

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.

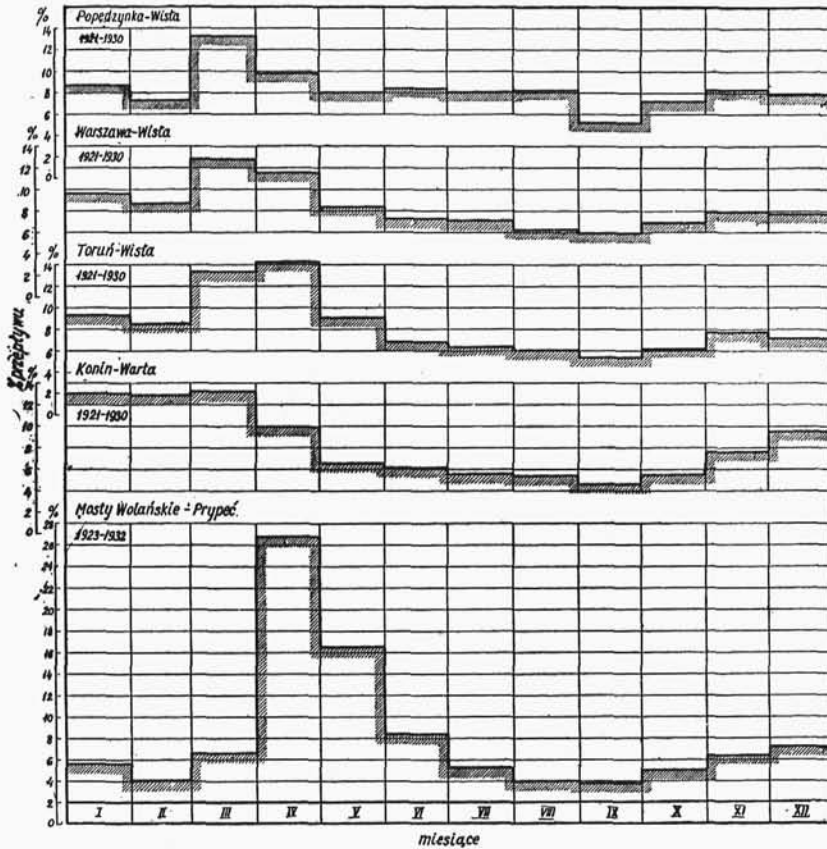
Przejście z rejestracji stanów wody do przepływów jest bardzo proste w okresie ważności jednej i tej samej krzywej przepływu, przy jej pomocy bowiem wykreślimy dzienny bieg przepływów. Przy zmianie kształtu koryta będziemy mieli zamiast jednej kilka krzywych przepływu ważnych dla różnych okresów, podobnie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

przy wartości przeciętnej z dziesięciolecia jest według Graveliusa ²⁹⁾ prawie stały.

Na rys. 69 przedstawiono przepływy miesięczne wyrażone w procentach przepływu rocznego jako przeciętne wartości z dziesięciolecia 1921—1930 dla Wisły w Popędzynie, Warszawie i w Toruniu, dla Warty w Koninie i dla Prypeci w Mostach Wolańskich.



Rys. 69.

Przepływy miesięczne w procentach przepływu rocznego.

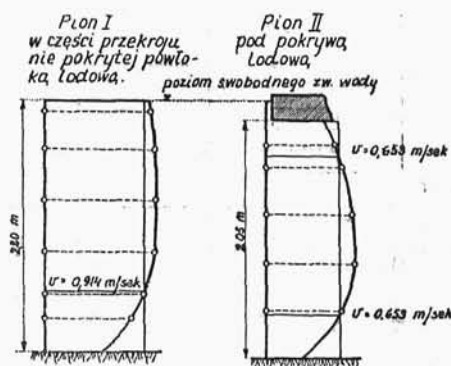
Z przytoczonych przykładów wynika, że bez względu na klimat bardziej morski lub kontynentalny, bez względu na charakter rzeki górski lub nizinny, położenie maximów jest jednakowe, tylko ich natężenie różne. Główne maximum przypada na wiosnę; dla rzek płynących z południa lub położonych na zachodzie w marcu, dla pół-

²⁹⁾ H. Gravelius. Flusskunde I. Berlin, 1914.

nocnych w kwietniu. Z wyjątkiem rzek nizinnych północno-wschodnich, maxima te niewiele odbiegają od średniej wartości 13%. Na Prypeci wzrasta maximum do cyfry podwójnej 27% dzięki długo-trwałej zimie bez częściowych topniei zimowych i szybkiemu topnieniu śniegu w kwietniu nieprzerywanemu mrozami. Na wszystkich rzekach można też zauważyć drugorzędne maximum jesienne w listopadzie.

Główne minimum występuje na wszystkich rzekach we wrześniu. Drugorzędne minimum zjawia się również na wszystkich rzekach w lutym. Nie ustępowałoby ono prawdopodobnie minimum letniemu, gdyby uwzględnić zmniejszenie przepływów pod lodem; zmniejszenie to uwzględnione zostało jedynie przy obliczeniu przepływów Prypeci.³⁰⁾

Przepływy dla Prypeci liczono wzorem Dębskiego. Zmiany w krzywych prędkości pionowych w czasie pomiarów na Wiśle w Warszawie w czasie zlodzenia i wolnym od lodów podaje rys. 70.



Rys. 70.

Krzywe prędkości w przekrojach pionowych bez pokrywy lodowej i pod lodem.

Obszerne badania nad wpływem zlodzenia przeprowadził Fischer³¹⁾ dla Odry. Wynika z nich redukcja stosunkowo niewielka ze względu na klimat bardziej morski: w Poznaniu zmniejsza się w okresie zlodzenia przepływ o 1,1 do 1,2% zaś w Hohensaathen o 6,8 do 9,1%. Dlatego na Warcie i Wiśle pozostawiono przepływy zimowe bez zmiany.

Wpływ zarastania dla większej rzeki jaką jest Prypeć nie może być duży. W Mostach Wolańskich nie ma go zupełnie.

³⁰⁾ A. Rundo, Przepływ rzek w okresie zlodzenia. Prace meteorologiczne i hydrograficzne, 1924 r.

³¹⁾ K. Fischer, Besondere Mitteilungen, 1915.

Przy określaniu średniego przepływu rocznego dzielimy całoroczny odpływ przez ilość sekund w roku. Porównując tę wartość z przepływem odpowiadającym średniemu rocznemu stanowi wody otrzymamy wartość większą. Według równania

$$Q = Q_{H_{sr}} + b(H - H_{sr}) + c(H - H_{sr})^2$$

$$\Sigma (H - H_{sr}) = 0$$

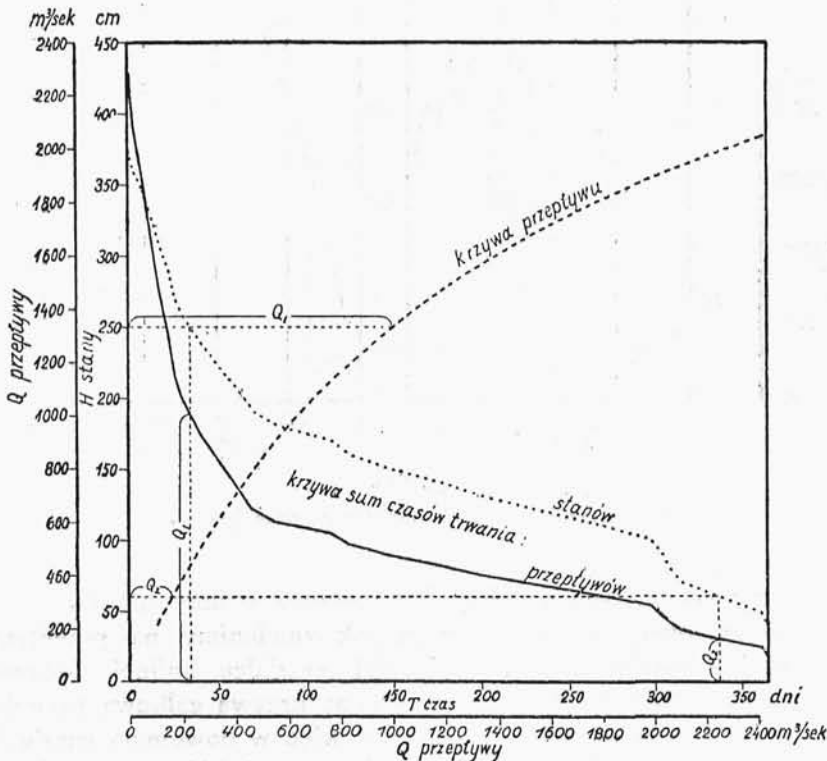
$$\text{Roczny spływ } Q_r = 86400 \Sigma [Q_{H_{sr}} + b(H - H_{sr}) + c(H - H_{sr})^2]$$

$$\Sigma Q_{H_{sr}} = 365 Q_{H_{sr}}$$

$$\frac{Q_r}{86400 \times 365} = Q_{sr} \text{ zatem}$$

$$Q_{sr} = Q_{H_{sr}} + \frac{c}{365} (H - H_{sr})^2 \quad (15)$$

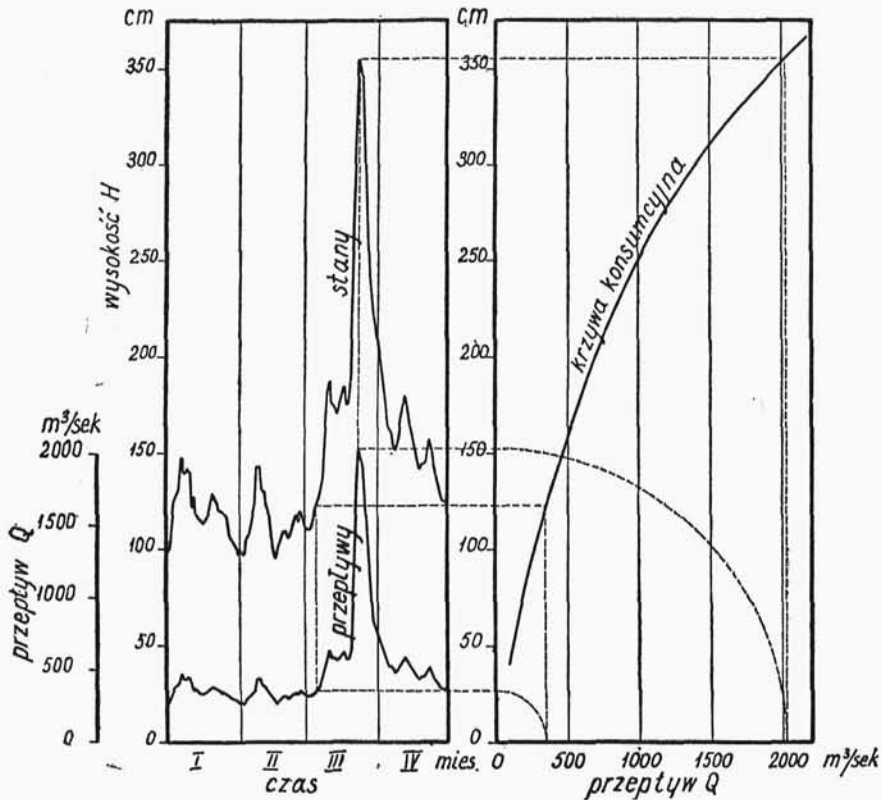
ponieważ c jest zawsze dodatnie, gdyż jest to współczynnik przyrostu objętości ($2c \Delta H^2$), przeto $Q_{sr} > Q_{H_{sr}}$.



Rys. 71a.

Wyznaczenie krzywej sum czasów trwania przepływów.

Średni roczny przepływ najlepiej otrzymać z krzywej sumowania czasów trwania przepływów, planimetrując pole zawarte pomiędzy tą krzywą a osiami współrzędnych i dzieląc otrzymany rezultat przez ilość sekund w roku. Jeżeli zamiast przepływem w ciągu jednego roku, będziemy operowali przepływem z szeregu lat, to otrzymamy przeciętną krzywą sumowania, a stąd i przeciętny przepływ średni roczny z szeregu lat.



Rys. 71b.

Wyznaczenie krzywej codziennych przepływów.

Do wartości tych możemy dojść jeszcze w inny sposób. Jeżeli dzienne przepływy podawane w m^3/sec zamienimy na przepływy dobowe i wyrażając je w odpowiedniej podziałce liniowej dodawać je będziemy dzień po dniu, to otrzymamy krzywą całkową przepływu. Jej rzędna w dowolnym punkcie a więc w dowolnym czasie da nam sumę przepływów od początku okresu, od którego zaczęliśmy liczyć. Wartość ta podzielona przez ilość sekund da przepływ średni.

Obok średnich przepływów miesięcznych i rocznych tworzymy też związki przepływów z czasem. Możemy je tworzyć albo na podstawie już wykreślonych związków stanów z czasem (rys. 71a), zastępując stan odpowiednią ilością przepływu, albo też—jeśli objętości zmieniają się w ciągu badanego okresu z powodu zamarzania, zarastania koryta lub jego zmian—przy pomocy wykresu dziennych przepływów, w którym te zmiany uwzględniono (rys. 71b).

Dostaniemy zatem związek przedstawiający sumę czasów trwania przepływów, bądź szukając dla krzywej sumowania stanów odpowiednich przepływów w każdej grupie, jak to zrobiono dla Warszawy w r. 1930 (rys. 71a), bądź też porządkując przepływyienne od największych do najmniejszych z wykresu dziennych przepływów przedstawionego na rys. 71b.

Stany wody grupowano łącząc razem obserwacje zwykle na poszczególnych decymetrach, natomiast przepływy grupuje się niekiedy w pewnych okresach czasu, np. miesięcznych. Związki stanów wody z czasem sporządzaliśmy dla okresu rocznego, zimowego i letniego; związki przepływu z czasem robi się wyłącznie dla okresu rocznego. Nie sporządza się też krzywych częstości poszczególnych przepływów, nie mają one bowiem żadnego znaczenia.

4. Przepływy jednostkowe

Dotychczas zajmowaliśmy się stosunkami przepływu w jednym i tym samym punkcie ścieku. Dla wielu projektów hydrotechnicznych konieczne jest zbadanie przepływów na całej jego długości, a nawet w całej zlewni. Przepływy te są ze sobą w związku. W prostej formie związek ten widzieliśmy już we wzajemnej relacji odczytów wodowskazowych. Ale związki te dawały się łatwo wyznaczyć tylko wówczas, jeśli między dwoma wodowskazami nie było poważniejszego dopływu. Ponieważ w dopływach zmiany przepływów a więc stanów wody odbywają się zwykle w innym czasie niż w ścieku głównym, przeto pozostaje tylko bezpośrednie porównywanie ze sobą przepływów. Jest to jednak proces żmudny i nie daje bezpośredniego rezultatu. Przedmiotem porównań muszą być zatem nie poszczególne przepływy, lecz pewne wybrane przepływy charakterystyczne, określone poprzednio charakterystycznymi stanami, okresami zwilżenia itp.

Ale i w tym wypadku porównanie ze sobą przepływów pochodzących ze zlewni o różnej powierzchni nie unaocznia nam dobrze różnic wypływających z odmiennych stosunków klimatycznych i te-

renowych. Dlatego do porównań używamy zwykle przepływów jednostkowych wyrażonych w litrach na sekundę i kilometr kwadratowy zlewni. Stąd:

$$q \text{ l/sek i km}^2 = \frac{1000 Q \text{ m}^3/\text{sek}}{A \text{ km}^2} \quad (16)$$

Przepływ jednostkowy bywa także nazywany współczynnikiem spływu. Niektóre charakterystyczne przepływy jednostkowe obliczone wzorem Iszkowskiego z opadów zostały podane w części I (Tabela XXXIX i XL).

Jak długo charakter zlewni się nie zmienia, wartości współczynników spływu dla stanów niskich i średnich zmieniają się nieznacznie, zwykle maleją w dół rzeki skutkiem wzrostu strat na parowanie i przesiąkanie. Szybko zmieniają się tylko przy stanach wysokich skutkiem niejednoczesnego spływu wód opadowych i niejednostajnie rozłożonego opadu w dorzeczu.

Jeżeli w jakimś ścieku powyżej dopływu przepływa $Q_1 \text{ m}^3/\text{sek}$, a poniżej $Q_2 \text{ m}^3/\text{sek}$, przy czym zlewnia ścieku wzrasta z A_1 do A_2 , natomiast z dopływu dochodzi $Q_d \text{ m}^3/\text{sek}$ ze zlewni A_d , to ponieważ $Q_2 = Q_1 + Q_d$ oraz $A_2 = A_1 + A_d$, nazywając odpowiednio przepływy jednostkowe, możemy obrachować ich zmianę: $q_2 - q_1$

$$Q_2 = q_1 A_1 + q_d A_d = q_2 A_2 = q_2 (A_1 + A_d) \quad \text{a stąd}$$

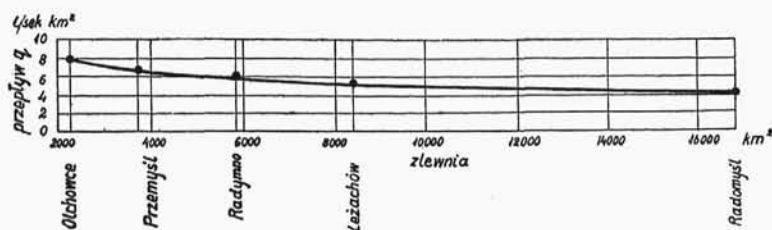
$$q_2 - q_1 = \frac{q_1 A_1 + q_d A_d}{A_1 + A_d} - q_1 = \frac{A_d}{A_2} (q_d - q_1) \quad (17)$$

Jeżeli dopływ jest obfity w wodę, zmiana współczynnika spływu będzie dodatnia, jeśli uboższy od głównego ścieku, współczynnik poniżej dopływu się zmniejszy.

Zmiany we współczynnikach spływu przedstawiamy zwykle wykreślnie, odmierzając na rzędnych wartości charakterystycznych przepływów jednostkowych, a na odciętych bądź to odległości głównego ścieku w km, bądź — lepiej — wyrażone linijnie powierzchnie zlewni.

Trudność polega jeszcze na tym, że rzadko w czasie pomiarów uda się uchwycić któryś ze stanów charakterystycznych, nie są one nam bowiem jeszcze wiadome. Pewną orientację mogą dać związki wodowskazów kreślone z biegiem rzeki i na dopływach. Zawodzą one jednak zwykle przy wyższych stanach. Najlepszą kontrolę uzyskamy wykonując pomiary przepływów tej samej wody w kilku punktach ścieku, między dopływami, o ile mamy wystarczającą ilość wodowskazów. Stany te i pomiary nazywamy korespondującymi. Przy wykonywaniu pomiarów musimy uwzględnić czas, jakiego po-

trzeba woda, ażeby przepłynąć z jednego miejsca pomiaru do drugiego. Obliczone dla tych punktów pomiaru przepływy jednostkowe ułożą się na wykresie w postaci jakiejś linii nachylonej nieznacznie do poziomu, a nachylenie to możemy zastosować do najbliższych wielkości przepływów charakterystycznych. Zastosowanie tej metody podaje rys. 72.



Rys. 72.

Przepływy jednostkowe w zależności od wielkości zlewni na rz. Sanie.

Na tym samym wykresie możemy przedstawić też przepływy w wartościach absolutnych (w m³/sek), kreśląc w miejscach pomiaru proste nachylone do poziomu w stosunku do powierzchni zlewni. Odcięte w miejscu poszczególnych przepływów stanów charakterystycznych w odpowiedniej podziałce przedstawiają nam wówczas bezpośrednio objętości przepływu w m³/sek. Na rys. 73 przedstawiono przebieg przepływów jednostkowych rzeki Wisły według obliczeń Siebauera³²⁾ dla projektu generalnego regulacji Wisły.

Przepływy można też określić wysokością warstwy wody rozlanej równomiernie na całej zlewni odpowiadającej ściekowi w danym miejscu. Jeżeli za podstawę weźmiemy średni przepływ roczny, to warstwa ta będzie częścią bilansu rocznego: Opad — Odpływ.

Roczny odpływ $H_{mm} = 31,536 q_{sr}$ w ciągu roku. Zatem przepływ 1 l/sek i km² daje 31,5 mm odpływu, zaś 1 mm odpływu odpowiada przepływowi 0,03171 l/sek. km².

Punkty różnych ścieków, w których są te same spływy roczne, możemy połączyć liniami krzywymi równego spływu. Przy pomocy takiej mapki możemy dla każdej części dorzecza czy kraju obliczyć roczny spływ. Próbę tego rodzaju wykresu podaje mapa załączona między str. 130 a 131.

W ten sposób można przedstawić i krótsze okresy spływu, np.

³²⁾ S. Siebauer, Hydrologiczne podstawy do opracowania regulacji Wisły, Warszawa, 1929, I Polski Zjazd Hydrotechniczny.

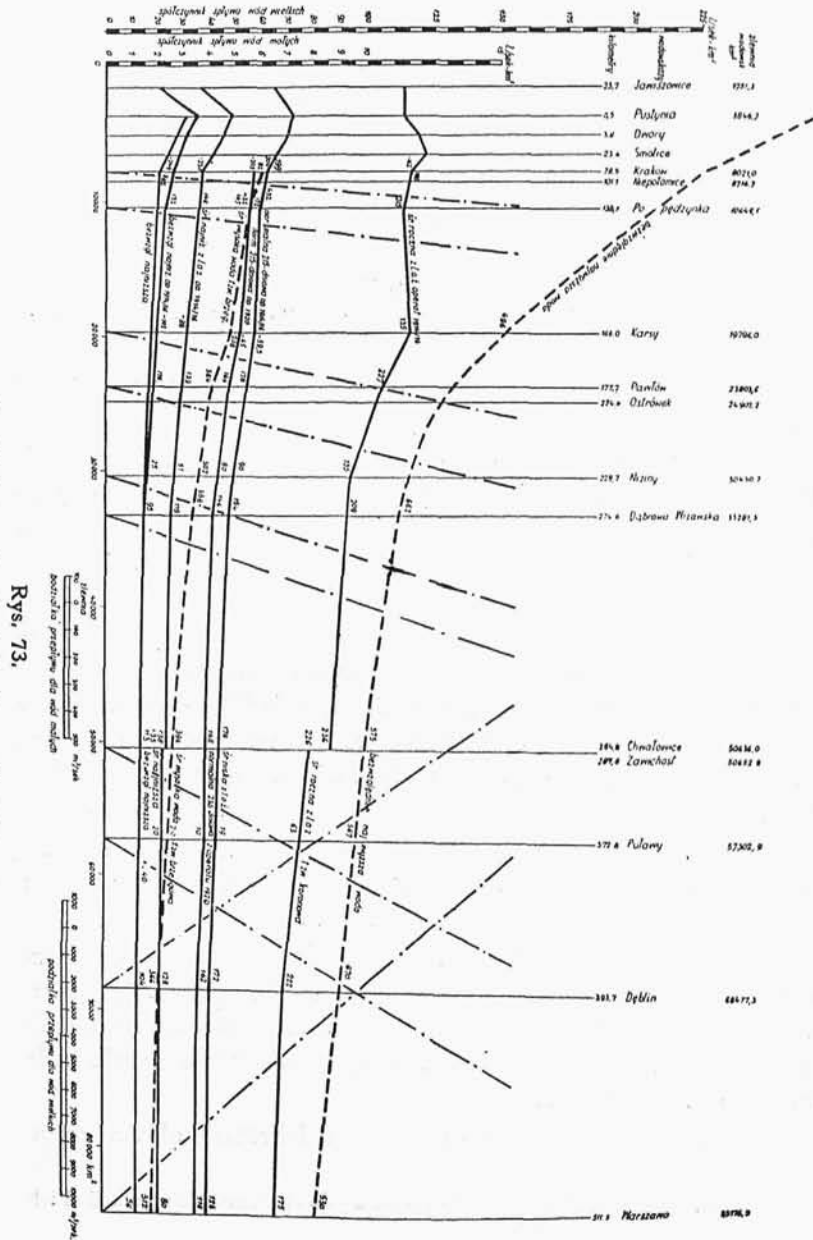
w czasie powodzi. Wówczas ogólnie

$$H_{mm} = \frac{\Sigma Q t}{10^3 A} \quad (18)$$

gdzie $\Sigma Q t$ jest całym przepływem powodziowym w danym miejscu.

Ustalenie współczynników spływu dla różnych stanów charak-

Rys. 73.
Przebieg przepływów jednostkowych Wisły.



terystycznych nie daje nam zupełnego obrazu gospodarki wodnej ścieku, pomija bowiem ważną sprawę zmian przepływów w związku z długością rzeki. Zmiany te określamy zwykle nazwą fal wezbrania.

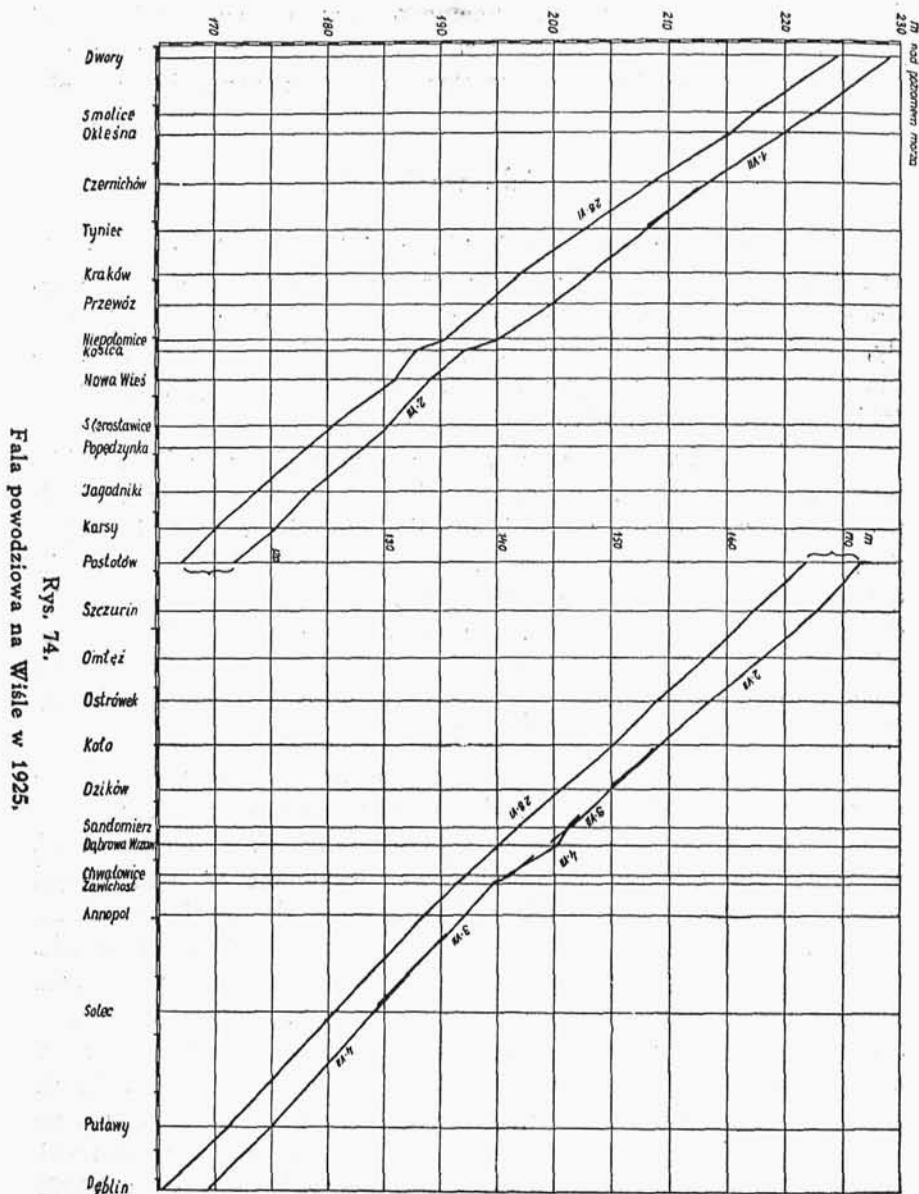
5. Fale wezbrania

Wezbraniem nazywamy każde podniesienie się stanu wody w rzece a zatem każde powiększenie przepływu. Z pośród wezbrań wyodrębniają się nagłe i znaczne podniesienia zwierciadła wody, przekraczające z reguły strefę wód średnich i łączące się zwykle z wystąpieniem wody z brzegów właściwego koryta. Zjawisko takie nazywamy powodzią.

Początek każdego wezbrania zaznacza się zwykle szybkim wzrostem stanu wody. Po osiągnięciu maksimum, czyli tzw. kulminacji, stan wody opada znacznie wolniej, zbliżając się do pierwotnego poziomu. Stan początkowy nazywamy podstawą fali wezbrania, a czas trwania wezbrania — długością fali. Różnicę poziomów między podstawą i kulminacją fali nazywamy elewacją. Związek pomiędzy czasem, stanem lub przepływem i długością rzeki przedstawiono graficznie przy pomocy szeregu wodowskazów Wisły w czasie powodzi w roku 1925. (Rys. 74).

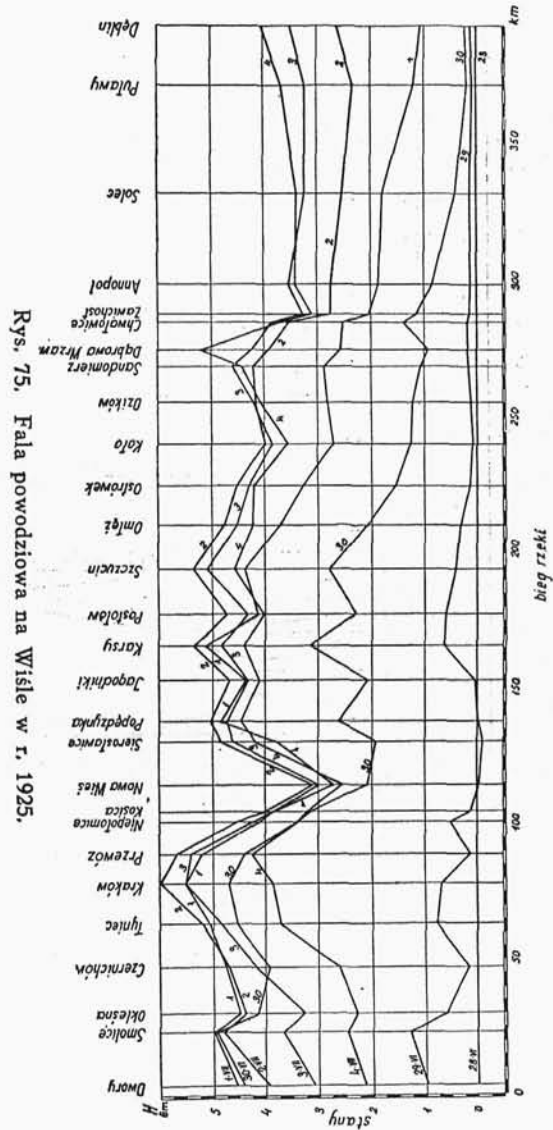
Chcąc mieć pełny obraz zmian, jakie zachodzą w rzece w czasie wezbrania, trzeba obok związku z czasem wykreślić związek stanów wody lub przepływów z przestrzenią, tj. z biegiem rzeki. W tym celu odczyty wodowskazowe, wykonane w tym samym czasie na wszystkich stacjach i odniesione do poziomu morza, rysujemy w postaci profilu podłużnego rzeki. Będzie to znów fala, której kulminacja będzie się znajdować w danej chwili w pewnym punkcie rzeki. Przy wezbraniach nagłych i krótkotrwałych możemy mieć równocześnie na wodowskazach w górze i w dole rzeki odczytywane stany podstawowe. Jeżeli w tym samym układzie rzędnych narysujemy profil rzeki po upływie pewnego czasu, np. po 24 godzinach, to otrzymamy falę wezbrania przesuniętą w dół rzeki. Na rys. 75 przedstawiono tę samą falę powodziową Wisły z r. 1925 na wodowskazach między Dworami i Dęblinem według stanów od dnia 28 czerwca do 4 lipca 1925 r. Dla wyraźniejszego przedstawienia zmian w przebiegu wezbrania wykreślono na tym rysunku fale z poszczególnych dni w postaci elewacyj ponad stanem podstawowym z dn. 28.VI.

Można też związać wszystkie 3 czynniki, tj. stan wody, czas i przestrzeń na jednym wykresie i przedstawić równocześnie wpływ



wesebrań na ważniejszych dopływach. W tym celu związki rysuje się w 2 rzutach, z których dolny jest związkiem czasu i przestrzeni. Poszczególne stany wodowskazowe przedstawione są w rzucie poziomym w liniach ukośnych. W ten sposób można odrzuć stany wody odpowiadające różnym czasom i różnym miejscom, tak w rzece głównej jak na dopływach. Na rys. 76 przedstawiono to

samo wezbranie Wisły i najważniejszych dopływów w postaci zmian elewacji w porównaniu do stanu podstawowego z dn. 28.VI. Na rysunku tym widać wyraźnie, jak wezbranie Wisły środkowej jest dalszym



ciągłem wezbrania Sanu, a Wisły górnej wezbrania Dunajca. Z rysunku można też odczytać prędkości posuwania się kulminacji wezbrania.

Prędkość przesuwania się fali powodziowej jest jedną z jej cech charakterystycznych. Teoretycznie w korycie regularnym mo-

wiemy u to $Q = uA = uBh = kBh^{n+1} i^m$. Stosując wzór Chezygo otrzymamy $Q = kBh^{\frac{3}{2}} i^{\frac{1}{2}}$ zaś $dQ = \frac{3}{2} kB i^{\frac{1}{2}} h^{\frac{1}{2}} dh = v dA = v B dh$, stąd

$$v = \frac{3}{2} k i^{\frac{1}{2}} h^{\frac{1}{2}} = \frac{3}{2} u \quad (19a)$$

W ten sam sposób otrzymamy dla rzeki o przekroju parabolicznym:

$$v = 1,33 u = \frac{4}{3} u \quad (19b)$$

Dla przekroju trójkątnego

$$v = 1,25 u = \frac{5}{4} u \quad (19c)$$

Ogólnie:

$$v = a u, \text{ gdzie } a > 1. \quad (19d)$$

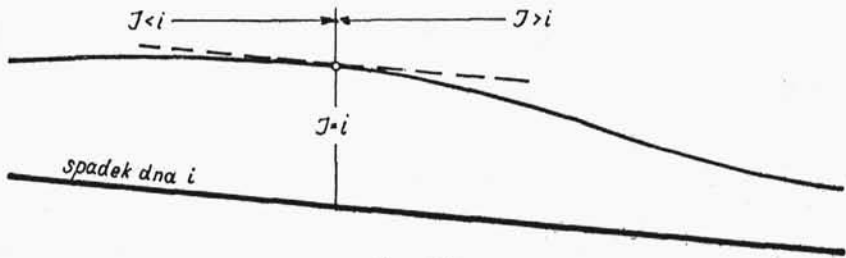
Wynika z tego, że prędkość przenoszenia się fali powodziowej w czasie kulminacji jest teoretycznie zawsze większa niż średnia prędkość wody płynącej w korycie przy tym stanie. W rzeczywistości nie mamy jednak do czynienia z przekrojami o kształtach ściśle geometrycznych, ponadto zmienność kształtu koryta od przekroju do przekroju powoduje, że przenoszenie się fali wezbrania natrafia na przeszkody. Następstwem tego jest, że w korytach naturalnych prędkość przenoszenia się fali wezbrania nie różni się wiele od średniej prędkości płynącej wody.

Z chwilą wylania wody na brzegi na terenie zalewowym mamy do czynienia z prędkościami niewielkimi. Woda pokrywając teren nadbrzeżne płynie na nich w kierunkach bardzo różnych, zależnych od konfiguracji terenu i znajdujących się na nim przeszkód. Wpływa to hamująco na czas przenoszenia się fali wezbrania, a skutkiem tego współczynnik a maleje i najczęściej jest mniejszy od jedności.

W fali wezbrania należy odróżnić dwie fazy: przed i po kulminacji. W pierwszej—wzrastająca objętość wody wypełnia koryto i teren zalewowy, w drugiej—na przestrzeni rzeki powyżej kulminacji stan wody się obniża, a woda z terenu zalewowego spływa do właściwego koryta. Ilości wody napełniające lub opuszczające koryto w okresie czasu dt można przedstawić za pomocą chwilowego stanu zwierciadła wody przed i po upływie czasu dt . Tę zatrzymaną chwilowo w korycie wodę nazywamy retencją koryta. Objętości wody napełniającej koryto i opróżniającej je w ciągu całego okresu

wezbrania aż do powrotu zwierciadła wody do stanu podstawowego powinny być w zasadzie te same.

W rzeczywistości ma się rzecz inaczej, ponieważ część objętości stracimy skutkiem parowania, część skutkiem przesiąkania na terenie zalewowym, wreszcie część pozostanie w zagłębieniach nie posiadających odpływu, skąd również z czasem wyparuje lub wsiąknie. Jak długo więc nie ma zwiększenia objętości z dopływów, objętość fali wezbrania z biegiem rzeki się zmniejsza. Jeżeliby kształt fali i przekroju rzeki pozostał ten sam, to w każdym razie nastąpi obniżenie fali powodziowej. Jednak kształt fali w miarę posuwania się w dół rzeki musi ulegać ciągłym zmianom. Z rys. 77 jest widoczne, że fala wezbrania wpływa na zwiększenie spadku rzeki przed

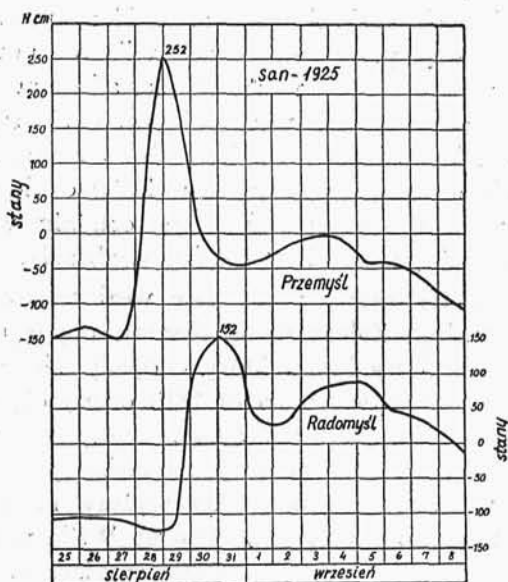


Rys. 77.
Zmiany spadku zwierciadła wody.

kulminacją, a na zmniejszenie powyżej kulminacji. W roku 1934 szybkość przyboru na Wiśle dochodziła do 9 cm/godz, zaś prędkość posuwania się fali do 3 km/godz. Cyfry te dają różnicę poziomów $3 \text{ cm/km} = 0,03\text{‰}$; przy średnim spadzie Wisły $0,28\text{‰}$ daje to zwiększenie albo zmniejszenie spadku o 11%. Ponieważ ze zmianą spadku zmienia się średnia prędkość przepływu, a od niej zależy prędkość przenoszenia się fali, przeto jest ona przed kulminacją większa, po kulminacji mniejsza. Skutkiem tego przednia część fali przyspiesza swój bieg, tylna zaś opóźnia, fala się przedłuża, a więc nawet przy tej samej objętości musiałaby się obniżyć. Ale na tym zmiana kształtu się nie kończy. Szybkość przenoszenia się fali zależy od głębokości, wzrasta więc w miarę zbliżania się do kulminacji. Skutkiem tego następuje przesuwanie się kulminacji ku przodowi fali, przednia jej część staje się co raz krótsza i bardziej stroma, zaś część tylna po kulminacji co raz dłuższa i łagodniej pochylona. Stąd pochodzi asymetria kształtu fali. Nie bez wpływu na zmianę tego kształtu pozostaje także fakt, że opróżnianie terenu zalewowego—wobec wielkich oporów ruchu i strat—jest znacznie powolniejsze niż jego napełnianie. Zmianę kształtu fali w 2 przekrojach między dopływami przedstawia rys. 78.

Widzimy, że mimo znacznych uproszczeń, a więc przyjęcia koryta niezmiennego i braku dopływów, ustalenie zmian kształtu fali powodziowej nie jest rzeczą prostą i trudne jest do ujęcia w związki matematyczne. Obniżenie fali powodziowej w zależności wyłącznie od wody, zatrzymanej między dwoma przekrojami w odległości dl przy tym samym kształcie koryta, można by określić relacją $dQ = \alpha B dl dh$, gdzie $\alpha < 1$. Stąd

$$dh = \frac{dQ}{\alpha B dl} \quad (20)$$



Rys. 78.

Zmiana kształtu fali w dwóch przekrojach między dopływami.

Jest to tylko jeden z powodów obniżenia fali i zmiany jej kształtu. W rzeczywistości mamy stale do czynienia z przekrojami o różnym kształcie, co wprost uniemożliwia obliczenie wpływu zatrzymania wody w korycie. Jeszcze bardziej wikła się zjawisko zmiany kształtu fali wezbrania skutkiem zupełnie niezależnych fal wezbrań, pochodzących z poszczególnych dopływów. Poniżej każdego dopływu następuje łączenie się obu wezbrań przy jednoczesnej zmianie kształtu fali, tak że nie jest to tylko zwykłe sumowanie objętości przepływów obu rzek, które się ogranicza tylko do przekroju tuż przy ujściu. Stosunkowo najprościej przedstawia się sprawa, jeżeli kulminacja wezbrań w obu rzekach w tym samym czasie znajdzie się u ujścia. Znając zbliżające się objętości przepływu możemy usta-

lić z góry stan wody, jaki nastąpi przy ujściu w czasie kulminacji. Zwykle kulminacje na dopływach przychodzą w czasie innym i mogą bądź to znacznie przyspieszyć kulminację na rzece głównej (Dunajec, San), jeżeli trafią w przednią część fali, bądź tylko znacznie przedłużyć okres opadania wody (Bug), bądź też wytworzyć falę drugorzędną, jeżeli znajdą się w drugiej części fali.

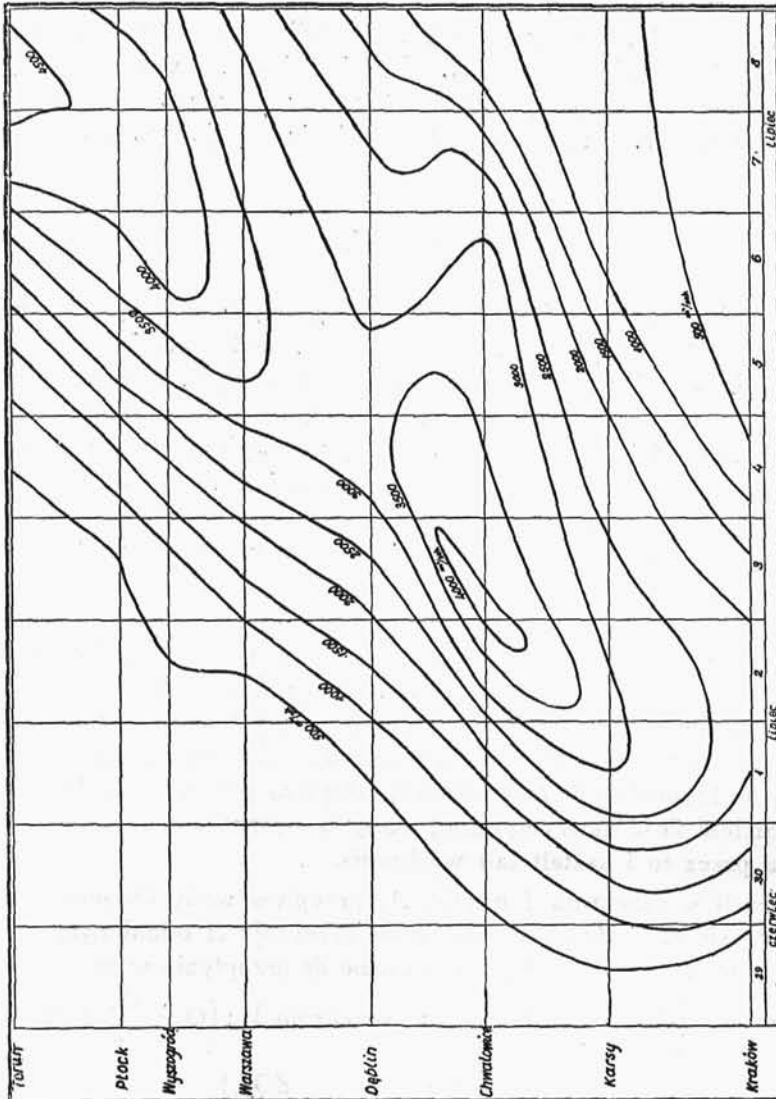
Oprócz dopływów dużych, które zwiększają zwykle objętość fali wezbrania, mamy do czynienia z wielką ilością dopływów mniejszych, które co najwyżej mogą zmniejszyć działanie czynników powodujących obniżanie się fali powodziowej. Stąd na wszystkich większych rzekach jest zjawiskiem powszechnym, że objętość maksymalnego przepływu wzrasta tylko do pewnego punktu rzeki, po czym albo pozostaje niezmienną, albo nawet się zmniejsza, jeżeli spłaszczanie się fali wezbrania postępuje szybciej niż jej podwyższanie skutkiem dopływów. Na Wiśle Pomorskiej utrzymuje się objętość maksymalnego przepływu w ilości około 10000 m³/sek mimo ciągłego wzrostu dorzecza. Bug jest ostatnim wielkim dopływem, który powoduje zmianę kształtu fali wezbrania.

Na jednej i tej samej rzece fale wezbrań mogą przybierać bardzo różne kształty. Zależy to od obszaru objętego nadzwyczajnymi opadami, od kierunku, w którym opady się posuwają i od intensywności tych opadów. W roku 1813 opady objęły całe górne dorzecze Wisły, w roku 1934 wyjątkowe opady zdarzyły się tylko w dorzeczu Dunajca i Raby, mimo to na niektórych przestrzeniach Wisły poziom wód był w roku 1934 wyższy niż w 1813. Przy równoczesnym zadeszczeniu główną falę na Wiśle wytwarza Dunajec; San wyprzedza go i przychodzi z falą spłaszczoną. Skawa, Soła i Wisłoka wytwarzają na Wiśle falę, która przychodzi do ujścia Dunajca po fali dunajcowej. Najłatwiej schodzi się z falą Dunajca fala Raby. Najniebezpieczniejszym zjawiskiem jest posuwanie się opadów od zachodu ku wschodowi, wówczas bowiem wezbrania na poszczególnych dopływach Wisły zbliżają się ku sobie w czasie. Inny charakter mają wezbrania Wisły będące następstwem topnienia śniegu, bo wówczas biorą w nim udział także rzeki nizinne, a przede wszystkim Bug z Narwią. To też wezbrania te zwykle mniej niebezpieczne w górnym biegu Wisły stają się groźne poniżej ujścia, Bugu zwłaszcza wobec swego długiego czasu trwania.

Przebieg poszczególnych powodzi jest tak różnorodny, że dokładnie poznać je można tylko badając opisy poszczególnych wezbrań. Dla rzek polskich znajdziemy je dla górnego biegu Wisły i Dniestru w rocznikach Centralnego Biura Hydrograficznego w Wiedniu. Wezbranie z roku 1924 na Wiśle podaje Polski Rocznik Hydrograficzny z tegoż roku. Powódź z roku 1925 opisuje Tadeusz Zubrzycki w Przeglądzie Technicznym z 1925 r. zaś powódź z roku 1934 ten sam autor

w Gospodarce Wodnej z 1935 r. Wezbrania Dniestru opisuje Zubrzycki w Czasopiśmie Tech. z 1925 r. zaś wezbrania Wilii W. Kollis w Czasopiśmie Tech. z roku 1933.

Analizując przebieg fali powodziowej musimy wyodrębnić wpływ wszystkich ważniejszych fal na dopływach. Możemy to zrobić tylko



Rys. 79.
Krzywe jednakowych przepływów dla powodzi na Wiśle w 1925 r.

wówczas, jeżeli znajdziemy wypadki, w których na jeden i ten sam stan wody w rzece głównej przypadną przy różnych wezbraniach różne stany dopływów. Metodę wykreślną prowadzącą do tego

zapoczątkował na Renie Honsell a ulepszył Tein, usiłując związek między czasem przenoszenia się fali a położeniem stacji wodowskazowej ująć w formułę matematyczną, która miała kształt równania wykładniczego. Zasady metody wykreślnej przedstawiliśmy poprzednio na rys. 76.

Ogólny przebieg powodzi proponował Kleitz³³⁾ przedstawić w postaci związku między położeniem stacji wodowskazowej i czasem dla różnych objętości wody. Jeżeli objętości te od pewnego punktu ponownie maleją, otrzymamy krzywe zamknięte. Dla powodzi wiślanej z 1925 r. ten sposób przedstawienia podaje rys. 79.

6. Retencja

Z opisu przebiegu fali wezbrania wynika, że głównym czynnikiem zniekształcającym tę falę jest czasowe wstrzymanie spływających wód. Mówiąc o stosunku opadu do odpływu rozważaliśmy wpływ chwilowej retencji terenu i roślinności oraz długotrwałej retencji zimowej i gruntowej. Nie mają one wpływu na przekształcanie się fali powodziowej, badamy ją bowiem dopiero od chwili, kiedy spływ dosięgnął koryta ścieku. Natomiast dużą rolę odgrywa wspomniana już retencja koryta rzeki wraz z przyległym terenem zalewowym.

Mówiliśmy, że w czasie wezbrania następuje kolejne napełnianie się i opróżnianie koryta z wody czyli czasowe zatrzymanie pewnej ilości wody w korycie. Sam więc fakt wezbrania jest tu ściśle związany z retencją. Jeżeli jednak wszystkie przekroje rzeki będą jednakowe to tego rodzaju retencja nie spowoduje żadnej zmiany w kształcie fali powodziowej. Dopiero różnica w polu przekroju zmieni ilość zatrzymywanej wody w poszczególnych punktach rzeki a przez to i kształt fali wezbrania.

Jeżeli w przekroju I o polu A_1 przepływ wody Q_1 powiększy się w czasie dt o dQ_1 , a w sąsiednim przekroju II oddalonym o dl objętość Q_2 zmieni się o dQ_2 , to w czasie dt przepłynie w przekroju I ilość wody $\left(Q_1 + \frac{dQ_1}{2}\right) dt$ zaś w przekroju II: $\left(Q_2 + \frac{dQ_2}{2}\right) dt$.

$$\text{Stąd retencja} \quad r = dt \left[\left(Q_1 + \frac{dQ_1}{2}\right) - \left(Q_2 + \frac{dQ_2}{2}\right) \right] \quad (21)$$

³³⁾ Kleitz. Note sur la théorie du mouvement non permanent des liquides et sur son application à la propagation des crues des rivières, Annales des ponts et chaussées, Paris, 1877, II semestre.