

METODYKA WYRÓWNYWANIA SZCZEGÓŁOWYCH BILANSÓW WODNYCH
ZLEWNI RZECZNYCH PRZY UWZGLĘDNIENIU SKORYGOWANYCH SUM OPADÓW
ATMOSFERYCZNYCH

Andrzej Byczkowski

Instytut Melioracji i Gospodarki Wodnej
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Akademia Rolnicza w Warszawie

Właściwa ocena przychodu wody z opadów atmosferycznych na zlewni rzecznej ma podstawowe znaczenie przy opracowywaniu bilansów wodnych. Gdy potraktujemy zlewnię jako system, wówczas opad stanowiący wejście do tego systemu wpływa w zasadniczy sposób na przebieg całego cyklu hydrologicznego na obszarze zlewni.

Nie jest zamierzeniem autora zajmowanie stanowiska ani w sprawie metod szacowania wielkości błędów pomiaru opadów atmosferycznych, ani zasad korygowania wartości zmierzonych opadów. Temat korekty wartości opadów podjęto w celu sprawdzenia, w jaki sposób wpływa ona na metodykę wyrównywania szczegółowych bilansów wodnych zlewni rzecznych.

Bilans wodny szczegółowy, należący do grupy naturalnych bilansów wodnych, może być przedstawiony w postaci zależności znanej w literaturze jako równanie Pencka-Oppokowa. Porównuje się w nim przychód wody na dany obszar (wejście do systemu) z ilością wody traconą przez zlewnię (wyjście z systemu) oraz zatrzymaną na jej obszarze w rozpatrywanym okresie:

$$Z + P = H + E + R \quad (1)$$

gdzie: Z - zapas wody na początku okresu,

P - opad atmosferyczny średni na obszarze zlewni,

H - odpływ z obszaru zlewni,

E - straty wody z terenu zlewni, głównie wskutek parowania,

R - retencja końcowa.

Podstawiając do równania (1): $R - Z = \Delta R$, otrzymuje się równanie:

$$P = H + E + \Delta R \quad (2)$$

Metodyka wyrównywania bilansów wodnych rozwinięta w pracach Dębskiego [7, 8, 11] opiera się na zasadzie dedukcji, polegającej na opracowywaniu w pierwszej kolejności bilansów wodnych dla okresów wieloletnich, a następnie, po ich wyrównaniu, na przechodzeniu do coraz krótszych okresów, jakimi są lata, półrocza i miesiące.

Zgodnie z założeniem przyjętym przez Dębskiego, wieloletnie okresy bilansowania dobierane są tak, aby bilans wodny był zrównoważony. Zmiany retencji są wówczas równe zeru, wskutek czego cała procedura wyrównania bilansu ulega znacznemu uproszczeniu.

Równanie bilansu wodnego dla tak dobranego okresu kilkuletniego można przedstawić w postaci wzoru:

$$\sum P = \sum H + \sum E \quad (3)$$

lub

$$\bar{P} = \bar{H} + \bar{E} \quad (4)$$

gdzie \bar{P} , \bar{H} i \bar{E} - wartości średnie z okresu kilkuletniego.

Po podstawieniu do równania (4) określonych niezależnie od siebie wartości \bar{P} , \bar{H} i \bar{E} nie uzyskuje się zazwyczaj zamknięcia bilansu wodnego:

$$\bar{P} = \bar{H} + \bar{E} + \Delta \quad (5)$$

gdzie Δ - wartość niezamknięcia równania bilansowego.

Metoda opracowywania bilansu wodnego, stosowana dotychczas w praktyce, a podana przez Dębskiego [9, 11], polegała na korygowaniu średniej wartości parowania z wielolecia o wartość błędu niezamknięcia równania bilansowego Δ :

$$\bar{E}' = \bar{E} + \Delta \quad (6)$$

Otrzymuje się wówczas równanie:

$$\bar{E}' = \bar{P} - \bar{H} = \bar{D} \quad (7)$$

gdzie \bar{D} - deficyt odpływu równy $\bar{P} - \bar{H}$.

Oznacza to, że średnią wieloletnią wartość parowania sprowadza się do wartości deficytu odpływu, traktowanej jako straty bilansowe.

W odniesieniu do okresów krótszych (poszczególnych lat, półroczy, miesięcy) obliczone wartości parowania poprawia się za pomocą współczynników korekcyjnych, określanych z zależności:

$$k = \frac{\bar{P} - \bar{H}}{\bar{E}} = \frac{\bar{D}}{\bar{E}} \quad (8)$$

Przez tę wielkość przemnaża się wartości parowania, określone dla krótszych okresów czasu:

$$E' = kE \quad (9)$$

W praktyce bilansów wodnych stosowano do obliczania wielkości parowania terenowego metodę dyfuzji turbulencyjnej, opracowaną przez Konstantinowa. Otrzymywane tą metodą wartości parowania były z reguły większe od analogicznych wartości obliczonych jako deficyt odpływu z równania bilansu wodnego.

Zbadaniem powyższych różnic zajmowali się Cetnarowicz [4, 5] oraz Mikulik [16], którzy analizowali wartości współczynników korekcyjnych (k) - stanowiących iloraz \bar{D}/\bar{E} . Cetnarowicz zbadała współczynniki k dla 11 przekrojów wodowskazowych, zamykających zlewnie o charakterze górskim, wyżynnym i nizinnym. Otrzymane wartości współczynników k wahają się w granicach od 0,82 dla Warty do 1,07 dla Dunajca i 1,08 dla Bobru. W obszarach górskich współczynniki k przyjmują wartości najwyższe (0,97-1,08), na wyżynach - wartości pośrednie (0,90-0,94), natomiast dla nizin współczynniki k są najniższe. Wartości błędów względnych parowania obliczonego metodą Konstantinowa w stosunku do deficytu odpływu wahają się od -7,5 do 21,4%, przy czym w obszarach górskich zawierają się w granicach 7,5-3,5%, na wyżynach wahają się od 6,5 do 10,8%, na obszarach nizinnych zaś dochodzą do 21,4%. Podobne wyniki otrzymał Mikulik [16] dla 11 zlewni wyżynnych i nizinnych. Wartości współczynnika k wahały się od 0,82 do 0,97, natomiast wartości błędów względnych zawierały się w przedziale $\langle 3,4\%; 21,7\% \rangle$.

Obliczone przez Cetnarowicz dla obszarów wyżynnych i nizinnych wartości parowania przy zastosowaniu metody Konstantinowa są we wszystkich przypadkach większe średnio o 15% niż odpływ. Podobną prawidłowość wykazują wyniki uzyskane przez Mikulika. Analizując charakter otrzymanych odchyłek, Cetnarowicz dochodzi do wniosku, że przyczyny tych różnic należy szukać w metodach pomiarów opadu na posterunkach sieci hydrologiczno-meteorologicznej. Inaczej przedstawia się sprawa w odniesieniu do obszarów górskich. War-

tości współczynników k dla tych obszarów są zarówno większe, jak i mniejsze od jedności, błędy względne oszacowania parowania są zarówno dodatnie, jak i ujemne, a wartości bezwzględne parowania i deficytu odpływu są do siebie zbliżone. Zdaniem Cetnarowicz [15], na obszarach tych liczyć się należy z dużymi błędami oszacowania nie tylko opadów, lecz także odpływu. Odpływy rzek górskich są w rzeczywistości większe niż to wynika z obliczeń, co może być wytłumaczone niedokładnością metod pomiarowych, jak również tym, że nie cała ilość przepływającej rzeką wody może być zmierzona, ponieważ jej część płynie w warstwie rumoszu, wyściełającego koryta tych rzek.

Reasumując powyższe uwagi, Cetnarowicz dochodzi do wniosku, że przy określaniu parowania terenowego nie należy sugerować się wartością deficytu odpływu i nie powinno się korygować otrzymanych w wyniku obliczeń wartości parowania E przez przemnażanie ich przez współczynnik k .

Najbardziej miarodajne może być tu stanowisko Konstantinowa [13]. Autor omawianej metody uważa, że przyczyną niezgodności wartości parowania terenowego obliczonych metodą dyfuzji turbulencyjnej z pozostałymi składowymi bilansów wodnych zlewni rzecznych ZSRR, był niewłaściwy sposób pomiarów opadu.

Przyczynami powstawania systematycznych błędów przy pomiarze opadów za pomocą stosowanych obecnie deszczomierzy zajmowało się wielu autorów w kraju i zagranicą. Spośród przyczyn powstawania błędów w pomiarze opadów, do najważniejszych należą:

- straty wywołane przez zakłócenia dynamicznego pola wiatru wokół deszczomierza,
- straty wody na zwilżanie wewnętrznych ścian zbiorniczka deszczomierza,
- straty wody na parowanie z deszczomierza.

Skorygowana wysokość opadów jest równa:

$$P' = P + \Delta P \quad (10)$$

gdzie: P - wysokość opadu zmierzona za pomocą deszczomierza [mm],
 ΔP - poprawka opadu [mm] obliczona za pomocą wzoru:

$$\Delta P = \Delta P_w + \Delta P_{zw} + \Delta P_E \quad (11)$$

gdzie: ΔP_w - poprawka wiatrowa,
 ΔP_{zw} - poprawka na zwilżenie zbiorniczka,
 ΔP_E - poprawka na parowanie.

Pozostałe źródła błędów pomiaru są zazwyczaj pomijane. Badania nad problemem poprawek opadów prowadzone były na największą skalę w ramach Międzynarodowej Dekady Hydrologicznej w ZSRR [15]. W wyniku tych badań zostały ustalone wartości liczbowe błędów pomiaru opadów, popełnianych przy stosowaniu różnego typu deszczomierzy. W Polsce badania nad błędami pomiaru opadów prowadzili: Bac [1], Bac jr [2], Chomicz [6], Jakubiak [12] i Kuźniar [16].

Dla praktyki hydrologicznej w Polsce najbardziej przydatne są obecnie poprawki opadów, opracowane przez Chomicza [6], wynoszące w skali rocznej około 20% w przypadku rzek nizinnych oraz około 17% dla rzek wyżynnych. Jest to zgodne z podaną przez Cetnarowicz [5] różnicą wartości parowania terenowego, obliczonego metodą Konstantinowa (E), oraz deficytu odpływu (D). Poprawki te określone zostały w skali całego kraju dla 202 posterunków opadowych i przedstawione w formie mapy, co stwarza możliwość korygowania opadów w dowolnych zlewniach rzecznych.

Przyjmując w równaniu bilansu wodnego zamiast opadów zmierzonych opady skorygowane, otrzymuje się, zwłaszcza w przypadku rzek nizinnych, znacznie mniejsze błędy niezamknięcia bilansu. W tej sytuacji powinna zostać zmieniona stosowana dotychczas metodyka wyrównywania bilansu wodnego. Przy niewielkich wartościach błędów niezamknięcia (np. mniej niż 5%) uznać należy, że składają się na nie błędy przypadkowe, jakimi obarczone są wszystkie elementy bilansu wodnego, w tym również i wartości opadu.

Błąd niezamknięcia bilansu wodnego dla dowolnego okresu wyrażony wzorem (2) równy:

$$\Delta = P - (H + E + \Delta R) \quad (12)$$

rozkłada się na wszystkie elementy bilansu wodnego proporcjonalnie do ich wielkości. Współczynnik proporcjonalności obliczamy z zależności:

$$\delta = \frac{\Delta}{P + H + E + \Delta R} \quad (13)$$

Poprawione w powyższy sposób składniki bilansu wodnego są równe:

$$P' = P (1 - \delta)$$

$$H' = H (1 + \delta)$$

$$E' = E(1 + \delta)$$

$$\Delta R' = \Delta R(1 + \delta)$$

Równanie bilansu wodnego po skorygowaniu ma postać:

$$P(1 - \delta) = H(1 + \delta) + E(1 + \delta) + \Delta R(1 + \delta) \quad (14)$$

$$P' = H' + E' + \Delta R' \quad (15)$$

Opracowany w powyższy sposób bilans wodny nosi nazwę bilansu wodnego kontrolowanego [11].

W przypadku bilansu wodnego zrównoważonego, wyrażonego równaniem (4), tj. gdy $\Delta R = 0$, równania (12-15) ulegają uproszczeniu.

Efektywność proponowanej metody została sprawdzona na przykładzie 12 zlewni rzecznych w Polsce zarówno nizinnych, jak i wyżynnych. Wartości składników bilansu wodnego zaczerpnięto z opracowań Bogusławskiej [3], Cetnarowicz [5], Kicińskiego [13] oraz zespołu pracowników byłej Katedry Budownictwa Wodnego SGGW pod kierownictwem K. Dębskiego. Powyższe dane zostały zestawione w tabeli 1. Na ich podstawie obliczono współczynniki korekcyjne (k), których wartości wahają się od 0,79 dla Iny w Goleniowie do 0,97 dla Nysy Kłodzkiej w Skorogoszczy i 1,07 dla Dunajca w Nowym Sączu.

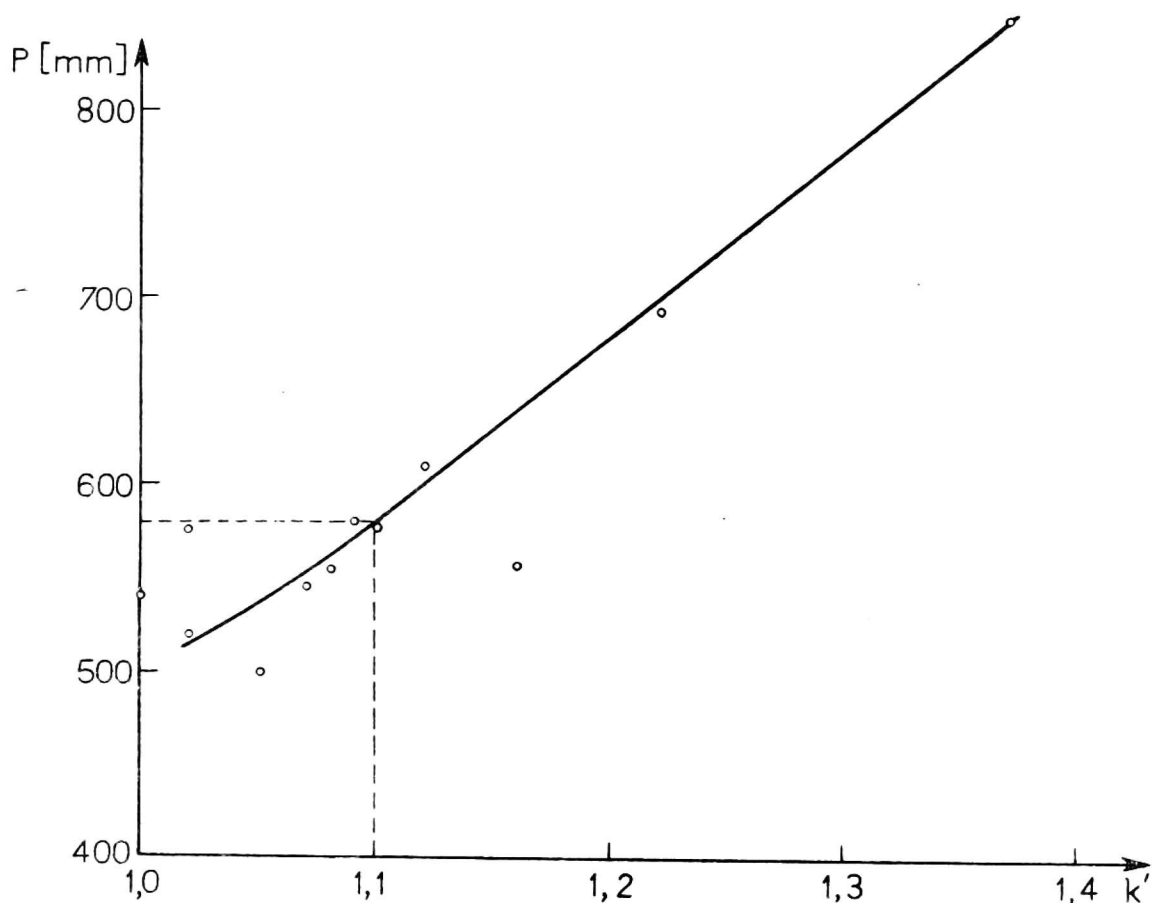
W dalszej kolejności skorygowano za pomocą poprawek Chomicza wartości opadów, a następnie obliczono poprawione wartości deficytu odpływu (D') oraz współczynniki korekcyjnych (k'). Wyniki obliczeń zestawione zostały również w tabeli 1. Skorygowane wartości współczynników k' wahają się od 1,0 dla Iny w Goleniowie do 1,22 dla Nysy Kłodzkiej w Skorogoszczy i 1,37 dla Dunajca w Nowym Sączu.

Przeprowadzone obliczenia wskazują, że, otrzymane w wyniku poprawienia opadów, wartości współczynników korekcyjnych (k') w 8 przypadkach na 12 rozpatrywanych (tj. w 67%) są bliższe jedności niż odpowiednie wartości współczynników k , obliczonych na podstawie nie skorygowanych wartości opadów. Analizując zestawione w tabeli 1 wartości współczynników k , stwierdzić można, że najbliższe jedności są wartości odnoszące się do zlewni nizinnych. W miarę przechodzenia do obszarów wyżynnych wartości współczynników wzrastają powyżej wartości $k = 1,1$. W tych przypadkach nie skorygowane współczynniki k są bliższe jedności niż skorygowane współczynniki k' . W zlewniach górskich, dla których nie poprawiono war-

Współczynniki korekcyjne nie poprawione (k) i poprawione (k') w rozpatrywanych zlewniach rzecznych

Rzeka	Profil	Okres	P [mm]	H [mm]	D [mm]	E [mm]	k	P' [mm]	D' [mm]	k'
Nysa Kłodzka	Skorogoszcz	1951-1960	694,6	243,0	451,6	467,3	0,97	813,3	570,3	1,22
Warta	Działośzyn	1951-1960	610,4	146,3	464,1	514,3	0,90	723,1	576,8	1,12
Warta	Skwierzyna	1951-1960	520,2	97,4	422,8	513,3	0,82	623,2	525,8	1,02
Widawka	Rogoźno	1954-1961	575,5	172,8	402,7	505,4	0,80	687,4	514,6	1,02
Gwda	Piła	1951-1960	577,0	175,3	401,7	468,7	0,86	691,3	516,0	1,10
Ina	Goleniów	1949-1961	539,9	144,2	395,7	499,7	0,79	646,8	502,6	1,00
Dunajec	Nowy Sącz	1957-1960	856,3	408,1	448,2	418,0	1,07	982,3	574,2	1,37
Nida	Pińczów	1953-1958	580,5	159,0	420,6	484,2	0,87	686,0	526,1	1,09
Wieprz	Lubartów	1951-1960	557,3	93,3	464,0	494,3	0,94	667,6	574,3	1,16
Narew	Ostrołęka	1957-1960	554,9	153,3	401,6	470,0	0,85	663,7	510,4	1,08
Narew	Pułtusk	1951-1960	546,2	147,8	398,4	473,6	0,84	654,2	506,4	1,07
Ochnia	Łęki Kościelne	1955-1960	499,0	64,3	419,6	506,5	0,83	595,4	531,1	1,05

tości współczynników korekcyjnych oscylowały wokół jedności, skorygowane wartości k' znacznie odbiegają od jedności. Zależności między wartością współczynników korekcyjnych (k') a wysokością opadów przedstawiono na załączonym rysunku. Wykres wskazuje na wyraźną zmienność współczynnika k' wraz ze wzrostem opadów atmosferycznych. Z wykresu widać również, iż wartości $k' \leq 1,1$ otrzymano w przypadku sum opadów rocznych mniejszych od około 580 mm.



Rys. 1. Zależność między wartością współczynników korekcyjnych (k) a opadami (P)

Niezależnie od analizy współczynników k , określone zostały ze wzoru (13) współczynniki proporcjonalności wyrównania bilansu wodnego nie skorygowane δ oraz poprawione δ' . Wyniki obliczeń zestawione w tabeli 2 wykazują, że wartości poprawione δ' w 9 przypadkach na 12 rozpatrywanych są mniejsze od 5%, natomiast nie poprawione wartości δ w tych przypadkach dochodziły do wartości -9,0%. Jedynie w 2 przypadkach, odnoszących się do zlewni podgórskich i górskich, wartości δ' przekraczają 5%. W tych przypadkach nie poprawione wartości (δ) oscylowały wokół zera.

Reasumując powyższe rozważania dotyczące metodyki wyrównywania szczegółowych bilansów wodnych na podstawie skorygowanych sum opadowych można wysnuć następujące wnioski:

Współczynniki proporcjonalności wyrównania bilansu wodnego nie poprawione δ i poprawione δ'

Rzeka	Profil	Okres	P [mm]	H + E [mm]	B [mm]	Δ [mm]	δ [%]	P' [mm]	B' [mm]	Δ' [mm]	δ' [%]
Nysa Kłodzka	Skorogoszcz	1951-1960	694,6	710,3	1404,9	-15,7	-1,1	813,3	1523,5	103,0	6,7
Warta	Działoszyn	1951-1960	610,4	660,6	1271,0	-50,2	-3,9	723,1	1383,7	62,3	4,5
Warta	Skwierzyna	1951-1960	520,2	610,7	1130,9	-90,5	-8,0	623,2	1233,9	12,5	1,0
Widawka	Rogoźno	1954-1960	575,5	678,2	1253,7	-102,7	-8,2	687,4	1365,6	6,5	0,5
Gwda	Piła	1951-1960	577,0	644,0	1221,0	-67,0	-5,5	691,3	1335,3	47,3	3,5
Ina	Goleniów	1949-1961	539,9	643,9	1183,8	-104,0	-8,8	646,8	1290,7	2,9	0,2
Dunajec	Nowy Sącz	1951-1960	856,3	826,1	1682,4	+30,2	+1,8	982,3	1808,4	156,2	8,6
Nida	Pińczów	1953-1958	580,5	644,1	1224,6	-63,6	-5,2	586,0	1330,1	41,9	3,1
Wieprz	Lubartów	1951-1960	557,3	587,6	1144,9	-30,3	-2,6	667,6	1255,2	80,0	6,4
Narew	Ostrołęka	1951-1960	554,9	623,3	1178,2	-68,4	-5,8	663,7	1287,0	40,4	3,1
Narew	Pułtusk	1951-1960	546,2	621,4	1167,6	-75,2	-6,4	654,2	1275,6	32,8	2,6
Ochnia	Łęki Kościelne	1955-1960	499,0	585,9 ^x	1084,9	-86,9	-8,0	595,4	1181,3	9,5	0,8

^x H + E + Δ R.

1. Proponowana metoda daje zadowalające wyniki w przypadku zlewni nizinnych, charakteryzujących się niskimi opadami. W tych przypadkach wartości współczynników korekcyjnych (k') nie przekraczają wartości 1,1, natomiast współczynniki proporcjonalności wyównania bilansu wodnego (δ') są niższe od 5%.

2. W przypadku zlewni wyżynnych i górskich omawiana metoda nie prowadzi do polepszenia wyników, a przeciwnie, skorygowane wartości (k') i (δ') są większe niż nie skorygowane wartości k i δ' . Omawiany problem wymaga dokładniejszego wyjaśnienia w drodze dalszych badań opartych na materiale podstawowym, obejmującym obszar całego kraju. Będzie wówczas możliwe stwierdzenie ewentualnych prawidłowości kształtowania się wartości współczynnika k w zależności od wysokości opadów. Ponadto nie jest wykluczone, że powstanie potrzeba modyfikacji współczynników poprawkowych opadów (ΔP) przez zastąpienie skokowej ich zależności od wzniesienia nad poziomem morza (uwzględniającej jedynie trzy przedziały wysokości) przez zależność o charakterze ciągłym albo też zależność skokową o znacznie mniejszym kroku wysokościowym. Należałoby również rozważyć uzależnienie wartości poprawek ΔP od jeszcze innych czynników środowiska geograficznego, a nie tylko od wzniesienia nad poziomem morza.

LITERATURA

1. Bac S.: Wpływ sposobu pomiaru na oznaczanie wysokości opadu. Prz. Meteor. i Hydrol. 1950-1951.
2. Bac S. (jr): Badania nad współzależnością parowania z wolnej powierzchni, parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej. Pr. i Stud. Kom. Gosp. Wod. i Surow., 10, 1970.
3. Bogusławska M.: Rowzinięty bilans wodny niektórych dopływów Bzury. Pr. i Stud. Kom. Inż. i Gosp. Wod. PAN, 7, cz. 2, 1965.
4. Cetnarowicz M.: Wyniki zastosowania w zlewniach o charakterze górskim i podgórskim niektórych empirycznych metod obliczania parowania terenowego. Biul. PIHM, 2, 1961.
5. Cetnarowicz M.: Parowanie terenowe w Polsce w oparciu o analizę składników bilansu wodnego i sieciowe obserwacje elementów klimatu w dziesięcioleciu 1951-1960. Pr. PIHM, 104, 1971.
6. Chomicz K.: Opady rzeczywiste w Polsce (1931-1960). Prz. geogr., 1, 1976.
7. Dębski K.: Zagadnienie opracowania bilansu wodnego zlewni rzecznych. Roczn. Nauk rol., ser. F, 71, 1956.
8. Dębski K.: Szczegółowy bilans wodny rzeki Wieprza w Kośminie jako przykład rozwiązania równań bilansu wodnego metodą studni wybranych. Roczn. Nauk rol., ser. F, 74, 1960.
9. Dębski K.: Przystosowanie nomogramu Konstantinowa do obliczeń parowania terenowego w Polsce. Pr. i Stud. Kom. Inż. i Gosp. Wod. PAN, VI, 1963.

10. Dębski K.: Zarys metody opracowania rozwiniętych bilansów wodnych na przykładzie rzeki Widawki. Pr. i Stud. Kom. Gosp. Wod. i Surow. PAN, IX, 1968.
11. Dębski K.: Hydrologia. Arkady, Warszawa 1970.
12. Jakubiak J.: Badania rozkładu opadów atmosferycznych w wybranych przekrojach doliny rzeki Wisły. SGGW-AR w Warszawie. 1976 (Praca doktorska).
13. Kiciński T.: Określenie parowania metodą Konstantinowa (na przykładzie zlewni Iny). Pr. i Stud. Kom. Inż. i Gosp. Wod. PAN, VI, 1965.
14. Konstantinow A. R.: Uproszczona metoda obliczania składowych bilansu cieplnego, parowania rzeczywistego i potencjalnego. Pr. i Stud. Kom. Gosp. Wod. i Surow. PAN. IX, 1968.
15. Korzun W. I. (red.): Mirovoj vodnyj bałans i vodnyje resursy ziemi. 1974.
16. Kuźniar K.: Wstępne wyniki badań kształtowania się wysokości opadów atmosferycznych na kilku poziomach dokonywanych pomiarów. Zesz. nauk. WSR w Krakowie, 17, Melior., 1, 1963.
17. Mikulík S.: Zbadanie przydatności niektórych empirycznych metod wyznaczania normalnego parowania terenowego dla Polski środkowej. Biul. PINM, 2, 1961.
18. Sarnacka S.: Sprawozdanie z dyskusji. Pr. i Stud. Kom. Gosp. Wod. i Surow. PAN, IX, 1968.

Анджей Бычковски

МЕТОДИКА ВЫРАВНИВАНИЯ ВОДНЫХ БАЛАНСОВ
РЕЧНЫХ ВОДОСБОРОВ С УЧЕТОМ ИСПРАВЛЕННЫХ СУММ
АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

Р е з ю м е

Применяемый до сих пор метод выравнивания водных балансов, предложенный Дембским, заключается в исправлении средней для многолетия величины эвапотранспирации (\bar{E}) по отношению к величине дефицита стока (\bar{D}). Величины эвапотранспирации для более коротких периодов (год, полугодие, месяц) исправляются с помощью коррекционных коэффициентов: $k = \bar{D}/\bar{E}$. Определяемые по применяемому в практике водных балансов в Польше методу Константинова величины эвапотранспирации обычно выше дефицита стока. Эта закономерность объясняется занижением сумм атмосферных осадков в связи с систематическими погрешностями измерения осадков. Автор на этом основании делает заключение, что в разработке водных балансов речных водосборов исправлениям должны подвергаться атмосферные осадки, а не эвапотранспирация, путем применения корректур осадков.

В настоящее время наиболее пригодными для практики являются корректуры осадков предложенные Хомичем, составляющие в масштабе

года около 20%. Поскольку в связи со случайными погрешностями, какими обременены все элементы водного баланса, уравнение обычно не удовлетворено, возникающая погрешность незакрытия разбрасывается пропорционально на все его элементы.

Эффективность предложенного метода выравнивания водного баланса проверяли в Польше на примере 12 речных водосборов разного характера: низменных, на возвышенности и в горах. Для низменных водосборов величины коррекционных коэффициентов k' , исчисляемые на основании исправленных осадков, гораздо больше единицы, чем на основании неисправленных осадков. В этих случаях получаются коэффициенты пропорциональности выравнивания баланса $\delta < 5\%$. По мере перехода к вышележащим площадям получаются величины $k' > 1,1$, выше величины коррекционных коэффициентов, исчисленных на основании неисправленных осадков.

Таким образом предложенный метод выравнивания водных балансов дает лучшие результаты, чем применяемый до сих пор метод в случае низменных водосборов.

Andrzej Byczkowski

METHODS OF EQUALIZATION OF WATER BALANCES
OF RIVER CATCHMENT AREAS TAKING INTO CONSIDERATION
CORRECTED ATMOSPHERIC PRECIPITATION SUMS

S u m m a r y

The method of equalization of water balances after Dębski consists in correcting many-year mean value of evapotranspiration (\bar{E}) in relation to runoff deficit value (\bar{D}). The evapotranspiration values for shorter periods years, half-years, months are corrected by means of correction coefficients: $k = \bar{D}/\bar{E}$. Evapotranspiration values determined by the Konstantinov's method applied in Poland in the water balance practice, are usually higher than the runoff deficit. This regularity can be explained by a lowering of atmospheric precipitation sums due to systematic precipitation measurement errors. The author comes to the conclusion that that are atmospheric precipitations and not evapotranspiration, which should be corrected at working out water balances of river

catchment areas; the precipitation corrections should be applied in such cases.

The precipitation corrections most suitable for the practice are those proposed by Chomicz, amounting to about 20% in the annual scale. Since the equation is usually not satisfied due to casual errors, by which all water balance elements are encumbered. The occurring nonclosing error is scattered proportionally over all its elements. The efficiency of the above water balance equalization method was verified on an example of 12 river catchment areas in Poland of different character: lowland, upland and mountain one. For lowland catchment areas the correction coefficient values k' calculated on the basis of corrected precipitations are much nearer unity than non-corrected ones. In such cases balance equalization proportionality coefficients $\delta > 5\%$ are obtained. Along with the passage to upper areas $k' > 1.1$ values are obtained; they are higher than correction coefficient values calculated on the basis of non-corrected precipitations.

The proposed method of water balance equalization gives thus better results than that applied hitherto in case of lowland catchment areas.