

ODPŁYW W POSZCZEGÓLNYM
ROKU HYDROLOGICZNYM

Inż. Dr. KAZIMIERZ WÓYCICKI



WARSZAWA — 1932 R.

III-389

~~LIBRARY~~

ODPŁYW W POSZCZEGÓLNYM ROKU HYDROLOGICZNYM

Inż. Dr. KAZIMIERZ WÓYCICKI



ODPŁYW W POSTĘPIENIACH
ROKU HYDROLOGICZNYM



nr 6024

DR. KAZIMIERZ WÓJCICKI



~~III-289~~

P. B. T.
1945 w 1/4

LITERATURA.

- E. Oppokow. Mnogoletnija kolebanija stoka na balszich riecznych bassiejnach. Żurn. Min. Put. Soobszcz. — 1906.
- E. Oldekop. Ob isparienji s powierzchni riecznych bassiejnow. Jurjew. — 1911.
- L. Horwitz. Przyczynek do charakterystyki odpływu w Europie. Warszawa — 1913.
- A. Coutagne. Contribution a l'étude de l'hydrologie fluviale. Troisième congrès de la houille blanche a Grenoble 1925. Paris. — 1925.
- D. Szymkiewicz. Comment caractériser l'humidité d'un climat? Acta Soc. Bot. Pol. Vol. II. Nr. 4. 1925.
- A. Meyer. The elements of hydrology. New-York. — 1928.
- M. Wielikanow. Osnownaja klimaticzeskaja charakteristika sriedniewo koefficienta riecznawo stoka. Izw. Gos. Hidrolog. Inst. Leningrad. — 1928.
- J. Lugeon. Précipitation atmosphérique écoulement et hydroélectricité. Paris. — 1928.
- E. Oppokow. Bilanz des Wassers in den Flussgebieten in einzelnen hydrographischen Jahren. Meteorolog. Zeitschrift. — 1929.
- K. Fischer. Niederschlags und Abflussbilanz des Wesergebietes. III. hydrologische Konferenz d. baltischen Staaten. Warszawa. — 1930.
- A. Wallen. Die Verdunstung in Mittel und Südschweden. III. hydr. Konf. d. balt. Staaten Warszawa. — 1930.
- R. Rosłoński. Tymczasowe wyniki badań opadu i odpływu w dorzeczu Jasiołdy na Polesiu. Posiedz. naukowe Państw. Inst. Geolog. Warszawa. — 1930.
- R. Rosłoński. Odpływ powierzchniowy i podziemny w dorzeczu Przemszy. Posiedz. naukowe Państw. Inst. Geolog. Warszawa. — 1930.
- B. Richardson. Evaporation as a function of insolation. Proceedings of the Inst. of Civ. Engin. New-York. — 1930.

Zagadnienie obliczenia t. zw. średnich przepływów, na podstawie wiadomego średniego rocznego opadu, opracowywane było przez długi szereg hydrologów. Mamy więc wzory Iszkowskiego, Kellera, Penka, Ule'go, Schreiber'a, Oldekopa, Vermeule'a, Wielikanowa, Justina, Pareńskiego, Kollisa. Dają one możliwość obliczenia mniej lub więcej dokładnie odpływu średniego, t. j. tego, który trwałby niezmiennie przez cały rok, gdybyśmy mieli całkowite jego wyrównanie. Błąd obliczeniowy będzie tym mniejszy, im podobniejsze będą warunki rozpatrywanego dorzecza z dorzeczami, które służyły za podstawę do układania odpowiedniego wzoru.

O ile bardzo ważną rzeczą dla charakterystyki poszczególnego dorzecza jest ustalenie takiego odpływu średniego, to również zagadnieniem niemniej ważnym jest zależność pomiędzy opadami i odpływami dla poszczególnych lat hydrologicznych. Zagadnienie to, o wiele więcej skomplikowane od poprzedniego, nie daje się niestety rozwiązać ogólnie przez ustalenie jakiegoś wzoru, umożliwiającego dla dowolnego dorzecza znalezienia szukanych wartości sumy odpływów rocznych przy danych rocznych sumach opadów. Mamy tu zbyt wiele najróżnorodniejszych czynników, które nie mogą być ujęte ogólnie. Każde poszczególne dorzecze musimy traktować oddzielnie, wyprowadzając z obserwowanych wartości odpowiednie zależności.

O ile w zagadnieniu pierwszym w większości wypadków jednym z najważniejszych czynników wpływających na związek między opadem i odpływem są warunki klimatyczne, mniej ważnymi pozostałe, do których zaliczamy cechy geologiczne, terenowe, glebowe, roślinne, o tyle w drugim wpływ tych ostatnich czynników daje się bardzo silnie odczuwać.

W przecięciu z szeregu lat najważniejszym bezsprzecznie czynnikiem jest klimat, który dla dość dużych obszarów, szczególnie równinnych, traktować możemy jako podobny—wpływ zaś innych czynników kompensuje się. Decydować będzie o wielkości odpływu „ O “, z sumy spadłego deszczu „ H “, wielkość strat na parowanie i transpirację „ E “. W zagadnieniu więc pierwszym mieć będziemy zależność ogólną $O = H - E$. Wielkość opadu, odpływu i strat dla poszczególnych dorzeczy, przy dobrze założonych stacjach opadowych i wodoskazowych, możemy obliczyć, dzięki czemu bardziej uogólnione zależności między poszczególnymi z tych wartości ustalić.

W zagadnieniu drugim wchodzi jeszcze prócz tych trzech wartości dwie nowe, retencja terenu „ R “ w stosunku do opadu w rozpatrywanym roku, oraz zużycie zapasu „ Z “ nagromadzonego w okresie poprzedzającym. Związek między temi wszystkimi wartościami da się przedstawić ogólnie jako: $O = H - E - R + Z$. Jest to tak zwane równanie bilansu wodnego Penk'a—Oppokowa.

Opracowując poszczególne lata przez obliczenie sumy opadów i odpływów możemy ustalić sumę trzech ostatnich wartości E , R , Z lecz rozdziału ich nie jesteśmy w stanie dokonać. Sprawa ta zdawałaby się bez dodatkowych badań poziomów wody gruntowej, wilgotności i porowatości gruntu, których niestety się nie prowadzi, niemożliwą do rozwiązania; jednakże istnieją mimo to próby znalezienia drogi.

Należy zauważyć, że do opracowania materiału, który ma służyć za podstawę do wniosków, trzeba wybierać dorzecza przede wszystkim obszarem niewielkie oraz o możliwie jednolitej charakterystyce. Dorzecza duże, posiadające szereg dopływów, dla których rozkład czynników meteorologicznych w poszczególnym roku hydrologicznym może być bardzo różny, oraz przez swe odmienne charakterystyki dorzecza, wprowadzą tak dużą ilość rozmaicie oddziałujących czynników, że zorientowanie się w tym całym materiale będzie niezmiernie utrudnione, wnioski okażą się często błędne i nie będą prowadziły do celu. Musimy opracowywać dorzecza jednolite, wówczas wysnute z opracowanego materiału wnioski można będzie użyć przy rozpatrywaniu dorzeczy podobnych, dla których, z powodu braku innych danych, w celu poznania stosunków odpływu, z konieczności posługujemy się obserwacjami opadów.

Jednym z najważniejszych czynników oddziałujących na odpływy w okresie poszczególnych lat hydrologicznych są straty wody opadowej. Rok hydrologiczny przyjmowany jest różnie, zależnie od warunków klimatycznych, a więc od 1.X do 30.IX, 1.XI do 31.X i 1.XI do 30.XII. Dla terenów Polski najbardziej odpowiednim okresem roku hydrologicznego wydaje się być czas od 1.X do 30.IX i taki został przyjęty przy opracowywaniu materiału dla rozpatrywanych dorzeczy.

Co do wartości strat w poszczególnych latach hydrologicznych są wśród hydrologów różne zdania. Niektórzy z nich twierdzą, iż czynnik strat w poszczególnych latach ulega bardzo niewielkim wahaniom. K. Fischer a za nim E. Oppokow mówi, iż powiększeniu opadu w Europie środkowej o 100 mm. odpowiada powiększenie strat na parowanie od 6 do 12 mm. Ze zdaniem tem w sprzeczności są poglądy R. Rosłońskiego, który na podstawie danych z naszych dorzeczy karpaccich wnioskuje, iż w latach suchych straty na parowanie się zwiększają zaś w latach mokrych zmniejszają. Szereg poglądów innych znanych hydrologów omówiono dalej, tu zaznaczyć należy, iż ostatnio przytoczone zdanie wydaje się być nieścisłym, a wynikało prawdopodobnie stąd, że opiera się na porównaniu dat z oderwanych lat hydrologicznych.

W pewnej zgodzie z poglądami R. Rosłońskiego znajduje się wzór na straty M. Coutagne:

$$z = E_0 \cdot e^{-h^2(x-x_0)^2}$$

Oznaczają tu z — stratę w mm., x — opad w mm., zaś E_0 , h^2 , x_0 są to wartości stałe dla pewnych obszarów. I tak dla Europy Środkowej $E_0 = 0,4$, $h^2 = 2,773$, $x_0 = 0,725$. Zależność ta między opadem i stratą, wykreślona w osiach spórzędnych, przedstawia się w formie krzywej, mającej podobieństwo, jak mówi M. Coutagne, do „chapeau de gendarme”. Otrzymujemy dla opadu 725 mm. maximum straty na parowanie wynoszące 400 mm. Strata na parowanie wzrasta ze wzrostem opadów aż do ich wartości równej 725 mm., następnie zaś przy dalszym wzroście opadów maleje. Mniemanie spadania strat ze wzrostem opadów nie jest słusznem. Wzrost opadów następuje zwykle w miarę zwiększania się wysokości terenu dorzecza, jednocześnie z tem jednak idzie zmniejszanie się wartości innych czynników klimatycznych, które wywierają również znaczny wpływ na wielkość strat. Dla wyprowadzenia ogólniejszego wzoru na straty, w którym oprócz pewnych stałych czynników wchodziłaby jako zmienna tylko wartość opadów, należy porównywać tereny, dla których pozostałe czynniki klimatyczne są bardzo zbliżone, a wówczas nie otrzymamy tego kształtu zależności do której dochodzi M. Coutagne.

Wysokość opadów nie jest jedynym czynnikiem decydującym o stratach na parowanie z gruntu i roślin oraz transpirację roślin. Wpływ ma też cały szereg innych cech klimatycznych, a więc temperatura, brak wilgotności, siła wiatru, insolacja. Prócz tych czynników klimatycznych wpływ wywierają również warunki terenowe, topografia gruntu, przepuszczalność. Silniejsze spadki powodować będą mniejsze straty i w tym samym kierunku działać będzie przepuszczalność gleby, gdyż szybko wsiąkający opad będzie częściowo ochroniony od dalszych strat. Wpływ t. zw. fizyczno-geograficznych czynników działa zawsze w jednym kie-

runku i może być zastąpiony pewnymi współczynnikami, czego nie można uczynić z czynnikami klimatycznymi, gdyż są one zmienne i w miejscu i czasie.

Z wymienionych cech klimatycznych największy wpływ wywiera wielkość opadu. Temperatura, deficyt wilgotności, insolacja są z sobą w pewnej zależności tak, że zamiast uwzględniać wpływ każdego z nich oddzielnie, ograniczyć się można do jednego. I tak są hydrologicy, którzy badając stosunki odpływu dochodzą do wniosków, że straty zależą od opadu i insolacji — opadu i temperatury — opadu i braku wilgotności. Każda z tych zależności, wyprowadzona z założenia, że dwa czynniki klimatyczne decydują o wielkości strat na parowanie, nie będzie w zupełności słuszną i dawać będzie przy zastosowaniu dla innych warunków większe lub mniejsze odchyłki, a to w zależności od tego, który z trzech wymienionych drugorzędnych czynników będzie mieć wpływ przeważający.

W ostatnio opublikowanej swej pracy B. Richardson podaje wzór na wielkość parowania w zależności od insolacji. Wzór ważny dla parowania z powierzchni wodnej:

$$E = \frac{I - Br}{1814} \text{ cali ang./rok}$$

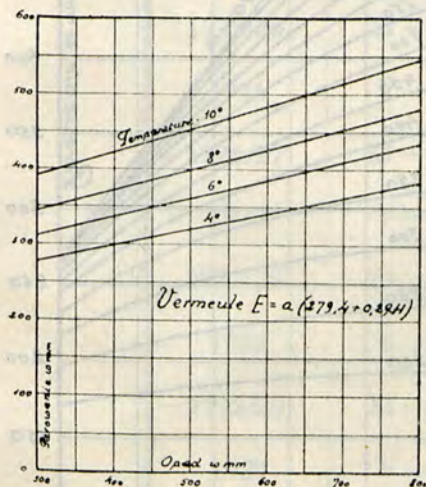
gdzie: I — ilość promieniowanego ciepła w kalorjach na minutę, którą otrzymuje określona przestrzeń ziemi, Br — współczynnik wypromieniowywania ciepła z wody. Dla zastosowania wzoru przy określeniu strat na parowanie z powierzchni dorzeczy brak na razie obserwacji.

Według stosunkowo dawniejszych badań Vermeule'a wielkość parowania można uzależnić od średnich rocznych wartości opadu i temperatury:

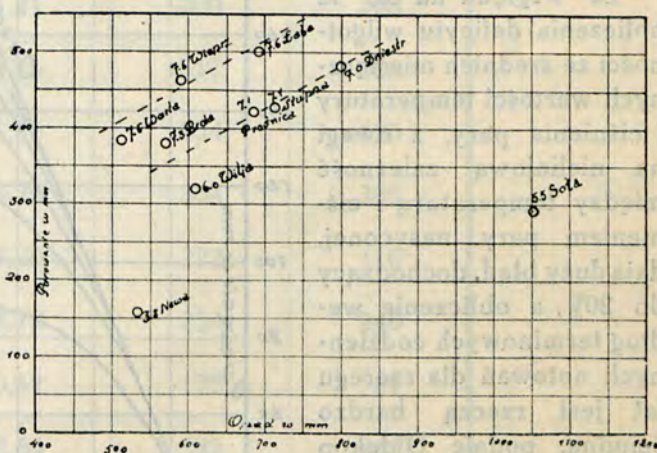
$$E = a (279,4 + 0,29 \cdot H) \text{ mm./rok}$$

(H suma rocznego opadu w mm., a współczynnik zależny od temperatury). Na wykresie 1 przedstawiono tę zależność graficznie.

Dla kilku dorzeczy terenów Polski, względnie sąsiednich ustaliłem wartości średnie roczne opadu, strat oraz temperatury. Wartości te wykreślone w osiach współrzędnych —



Rys. 1.



Rys. 2.

poziomej opadu, pionowej strat i temperatury jako parametru (rys. 2), wykazują widocznie wpływ czynnika opadu i temperatury na wielkość strat.

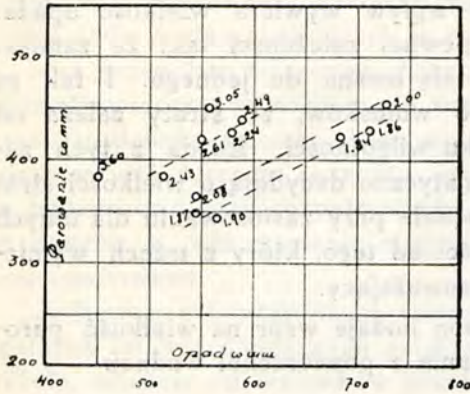
Na rys. 3 w podobny sposób przedstawiono zależność strat, opadu i braku wilgotności, częściowo dla innych dorzeczy ze względu na to, iż dla uprzednich, z powodu braku danych obserwacji, nie mogłem obliczyć braku wilgotności.

Na przyjęciu iż wielkość strat głównie zależy od opadu i braku wilgotności, oraz że parowanie rośnie granicznie do pewnej wartości zależnej od klimatu dorzecza opiera się

wzór E. Oldekopa: $E = E_0 \cdot \operatorname{tgh} \left[\frac{H}{E_0} \right]$ mm.

zaś

$$\operatorname{tgh} \left[\frac{H}{E_0} \right] = \frac{e^{\frac{H}{E_0}} - e^{-\frac{H}{E_0}}}{e^{\frac{H}{E_0}} + e^{-\frac{H}{E_0}}}$$



Rys. 3.

nosi $96 \cdot d_1$, zaś dla półrocza letniego $136 \cdot d_2$ (d_1 i d_2 jest to średni brak wilgotności w poszczególnym okresie w mm.).

Na rysunku 4 podałem wykreślenie zależności ustaloną przez Oldekopa.

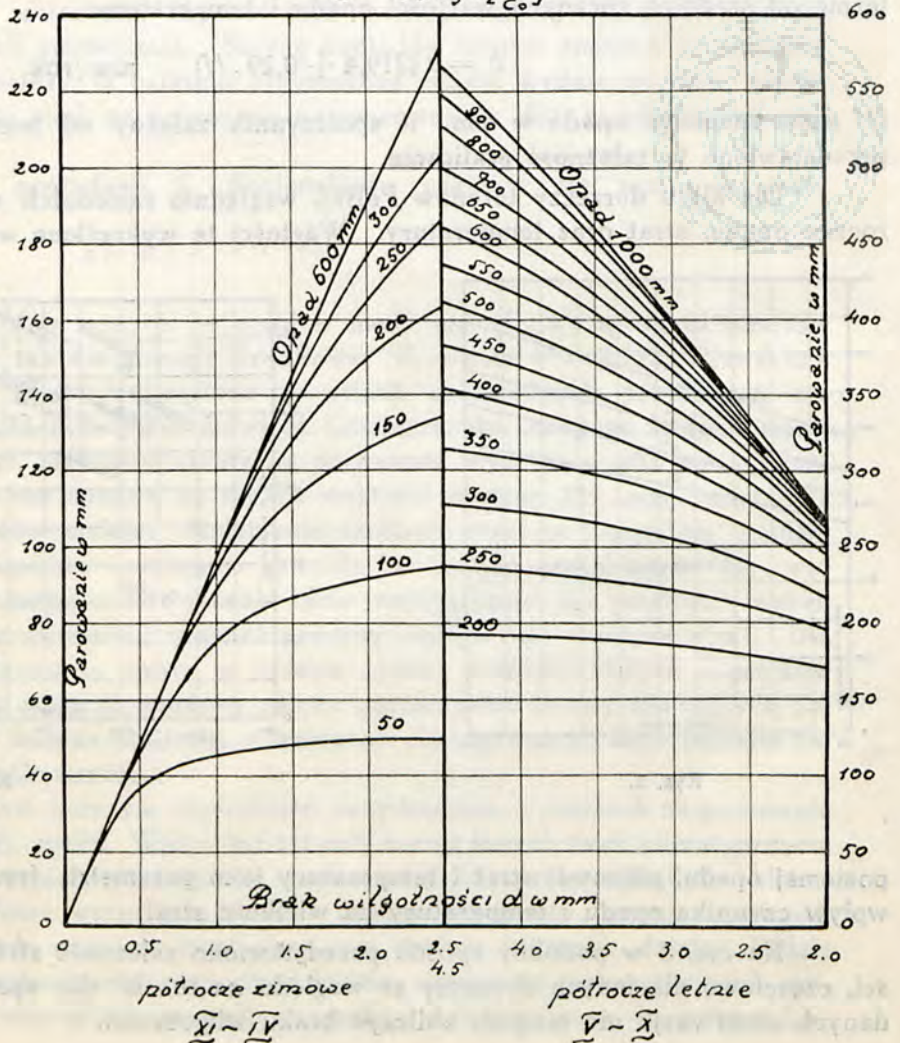
Prócz wartości E_0 dla półroczy podana jest ona również dla poszczególnych miesięcy i tak dla I, III, X, XI, XII wynosi ona 16. d, dla II—14,5 d, IV, IX—20. d i V, VI, VII, VIII—28. d.

Ze względu na to, iż obliczenia deficytu wilgotności ze średnich miesięcznych wartości temperatury i ciśnienia pary, z uwagi na nieliniową zależność między temperaturą i ciśnieniem pary nasyconej, dają duży błąd, dochodzący do 20%, a obliczenie według terminowych codziennych notowań dla szeregu lat jest rzeczą bardzo żmudną, podaje Oldekop wzór na poprawkę, którą należy wprowadzić obliczając wartości d według obserwacji średnich miesięcznych. Poprawka ta wynosi:

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

We wzorze oznaczają w mm. E stratę na parowanie, H opad, E_0 możliwą największą wartość parowania w danych klimatycznych warunkach przy nadmiarze wilgoci. Z powodu, iż duże znaczenie ma rozkład opadów, jak również wartość braku wilgotności, w poszczególnych okresach roku, rozdziela autor rok na dwa półrocza — zimowe XI—IV i letnie V—X. Dla Środkowej Europy obliczona wartość E_0 dla półrocza zimowego wynosi $96 \cdot d_1$, zaś dla półrocza letniego $136 \cdot d_2$ (d_1 i d_2 jest to średni brak wilgotności

Straty na parowanie w zależności od opadu i braku wilgotności według E. Oldekopa
 $E = E_0 \cdot \operatorname{tgh} \left[\frac{H}{E_0} \right]$



Rys. 4.

d —jest rzeczywistym brakiem wilgotności, d_1 —obliczonym ze średnich wartości miesięcznych, A —różnica między maksymalną temperaturą terminowych obserwacji a średnią miesięczną, zaś $\frac{d^2e}{dt^2}$ jest to druga pochodna ciśnienia pary względem temperatury¹⁾. Obliczona w ten sposób poprawka pozwala zmniejszyć błąd do wartości nie przekraczającej $\pm 0,06$ mm.

Zastosowanie powyższego wzoru na straty dla szeregu rzek europejskich wykazywało różnice wahające się w granicach 1—10%. Dla terenów naszych, np. w dorzeczu Wieprza (wódoskaz Kośmin $A = 10573$ km²), dla okresu 1922/23 — 1929/30, przy wartościach braku wilgotności d (obliczonych sposobem Oldekopa) oraz sum opadu podanych w tabeli I., otrzymujemy, posilkując się rys. 4, odpowiednie wysokości strat na parowanie w mm, podane w ostatniej kolumnie tabeli.

T a b e l a I.

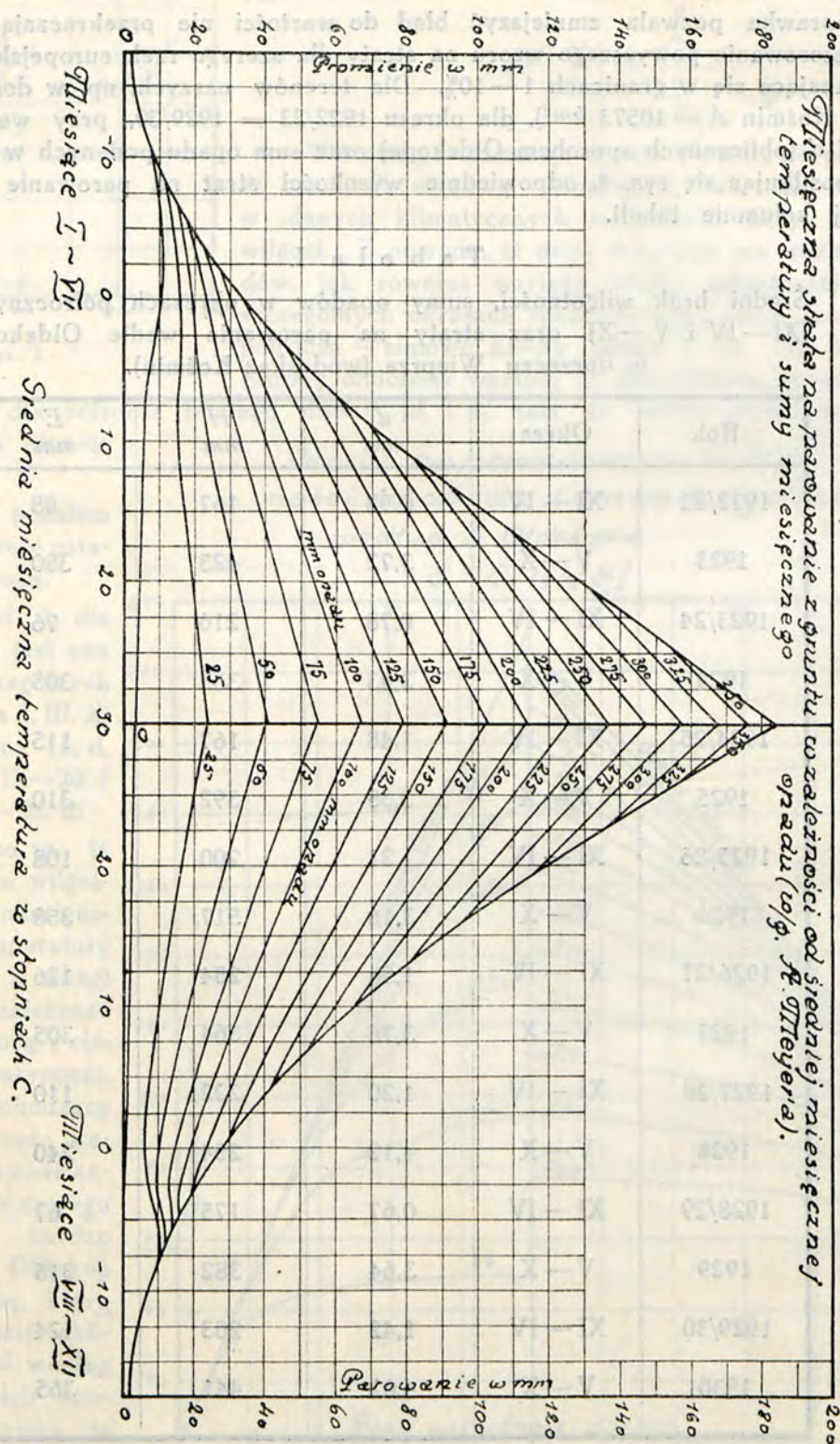
Średni brak wilgotności, sumy opadów w okresach półrocznych (XI—IV i V—X) oraz straty na parowanie wedle Oldekopa w dorzeczu Wieprza (wódoskaz Kośmin).

Rok	Okres	d mm	H mm	E mm
1922/23	XI — IV	0,98	167	88
1923	V — X	3,72	423	350
1923/24	XI — IV	0,78	216	76
1924	V — X	3,43	365	305
1924/25	XI — IV	1,48	167	115
1925	V — X	3,38	392	310
1925/26	XI — IV	1,21	200	108
1926	V — X	3,16	517	358
1926/27	XI — IV	1,36	254	126
1927	V — X	3,76	364	305
1927/28	XI — IV	1,20	222	110
1928	V — X	4,12	254	240
1928/29	XI — IV	0,67	175	67
1929	V — X	3,64	382	315
1929/30	XI — IV	1,42	203	124
1930	V — X	4,02	441	365

¹⁾ Zależność między ciśnieniem pary nasyconej i temperaturą określił Magnus wzorem:

$$e_m = 4,525 \cdot 10^{\frac{7,4475 \cdot t}{234,67 + t}} \text{ mm. Hg.}$$

Średnio, w okresie 1922/23 — 1929/30, strata na parowanie wzięta jako różnica opadu H i odpływu O wynosi 464 mm., obliczona zaś metodą powyższą 420 mm. Różnica wynosząca 44 mm. stanowi błąd — 9,5 %.

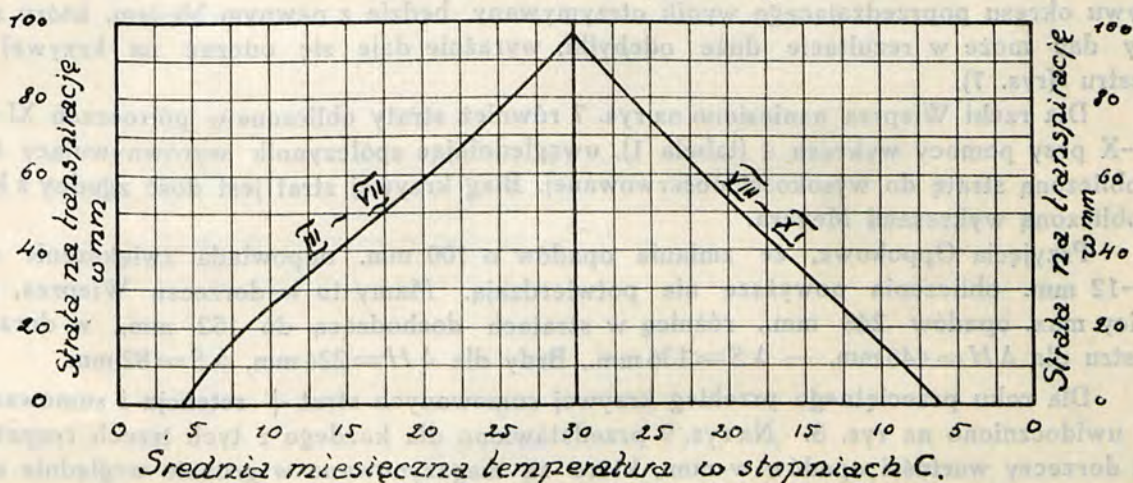


Rys. 5.

Zależnością od opadu i temperatury ujmuje straty A. Meyer. Rozdziela on stratę na stratę parowania z gruntu i transpirację roślin. Stratę parowania uzależnia od opadu i tem-

peratury rys. 5, stratę transpiracji tylko od temperatury rys. 6. Ostatnia zależność nie jest w zupełności słuszną, gdyż bardzo dużą rolę przy stratach na transpirację odgrywać będzie wielkość opadów. Stan hygrometryczny powietrza reguluje transpirację roślin, zależeć on będzie od wielkości opadów. Od nich również zależeć będzie wzrost i rozwój roślin, a to znowu spowoduje potrzebę większej lub mniejszej ilości wody na transpirację. Meyer powiada co prawda, iż należy wprowadzić poprawkę na opad, ale nie daje żadnych wskazówek jak to uczynić. Wykresy strat mają służyć dla obliczenia z miesięcznych opadów przepływy miesięczne. Niestety, bez dodatkowych badań przepuszczalności gruntu, gromadzenia się w nim wody, spływu powierzchniowego, topnienia śniegów, obliczenie nie jest możliwym. Podany przez Meyer'a przykład obliczenia przepływów miesięcznych rzeki Root-River zaopatrzony jest jeszcze w trzy wykresy pomocnicze, umożliwiające podobno określenie niewiadomych czynników retencji opadu i czerparia wody z gruntu. Gdy jednak mamy jakieś dorzecze, dla którego z powodu braku innych danych opieramy się na danych opadowych, to również brak nam wielkości pozwalających te trzy dodatkowe wykresy wykonać, możemy więc obliczyć straty parowania i transpiracji reszta zaś pozostaje niewiadomą. Przykład podanego obliczenia zupełnie nie wyjaśnia biegu i sposobu obliczenia zapasu wody w glebie

Krzywa transpiracji w zależności od średniej miesięcznej temperatury



Rys. 6.

i podglebiu, oraz czerpania z tego zapasu. Za całe wyjaśnienie ma służyć uwaga „some latitude must be allowed and judgement exercised in the application of these curves”.

Mając opracowane szczegółowo parę rzek na terenach Polski starałem się zbadać, czy, posilkując się wykresami podanymi na straty przez Meyer'a, nie dałoby się określić rozdziału sumy dwóch czynników straty + retencja, dla umożliwienia orientacji w biegu retencji oraz wyciągnięcia odpowiednich wniosków. W tym celu dla trzech dorzeczy: Dniestru, Wieprza i Brdy, dla opracowanych lat opadów i przepływów miesięcznych, ustaliłem średnie miesięczne temperatury. Załączone tabele (str. 23—27) podają dla każdego z tych dorzeczy zgrupowane wartości. Ze względu na różnicę klimatu obliczone z wykresów Meyer'a wartości strat wypadają większe od rzeczywistych, należy więc wartości obliczane zredukować. I tak np. dla dorzecza Dniestru średnia roczna wysokość strat, obliczona jako różnica opadu i odpływu dla przecięcia 17-letniego, wynosi 483 mm., gdy z wykresów Meyer'a otrzymujemy wartość 556 mm. Dla dorzecza Wieprza (8 lat) rzeczywista wartość strat wynosi 464 mm. — obliczona z wykresów 506 mm., dla Brdy (6 lat) 380 mm. — 465 mm. Straty dla poszczególnych miesięcy należy więc zredukować mnożąc je przez stały współczynnik, określony dla każdego z dorzeczy przez stosunek strat rzeczywistych do obliczonych. Zmienność współczynnika redukcyjnego, w stosunku do rozpatrywanych dorzeczy, tłumaczy się różną przepuszczalnością

terenów dorzeczy i różnym rozwojem i bujnością wegetacji. W załączonych tabelach podano straty miesięczne już odpowiednio zredukowane.

Na podstawie obserwowanych miesięcznych opadów i przepływów obliczono kaźdomiesięczną ich różnicę i jako krzywą całkową strat + retencji podano na rys. 7. Obliczone straty wrysowano tam również jako krzywą całkową. Różnica rzędnych obu krzywych winna dać nam wielkość retencji w poszczególnym czasie.

Gromadzenie się zapasów wód w gruncie będzie następowało w latach mokrych aż do całkowitego nasycenia zbiorników podziemnych i gleby. Odwrotne zjawisko będziemy mieli w okresie lat suchych. Obydwie krzywe powinny schodzić się stycznie, lub zbliżać ku sobie, w tych okresach gdy następują lata suche, zaś odchodzić od siebie w latach mokrych. W okresie 17-u lat na obszarze dorzecza Dniestru, od roku 1896/97 do 1912/13, mamy lata suche i lata mokre. Te ostatnie szczególnie silnie występują w końcu okresu, gdzie trzy lata z rzędu kolejno wykazują coraz to większe ponad normę opady. Krzywa Meyera dla Dniestru daje przebieg strat, a tym samym i retencji, nieprawdopodobny; w latach mokrych zmniejszenie się zapasów wody w gruncie, zaś odwrotnie w latach suchych. Lepiej te wykresy wyglądają dla dorzeczy Wieprza i Brdy.

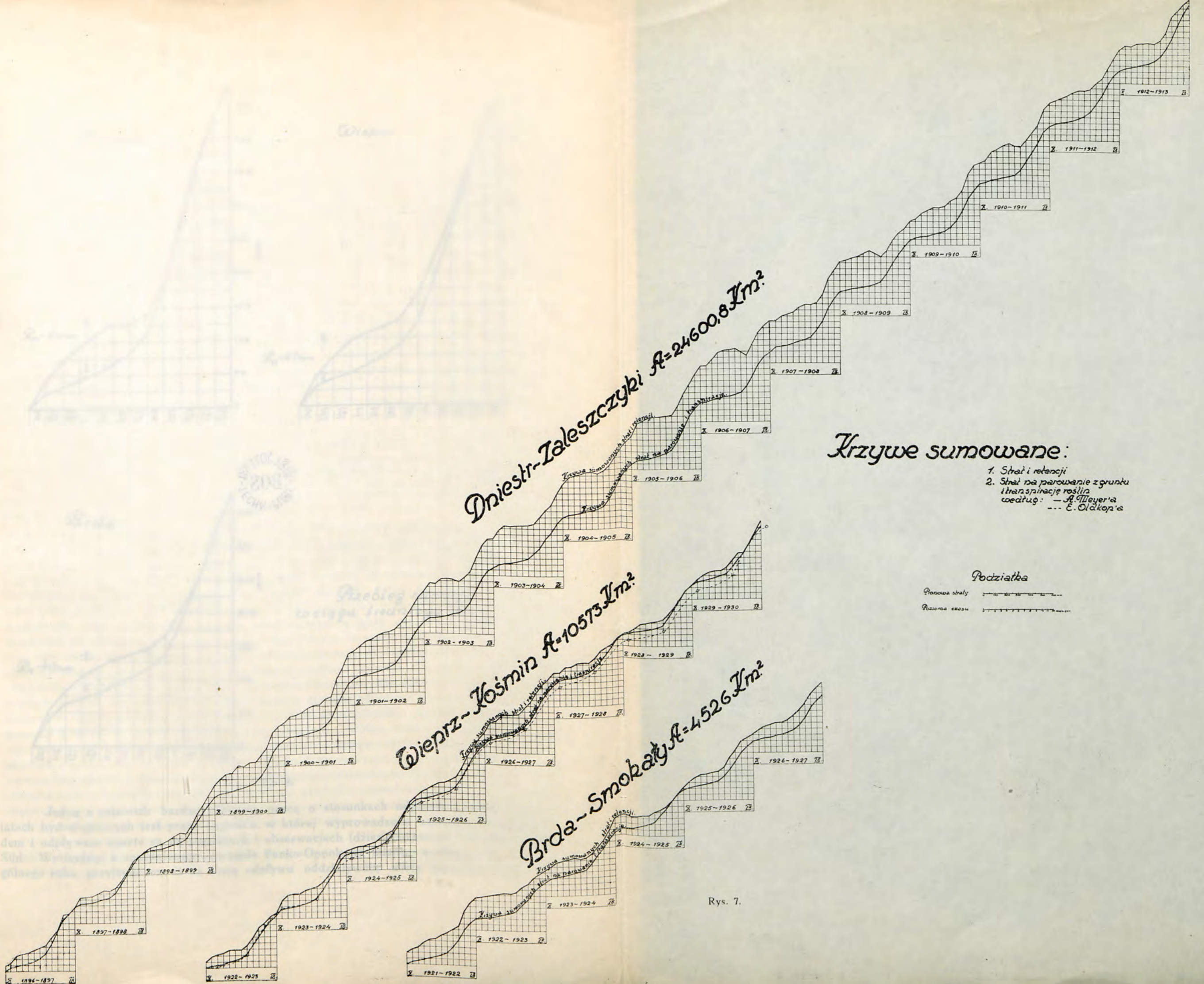
Obliczanie strat na parowanie i transpirację uzależniając je tylko od opadu w miesiącu bieżącym jest o tyle nie zupełnie słusznem, że na straty w poszczególnym miesiącu wpływać będzie również woda gromadzona w okresie poprzednim. Bez uwzględnienia tego wpływu okresu poprzedzającego wynik otrzymywany będzie z pewnym błędem, który sumowany dać może w rezultacie duże odchyłki, wyraźnie daje się odczuć na krzywej dla Dniestru (rys. 7).

Dla rzeki Wieprza naniesiono na rys. 7 również straty obliczone w półroczach XI—IV i V—X przy pomocy wykresu 4 (tabela 1), uwzględniając współczynnik wyrównywujący średnią obliczoną stratę do wysokości obserwowanej. Bieg krzywej strat jest dość zgodny z krzywą obliczoną wykresami Meyera.

Przyjęcia Oppokowa, że zmianie opadów o 100 mm. odpowiada zwiększenie strat o 6—12 mm. obliczenia powyższe nie potwierdzają. Mamy tu w dorzeczu Wieprza, przy różnicy max. opadów 248 mm., różnicę w stratach dochodzącą do 152 mm., w dorzeczu Dniestru dla $\Delta H = 446$ mm. — $\Delta S = 136$ mm., Brdy dla $\Delta H = 224$ mm. $\Delta S = 82$ mm.

Dla roku przeciętnego przebieg krzywej sumowanych strat + retencja i sumowanych strat uwidoczniono na rys. 8. Na rys. 9 przedstawiono dla kaźdego z tych trzech rozpatrzonych dorzeczy wartości opadów w mm., które są magazynowane w gruncie względnie czerpane z gruntu w poszczególnych miesiącach, oraz sumy całkowitej retencji w mm., poczynawszy od miesiąca w którym zaczyna się gromadzenie opadów do końca roku hydrologicznego. Wynikałoby z tego, iż w dorzeczu Dniestru i Wieprza retencja rozpoczyna się w październiku, dla Brdy we wrześniu. Uzasadnia to wyżej wspomniane przyjęcie roku hydrologicznego jako okresu od 1.X do 30.IX. Maximum retencji w średnim roku dochodzi w dorzeczu Dniestru do 60 mm. (w końcu lutego) co stanowi 7,5% opadu całorocznego, w dorzeczu Wieprza do 47 mm. (w końcu grudnia), stanowi to 8,0 opadu całorocznego i w dorzeczu Brdy do 39 mm. t. j. 6,8 sumy rocznej opadu. Maximalna wartość retencji w dorzeczu Wieprza wynosiłaby w okresie rozpatrywanym 175 mm., oraz 200 mm. w dorzeczu Brdy. Stanowi to w pierwszym wypadku 29,6% opadu średniego rocznego, w drugim 35,0%.

Wpływ opadu z okresu poprzedzającego na odpływ w okresie rozpatrywanym uwzględnia K. Fischer wyprowadzając swe wzory dla górnej Wezery. Dzieli on rok hydrologiczny na dwa półrocza letnie i zimowe oraz bada wpływ opadu bieżącego półrocza i poprzedzającego na wielkość odpływu. Dochodzi on do wniosku, że na odpływy w poszczególnych półroczach wpływ mają również opady z półrocza poprzedzającego, jednak w stopniu mniejszym niż opad z okresu bieżącego. Letnie opady okresu poprzedniego oddziałują na odpływ zimowy daleko silniej niż opady zimowe na odpływ następującego półrocza letniego. Odwrotnie jednak na sumę całorocznego odpływu daleko silniej oddziałują opady zimowe niż letnie. Do takiego samego wniosku dochodzi Oldekop oraz znacznie wcześniej Belgrand.



Dniestr-Zaleszczyki $A=24600,8 \text{ km}^2$

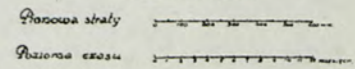
Wieprz-Kosmin $A=10573 \text{ km}^2$

Brda-Smobały $A=4526 \text{ km}^2$

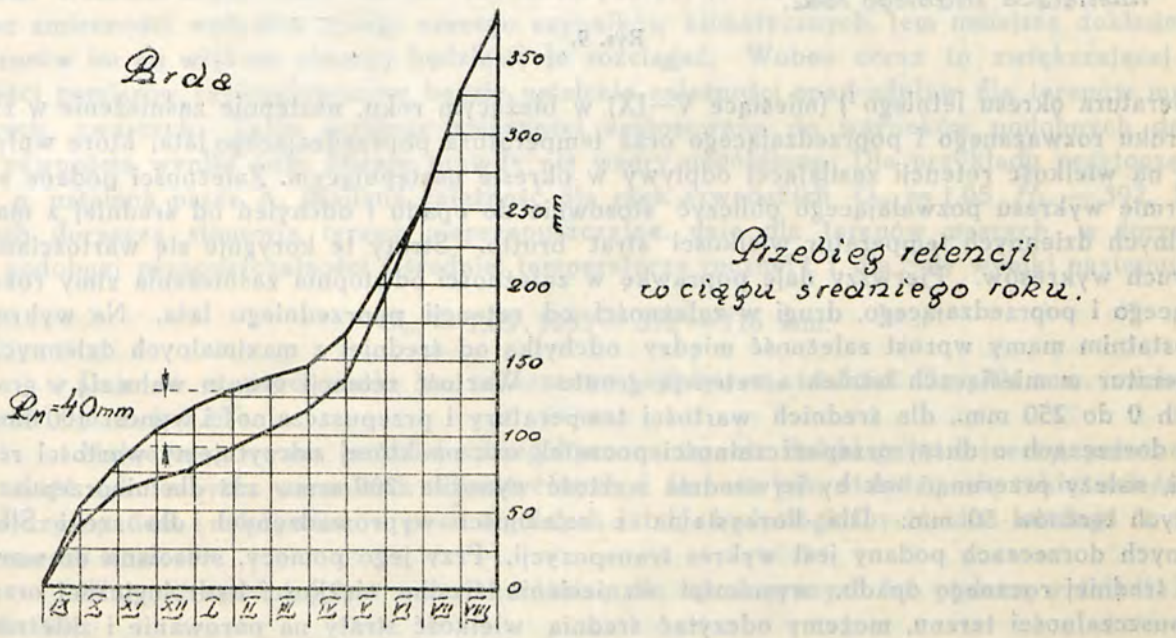
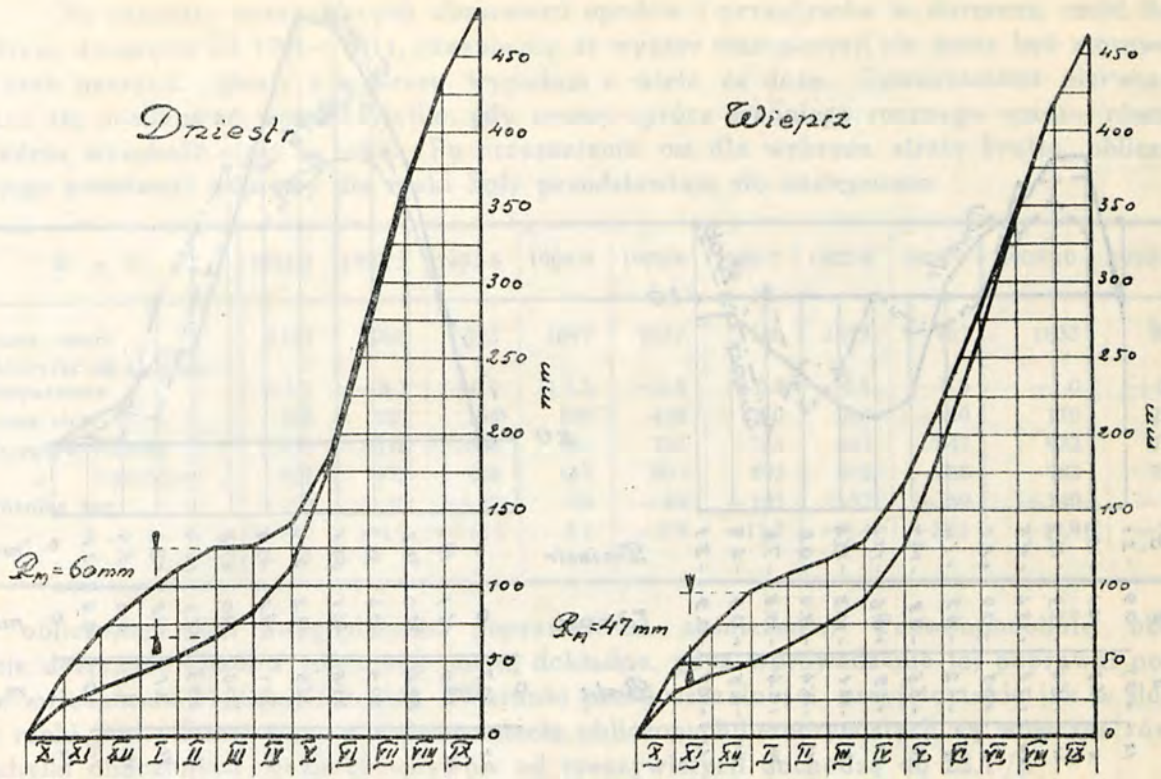
Krzywe sumowane:

1. Strat i retencji
 2. Strat na parowanie z gruntu i transpirację roślin
- według: — A. Meyer'a
 --- E. Oldkopa

Podziałka

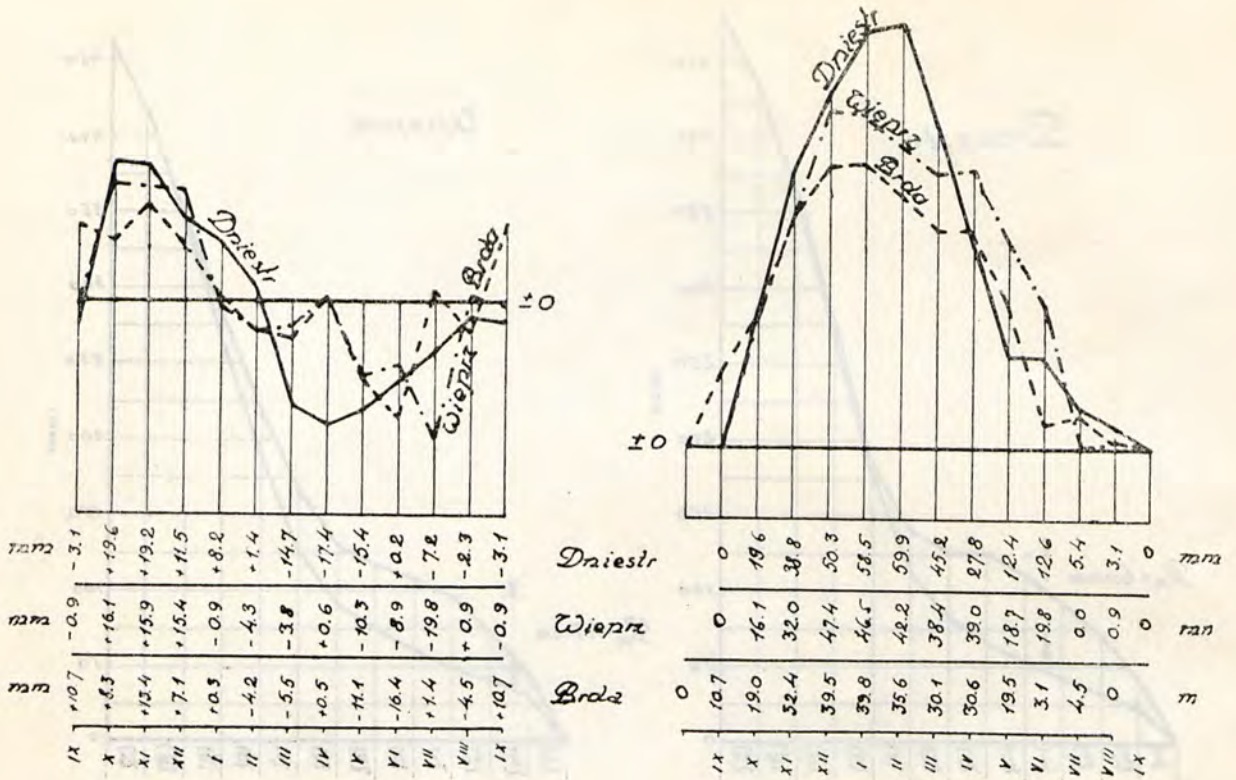


Rys. 7.



Rys. 8.

Jedną z ostatnich bardzo ciekawą pracą o stosunkach odpływu w poszczególnych latach hydrologicznych jest praca Lugeon'a, w której wyprowadzone zależności między opadem i odpływem oparte są na pomiarach i obserwacjach (dziesięcioletnich) w dorzeczu rzeki Sihl. Wychodząc z zasadniczego równania Penka-Oppokowa bilansu wodnego dla poszczególnego roku, przyjmuje on, iż na sumę odpływu oddziałują: suma rocznego opadu oraz



Wysokości opadu w mm magazynowane w gruncie względnie czerpane z gruntu w poszczególnych miesiącach, średniego roku.

Wartości w mm zapasów wody w gruncie w poszczególnych miesiącach średniego roku.

Rys. 9.

temperatura okresu letniego¹⁾ (miesiące V—IX) w bieżącym roku, następnie zaśnienie w ziemi roku rozważanego i poprzedzającego oraz temperatura poprzedzającego lata, które wpływają na wielkość retencji zasilającej odpływy w okresie następującym. Zależności podane są w formie wykresu pozwalającego obliczyć stosownie do opadu i odchyżeń od średniej z maksymalnych dziennych temperatur wielkości strat brutto. Straty te koryguje się wartościami z dwóch wykresów. Pierwszy daje poprawkę w zależności od stopnia zaśnienia zimy roku bieżącego i poprzedzającego, drugi w zależności od retencji poprzedniego lata. Na wykresie ostatnim mamy wprost zależność między odchyłką od średniej z maksymalnych dziennych temperatur w miesiącach letnich a retencją gruntu. Wartość retencji gruntu waha się w granicach 0 do 250 mm., dla średnich wartości temperatury i przepuszczalności wynosi 100 mm. Przy dorzeczach o dużej przepuszczalności początek osi, na której odczytujemy wartości retencji, należy przesunąć tak by jej średnia wartość wynosiła 200 mm., zaś dla nieprzepuszczalnych terenów 50 mm. Dla korzystania z zależności wyprowadzonych dla rzeki Sihl w innych dorzeczach podany jest wykres transpozycji. Przy jego pomocy, stosownie do wartości średniej rocznego opadu, wysokości wzniesienia środka ciężkości hydrologicznej oraz przepuszczalności terenu, możemy odczytać średnią wielkość straty na parowanie i zależnie od tej ostatniej przesunąć odpowiednio początek układu współrzędnych by mógł odczytywać odpowiednie wartości strat brutto. Wykres pierwszy ustalony na podstawie materiału obserwacyjnego w dorzeczu górskim posłużyć może do obliczenia odpływu w poszczególnym roku hydrologicznym z wiadomych wartości opadów rocznych dla dorzeczy podobnych.

¹⁾ Zgodnie z określonym przez D. Szymkiewicza współczynnikiem parowania należy uwzględnić temperaturę średnią z maximów dziennych, godz. 1—2 po poł.



Na zasadzie opracowanych obserwacji opadów i przepływów w dorzeczu rzeki Soły, z okresu dziesięciu lat 1901—1911, okazuje się, że wykres transpozycji nie może być stosowany dla rzek naszych. Straty z wykresu wypadają o wiele za duże. Zależnościami pierwszymi można się posilkować wówczas tylko, gdy znamy—prócz średniego rocznego opadu—również i średnią wysokość strat w roku. Po przesunięciu osi dla wykresu straty brutto, obliczone na jego podstawie odpływy dla rzeki Soły przedstawiają się następująco:

R o k	1901/2	1902/3	1903/4	1904/5	1905/6	1906/7	1907/8	1908/9	1909/10	1910/11
Suma opadu	1147	1268	723	1097	1167	1138	1073	967	1033	939
Odchyłki od śr. z max. temperatury	−1.1	−0.3	+0.7	+1.3	−0.5	+0.3	−0.5	−0.5	−1.0	+0.6
Suma strat	310	250	165	530	440	350	310	120	110	220
Przepływ liczony	837	1018	558	567	727	788	763	847	923	719
„ zmierzony	927	972	478	617	807	893	815	688	783	734
Różnica mm.	−90	+46	+80	−50	−80	−105	−52	+159	+140	−15
„ %	−9.7	+4.7	+16.7	−8.1	−9.9	−11.7	−6.4	+23.1	+17.9	−2.0

(W obliczeniu nie uwzględniono poprawki na zaśnieżenie. Prawdopodobnie obserwacje dotyczące opadów śnieżnych nie są dokładne, gdyż wprowadzenie tej poprawki powoduje zwiększenie błędu obliczenia). Warunki przepuszczalności przyjęto takie jak w dorzeczu rzeki Sihl. Sumy strat w dziesięcioleciu obliczonych i rzeczywistych są wówczas równe. Odchyłki obliczonych rocznych spływów od rzeczywistych dochodzą do 23,1⁰/₀.

Z wyżej przytoczonego omówienia sposobów obliczania ze znanych wartości rocznych opadów odpływu w poszczególnym roku hydrologicznym widać, iż metody ogólnej bezsprzecznie dobrej niema i sędzę, że wyprowadzanie takiego ogólnego wzoru nie jest możliwym. Wszelkie uogólnianie wzorów, czy to na przepływy średnie, czy wielkie, powoduje, wobec zmienności wpływów całego szeregu czynników klimatycznych, tem mniejsze dokładności wzorów im na większe obszary będziemy je rozciągać. Wobec coraz to zwiększającej się ilości pomiarów racjonalnijszem będzie ustalenie zależności opad-odpływ dla terenów mniejszych, zwartych. Takie ustalone zależności zastosowane do warunków podobnych dadzą z pewnością wyniki dużo bliższe prawdy niż wzory uogólnione. Dla przykładu przytoczę, iż n. p. ustalona przez A. Wallena zależność dla rzek szwedzkich $O_{sr.} = 1,05 \cdot H_{sr.} - 392$, których dorzecza stanowią tereny nieprzepuszczalne, daje dla terenów naszych, w dorzeczu o podobnej przepuszczalności i średniej temperaturze rocznej t. j. dla Soły wyniki następujące:

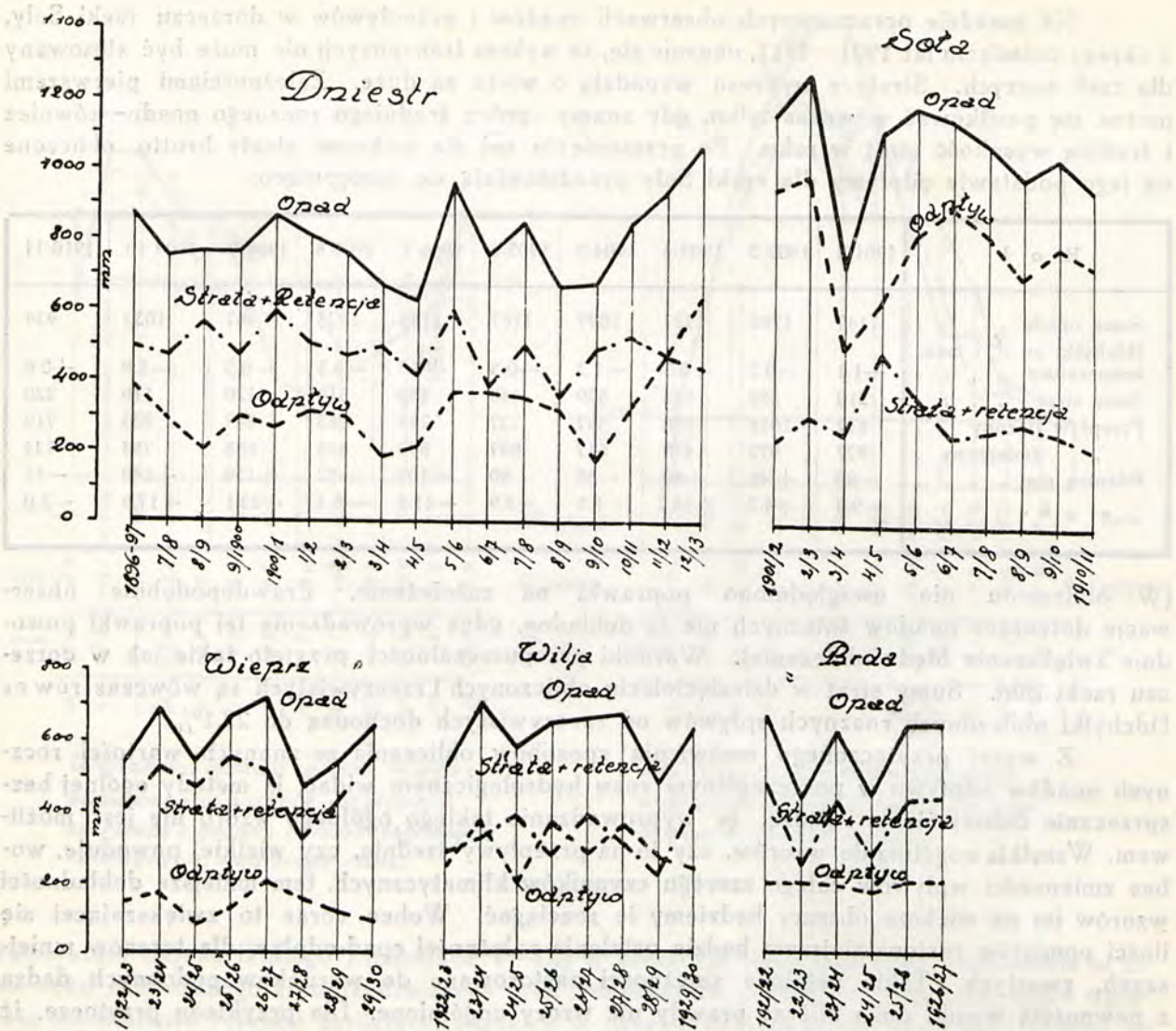
$$O_{sr.} = 1,05 \cdot 1055 - 392 = 716 \text{ mm.}$$

Daje to w porównaniu ze zmierzonym odpływem średnim $O = 771$ mm. odchyłkę −55 mm. t. j. 7,1⁰/₀.

Mając opracowane bardziej szczegółowo na terenie Polski parę dorzeczy, położonych w dość odmiennych warunkach klimatycznych i terenowych, starałem się takie zależności między opadem i odpływem, w poszczególnych latach hydrologicznych, dla każdego z tych dorzeczy znaleźć.

Wartość opad, odpływ oraz ich różnicę dla opracowanych lat podano w tabeli XIV. (str. 28).

Wartości te podano również na rysunku 10, aby uwidocznic różnicę pomiędzy charakterem poszczególnych rzek. Z nich Brda o wybitnym typie retencyjnym z bardzo wy-
równanym odpływem rocznym, Soła bez retencji z odpływem bardzo się wahającym, Dniestr
charakterem zbliżony bardziej do Soły i Wieprz do Brdy stanowią jakby stopniowe przejście
między pierwszymi typami rzek. Wilja jest typem rzeki w charakterze podobnej do Wieprza
jednak, ze względu na nieco inne warunki klimatyczne, zależność między opadem i odpły-
wem układa się odmiennie.



Rys. 10.

Na podstawie wyżej rozpatrzonych poglądów można powiedzieć, iż najważniejszymi czynnikami wpływającymi na odpływ w poszczególnych latach hydrologicznych są opad i temperatura, oraz ich rozkład w ciągu roku, jak również opad i temperatura w okresach poprzednich. Ze względu na rozkład opadów wynikają trudności w ustaleniu zależności między nimi i odpływem. Ustalając jakieś wzory musimy je rozciągnąć na pewne okresy czasu, więc rok hydrologiczny, półrocza zimowe i letnie i t. p. Skupiony opad w końcu okresu wpływać będzie na odpływ w następującym i to oczywiście w zależności od poprzedzającego go rozkładu deszczów. Przy podziale na okresy zimowy i letni (X—III) — (IV—IX), zdarzają się lata, w których nagromadzony w miesiącach zimowych opad w postaci śniegu, zależnie od rozkładu temperatury, spłynie w większej lub mniejszej swej części w początkach półrocza letniego. O ile więc dla średnich wartości poszczególnych czynników ustalone zależności muszą w zasadzie dawać niewielkie odchyłki, o tyle dla okresów krótkich musimy z góry liczyć się z większymi błędami w obliczeniach. Okres roku hydrologicznego nie zawsze trwa niezmiennie dwanaście miesięcy, będą pewne przesunięcia w kierunku zwiększenia lub zmniejszenia go, czego jednak niestety przy ustalaniu wzorów nie jesteśmy w możności uwzględnić. Wprowadzenie do wzorów okresu poprzedzającego rozważany poprawia wynik, uwzględniając w znacznym stopniu wpływ opadów i retencji poprzedniej.

Badania nad zależnością odpływów dla wyżej wymienionych dorzeczy przeprowadzałem dla okresów rocznych z wpływem poprzedniego roku lub też dla półrocznych z wpływem poprzedniego półrocza. Stosuje się to do czynnika opadu i temperatury. Okazało się przede wszystkim, iż wahania temperatury w poszczególnych okresach w stosunku do średniej są niewielkie i następnie, że wpływu temperatury na odpływ w poszczególnych okresach uchwycić nie można. Przy rozważaniu np. okresu półrocza zimowego średnia temperatura zimy nie daje pojęcia o rozkładzie temperatury. Niewielkie obniżenie temperatury poniżej zera, byle stałe się utrzymujące, da inny efekt niż silne mrozy w ciągu krótkiego czasu, a powodujące w łączności z temperaturą pozostałej części okresu średnią bliską do poprzedniej. Mimo prób kilku kombinacji okresów temperatury z okresami dla których wyprowadzałem związki odpływów, żadnej bliższej zależności między odpływem i temperaturą dla poszczególnych dorzeczy w tych okresach rocznych lub półrocznych znaleźć nie mogłem. Naprzykład wpływ temperatury letnich miesięcy na odpływ roczny w dorzeczu Wieprza wyraża się zaledwie wartością ± 4 mm. przy średnim odpływie 127 mm.

Okazuje się, że decydującym czynnikiem na odpływ w terenach naszych jest opad z okresu jednoczesnego z odpływem oraz opad z okresu poprzedzającego. Że zależnie od wielkości i charakteru dorzecza wpływ okresu poprzedzającego będzie większy lub mniejszy, jak również rozciągłość tego okresu wstecznego będzie większą lub mniejszą.

Związki między opadami i odpływem badałem metodą najmniejszych kwadratów. Ostatecznie ustalone zależności podane są niżej. W poniższych równaniach oznaczają: O_R sumę odpływu rocznego, H_R sumę opadu rocznego, H_{R-1} sumę opadu roku poprzedzającego, H_Z sumę opadu zimowego, H_L sumę opadu letniego, E sumę strat i t. p., wszystko w mm.

Rzeka Soła — Porąbka (1901—1911 r.) — dorzecze 1089 km².

$$O_R = 0,898 \cdot H_R + 0,421 \cdot H_{R-1} - 636.$$

R o k	O d p ł y w		r ó ż n i c a	
	obliczony	pomierzony	mm.	%
1902/03	985	972	+13	+ 1.3
1903/04	548	478	+70	+14.6
1904/05	654	617	+37	+ 6.0
1905/06	873	807	+66	+ 8.2
1906/07	877	893	— 6	— 0.7
1907/08	807	815	— 8	— 1.0
1908/09	684	688	— 4	— 0.6
1909/10	699	783	—84	—10.7
1910/11	642	734	—92	—12.5

Opad z okresu jednoczesnego odpływowi wpływa nań w stopniu przeszło dwukrotnie większym od opadu z poprzedzającego roku.

Rzeka Dniestr—Zaleszczyki (1896—1913)—dorzecze 24600,8 km².

$$O_R = 0,718 \cdot H_R + 0,449 \cdot H_{R-1} - 610$$

R o k	O d p ł y w		R ó ż n i c a	
	obliczony	pomierzo- ny	mm.	‰
1897/98	319	280	+39	+13,9
1898/99	272	201	+71	+35,3
1899/00	276	296	-20	- 6,8
1900/01	349	264	+85	+32,1
1901/02	396	308	+88	+28,5
1902/03	296	289	- 7	- 2,4
1903/04	212	178	+34	+19,1
1904/05	138	210	-72	-34,3
1905/06	361	365	- 4	- 1,1
1906/07	360	365	- 5	- 1,4
1907/08	337	350	-13	- 3,7
1908/09	249	319	-70	-21,9
1909/10	168	175	- 7	- 4,0
1910/11	298	322	-24	- 7,5
1911/12	441	463	-22	- 4,8
1912/13	578	630	-52	- 7,3

Rzeka Wilja — Wilno (1922—1930) — dorzecze 15159 km².

$$O_Z = 0,913 \cdot H_Z + 0,531 \cdot H_{L-1} - 254$$

$$O_L = 0,195 \cdot H_L + 0,418 \cdot H_Z - 31$$

Widzimy tu, że na odpływ w okresie zimowego półrocza opad poprzedniego letniego wpływa w równym stopniu, co opad równoczesny zimowy. Wartość sumy opadu letniego przewyższa średnio opad zimowy 1,8-krotnie. Odpływ letni jest uzależniony przede wszystkim od zapasów wody w gruncie, nagromadzonych w okresie poprzedzającej zimy. Opad letni oddziałuje na odpływ letni w stopniu dużo mniejszym. Przeważna część jego idzie na straty parowania i transpiracji oraz częściowo na retencję, z której zasilane są odpływy w następnym okresie zimowym. Strata letnia, w której mieszczą się powyższe czynniki, wyraża się zależnością:

$$E_L = 0,805 \cdot H_L - 0,418 \cdot H_Z + 31.$$

Dla porównania odchyleń obserwowanych i obliczonych odpływów, ze względu na częste opóźnienie splywu z nagromadzonych zapasów opadu śnieżnego, co powoduje odchylenia różnego znaku w półroczu letnim i zimowym, przyjęto okres hydrologiczny roczny.

R o k	o d p ł y w y						r ó ż n i c a	
	o b l i c z o n e			o b s e r w o w a n e			mm.	‰
	zimowy	letni	suma	zimowy	letni	suma		
1923/24	204	169	373	194	172	366	+ 7	+1,9
1924/25	94	115	209	95	96	191	+18	+9,4
1925/26	213	153	366	230	132	362	+ 4	+1,1
1926/27	128	140	268	138	129	267	+ 1	+0,4
1927/28	180	146	326	165	188	353	-27	-7,6
1928/29	146	101	247	144	113	257	-10	-3,9
1929/30	101	143	244	99	143	232	+12	+5,2

Rzeka Wieprz — Kośmin (1922—1930)—dorzecze 10573 km².

Dla dorzecza powyższego, by zilustrować jak kształtują się zależności między odpływem i opadem rocznym bez uwzględnienia poprzedniego okresu, następnie jak wpływa temperatura letnia, przytaczam również odpowiednie, ustalone metodą korelacji, zależności oraz dla nich odchyłki obliczeń do obserwacji. Najlepsze rezultaty daje zależność w okresach półrocznych z wpływem poprzedniego półrocza. Zależność ustalona dla półrocza letniego między stratą i opadem wskazuje, iż w półroczu letnim straty, w rozumieniu parowanie, transpiracja i retencja, przewyższają opad letni, tak, iż w okresie lata decydującym czynnikiem jest opad poprzedzającej zimy.

$$O_Z = 0,263 \cdot H_Z + 0,251 \cdot H_{L-1} - 76$$

$$E_L = 1,05 \cdot H_L^2 - 0,29 \cdot H_Z + 12$$

W półroczu zimowym, podobnie do dorzecza Wilji, na odpływ w równym stopniu oddziaływa opad równoczesny zimowy i opad poprzedzającego lata (stosunek opadu letniego do zimowego wynosi okragło 1,8), co jednocześnie dowodzi iż w stracie letniej mieści się retencja z której zasilony zostaje odpływ w zimie.

R o k	o d p ł y w y						r ó ż n i c a	
	o b l i c z o n e			o b s e r w o w a n e			mm.	%
	zimowy	letni	suma	zimowy	letni	suma		
1923/24	89	76	165	90	70	160	+ 5	+ 3.1
1924/25	60	35	95	43	33	76	+19	+25.0
1925/26	76	49	125	71	48	119	+ 6	+ 5.0
1926/27	111	71	182	116	79	195	-13	- 6.7
1927/28	79	49	128	93	55	148	-20	-13.5
1928/29	42	46	88	60	46	106	-18	-17.0
1929/30	53	45	98	45	39	84	+14	+16.7

$$O_R = 0,249 \cdot H_R + 0,223 \cdot H_{R-1} - 3,162 \cdot t_L - 91^1)$$

$$O_R = 0,252 \cdot H_R + 0,195 \cdot H_{R-1} - 139$$

R o k	o d p ł y w y		r ó ż n i c a		o d p ł y w y		r ó ż n i c a	
	obliczone	obserwo- wane	mm.	%	obliczone	obserwo- wane	mm.	%
1923/24	136	160	-24	-15.0	134	160	-26	-16.2
1924/25	129	76	+53	+69.7	128	76	+52	+68.5
1925/26	127	119	+ 8	+ 6.7	131	119	+12	+10.1
1926/27	171	195	-24	-12.3	168	195	-27	-13.8
1927/28	118	148	-30	-20.2	115	148	-33	-22.3
1928/29	84	106	-22	-20.7	85	106	-21	-19.8
1929/30	121	84	+37	+44.0	124	84	+40	+47.7

¹⁾ t_L — oznacza temperaturę średnią z maximów dziennych w okresie lata.

$$O_R = 0,173 \cdot H + 25$$

$$E_R = 0,827 \cdot H - 25$$

R o k	o d p ł y w		r ó ż n i c a	
	obliczony	obserwo- wany	mm.	%
1922/23	117	131	-14	-10.7
1923/24	142	160	-18	-11.2
1924/25	117	76	+41	+54.0
1925/26	139	119	+20	+16.8
1926/27	147	195	-48	-24.6
1927/28	114	148	-34	-22.9
1928/29	117	106	+11	+10.4
1929/30	134	84	+50	+59.6

$$O_z = 0,346 \cdot H_z + 4$$

$$O_L = 0,013 \cdot H_L + 47$$

R o k	przepływ obliczony			przepływ obserwowany			r ó ż n i c a	
	zima	lato	suma	zima	lato	suma	mm.	%
1922/23	65	52	117	84	47	131	-14	-10.7
1923/24	104	53	157	90	70	160	-3	-1.9
1924/25	55	53	108	43	33	76	+32	+42.1
1925/26	75	53	128	71	48	119	+9	+7.6
1926/27	100	53	153	116	79	195	-42	-21.5
1927/28	65	51	116	93	55	148	-32	-21.6
1928/29	65	52	117	60	46	106	+11	+10.4
1929/30	70	53	123	45	39	84	+39	+46.5

Z powyższych zestawień widać, że okresy półroczne i roczne, bez uwzględnienia poprzedzającego okresu, dają odchylenia bardzo znaczne. Również okres roczny, uwzględniający poprzedzający go rok, daje zależność, w której wyniku odpływy obliczone wykazują duże odchylenia od obserwacji, przyczem uwzględniony wpływ temperatury letniej (V—IX godz. 1 pp.) nie zmienia prawie rezultatu w stosunku do poprzedniego. Przy dalszym badaniu, w innym układzie czynników, otrzymywałem wpływ temperatury działający w kierunku nieprawdopodobnym, gdyż np. w okresie półrocza letniego odchyłka temperatury od średniej w stronę dodatnią zwiększałaby miała odpływ, co oczywiście nie jest możliwym w dorzeczach naszego typu. Zjawisko to zachodzić może jedynie w dorzeczach położonych w obszarach klimatu surowego, gdzie część dorzecza pokryta jest wiecznym śniegiem lub lodowcami. W okresie cieplejszych lat stopi się większa ilość nagromadzonych zapasów opadu w postaci stałej powiększając sumę odpływu. Ze względu na właściwości naszego klimatu oraz wysokości dorzeczy wpływ taki jest niemożliwy i z tego względu w ustalonych ostatecznie zależnościach czynnika temperatury nie wprowadziłem.

Ostatnie z rozpatrzonych dorzeczy rzeki **Brdy—Smokały** (1921—1927) o zlewni 4526 km.² odznacza się nadzwyczaj wyrównaną wielkością sumy rocznego odpływu, dzięki dużej przepuszczalności terenu oraz znaczniejszemu procentowi jezior. Na skutek retencji powierzchniowej i terenowej sumy odpływu poszczególnego roku hydrologicznego różnią się nieznacznie, tak że zależność odpływ-opad daje się przedstawić wzorem:

$$O_R = 0,051 \cdot H_R + 162$$

Rok	o d p ł y w		r ó ż n i c a	
	obliczo- ny	obserwo- wany	mm.	%
1921/22	196	187	+ 9	+4,8
1922/23	184	195	—11	—5,6
1923/24	194	190	+ 4	+2,1
1924/25	184	173	+11	+6,4
1925/26	194	202	— 8	—4,0
1926/27	195	201	— 6	—3,0

Wyżej przytoczone zależności między odpływem i opadem wskazują, że każde z rozpatrywanych dorzeczy dzięki swym cechom i klimatowi odmiennie odczuwa wpływ opadu na odpływ. Ogólnego wzoru ujmującego te zależności dla większych obszarów wyprowadzić się nie da. Zwraca uwagę duże podobieństwo zależności powyższych w dorzeczu rzeki Soły i Dniestru, co dowodzi, że w dorzeczach o zbliżonych cechach klimatu i terenu związek badanych czynników ma duże podobieństwo.

Odchyłki obserwowanych i obliczanych odpływów dochodzą w niektórych latach do dość dużych wartości. Jest to jednak nie do uniknięcia, gdyż wobec możliwości najróżniejszego rozkładu wielu czynników drugorzędnych, których wpływu normalnie uchwycić nie jesteśmy w stanie, a które mogą jednak w poszczególnych okresach zaważyć na odpływie, jak również różnego rozkładu w rozpatrywanych okresach czynnika głównego, jakim jest opad, podanie wzoru uwzględniającego to wszystko jest niemożliwością, wprowadziłoby takie skomplikowane obliczenia i konieczność tylu dodatkowych obserwacji, że zgubiłoby w tym całym materiale obliczającego, a skutek byłby conajmniej wątpliwy.

Na podstawie kilku oderwanych dat z roczników hydrograficznych dla dorzeczy karpackich, wzorem ustalonym dla dorzecza Dniestru, obliczyłem dla porównania odpływy z paru poniższych dorzeczy.

San — Jarosław.

Rok	opad	o d p ł y w		r ó ż n i c a	
		obserwo- wany	obliczo- ny	mm.	%
1906/07	915				
1907/08	914	479	457	—22	—4,6

Wisła — Sierosławice.

Rok	opad	o d p ł y w		r ó ż n i c a	
		obserwo- wany	obliczo- ny	mm.	%
1905/06	1003				
1906/07	884	462	475	+13	+2,8
1907/08	1005	466	509	+43	+9,2

Wisła — Kraków.

1908/09	872				
1909/10	972	446	479	+33	+ 7,4
1910/11	768	433	379	-54	-12,5

Jak widać z powyższych zestawień odchyłki mieszczą się w granicach możliwych do przyjęcia.

Z podanego wyżej materiału dla terenów Polski wyróżnia się kilka charakterystycznych grup naszych dorzeczy. Wyprowadzone związki między opadem i odpływem w poszczególnych latach hydrologicznych dadzą się bardziej uogólnić przy rozciągnięciu ich na większe obszary o podobnym charakterze. I tak sądzę, że można będzie otrzymywać dostatecznie zbliżone rezultaty przy użyciu zależności:

dla dorzeczy górskich

$$O_R = 0,898 \cdot H_R + 0,421 \cdot H_{R-1} - 636$$

dla dorzeczy mieszanych

$$O_R = 0,718 \cdot H_R + 0,449 \cdot H_{R-1} - 610$$

dla rzek pojezierza

$$O_R = 0,051 \cdot H_R + 162$$

Co zaś do zależności dla naszych rzek nizinnych, sądzę, iż należałoby ją jeszcze bliżej zbadać i odróżnić grupy o charakterze dorzecza mniej lub bardziej płaskiego i przepuszczalnego. Będzie to możliwe, gdy da się zużytkować większą ilość materiału obserwacyjnego. Na razie w tej ostatniej grupie posiadamy jeszcze zbyt mało pewnego materiału obserwacyjnego by te wzory ustalić.

Zadaniem pracy było omówienie istniejących metod obliczenia z opadów odpływu w poszczególnym roku hydrologicznym, oraz podanie, na podstawie opracowanego materiału, orientujących wskazówek dla terenów Polski. Opracowywanie stosunków odpływu dla naszych dorzeczy jest bardzo utrudnione ze względu na szczupłość liczebną obserwacji, krótki ich okres, oraz jeszcze często niestety trafiające się błędy. Brak krzywych przepływów, błędne obserwacje wodoskazowe spowodowały, że musiałem się ograniczyć do materiału podanego wyżej. Nie wątpię, iż z biegiem czasu będzie można ten materiał znacznie powiększyć.

Warszawa, grudzień 1931 r.

Zakład Budownictwa Wodnego Politechniki.

TABELA II.

Średnie miesięczne temperatury dla dorzecza Dniestru w Zaleszczykach.

R o k	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1896										11.4	—1.5	—3.9
1897	—5.8	—2.9	2.8	7.7	14.3	16.8	18.5	18.3	13.4	5.7	—0.7	—3.6
1898	—2.2	—3.1	—0.3	6.8	14.0	15.7	16.1	17.3	11.9	7.1	4.8	0.9
1899	—0.2	—1.6	0.3	8.5	12.8	13.9	17.5	14.6	13.3	7.1	3.4	—6.1
1900	—3.3	0.6	—3.1	6.1	12.0	16.1	18.9	17.4	12.3	8.6	3.5	—0.1
1901	—7.5	—6.7	2.1	7.0	13.1	17.7	17.7	16.6	11.7	8.0	1.1	0.3
1902	—6.3	0.3	—0.2	6.8	11.3	15.9	17.0	16.5	10.9	7.7	0.4	—0.5
1903	—5.3	0.4	4.1	6.6	13.7	15.9	17.9	16.1	13.0	7.4	2.9	—2.8
1904	—0.1	—2.8	0.4	5.1	9.9	15.9	15.7	16.3	11.4	6.0	—3.0	—7.9
1905	—7.4	—2.6	1.7	5.5	13.6	18.0	18.3	18.2	13.9	4.7	4.1	—1.8
1906	—3.6	—2.3	1.9	8.5	14.6	16.5	17.9	15.9	11.7	6.4	5.5	—4.6
1907	—7.2	—7.5	—3.0	3.9	15.9	16.0	16.3	16.2	11.9	10.3	—1.0	—3.0
1908	—3.9	—1.9	1.3	5.7	14.3	16.5	17.2	15.7	11.3	5.4	—3.0	—4.8
1909	—7.0	—8.2	0.1	5.6	11.2	16.3	17.2	18.0	15.2	9.6	1.3	0.0
1910	—2.7	0.6	1.3	7.3	14.2	18.1	17.3	16.6	13.2	6.6	1.2	—0.2
1911	—2.8	—6.3	1.8	7.4	14.7	16.1	17.7	17.6	12.9	9.0	4.7	—0.3
1912	—8.0	—2.0	4.6	5.0	11.4	17.7	17.7	16.7	10.2	4.4	0.6	0.7
1913	—4.4	3.7	5.2	8.6	12.2	15.3	16.7	17.1	15.2			

TABELA III.

Wysokości miesięczne opadu w mm. dla dorzecza Dniestru w Zaleszczykach.

R o k	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1896										38.0	68.2	38.8
1897	18.3	39.4	91.1	76.6	121.1	157.2	126.1	28.2	65.6	129.9	12.3	17.3
1893	37.7	35.0	27.2	93.6	92.5	87.5	110.5	57.6	50.1	39.0	25.1	20.3
1899	40.0	49.9	47.9	24.0	93.3	130.0	89.5	95.2	105.0	74.3	50.6	25.7
1900	95.9	27.4	44.3	34.4	83.3	74.8	200.5	60.5	38.1	58.9	21.0	32.4
1901	40.6	29.7	45.2	75.8	45.2	196.2	122.4	140.5	52.1	67.0	59.2	41.0
1902	46.5	42.6	46.9	47.1	108.7	86.7	100.1	101.3	57.6	97.6	3.6	48.1
1903	38.7	33.3	7.0	58.3	72.8	165.0	137.0	80.7	7.6	92.2	49.3	18.2
1904	15.5	22.1	13.5	28.0	70.2	66.6	48.6	111.0	108.3	79.1	33.8	27.6
1905	28.2	15.6	7.4	57.8	71.0	96.5	83.1	60.5	48.7	132.5	48.2	42.0
1906	31.7	16.0	63.7	41.6	99.0	172.0	119.5	101.5	94.7	18.9	69.6	77.1
1907	56.8	25.9	38.3	56.2	38.0	120.0	124.0	73.0	52.0	11.0	46.0	42.0
1908	30.0	63.0	24.0	83.0	54.0	82.0	192.0	129.0	94.0	35.0	29.0	23.0
1909	42.0	39.0	35.0	44.0	107.0	112.0	76.0	47.0	76.0	26.0	53.0	44.0
1910	41.0	15.0	24.0	67.0	48.0	78.0	160.0	86.0	26.0	33.0	110.0	35.0
1911	50.0	48.0	16.0	53.0	81.0	89.0	87.0	169.0	76.0	33.0	32.0	32.0
1912	39.0	57.0	52.0	136.0	107.0	68.0	112.0	122.0	144.0	75.0	30.0	43.0
1913	23.4	24.9	40.2	70.5	96.9	171.6	222.0	169.2	103.2			

TABELA IV.

Wysokości miesięcznych strat + retencja z obserwacji w dorzeczu Dniestru w Zaleszczykach.

R o k	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1896										26.0	58.4	12.2
1897	5.5	26.5	21.7	15.3	76.3	88.2	96.1	10.3	54.5	80.5	1.0	8.3
1898	27.0	22.4	— 5.9	28.0	60.0	73.5	86.6	37.9	41.9	31.3	16.0	12.7
1899	27.7	37.3	26.7	—11.1	76.1	109.8	63.4	79.7	88.4	53.0	37.9	6.8
1900	66.7	—10.1	29.0	5.5	61.8	62.7	126.5	43.8	30.0	50.5	11.9	23.6
1901	31.7	20.3	5.1	47.8	23.7	152.1	89.5	114.6	25.2	42.9	37.0	17.8
1902	30.5	16.7	14.0	17.0	53.2	57.7	77.4	84.8	47.4	73.2	— 6.7	38.9
1903	2.7	— 6.7	—20.0	39.3	51.8	120.0	98.0	59.7	0.6	76.2	32.3	— 2.8
1904	4.5	4.1	1.5	15.0	56.2	59.6	40.6	105.0	73.3	54.1	14.8	15.6
1905	14.2	3.6	—13.6	24.8	44.0	77.5	69.1	52.5	42.7	109.5	21.2	28.0
1906	7.7	1.0	3.7	11.6	73.0	104.0	85.5	81.5	70.7	3.9	54.6	55.1
1907	18.6	6.0	10.4	—33.1	—21.3	97.4	95.0	60.2	37.9	3.3	38.1	17.3
1908	12.0	50.0	—22.0	35.0	19.0	66.0	142.0	70.0	69.0	16.0	15.0	11.0
1909	25.0	28.2	—26.8	—25.2	45.7	93.7	57.9	38.6	66.7	17.8	43.0	29.4
1910	25.7	— 1.4	8.4	48.2	26.4	70.0	134.7	75.0	15.9	25.8	88.1	7.7
1911	33.7	16.4	—22.3	— 7.7	57.5	71.5	65.2	134.5	54.4	20.2	21.8	21.4
1912	24.5	21.5	— 6.2	16.7	54.9	39.0	86.7	93.4	77.4	36.2	— 2.7	20.9
1913	3.1	4.2	— 7.2	28.2	68.0	142.2	50.0	59.5	34.1			

TABELA V.

Wysokości miesięcznych strat na parowanie i transpirację w dorzeczu Dniestru w Zaleszczykach według A. Meyera

R o k	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1896										30.7	11.0	10.8
1897	11.0	14.7	24.8	43.6	81.3	103.4	101.1	52.7	49.4	30.8	2.2	5.5
1898	14.3	13.9	13.2	40.7	71.3	77.4	85.7	63.8	36.9	15.4	6.6	4.4
1899	15.4	16.4	17.0	29.4	67.1	81.4	83.5	63.7	60.0	25.3	11.0	8.8
1900	19.7	13.2	14.3	23.1	61.6	73.2	124.0	63.8	35.1	26.4	5.0	6.6
1901	11.0	1.7	16.4	37.6	53.3	116.9	94.5	85.7	37.6	25.5	11.0	6.6
1902	13.2	16.0	16.7	29.0	66.0	76.9	84.6	73.9	53.2	31.6	1.3	8.6
1903	12.7	14.5	8.7	28.3	66.1	101.1	100.6	64.8	27.5	28.6	9.9	4.4
1904	11.4	12.7	11.0	47.1	49.0	68.1	62.0	75.9	51.7	19.7	7.0	8.7
1905	11.0	11.0	9.9	26.3	63.8	89.1	85.7	68.8	44.0	28.6	11.0	7.4
1906	13.2	11.4	19.8	33.6	74.8	104.9	95.5	69.3	49.7	6.6	17.6	13.2
1907	12.1	6.6	14.3	18.7	59.3	88.6	90.3	63.4	37.1	45.5	7.7	7.7
1908	13.2	17.6	12.7	25.5	59.5	77.4	106.9	78.0	67.3	9.9	6.6	8.8
1909	12.0	8.8	15.0	20.5	64.4	87.1	78.4	61.6	60.1	19.8	9.0	8.1
1910	15.4	11.0	12.6	35.2	57.0	82.5	104.5	70.0	57.1	10.6	19.8	6.6
1911	15.4	9.3	11.0	46.1	71.4	78.9	83.5	99.0	48.4	20.9	10.8	6.6
1912	9.7	16.9	18.7	38.9	65.4	78.1	92.4	80.2	54.5	17.6	8.8	7.7
1913	11.0	12.7	19.8	42.9	64.7	99.0	118.1	97.3	68.6			

TABELA VI.

Średnie miesięczne temperatury dla dorzecza Wieprza w Kośminie.

R o k	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1922										3.3	0.8	0.1
1923	-0.8	- 3.2	3.2	6.7	14.3	13.2	18.5	16.2	14.4	10.8	4.4	-1.3
1924	-7.3	- 5.5	-0.4	5.6	15.6	17.6	17.2	16.7	15.0	8.6	1.6	-1.4
1925	0.9	3.6	0.8	8.4	15.9	14.5	18.4	16.9	12.0	7.1	2.5	-1.7
1926	-2.7	0.5	1.5	9.5	12.9	15.9	18.9	15.1	13.3	6.9	8.7	-2.0
1927	-2.3	- 2.9	6.0	7.1	10.6	16.6	19.7	18.3	14.3	8.2	1.5	-6.3
1928	-1.1	- 2.3	-1.1	7.6	11.4	14.6	19.2	16.3	12.9	8.5	6.1	-2.8
1929	-7.4	-14.7	-2.2	2.5	15.6	15.1	17.9	18.4	13.1	11.1	5.0	1.6
1930	0.3	- 0.8	2.9	9.3	13.3	18.9	17.7	16.6	13.0			

TABELA VII.

Wysokości miesięczne opadu w mm. dla dorzecza Wieprza w Kośminie.

R o k	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1922										56.0	24.3	25.7
1923	36.8	20.1	14.1	46.3	76.8	97.5	39.4	61.3	31.1	116.8	55.2	23.8
1924	15.1	34.1	44.4	42.9	49.8	67.6	75.2	113.4	37.4	21.1	21.8	11.3
1925	24.3	24.4	44.3	41.3	25.9	89.7	76.6	103.0	50.7	46.1	27.2	44.2
1926	39.3	15.5	34.2	39.2	85.6	107.0	79.6	88.7	54.8	101.2	30.0	71.1
1927	22.7	15.9	36.0	78.5	52.5	107.1	75.3	55.4	61.7	11.8	54.0	17.0
1928	42.0	38.8	12.1	57.8	72.2	35.1	27.5	58.9	31.6	29.2	38.2	46.9
1929	21.2	17.5	24.0	27.4	58.0	67.0	81.8	69.9	50.6	54.6	41.4	36.3
1930	11.1	9.2	36.8	68.3	75.6	6.6	69.9	113.4	105.8			

TABELA VIII.

Wysokości miesięcznych strat + retencja z obserwacji w dorzeczu Wieprza w Kośminie.

R o k	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1922										45,2	15,6	10,0
1923	24,1	0,8	— 2,3	36,6	67,2	87,8	32,1	55,3	25,6	103,3	44,2	10,6
1924	2,1	22,8	16,5	13,5	37,2	60,0	69,6	105,9	30,0	15,1	15,6	4,4
1925	17,3	16,3	35,5	34,9	21,0	86,0	70,9	98,0	43,7	39,1	20,7	35,1
1926	18,9	0,9	20,9	31,4	77,8	98,5	72,0	80,6	46,8	87,9	8,2	56,1
1927	1,5	1,2	6,0	58,0	39,1	88,1	65,2	47,3	53,7	2,5	45,0	1,4
1928	25,2	11,6	— 3,0	36,9	60,1	27,8	22,4	54,2	26,4	23,3	30,4	38,7
1929	9,7	8,5	6,0	9,8	50,6	61,6	76,2	64,6	45,7	49,0	33,9	28,4
1930	3,2	3,8	26,4	60,0	67,9	1,7	66,1	107,0	98,4			

TABELA IX.

Wysokości miesięcznych strat na parowanie i transpirację w dorzeczu Wieprza w Kośminie.

R o k	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1922										14,0	6,4	6,4
1923	17,8	13,7	11,7	30,2	70,9	72,9	69,0	61,4	41,2	55,6	15,2	5,3
1924	11,5	14,2	18,5	25,0	64,3	80,7	81,5	82,7	57,3	17,2	5,3	2,5
1925	15,2	15,2	18,5	36,3	55,2	75,5	85,7	89,5	38,7	19,3	7,6	8,9
1926	16,7	12,9	17,3	39,7	69,7	88,2	88,9	67,1	46,8	40,5	11,4	11,9
1927	14,7	12,7	24,9	42,1	48,5	86,8	90,8	69,1	53,4	42,2	12,7	7,6
1928	8,9	16,5	12,7	38,7	48,4	55,7	66,0	62,7	36,0	18,8	11,5	9,6
1929	10,2	2,5	14,7	15,2	69,2	69,8	85,7	74,1	43,8	37,7	8,1	8,9
1930	12,5	12,7	17,8	48,7	67,0	53,2	81,0	82,8	62,4			

TABELA X.

Średnie miesięczne temperatury dla dorzecza Brdy w Smokałach.

R o k	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1921										9,0	—1,2	—1,8
1922	—6,3	—3,6	2,3	5,7	13,0	16,4	16,7	15,1	11,1	4,2	1,2	1,1
1923	0,4	—3,0	3,2	5,9	12,2	11,8	18,2	15,0	13,2	9,9	2,7	—2,8
1924	—5,5	—4,4	—0,5	5,0	14,3	16,9	14,5	17,0	14,5	8,9	2,2	—0,7
1925	1,6	3,7	1,3	6,2	15,9	13,7	19,0	17,4	11,5	6,8	2,1	—1,6
1926	—1,8	0,6	2,0	9,0	11,6	15,6	18,3	15,5	13,5	6,3	5,7	—0,2
1927	—0,9	—0,8	5,3	5,7	9,5	14,7	18,6	16,8	13,2			

T A B E L A XI.

Wysokości miesięczne opadu w mm. dla dorzecza Brdy w Smokałach.

R o k	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1921										38,0	30,0	56,0
1922	40,0	20,0	50,0	35,0	50,0	40,0	150,0	90,0	60,0	20,0	25,0	30,0
1923	25,0	30,0	15,0	30,0	60,0	40,0	70,0	40,0	50,0	50,0	50,0	30,0
1924	30,0	30,0	5,0	25,0	50,0	70,0	60,0	100,0	120,0	40,0	20,0	5,0
1925	20,0	25,0	20,0	40,0	30,0	40,0	60,0	60,0	80,0	60,0	50,0	40,0
1926	25,0	30,0	30,0	50,0	100,0	80,0	90,0	40,0	40,0	55,0	50,0	30,0
1927	40,0	15,0	40,0	60,0	60,0	70,0	100,0	60,0	60,0			

T A B E L A XII.

Wysokości miesięcznych strat + retencja z obserwacji w dorzeczu Brdy w Smokałach.

R o k	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1921.										25,0	18,0	41,0
1922	24,0	7,0	29,0	20,0	34,0	29,0	128,0	73,0	44,0	5,0	9,0	10,0
1923	5,0	11,0	— 3,0	14,0	43,0	25,0	58,0	28,0	36,0	33,0	34,0	12,0
1924	13,0	14,0	—13,0	6,0	32,0	57,0	50,0	87,0	104,0	22,0	4,0	—13,0
1925	1,0	10,0	3,0	26,0	16,0	29,0	51,0	51,0	66,0	45,0	34,0	23,0
1926	5,0	13,0	10,0	34,0	83,0	63,0	75,0	25,0	25,0	39,0	33,0	11,0
1927	18,0	— 1,0	21,0	41,0	42,0	56,0	86,0	47,0	45,0			

T A B E L A XIII.

Wysokości miesięcznych strat na parowanie i transpirację w dorzeczu Brdy w Smokałach.

R o k	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1921										22,1	7,4	9,8
1922	12,3	10,6	16,4	18,0	51,6	59,7	87,6	59,7	35,2	4,9	5,7	7,4
1923	12,3	12,3	10,6	22,1	52,3	44,2	71,2	44,2	40,1	29,4	10,6	7,4
1924	11,5	12,3	9,8	13,1	56,4	70,3	52,4	71,1	65,4	22,1	4,9	2,5
1926	9,0	13,9	14,7	38,4	60,5	68,7	77,7	45,4	38,5	15,5	13,1	7,4
1927	13,9	11,4	16,4	22,9	42,5	93,8	81,8	58,1	42,5			

TABELA XIV.

DORZECZE	Rok	Opad 1	Odplyw 2	Różnica 1—2
rz. Dniestr wodowskaz Zaleszczyki	1896/97	869	378	491
	1897/98	751	280	471
	1898/99	759	201	558
	1899/90	760	296	464
	1900/01	860	264	596
	1901/02	804	308	496
	1902/03	759	289	470
	1903/04	670	178	492
	1904/05	624	210	414
	1905/06	962	365	597
	1906/07	749	365	384
	1907/08	850	350	500
	1908/09	665	319	346
	1909/10	668	175	493
	1910/11	847	322	525
1911/12	934	463	471	
1912/13	1070	630	440	
średnio	800	317	483	
rz. Soła-Porąbka	1901/02	1147	927	220
	1902/03	1268	972	296
	1903/04	723	478	245
	1904/05	1097	617	480
	1905/06	1167	807	360
	1906/07	1138	893	245
	1907/08	1073	815	258
	1908/09	967	688	279
	1909/10	1033	783	250
	1910/11	939	734	205
średnio	1055	771	284	
rz. Wieprz wodowskaz Kośmin	1922/23	529	131	398
	1923/24	676	160	516
	1924/25	534	76	458
	1925/26	661	119	542
	1926/27	707	195	512
	1927/28	459	148	311
	1928/29	592	107	425
	1929/30	629	84	545
średnio	591	127	464	
rz. Wilja wodowskaz Wilno	1922/23	515	238	277
	1923/24	689	366	323
	1924/25	571	191	380
	1925/26	636	362	274
	1926/27	647	267	380
	1927/28	657	353	304
	1928/29	469	257	212
	1929/30	636	232	404
średnio	602	283	319	
rz. Brda wodowskaz Smokały	1921/22	659	187	472
	1922/23	435	195	240
	1923/24	620	190	430
	1924/25	440	173	267
	1925/26	635	202	433
	1926/27	640	201	439
średnio	571	191	380	



nr. 6024

III.389

BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Politechniki Warszawskiej

NP.6024



400000000234834

