W korytach płaskich wzory na związek przepływu ze stanami zbliżają się do kształtu teoretycznego wykazując wykładnik  $= \frac{3}{2}$ . Są one bardzo rozpowszechnione, tak np. spotykamy je na Tybrze, Padzie, Loarze, Sekwanie, Izarze, Dracu itd.

Prócz tych dwóch typów wzorów spotykamy i inne rzadziej używane, tak np. Lombardini zaleca kształt funkcji:

$$Q = a H^{\frac{3}{2}} \pm b H^{\frac{n}{2}} \text{ podając dla Addy w Come: } Q = 100 H^{\frac{3}{2}} - 3,2 H^{\frac{5}{2}}.$$

## 2. Okres ważności krzywej związku

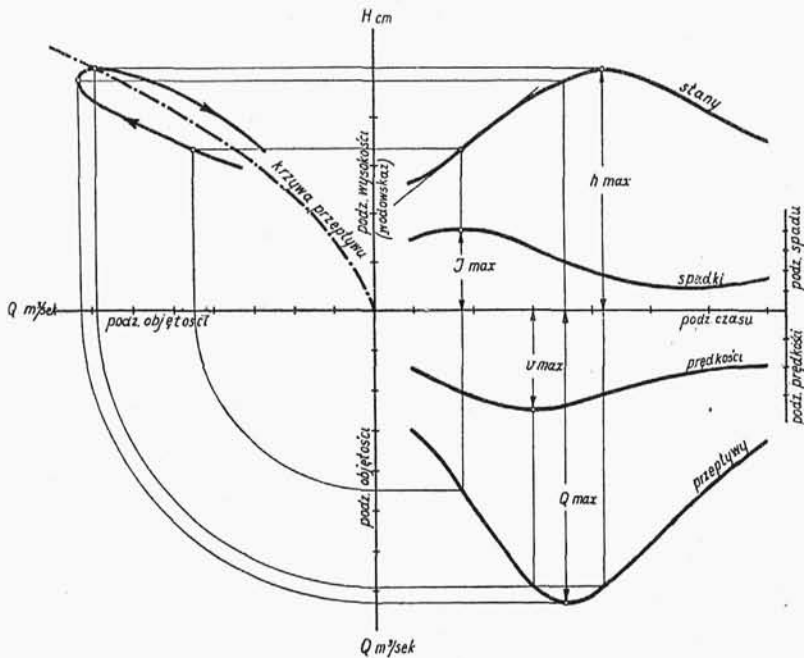
Ponieważ podstawą związku jest założenie, że temu samemu odczytowi wodowskazu odpowiada ta sama objętość przepływu, przeto wynika stąd jasno, że krzywa związku zachowuje swą ważność tylko tak długo, jak długo przekrój wodowskazowy i spad rzeki nie uległ zmianie.

Wobec tego konieczne jest przy podaniu wzoru na krzywą przepływu podać jej okres ważności. Konstruując krzywą z uwzględnieniem zmian stanu koryta, należy przyjąć za okres podstawowy najdłużej trwający stan koryta bez zmiany, o ile w tym czasie mamy wystarczającą ilość pomiarów objętościowych.

Duże i nagłe zmiany w kształcie koryta łatwo jest spostrzec; lecz obok tych wyraźnych zmian odbywają się (w korytach o bardzo ruchliwym podłożu i drobnym rumowisku) przesunięcia nieznaczne, ale za to ciągle i dlatego w rezultacie również wpływające na zmianę kształtu krzywej przepływu. Zwykle jednak zmiany tego rodzaju nie są jednokierunkowe, ale wahają się około pewnej średniej wartości. Tam gdzie wody średnie wyłobiły sobie głębsze koryto, po przejściu wyższych wód znajdujemy nieraz naniesione rumowisko, które rzeka powoli usuwa, wystarczy więc mieć do dyspozycji większą ilość pomiarów objętościowych, które wprowadzić nie będą leżeć ściśle na jednej krzywej, ale będą tylko nieznacznie od niej odbiegać. Równanie krzywej obliczone przy pomocy teorii błędów uwzględnia wszystkie pomiary i da krzywą, która odpowie średniemu stanowi koryta.

Przy układaniu związku między stanem wody i przepływem przyjęliśmy spad wody niezmienny w danym profilu wodowskazowym. W rzeczywistości tak nie jest, spad miejscowy ulega ciągłym zmianom—w miarę zmian wody i zmian w położeniu ławic rumowiska poniżej profilu wodowskazowego. I tu nie mamy innego środka, jak

częste powtarzanie pomiarów objętościowych i operowanie wartościami przeciętnymi. Środek ten zawodzi jednak wówczas, gdy mamy do czynienia z wielką wodą. Zwłaszcza tam gdzie występują nagle wezbrania, spadek w czasie przyboru wody będzie większy niż w czasie opadania. Stąd przy jednym i tym samym stanie wody otrzymamy w czasie wzbierania wody przepływ większy



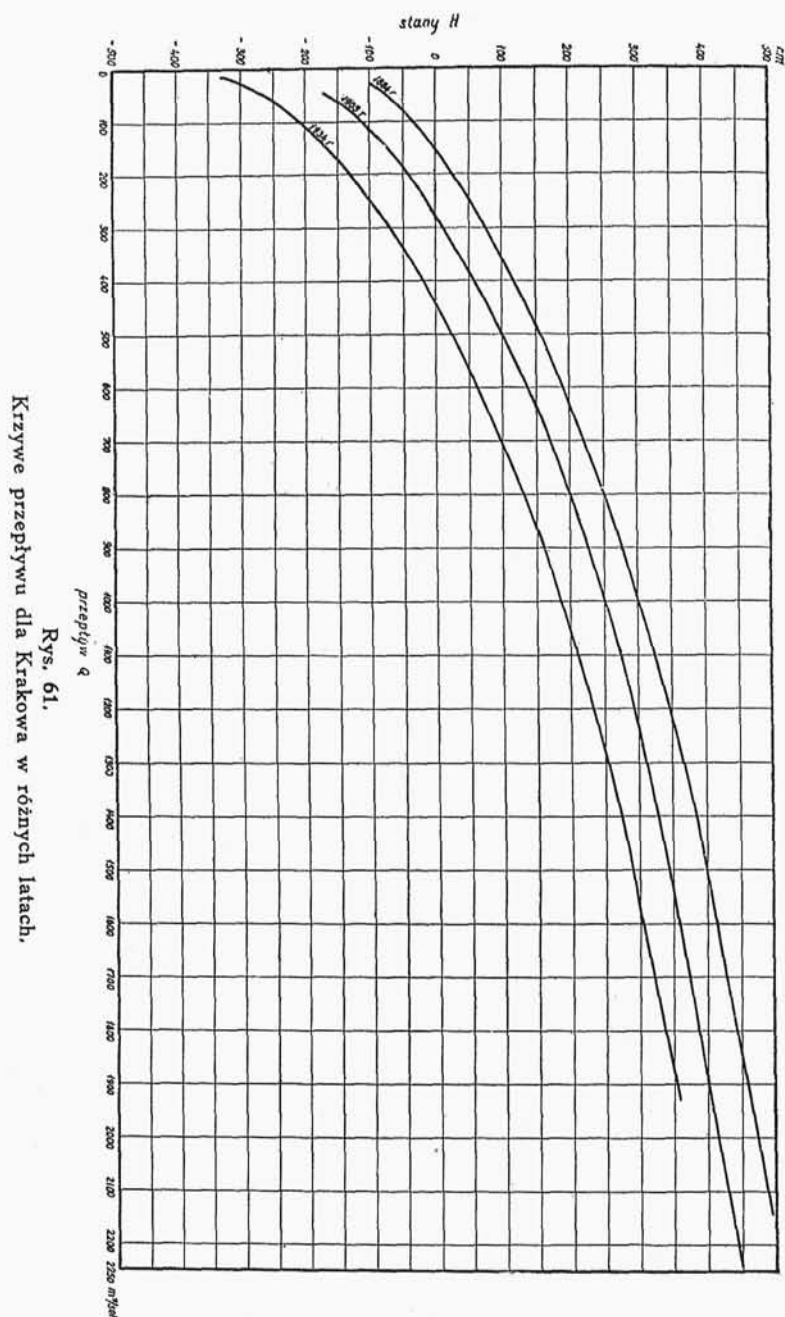
Rys. 60.

Pętla na krzywej przepływu utworzona przy wzrastaniu i opadaniu stanów wody.

niż w czasie opadania. Jeżeli mamy większą ilość pomiarów w pobliżu kulminacji, wówczas dla każdego wezbrania utworzą one pętlę, której ramię dolne odpowiadać będzie wzrastaniu stanów wody, zaś ramię górne ich opadaniu. Jeżeli dla jakiegoś wezbrania mamy tylko pomiary przed, albo tylko po kulminacji, wówczas musimy przeprowadzić korektę krzywej przy pomocy kształtu pętli, znanego z innych wezbrań. Właściwy przebieg krzywej będzie w pośrodku pętli (rys. 60).

Różnice w objętościach są nieraz bardzo znaczne. Schaffernak podaje <sup>25)</sup> dla Cisy różnice w objętości przy tym samym stanie na 870 m<sup>3</sup>/sek, dla Ohio na 1550 m<sup>3</sup>/sek (6250 i 7800 m<sup>3</sup>/sek). Po-

<sup>25)</sup> Schaffernak F. Hydrographie, Wien, 1935.



Rys. 61.  
Krzywe przepływu dla Krakowa w różnych latach.

miary na Tygrysie wykazały przy pewnym stanie przepływ nawet 2 razy większy.

W wielu przekrojach wodowskazowych okres ważności krzywej przepływu skraca się skutkiem wyłączenia z przepływu części

koryta z powodu zamarzania w zimie, zaś zarastania w porze wegetacji.

Mamy więc następujące powody zmian związku między stanami wody i przepływem:

1) zmiana kształtu przekroju poprzecznego, w szczególności zwiększenie lub zmniejszenie jego pola skutkiem erozji dna lub osadów rumowiska,

2) zmiana spadku zwierciadła wody,

3) zamarznięcie części pola przekroju,

4) zarośnięcie " " " roślinami wodnymi.

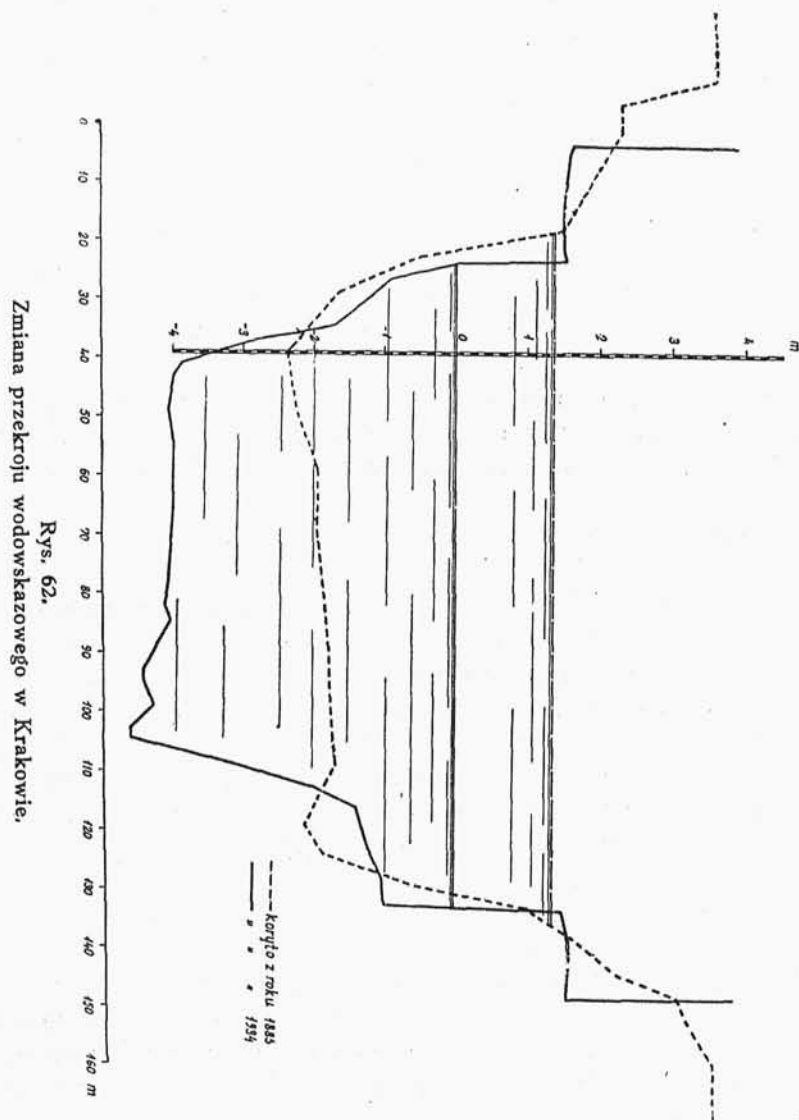
Zbadawszy istnienie zmian musimy ustalić czas, kiedy poszczególne zmiany nastąpiły, a stąd wypośrodkować okresy czasu bez zmian, podczas których możemy uważać spostrzeżenia wodowskazowe za równoważnościowe. Chcąc zużytkować dla tworzenia wartości przeciętnych dłuższe okresy spostrzeżeń, musimy obrać pewien stan podstawowy, o ile możności jak najdłużej trwający i do tego stanu sprowadzić wszystkie inne spostrzeżenia, zmieniając ich wartości, tak aby te same stany wody odpowiadały zawsze tym samym przepływom.

Badania równoważności spostrzeżeń wodowskazowych możemy przeprowadzić rozmaitymi metodami.

I. Najdokładniejszą jest metoda częstych pomiarów objętości przepływu. Daje ona nam bezpośrednio różnice w objętościach, przepływających przy tym samym stanie, lub różnicę w stanach odpowiadających w różnych czasach tej samej objętości. O tę różnicę możemy przesuwając spostrzeżenia wodowskazowe, doprowadzając je do równoważności z odczytami wykonanymi w okresie przyjętym za podstawowy. Przy tej metodzie dla każdego okresu bez zmian otrzymamy inny związek między stanem a przepływem; graficznie przedstawia to nam rys. 61 dla wodowskazu krakowskiego.

II. Druga metoda badań polega na periodycznym sondowaniu przekroju wodowskazowego (rys. 62, również dla wodowskazu krakowskiego). Pozwoli to nam przeliczyć przepływy i ustalić zmiany poziomu zwierciadła wody a więc i jej stanu. Musimy jednak oprócz sondowania wykonać także pomiar miejscowego spadku, który również mógł ulec zmianie. Jeżeli dla pewnego stanu wody i kształtu koryta znamy przepływ, to mając dany obwód zwilżony, pole przekroju i spadek, mamy wszystkie elementy potrzebne do obliczenia prędkości a tym samym i objętości, prócz współczynnika oporu, który w ten sposób możemy ściśle określić. Jeśli po pewnym czasie zmienił się kształt przekroju wodowskazowego, to rysując ten przekrój, obliczając pole przekroju, obwód zwilżony, przyjmując ten sam współczyn-

nik oporu, oraz stosując te same wzory do obliczeń, możemy określić przepływ i sprawdzić czy odpowiada on przepływowi przy dawnym stanie koryta. Jeżeli obliczony przepływ jest większy, to musimy odpowiednio zwierciadło wody a zatem i stan jej obniżyć lub pod-



wyższyc, jeśli przepływ jest za mały. Otrzymana różnica poziomów jest przesunięciem, jakie zastosować możemy dla obserwacji wodowskazowych. Badanie takie trzeba przeprowadzić dla kilku poziomów, bo przesunięcia mogą być różne przy różnych stanach wody. Rachunkowo przeliczenie możemy przedstawić wzorem:

$$Q = A_1 k R_1^n i_1^m = A_2 k R_2^n i_2^m \quad (9a)$$

albo

$$Q = k B_1 h_1^{n+1} i_1^m = k B_2 h_2^{n+1} i_2^m \quad (9b)$$

gdzie:  $A$  — przekrój,  $k$  — współczynnik oporu,  $R$  — promień hydrauliczny,  $i$  — spód zwierciadła wody,  $B$  — szerokość koryta,  $h$  — średnia głębokość.

Jeżeli zmiany w spadzie są nieznaczne, pozostaje jedyną niewiadomą średnia głębokość  $h_2$ . Przeliczając przesunięcia dla kilku poziomów otrzymujemy nową krzywą przepływu.

III. Jeżeli nie znamy ani zmian w przepływach ani w kształcie przekroju wodowskazowego, wówczas musimy potrzebne przesunięcia wydedukować drogą pośrednią.

Do tego celu posługujemy się biegiem stanów charakterystycznych z szeregu lat. Kreśląc bieg jakiegoś stanu charakterystycznego, np. średniej rocznej lub stanu najniższego, otrzymamy—wobec różnic w opadach i stratach w poszczególnych latach—punkty rozsiane równomiernie po obu stronach linii poziomej, poprowadzonej przez wartość średnią w tym okresie. Jeżeli jednak w przekroju wodowskazowym zaszła zmiana, to obliczenie średniej da nam obraz fałszywy, chyba że nie będzie ona linią poziomą. Wiedząc kiedy zmiana nastąpiła, możemy utworzyć średnią z obserwacji przed i po zmianie, a różnica między poziomami tych średnich da wielkość o jaką przesunąć należy obserwacje. Jeśli zmiana nie była nagła, ale gdy przekrój wodowskazowy ciągle się przekształca, np. stale się pogłębia lub zamula, to linia wyrównująca obserwacje z poszczególnych lat będzie nachylona do poziomu. Dla zbadania tego rodzaju zmian należy wyeliminować wpływ przypadkowych zmian, pochodzących od zmieniających się z roku na rok czynników meteorologicznych. Dlatego do utworzenia biegu stanów charakterystycznych nie bierzemy wartości z poszczególnych lat, ale tworzymy wartości średnie z kilku sąsiednich lat. Do częściej używanych wartości średnich należą dla roku

$$y_{\bar{s}r} = \frac{1}{3} (y_{n-1} + y_n + y_{n+1}) \quad (10a)$$

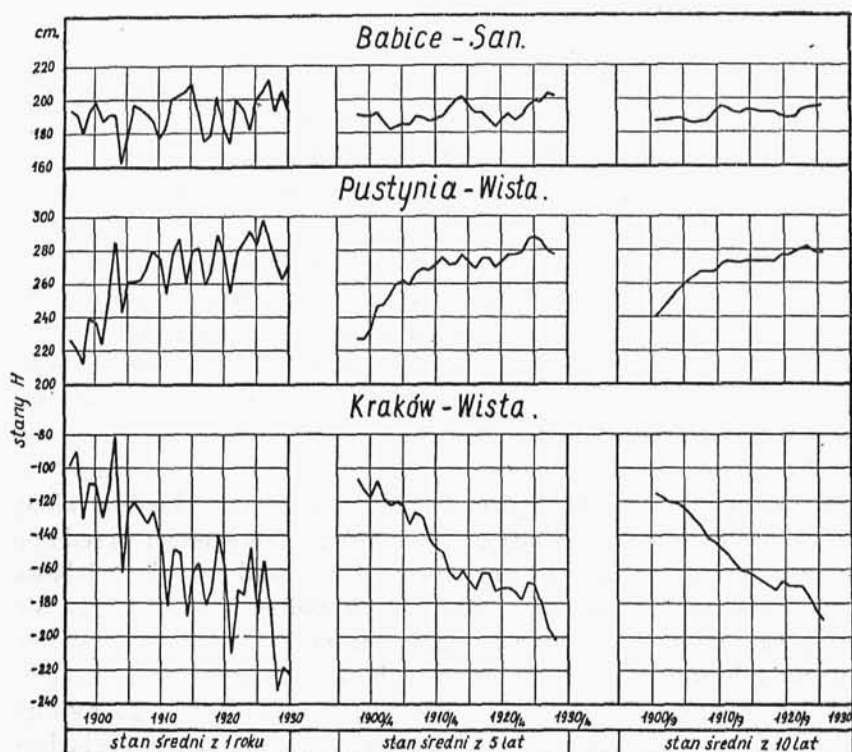
$$y_{\bar{s}r} = \frac{1}{4} (y_{n-1} + 2y_n + y_{n+1}) \quad (10b)$$

$$y_{\bar{s}r} = \frac{1}{5} (y_{n-2} + y_{n-1} + y_n + y_{n+1} + y_{n+2}) \text{ itd.} \quad (10c)$$

Przy długich okresach musi spostrzeżenie, które ma być wygładzone, otrzymać znaczniejszą przewagę, np. we wzorze:

$$y_{sr} = \frac{1}{35} (-3y_{n-2} + 12y_{n-1} + 17y_n + 12y_{n+1} - 3y_{n+2}) \text{ itd. (10d)}$$

W badaniach spostrzeżeń wodowskazowych chętnie posługujemy się biegiem wartości średnich z 5-leci lub 10-leci, tworząc np. wartości średnie z lat 1904 — 1908, 1905 — 1909, 1906 — 1910 itd.,



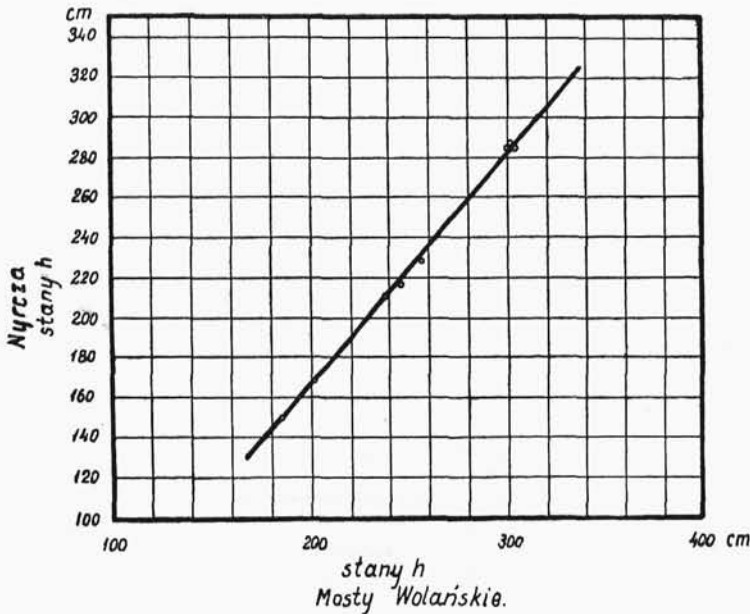
Rys. 63.

Bieg średnich stanów wody

albo 1904 — 1913, 1905 — 1914, 1906 — 1915 itd. W średnich z pięcioleci, a jeszcze bardziej z dziesięcioleci, różnice klimatyczne zacierają się prawie zupełnie; występuje wyraźnie na jaw istniejąca ewentualnie tendencja do zmian w kształcie profilu wodowskazowego. Na rys. 63 przedstawiono bieg średnich rocznych na trzech wodowskazach: w Babicach na Sanie, gdzie zmian prawie nie ma, w Pustyni na Wiśle, gdzie istniała wyraźna tendencja podnoszenia się koryta do r. 1910, i w Krakowie, gdzie znów zarysowuje się wyraźna tendencja obniżania się poziomu stanów charakterystycznych. Różnice poziomów, przeniesione z wartości średnich na wartości z poszczegól-

gólnych lat, pozwalają nawet na ujęcie cyfrowe i na odpowiednie przesunięcie obserwowanych stanów do jednego podstawowego poziomu dla otrzymania wartości średniej z całego okresu.

IV. Jeżeli zmiana koryta jest nagła, wówczas bieg wartości średnich nie wystarczy do ścisłego oznaczenia chwili powstałej zmiany. Uczynić to jednak możemy przy pomocy związku wodowskazów.



Rys. 64.

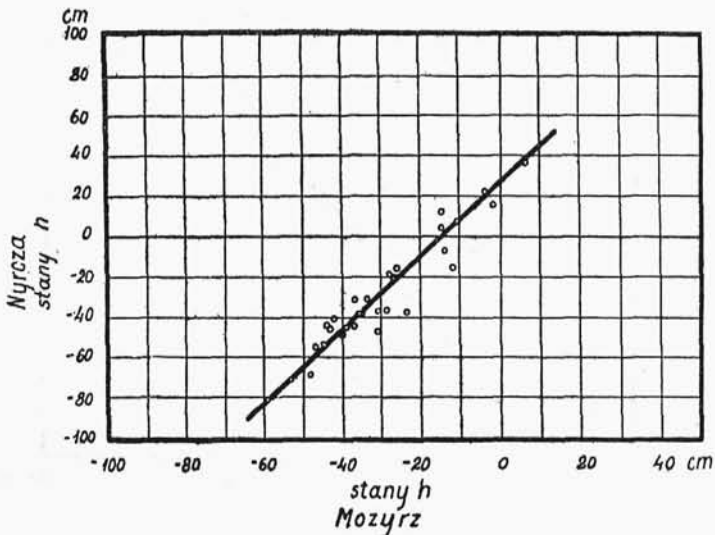
Związek wodowskazów.

Związkiem wodowskazów nazywamy krzywą łączącą punkty przecięcia odpowiadających sobie stanów wody na dwu wodowskazach, których podziałki znajdują się na dwu osiach współrzędnych. Jeżeli pomiędzy wodowskazami nie ma dopływu, zaś kształt przekroju poprzecznego przy obu wodowskazach jest jednakowy lub przynajmniej podobny, to związek wodowskazów będzie linią prostą (rys. 64). Jeżeli przekroje nie są podobne, wówczas związek wodowskazów będzie linią krzywą o kształcie zależnym od stosunku, w jakim zmieniają się pola przekroju obu stacyj wodowskazowych do siebie.

Ażeby związek wodowskazów przedstawiał dokładnie zawsze jedną i tę samą linię, musi być przy jego nanoszeniu uwzględniony czas, jakiego potrzebuje woda do przejścia z jednej stacji do drugiej. Tymczasem czas ten nie jest zawsze jednakowy, ale zależy znów



od stanu wody, a ponadto nie jest zawsze nam dokładnie znany. Ale gdyby nawet był znany, to ścisły związek dałby się odcyfrować jedynie z wykresów limnigraficznych. Przy zwykłych obserwacjach wodowskazowych wykonywanych raz dziennie interpolacja przebiegu zmian stanów wody pozwoli tylko w przybliżeniu ten związek wydobyć. Stosunkowo najdokładniej można uchwycić związek punktów kulminacyjnych wezbrań i opadań wody, kreśląc więc związek wodowskazów, należy przede wszystkim te punkty brać pod uwagę,

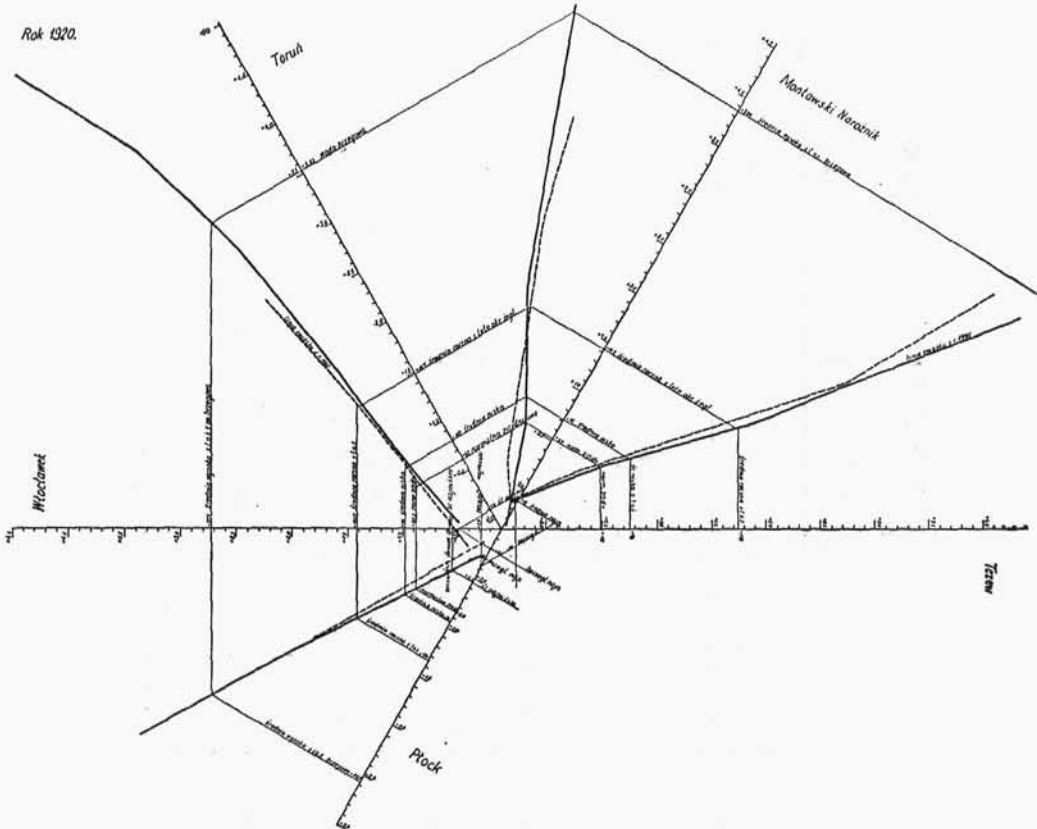


Rys. 65.  
Związek wodowskazów.

zaś inne łączyć ze sobą zależnie od tego czy woda wznosi się czy opada, otrzymamy wówczas związek w postaci szeregu pętli, z których najprawdopodobniejszy przebieg linii związku można wypośredkować.

Rozproszenie punktów związku staje się tym większe im dalej od siebie położone są wodowskazy, nie tylko bowiem czas przepływu wody, ale i sam przepływ może ulec zmianie. Jeżeli między wodowskazami znajduje się większy dopływ, wówczas rozproszenie punktów wzrasta gwałtownie, wtedy i punkty kulminacji dolnej i górnej również się przesuwają w zależności od różnicy w czasie wezbrania na dopływie i głównej rzece. Zjawisko to potęguje się naturalnie wówczas, jeżeli tych dopływów jest więcej. Wtedy związek wodowskazów będzie gęstą siatką punktów, grupujących się dokoła właściwej linii związku, którą z tej siatki można wypośredkować (rys. 65).

Linie związku są ważne tak długo, dopóki kształt przekroju wodowskazowego nie uległ nigdzie zmianie. Jeżeli to nastąpi, wówczas te same przepływy będą się odbywały przy innych stanach, a stąd zmieniają się rzędne stanów odpowiadających sobie na zmienionym

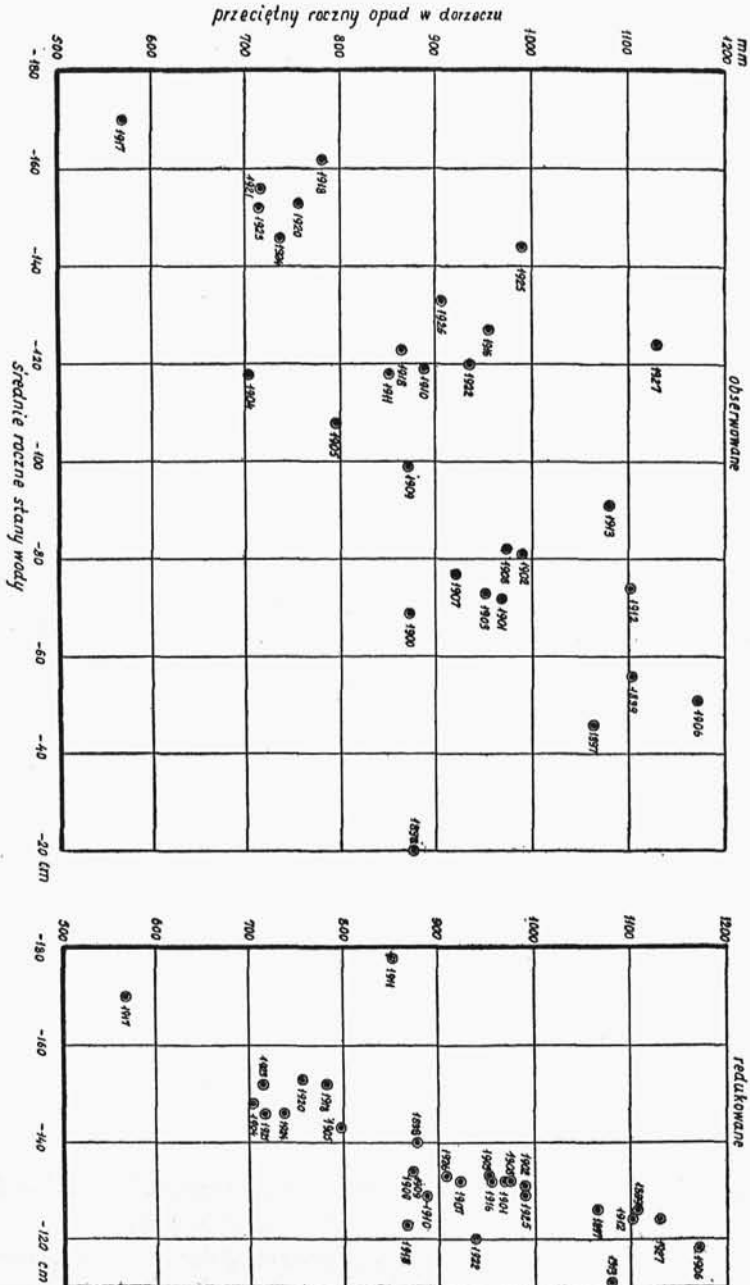


Rys. 66.  
Związki wodowskazów na Wiśle.

wodowskazie i krzywa (lub prosta związku) przesunie się. Jeżeli mamy zatem wodowskaz, o którym wiemy, że koryto jego w danym okresie nie uległo zmianie, to kreśląc dla poszczególnych lat lub nawet dla części roku krzywe związku z innymi wodowskazami otrzymamy wielkość przesunięcia przy rozmaitych odczytach (rys. 66).

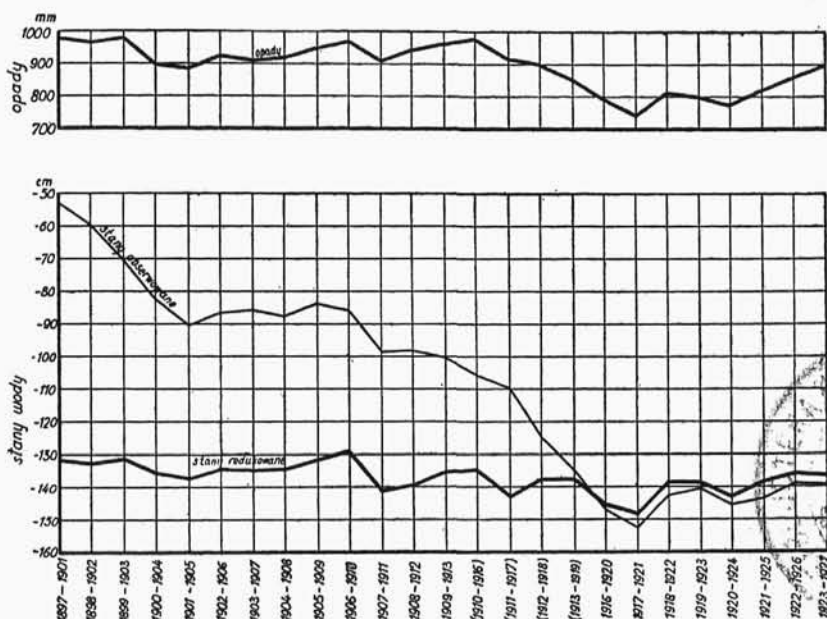
Związki wodowskazów służą nie tylko do badania zmian, za-

chodzących w przekrojach wodowskazowych, są one również kontrolą przy określaniu stanów charakterystycznych dla szeregu wo-



łym biegu rzeki przynajmniej tak długo, dopóki jakiś większy dopływ charakteru rzeki nie zmieni. Na rys. 66 przedstawiono związki wodowskazów na dłuższym odcinku rzeki Wisły i wyrównanie stanów charakterystycznych oznaczonych dla poszczególnych wodowskazów.

V. Porównanie biegu stanów charakterystycznych i związki wodowskazów zawodzą tam, gdzie zmiany kształtu koryta są częste, nagłe i trafiają się na wszystkich wodowskazach. Zdarza się to

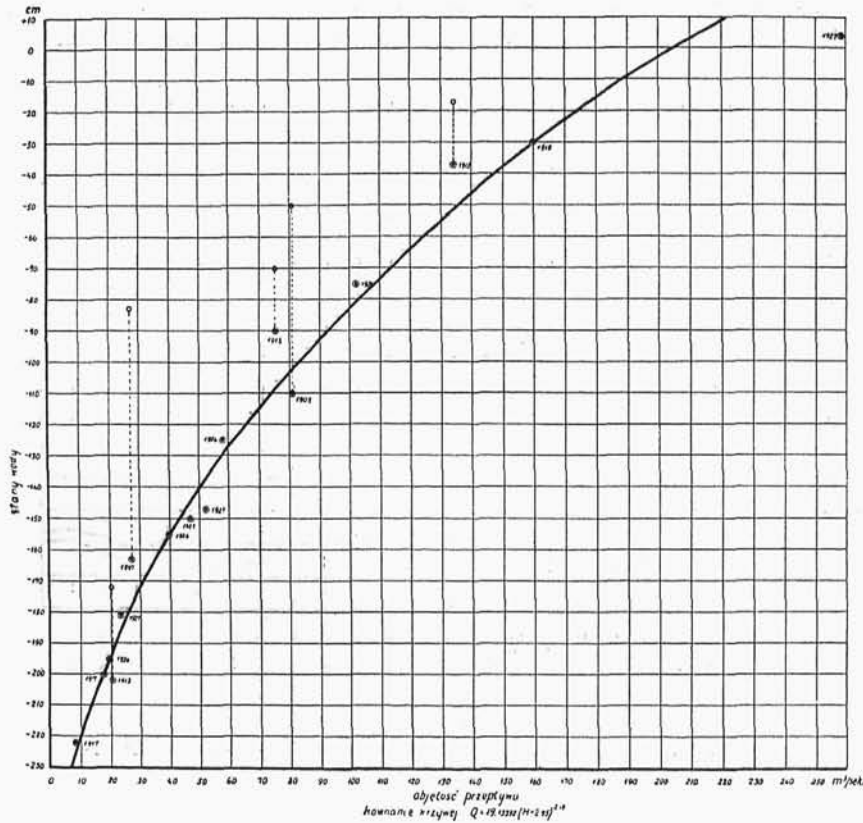


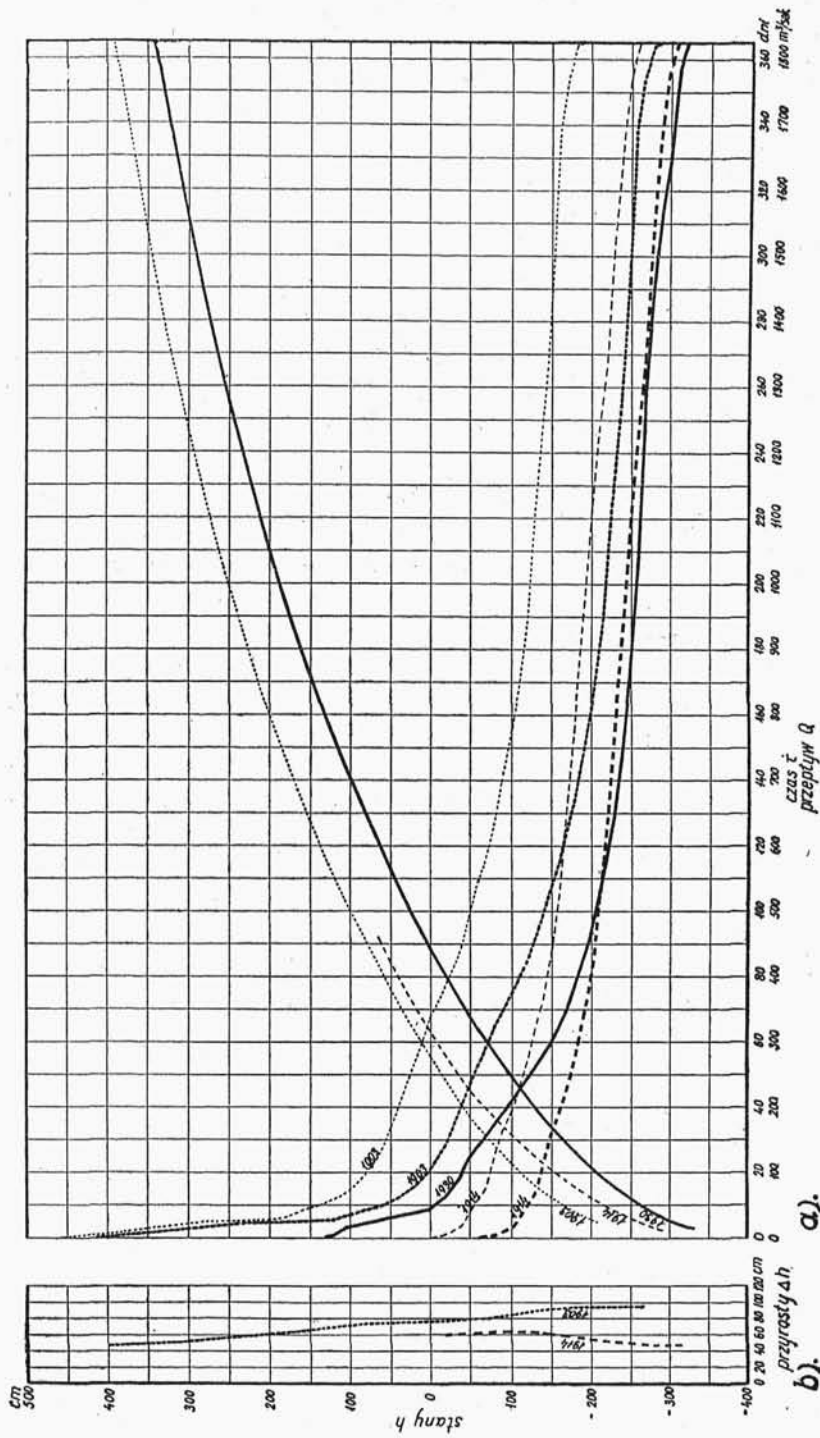
Rys. 67b.

Średnie stany wody obserwowane i redukowane oraz średnie opady.

przede wszystkim na rzekach górskich. Wówczas jako jedyna możliwa metoda pozostaje porównanie średnich odpływów ze średnimi opadami w dorzeczu powyżej stacji wodowskazowej. W tym celu kreślimy na rzędnych pionowych, oznaczających lata, średni roczny stan wody i średni roczny opad lub wartości przeciętne z kilku lat obliczone dla tych stacji, które mają nieprzerwane obserwacje w całym okresie. Wykres taki przedstawia rys. 67 a, b, c. Jak długo przekrój wodowskazowy utrzymuje się bez zmian, obie linie wykresu biegną do siebie równolegle; przy zmianie koryta nie tylko równoległość zanika, ale często kierunek zmian rocznych jest inny przy opadach, a inny przy stanach. Jeżeli koryto się pogłębiło przy końcu roku, np. po letniej powodzi, to w następnym roku średni roczny

stan wodowskazu znajdzie się na poziomie niższym, choćby opady w tym roku były nawet znacznie wyższe. Odwrotnie, jeżeli koryto zostanie zaszutrowane, to średni stan roczny się podniesie, choćby roczne opady były niższe niż w roku poprzednim. Naturalnie pewną rolę odgrywać tu będą rozkłady opadów w ciągu roku, zwłaszcza intensywność opadów zimowych, wielkość wezbrań w danym roku,





nych odcinków okresu, a ich położenie daje nam odrazu wielkość przesunięcia potrzebnego do sprowadzenia wszystkich obserwacji do jednego stanu podstawowego. Tej metody użyto przy obliczeniu przepływów dla katastru sił wodnych Dunajca i Sanu.

Określiwszy przy pomocy jednej z przedstawionych powyżej metod różnice w stanach wody, odpowiadających jednemu i temu samemu przepływowi, możemy przystąpić do sprowadzenia obserwacji z poszczególnych lat „do wspólnego mianownika”, tj. do jednego podstawowego roku. Weźmiemy pod uwagę wypadek, kiedy dla jednej stacji wodowskazowej mamy kilka krzywych przepływu pomierzonych w różnych latach (rys. 68a). Dla tego samego przepływu mamy przy różnych stanach charakterystycznych różne różnice w odczytach wodowskazowych. Przenosząc je na związek pomiędzy stanami wody a różnicami  $\Delta h$  (rys. 68 b), otrzymamy dla poszczególnych lat, w których były wykonane pomiary, szereg krzywych, rok zaś podstawowy będzie prostą pionową wobec różnicy  $= 0$ . Następnie przy pomocy biegu stanów charakterystycznych musimy oznaczyć okres czasu, któremu odpowiadają poszczególne krzywe przepływu a tym samym i przesunięcia. Okresy te można oznaczyć tylko wówczas, jeżeli zmiany są nagłe. Jeżeli postępują powoli to należałoby dla każdego roku pośredniego interpolować krzywe przepływu według prawa linii prostej.

Na tym wykresie możemy każdy stan charakterystyczny sprowadzić do stanu koryta w dowolnym roku. Gorzej się rzecz przedstawia, jeżeli chodzi o stany okresowe, wówczas bowiem należałoby najpierw przemienić na stan podstawowy odczyty wodowskazowe z poszczególnych dni i dopiero z tak zmienionego zestawienia stanów obliczać ponownie czasy trwania stanów wód dla poszczególnych lat, tak jakby stan koryta nie uległ zmianie w stosunku do roku obranego za podstawę. Zwykle jednak krzywe przepływu dla najdłużej trwających średnich stanów przebiegają dość równolegle do siebie, tak że możemy z niewielkim błędem przyjąć dla całej krzywej sumowania jednakowe przesunięcie. Odcinając następnie na przesuniętych krzywych dla poszczególnych lat czasy trwania dla jednego i tego samego stanu wody, lub odwrotnie, możemy wyrachować wartości średnie i na tej podstawie wykreślić krzywą czasu trwania dla całego okresu sprowadzoną do stanu koryta w roku obranym za podstawowy (rys. 68 a).

Krzywe sumowania czasów trwania mogą nam też posłużyć do kontroli krzywych związku wodowskazów. Jeżeli bowiem jeden z wodowskazów ma koryto niezmiennające się, to stany odpowiadające różnym okresom trwania w różnych latach mogą służyć do



porównania z takimiż stanami na innym wodowskazu, ulegającemu zmianom, dla tych samych okresów i tych samych lat. Otrzymane różnice mogą wprost służyć do przesunięcia krzywych sumowania czasów trwania stanów dla wodowskazu ulegającego zmianom podług wartości podstawowego wodowskazu.

Przekształcania i przerachowywania wyników obserwacji i związków są z powodu zmian kształtu przekrojów wodowskazowych nie tylko żmudne, ale są zarazem źródłem nieuniknionych błędów. To też wszędzie tam, gdzie to jest tylko możliwe, wprowadza się dziś bezpośrednie związki między czasem i objętościami przepływu a nie stanami wody. Pożądane to jest zwłaszcza dla stanów okresowych, dla których przekształcania są najkłopotliwsze, zwłaszcza jeżeli do błędów z powodu zmiany koryta dochodzą błędy z powodu zmian w objętości przepływu skutkiem zamarzania lub zarastania rzek.

Woda zamarzając powiększa swą objętość, skorupa lodu narasta w czasie trwania zimy, stąd pole przepływu w ciągu zimy się zmniejsza, zaś woda płynie pod lodem pod ciśnieniem. Jeżeli w pobliżu podziałki wodowskazowej lód przerąbiemy, to zwierciadło ułoży się gdzieś w środku grubości lodu, a czasem nawet woda wypłynie na powierzchnię lodu. Obwód zwilżony prawie się podwaja, co wpływa na znaczne zmniejszenie prędkości i dalsze zwiększenie ciśnienia. Dlatego mimo zmniejszenia się przepływu, zwierciadło wody może nie tylko nie opadać lecz nawet wzrastać. Skorupa lodowa zmienia w ciągu zimy nie tylko swoją grubość ale także szorstkość, gdyż woda stapia i wygładza spód warstwy lodu. Znow przy tym samym stanie wody i tej samej grubości lodu możemy mieć różne przepływy. Wszystko to powoduje, że nie możemy dla przepływu pod lodem ustalić nowej linii związku przepływów ze stanami, bo związek ten w różnym czasie będzie różny.

Nie pozostaje nic innego jak ustalić przepływ pod lodem w zależności od czynników ruchu, uwzględniając grubość lodu. Obliczeniem przepływu pod lodem zajmowali się w Rosji Orgiejewski i Paganow, na Litwie Kolupaila i u nas Dębski.

Kolupaila szuka stosunku między przepływem letnim i zimowym dla tego samego stanu wody:

$$Q_l = Bh_{sr} k_l h_{sr}^{0.7} i^{0.5} \quad (11a)$$

$$Q_z = Bh_z k_z \left( h_z \frac{1}{2} \right)^{0.7} i^{0.5} \quad (11b)$$

gdzie  $B$  oznacza szerokość,  $h$  głębokość,  $i$  spad zwierciadła wody, zaś  $k$  współczynnik szorstkości. Indeksy:  $l$ ,  $z$ , oznaczają lato i zimę.



$h_z = h_{sr} - e$ , gdzie  $e$  jest grubością powłoki lodowej.

$$\text{Stosunek obu przepływów} \quad \frac{Q_z}{Q_l} = 0,616 \frac{k_z}{k_l} \left(1 - \frac{e}{h_{sr}}\right)^{1,7}$$

Wartość stosunku zależy najwięcej od zmiany współczynnika szorstkości, gdyż wyraz  $0,616 \left(1 - \frac{e}{h_{sr}}\right)^{1,7}$  jest w przybliżeniu nieco mniejszy od 0,5 i mało się zmienia. Określić  $k$  można tylko z pomiarów.<sup>26)</sup>

Dębski<sup>27)</sup> szuka odpowiedniego wyrażenia na prędkość przepływu pod lodem, przyjmując kształt funkcji:

$$v_z = \varphi c h_z^n i^m \quad (12a)$$

i obliczając wartości  $c$ ,  $m$ ,  $n$  na podstawie wykonanych pomiarów pod lodem. Współczynnik  $\varphi$  jest zależny od charakteru rzeki.

W miarę wzrastających ilości pomiarów—wartości stałych ulegały małym zmianom; ostatnio podaje Dębski wzór

$$v_z = \varphi 4,26 h_z^{0,62} i^{0,81} \quad (12b)$$

oparty na 198 pomiarach.

$\varphi$  wynosi dla rzek górskich od 0,6 do 1,0, dla rzek wielkich 1, dla rzek nizinnych  $\varphi > 1$ , tak samo dla ścieków ciepłych i dla wód gruntowych, przykłady podaje Dębski w odpowiedniej tabeli.  $\varphi$  jednak zmienia się także ze wzrostem stanu wody. Np. na Prypeci  $\varphi = 0,23 H - 0,42$ .

Stosunek przepływu zimowego do letniego przy tym samym stanie i przy uwzględnieniu grubości powłoki lodowej wahał się w wykonanych pomiarach od 0,344 do 1,13, wyjątkowe minimum wykazała Jasiołda w Porzeczcu bo przeciętnie 0,176 (w jednym dniu nawet tylko 3%). W większości jednak wypadków wahania są w szczuplejszych granicach, bo od 0,5 do 0,9. Nie popełnia się też zbyt wielkiego błędu, jeżeli dla całego okresu zimowego przyjmie się jednakową wartość stosunku. W razie braku pomiarów grubości lodu można użyć wzoru Barnes'a:

$$e = (25 + 0,026 \Sigma_1^n \Theta) \alpha \beta \quad (13)$$

$e$  oznacza grubość lodu w cm.

$\Sigma_1^n \Theta$  sumę temperatur powietrza mierzonych rano od początku nastania mrozów do dnia, w którym chcemy oznaczyć grubość lodu.

<sup>26)</sup> Kolupaila S. Die Berechnung der Winterabflussmengen. Tallin, 1928.

<sup>27)</sup> Dębski K. Beitrag zur Methode der Berechnung des Wasserabflusses im Winter. Leningrad, 1933.

$\alpha$  współczynnik równy jedności aż do początku okresu tajania, zmniejsza się do zera przy końcu okresu tajania.

$\beta$  współczynnik zależny od prędkości. Dla wody stojącej  $\beta = 1,25$  i maleje ze wzrostem prędkości, dla  $v = 0,25$  m/sek,  $\beta = 1,00$ . Iloczyn obu współczynników waha się od 0,75 do 1,25.

Po określeniu w ten sposób grubości lodu, można już wzorem Dębskiego obliczyć w danym okresie prędkości a zatem i przepływy.

Wzory na przepływ pod lodem mają zastosowanie tylko w granicach wykonanych pomiarów, na których się opierają. Dla wzoru Dębskiego granicami są: dla  $v_z$  0,037 do 0,8 m/sek

"  $i$  0,021 do 1,99<sup>0</sup>/<sub>00</sub>

"  $h_z$  0,09 do 4,11 m

"  $T$  -6,17 do +1,15<sup>0</sup> C

jako średnia ciepłota powietrza od grudnia do marca.

W wielu wypadkach wystarczy wynalezienie średniego stosunku przepływu zimowego do letniego dla danej stacji wodowskazowej, atoli tam gdzie chodzi o dokładność, trzeba powtarzać pomiary pod lodem każdej zimy. Jeżeli natomiast na tej samej rzece znajdzie się przestrzeń wolna od lodów przez znaczną część zimy i jest na niej stacja wodowskazowa, wówczas wystarczy operować związkiem wodowskazów.

Jeszcze mniej zbadany jest wpływ wegetacji na zmniejszenie wolnego przekroju, zwiększenie oporów i tym samym zmniejszenie przepływu w stosunku do wolnego przekroju przy tym samym stanie.

W Polsce wpływ wegetacji zaczął badać Herbach<sup>28)</sup> na rzekach pomorskich, gdzie wobec wielu zakładów wodnych wykresy pracy turbin mogły zastąpić pomiary przepływu, które musiałyby być wykonywane przez cały okres wegetacji. Wegetacja składająca się z alg i traw rozpoczyna się w maju, osiąga maximum w lipcu lub sierpniu, po czym zmniejsza się do jesieni. Skutkiem tego np. na Wierzycy w Starogardzie przy najniższym stanie w kwietniu przepływało 5,41 m<sup>3</sup>/sek, zaś przy najwyższym w sierpniu tylko 3,59 m<sup>3</sup>/sek, podobnie na Brdzie 28,5 i 22,5 m<sup>3</sup>/sek. Przede wszystkim trzeba więc było sprowadzić wszystkie przepływy letnie do stanu wolnego koryta w kwietniu. Różnica stanów dała spiętrzenie wywołane wegetacją w poszczególnych dniach a stąd obrachowano średnie spiętrzenie dla całego

$$\text{okresu wegetacyjnego} \quad H_{sp} = \frac{\sum_v^{xi} H}{7} \quad (14)$$

<sup>28)</sup> Herbach H. Die Bestimmung der Einwirkung des Pflanzenwuchses auf den Wasserspiegelstand. Leningrad, 1933.

Następnie obliczono średnią temperaturę powietrza  $T_{sr} = \frac{\sum_{i=1}^n T_i}{n}$  i na podstawie obliczeń dla kilku lat otrzymano związek spiętrzenia z temperaturą. Wynosi on dla Starogardu  $H_{sp} = 8,08 (T_{sr} - 7,5)^{1,1}$  i dla Brdy w Koronowie  $4,3 (T_{sr} - 7,5)^{0,65}$ .

Przy pomocy tych wzorów można obliczyć średnie piętrzenie tylko dla całego okresu wegetacji i zredukować przez to przepływ w tym okresie do stanu koryta niezarośniętego, nie można jednak dojść do przepływów w poszczególnych dniach, do tego celu muszą być wykonywane pomiary, albo też wykorzystane dane z istniejących zakładów wodnych turbinowych.

### 3. Badania hydrologiczne oparte na przepływach

Operowanie stanami wody dla obliczeń hydrologicznych jest wskazane w tych wypadkach, w których położenie zwierciadła wody odgrywa główną rolę i gdzie możemy pominąć stany wody w okresie zimowym. Tyczyć się to będzie przede wszystkim wszelkich obliczeń dla regulacji rzek, robót melioracyjnych osuszających, ochronnych itp. Natomiast tam gdzie przepływ odgrywa główną rolę, jak przy zakładach o sile wodnej, nawadnianiach itp., dogodniej jest operować bezpośrednio przepływami. Rzecz naturalna, że ilość potrzebnych w tym celu pomiarów będzie bardzo znaczna, zwłaszcza jeżeli mamy do czynienia z rzekami o zmieniającym się łatwo łózysku, lub ze zjawiskami zlodzenia albo zarastania koryta.

Przejście z rejestracji stanów wody do przepływów jest bardzo proste w okresie ważności jednej i tej samej krzywej przepływu, przy jej pomocy bowiem wykreślimy dzienny bieg przepływów. Przy zmianie kształtu koryta będziemy mieli zamiast jednej kilka krzywych przepływu ważnych dla różnych okresów, podobnie jeżeli krzywa przepływu zmienia się w okresie zimowym lub wegetacyjnym.

Z dziennego biegu przepływów odczytujemy bezpośrednio niektóre stany charakterystyczne, jak wartości maksymalne i minimalne dla poszczególnych miesięcy lub lat. Dla określenia przepływów rocznych, miesięcznych itp. używamy podobnie jak przy stanach wody wartości przeciętnych z szeregu lat.

Rozkład przepływów w ciągu roku jest dość stały i choć cyfry bezwzględnie średnich przepływów miesięcznych są różne w różnych czasach, to procentowy ich stosunek do przepływu rocznego już