

Wpłynęło 28.10.2011 r.  
Zrecenzowano 17.01.2012 r.  
Zaakceptowano 15.02.2012 r.

A – koncepcja  
B – zestawienie danych  
C – analizy statystyczne  
D – interpretacja wyników  
E – przygotowanie maszynopisu  
F – przegląd literatury

# PAROWANIE POTENCJALNE W WYBRANYCH OBSZARACH SUDETÓW I NIŻU DOLNOŚLĄSKIEGO – PROSTA ANALIZA DLA POTRZEB MODELOWANIA HYDROLOGICZNEGO

**Stanisław BAC**<sup>ABCDEF</sup>, **Sławomir IWAŃSKI**<sup>ABCDEF</sup>,  
**Leszek KUCHAR**<sup>ABCDEF</sup>

Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

## Streszczenie

W pracy wskazano możliwości aproksymacji przestrzennej wielkości parowania do celów modelowania hydrologicznego, z uwzględnieniem różnego kroku czasowego. Analizę współzależności parowania potencjalnego dla okresów miesięcznych wykonano za pomocą regresji liniowej. Wykorzystano unikalne dane, dotyczące parowania, uzyskane na podstawie dobowych i całorocznych (z okresów 1956–1964 i 1975–1979) wyników mierzonych za pomocą ewaporometrów Wilda. Wyniki z obserwacji tylko częściowo opublikowanych oraz archiwum obejmują informacje z dwóch stacji nizinnych oraz czterech położonych w Sudetach. Dane zebrano ze stacji na wysokościach nad poziomem morza w zakresie od 118 do 665 m oraz wzajemnych odległościach od 3 do 96 km.

Istniejące zależności między parowaniem w różnych stacjach umożliwiają redukcję pomiarów w sieci oraz uzupełnianie i korektę odstających obserwacji. Analiza sugeruje też dalsze badania, uwzględniające redukcję kroku czasowego.

**Słowa kluczowe:** metoda najmniejszych kwadratów, parowanie potencjalne, regresja liniowa

## WSTĘP

W bilansach wodnych zlewni wielkość strat wody do atmosfery coraz częściej jest oceniana na podstawie parowania potencjalnego, wyznaczanego według kombinacji elementów meteorologicznych. Często utożsamia się parowanie potencjalne z ubytkami wody z powierzchni stale wilgotnej. W przybliżeniu tę wielkość można

ustalić za pomocą ewaporometrów napełnionych wodą. W warunkach naturalnych stosuje się zbiorniki zainstalowane na pływających tratwach lub umieszczone na lądzie, jak np. GGI-300 lub Class A [BAC 1989; BRYŚ 2001].

Istotnym mankamentem takich konstrukcji jest konieczność precyzyjnej oceny przychodu z opadów. W naszym klimacie pomiar ubytków wody ze zbiornika ewaporometru jest ograniczony właściwie tylko do okresu, w którym nie występują temperatury poniżej zera. Na ubytek wody ze zbiornika istotny wpływ ma promieniowanie słoneczne (zwłaszcza bezpośrednio), nagrzewające nie tylko powierzchnię, ale również ściany i dno [BAC 1989].

Obiektywna ocena wielkości parowania z powierzchni zlewni może być prawidłowo wyznaczona na podstawie średnich wartości z wieloletniej serii pomiarów opadów i odpływów powierzchniowych w skali roku [JAWORSKI 1997; ROJEK 1990]. To podstawowe dla hydrologii równanie wymaga informacji dla półrocza zimowego, gdyż, jak wspomniano, nie można prowadzić pomiarów za pomocą ewaporometrów, w których pomiar polega na codziennym uzupełnianiu wody do stałego poziomu. Dlatego też ważnym zagadnieniem jest wykorzystanie każdej informacji, w tym wszystkich dostępnych danych, do szacowania nieznanymi lub brakującymi obserwacji [BAC, PASIERSKI 2008; JAWORSKI, SZKUTNICKI 2001; ROGUSKI i in. 1988]. Dla potrzeb modelowania hydrologicznego ważne jest przede wszystkim wskazanie możliwości aproksymacji przestrzennej wielkości parowania z uwzględnieniem różnego kroku czasowego [BAC i in. 2008]. Do wskazanych celów w niniejszej pracy wykorzystano unikalne dane dotyczące parowania, uzyskane na podstawie dobowych i całorocznych wyników pomierzonych za pomocą ewaporometrów Wilda.

## BADANIA HISTORYCZNE

Na istotną rolę pomiarów parowania zwracał już uwagę SCHMUCK [1949] w licznych publikacjach poczynawszy od 1947 r. Na podstawie wielu prób ustalił, że wartościowe wyniki zapewnia pomiar jedynie w pobliżu podłoża atmosfery. Stwierdził, że pomiary należy wykonywać określając straty z powierzchni wody na wysokości 50 cm ponad powierzchnią terenu [SCHMUCK 1949] pod przewiewną osłoną. „Daszek żaluzjowy” nie ogranicza przepływu powietrza, chroni zaś przed wpływem nagrzewania promieniami słonecznymi. Pomiary metodyczne wpływu osłony przeprowadził MICHNA [1962]. W swoich badaniach Schmuck prowadził równoległe pomiary za pomocą ewaporometru GGI [JURAK 1976]. W 1965 r. opublikował pracę „Parowanie w zlewni Górnego Bobru i na Odrze pod Wrocławiem w latach 1957–1962”, stanowiącą syntezę poprzednich [SCHMUCK 1949; 1960a, b; 1965]. Rozważania wynikały z serii pomiarów z lat 1957–1962 uzyskanych za pomocą ewaporometrów GGI-300. Warunki górskie charakteryzowały dane według ewaporometru pływającego w basenie betonowym o powierzchni 100 m<sup>2</sup> w stacji

Miszkowice. Materiały dotyczące Wrocławia pochodziły z kilkuletnich serii, z pływających stacji na kanale spławnym i powyżej jazu Bartoszewice. Autor nie wykorzystał danych, uzyskanych z ewaporometru Wilda dla warunków górskich, chociaż prowadzono tam obserwacje. Przyczyną był brak danych dla Wrocławia, gdyż własna stacja pomiarów, m.in. ewaporometrem Wilda, powstała dopiero w 1961 r. Wyniki obserwacji prowadzonych w Obserwatorium Uniwersytetu Wrocławskiego w latach 1951–1970 zostały opublikowane w 1981 r. [SZCZEPANKIEWICZ-SZMYRKA 1981]. Z jej prac pochodzą dane dla lat następnych [SZCZEPANKIEWICZ-SZMYRKA 1984]. Jedną z tych publikacji obejmuje fragmentaryczne wyniki pomiarów ewaporometrem Wilda na Szrenicy w latach 1971–1972. KOWANETZ [1998] cytuje wartości według okresu 1956–1965, zmierzone ewaporometrami GGI-3000 dla stacji położonych na wysokościach od 256 do 395 m. Sumy parowania dla półrocza letniego różniły się o kilka milimetrów. Według ewaporometrów Wilda (Ogród Botaniczny) i stacji Liptovsky Hradok (646 m n.p.m.) średnie dziesięcioletnie półrocza letniego wynosiły 378 i 327 mm. KWIATKOWSKI i WOŹNIAK [1979] przeprowadzili próbę pomiaru ewaporometrem GGI-3000 na Równi pod Śnieżką, jednak dane z miesięcy letnich z kolejnych dwóch lat są niewiarygodne. KOWANETZ [2004] wykonał opracowania rozkładu wielkości parowania, obliczanego według trzech wzorów empirycznych. Zwrócił uwagę na istotny wpływ form terenu wklęsłych i wypukłych. Na intensywność parowania w znacznym stopniu oddziałuje otoczenie miejsca pomiaru [KASZEWSKI, SIWEK 2004]. Mnogość modeli i wzorów empirycznych do celów określania parowania i wyznaczania wielkości strat wody w wyniku przejścia do atmosfery świadczy o aktualności i potrzebie doskonalenia tej problematyki [BAC, KUCHAR 2001].

## DANE EMPIRYCZNE

Wykorzystane materiały pochodzą z pomiarów dwu stacji we Wrocławiu i czterech w górskich fragmentach Sudetów (rys. 1) w dwóch okresach badawczych 1956–1964 (dla stacji Klatka dane dotyczą okresu 1956–1962 oraz 1975–1979). Codzienne obserwacje prowadzono według identycznych sposobów pomiarowych ewaporometrem Wilda [BAC, PASIERSKI 1990; SARNACKA i in. 1983].

Obserwatorium Zakładu Klimatologii i Meteorologii Uniwersytetu Wrocławskiego (B) było zlokalizowane na wysokości 116 m n.p.m. w parkowo-willowej dzielnicy (Biskupin), a odległości od najbliższych budynków wynosiły 30–100 m [SZCZEPANKIEWICZ-SZMYRKA 1975]. Obserwatorium Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu – Swojcu (oznaczone na mapie symbolem S – dawniej Akademii Rolniczej) znajdowało się na wysokości 120 m n.p.m. w rozległym fragmencie doliny Odry, w otoczeniu krajobrazu typowo rolniczego Zakładu Doświadczalnego (Swojec). Odległość od niskiej zabudowy przedmieścia wynosiła 3–4 km.



Rys. 1. Szkic rozmieszczenia stacji w Sudetach i na Nizinie Dolnośląskiej wykorzystanych w badaniach dotyczących parowania potencjalnego – opis w tekście; źródło: opracowanie własne

Fig. 1. Distribution of climate stations in the Sudetes and Silesian Lowland used for evaporation studies – description in the text; source: own study

Lokalizacja czterech stacji w zlewni źródłiskowej Bobru była spowodowana potrzebą oceny bilansów wodnych do założeń projektu zapory i zbiornika retencyjnego w Bukówce. Obszar zajmuje część wschodniego zbocza masywu Śnieżki, od której odległość wynosi ok. 10 km w linii prostej. Teren opada od Grzbietu Lasociego (1187 m n.p.m.) do obniżenia Bramy Lubawskiej i zapory w Bukówce (512 m n.p.m.). Część zachodnia i północna mają charakter górski, spadki terenu wynoszą 20–30%, miejscami 50%. Ta część jest niemal całkowicie zalesiona. Część dolinowa wykazuje przeciętne spadki ok. 5%, pokrywają ją pola i łąki. Na tym terenie powstała gęsta sieć stacji i posterunków, z których 7 prowadziło pomiary ewaporometrem Wilda [BAC 1964; SCHMUCK 1960a].

Stacja Klatka (K) znajdowała się na wysokości 665 m n.p.m. w wąskiej dolinie, której zbocza pokrywał starodrzew świerkowy; stacja Miszkowice (M) na wysokości 565 m n.p.m., w rozległej kotlinie górskiej, w otoczeniu łąk i pól (obie omawiane stacje są osłonięte od zachodu i południa); stacja Paprotki (P) na wysokości 545 m n.p.m., w obniżeniu śródgórskim Bramy Lubawskiej, w otoczeniu pól uprawnych; stacja Ogorzelec (O) na wysokości 595 m n.p.m., w wąskiej dolinie poniżej Przełęczy Kowarskiej (badania w tej stacji prowadzono do projektu osuszania hałdy poflotacyjnej [US Environmental Protection Agency 1979]. Choć odległości między stacjami górnymi wynosiły do 5 km, od Wrocławia zaś ok. 100 km, warunki ich położenia były dość zróżnicowane.

W niniejszej pracy badaniami objęto dane dla kroku czasowego miesiąca, które uzyskano na podstawie danych dobowych (dane dla krótszych okresów czasowych stanowią przedmiot obecnie prowadzonych prac). Przyjęcie kroku czasowego jednego miesiąca było również podyktowane zastosowaniem prowadzonych badań (w dalszej perspektywie) do analizy zmian odpływów w zlewniach na skutek potencjalnych zmian klimatu.

## METODY BADAŃ

Zależności między parowaniem dla różnych stacji oceniono za pomocą następującego modelu liniowego:

$$E_y = a E_x + b + \varepsilon \quad (1)$$

gdzie:

- $E_y, E_x$  – parowanie w stacji  $y$  i  $x$  odpowiednio;
- $a, b$  – współczynniki oszacowane metodą najmniejszych kwadratów;
- $\varepsilon$  – błąd modelu o rozkładzie normalnym  $N(0, \sigma^2)$  z parametrami  $0, \sigma^2$  [WALPOLE i in. 2002].

Modele wyliczono dla wszystkich kombinacji stacji i dwóch okresów badawczych uzyskując 18 zestawów wyników.

Dopasowanie równań oceniono za pomocą kwadratu współczynnika korelacji  $R^2$ , którego test wykonano z wykorzystaniem statystyki  $F$ , na poziomie istotności  $\alpha$ . Modele oceniono także za pomocą średniego błędu kwadratowego (2), średniego błędu bezwzględnego (3) oraz średniego błędu względnego (4) [BAC i in. 2001]:

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (E_i - \hat{E}_i)^2 \quad (2)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |E_i - \hat{E}_i| \quad (3)$$

$$MRE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|E_i - \hat{E}_i|}{E_i} \quad (4)$$

gdzie:

- $E_i$  –  $i$ -ta wielkość obserwowanego parowania ( $E_i > 0$ );
- $\hat{E}_i$  – oszacowanie parowania potencjalnego;
- $n$  – liczba lat obserwacji.

Dopasowanie funkcji (1) oceniono na podstawie testu niezależnego typu Cross Validation w dwóch wersjach: Leave-One-Out (wyliczając wielkość błędu  $LOO$ , odpowiadającą błędom  $MSE$  z tą różnicą, że oszacowania  $\hat{E}_i$  wyznaczono według procedury Leave-One-Out) oraz z wielokrotnym podziałem na próby do estymacji i weryfikacji w relacji 3:1 (błąd oznaczono  $CV$ , oszacowania  $\hat{E}_i$ , zgodnie z opisaną zasadą 3:1).

## WYNIKI I DYSKUSJA

Podstawową miesięczną charakterystykę parowania potencjalnego dla każdej ze stacji w badanych okresach przedstawiono w tabeli 1. W stacji Wrocław – Biskupin nie łączono danych uzyskanych w dwóch różnych okresach, ze względu na badane dalekie korelacje.

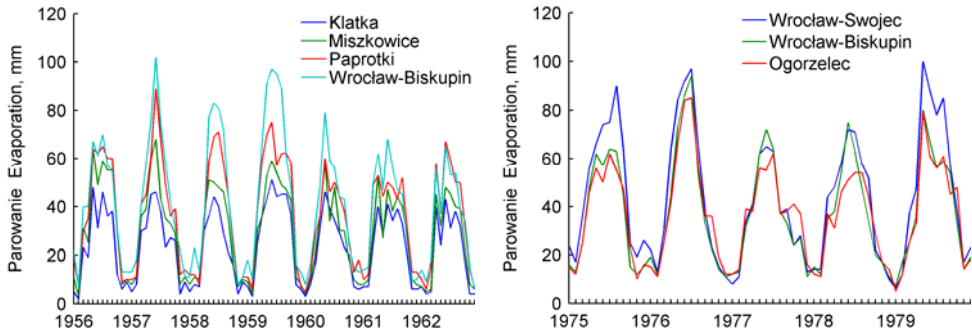
**Tabela 1.** Wartości średnie ( $x$ ), odchylenia standardowe ( $SD$ ), maksima ( $max$ ) i minima ( $min$ ) parowania w okresach miesięcznych w analizowanych stacjach i okresach badań

**Table 1.** Monthly evaporation summaries – means ( $x$ ), standard deviations ( $SD$ ), maximum ( $max$ ) and minimum ( $min$ ) for a given stations and analysed period

Stacja i okres badań Station and study period	Para- metr Para- meter	Miesiąc Month											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Klatka 1956–1962	$x$	5,6	5,7	18,7	32,4	38,6	42,1	38,1	34,1	31,3	21,0	5,6	7,0
	$SD$	1,5	2,6	9,6	7,3	9,4	6,2	5,6	7,5	8,5	7,9	1,6	2,0
	$max$	7	8	30	40	48	51	46	45	45	36	8	9
	$min$	3	2	5	19	24	31	31	23	21	12	4	4
Miszkowice 1956–1964	$x$	7,9	7,7	23,3	38,6	49,1	50,7	47,9	42,7	39,9	26,3	8,9	8,7
	$SD$	2,1	3,5	11,5	8,7	14,1	10,6	7,0	8,5	8,6	8,7	1,5	1,7
	$max$	11	11	36	53	64	68	59	55	55	42	11	11
	$min$	4	3	6	25	27	34	38	30	30	16	7	6
Paprotki 1956–1964	$x$	11,0	9,4	29,9	45,4	56,3	65,4	59,7	52,3	48,9	34,3	12,3	11,3
	$SD$	4,2	2,9	14,5	11,4	11,6	14,7	8,8	7,7	10,1	11,4	3,0	4,2
	$max$	19	12	49	59	70	89	71	62	62	58	17	18
	$min$	5	6	8	32	37	46	48	43	36	25	8	6
Wrocław – Biskupin 1956–1964	$x$	14,3	14,0	33,3	52,0	67,6	76,4	69,3	60,1	46,9	30,6	14,0	11,0
	$SD$	4,6	5,7	13,3	12,0	19,1	17,6	15,5	15,6	7,6	8,8	4,7	2,5
	$max$	22	23	50	66	91	102	95	89	60	48	22	13
	$min$	8	7	13	33	37	59	53	44	39	22	8	6
Wrocław – Swojec 1975–1979	$x$	14,8	13,4	36,4	51,2	74,0	78,2	76,8	67,0	50,0	26,4	19,2	16,6
	$SD$	8,1	2,3	4,8	8,9	17,6	11,4	12,6	21,4	11,3	6,6	5,1	7,4
	$max$	24	17	44	64	100	92	97	90	64	38	28	26
	$min$	6	11	31	41	58	65	63	37	38	22	15	10
Wrocław – Biskupin 1975–1979	$x$	13,8	13,4	28,6	41,4	66,2	71,4	68,2	52,2	39,8	22,8	16,8	13,4
	$SD$	4,5	2,1	4,6	5,0	10,3	10,6	14,8	9,8	9,4	6,6	6,0	3,6
	$max$	19	17	35	48	80	86	94	63	54	33	27	19
	$min$	7	12	25	36	54	57	56	38	33	15	12	11
Ogorzelec 1975–1979	$x$	11,8	12,0	30,4	38,0	60,8	60,2	63,8	52,8	42,0	35,4	19,4	15,2
	$SD$	4,1	1,2	7,0	6,2	12,6	14,0	12,4	9,2	4,7	9,8	10,4	2,3
	$max$	15	14	39	46	79	84	85	61	47	48	37	18
	$min$	5	11	25	31	46	50	54	37	36	23	10	12

Źródło: opracowanie własne. Source: own elaboration.

Dla obu badanych okresów sporządzono przebieg miesięcznych sum parowania (rys. 2). Wstępna analiza wykresów pozwala już sądzić o możliwej korelacji parowania w badanych stacjach. Ważna jest zależność między grupą stacji górskich a stacjami nizinnymi, jak również zależność w samej grupie stacji górskich, których położenie było dość zróżnicowane.

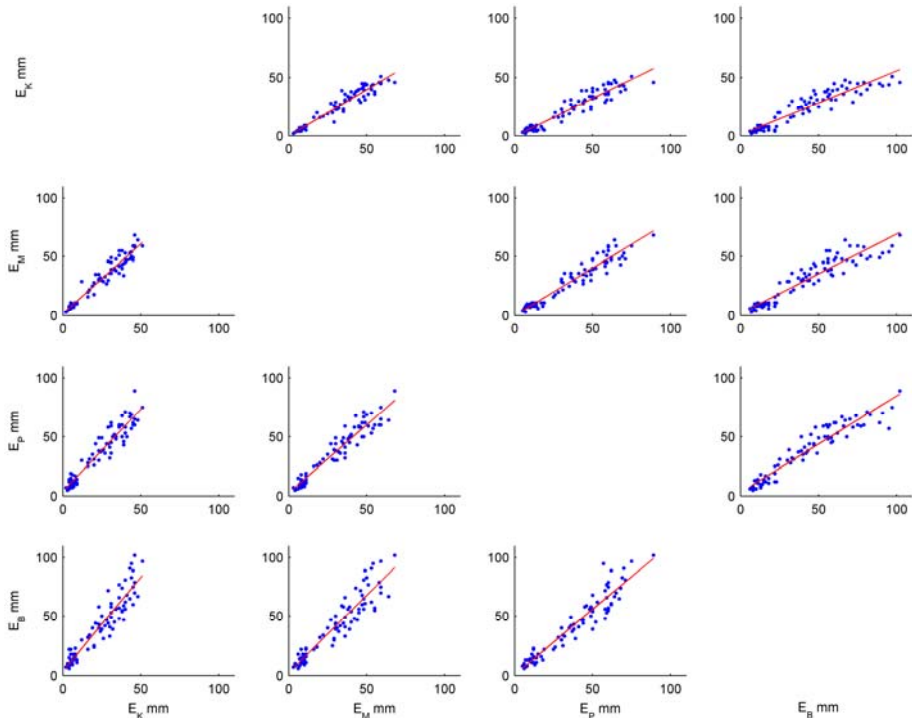


Rys. 2. Przebieg miesięcznych wartości parowania w dwóch okresach badań – 1956–1963 oraz 1975–1979 – dla stacji: Klatka, Miskowice, Paprotki, Wrocław – Biskupin, Wrocław – Swojec i Ogorzelec, położonych w Sudetach i na Niżu Dolnośląskim; źródło: opracowanie własne

Fig. 2. Monthly course of evaporation for the two study periods 1956–1963 and 1975–1979 in Klatka, Miskowice, Paprotki, Wrocław – Biskupin, Wrocław – Swojec, and Ogorzelec stations situated in the Sudetes and Silesian Lowland; source: own elaboration

Dopasowanie liniowych funkcji do wielkości parowania dla każdej pary stacji przedstawiono na rysunkach 3 i 4. Równania regresji wraz z ich oceną przedstawiono natomiast w tabeli 2.

Analiza wyników wskazuje na związek liniowy między parowaniem z różnych stacji. Kwadrat współczynnika korelacji wielokrotnej  $R^2$ , czyli stopień wyczerpywania zmienności całkowitej, wynosi minimum 88% i sięga aż do 94%, co w przypadku minimum 60 obserwacji jest znaczącą wielkością. Wszystkie testy istotności współczynnika  $R^2$  potwierdzają jego istotność na poziomie  $<0,01$  (wartości  $\alpha$  w tabeli 2). Korelacja między stacjami wrocławskimi jest, co należało oczekiwać, wysoka ( $R^2$  wynosi 0,93), ale wysoka jest też korelacja między stacjami wrocławskimi a stacjami górskimi ( $R^2$  od 0,88 do 0,91). Fakt ten jest istotny z punktu widzenia zastosowań uzyskanych równań, można je bowiem użyć do szacowania brakujących obserwacji, weryfikacji pomiarów oraz oszacowań parowania w przypadku braku jakichkolwiek pomiarów. Duża korelacja parowania dla stacji górskich jest również cenna ( $R^2$  w przedziale 0,91–0,94), gdyż niezależnie od oceny ilościowej daje pogląd na relacje parowania w zróżnicowanym ich położeniu. Wyniki mają także znaczenie z punktu widzenia badań odpływów ze zlewni w kontekście zmian klimatycznych. Parowanie jako zmienna modelu hydrologicznego ma istotne znaczenie w szacowaniu odpływów ze zlewni, a następnie konstruowaniu



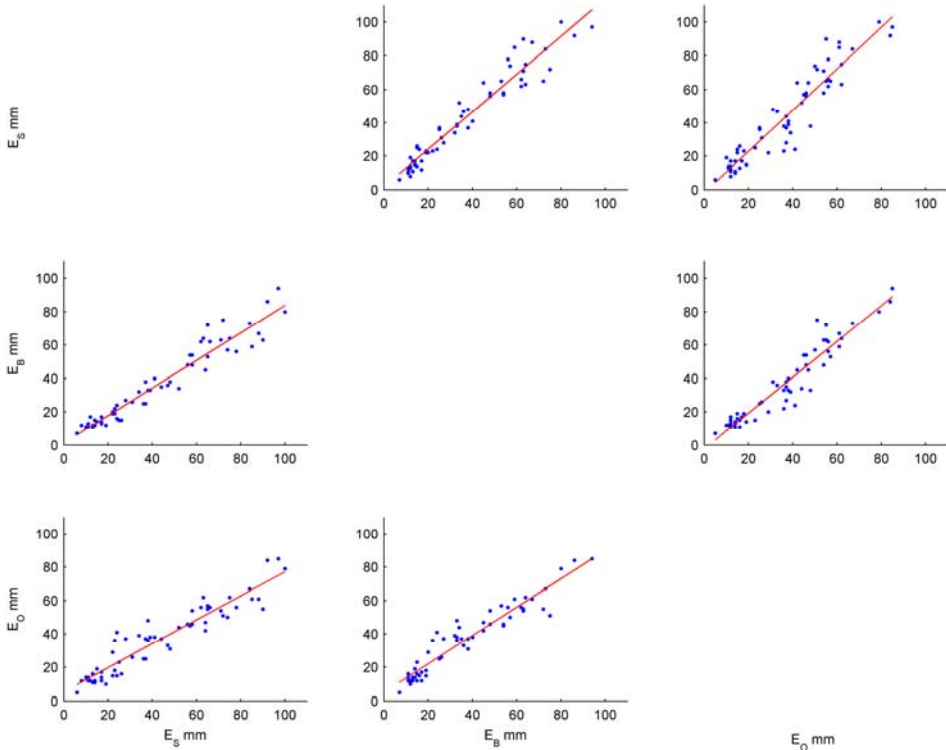
Rys. 3. Zależność wartości miesięcznego parowania między stacjami: Klatka, Miskowice, Paprotki i Wrocław – Biskupin, w okresie pomiarowym 1956–1962; źródło: opracowanie własne

Fig. 3. Relationship between monthly evaporation in Klatka, Miskowice, Paprotki and Wrocław – Biskupin stations during the period 1956–1962; source: own elaboration

ich rozkładów prawdopodobieństwa. W tym przypadku możliwe są dwie ścieżki postępowania. Pierwsza, pozwalająca na wyznaczenie przeciętnego poziomu parowania dla warunków obecnych i przyszłych, a następnie transformowania tych wartości za pomocą modelu hydrologicznego w celu uzyskania wspomnianych rozkładów prawdopodobieństwa. Druga, wykorzystująca przestrzenną interpolację (z wykorzystaniem uzyskanych równań) parowania i zastosowanie uzyskanych wielkości do modelu hydrologicznego. W tym przypadku obliczenia są wykonywane dla obu sytuacji: warunków obecnych i przyszłych. Ponieważ efektem opisywanych badań ma być porównanie warunków przyszłych z obecnymi na podstawie rozkładów prawdopodobieństwa odpływów, a poziom błędu wprowadzanego do modeli z tytułu szacowań parowania jest podobny oraz rozdzielczość jednego miesiąca wystarczająca, to przyjęta procedura jest satysfakcjonująca.

W tabeli 2. podano również błędy oszacowań, istotne w jakościowej ocenie równań. Średni błąd kwadratowy ( $MSE$ ) wynosi od ok. 15 do ponad 80, w zależności od rozważanych stacji. Oznacza to, że wyrażony w jednostkach obserwacji błąd standardowy ( $RMSE$  – Root Mean Square Error – pierwiastek kwadratowy z wiel-





Rys. 4. Zależność wartości miesięcznego parowania między stacjami: Wrocław – Swojec, Wrocław – Biskupin i Ogorzelec, w okresie pomiarowym 1975–1979; źródło: opracowanie własne

Fig. 4. Relationship between monthly evaporation in Wrocław – Swojec, Wrocław – Biskupin and Ogorzelec stations during the period 1975–1979; source: own elaboration

kości  $MSE$ ) przyjmuje wartości 4–9 mm. Średni błąd bezwzględny aproksymacji znajduje się w przedziale liczbowym 2,7–6,9 mm. Natomiast średni błąd względny ( $MRE$ ), ilustrujący średnią frakcję odchylenia przybliżenia od obserwacji, jako części tej obserwacji, przyjmuje wartości od 13 do 31% (tylko w jednym przypadku na 18 błąd ten jest większy niż 30%, szacowanie parowania dla stacji Klatka na podstawie wartości z Wrocławia – Biskupina). Średni dla wszystkich 18 stacji błąd  $MRE$  jest na poziomie 19%.

Wyszczególnione błędy aproksymacji wskazują, że uzyskane przybliżenia należy ocenić jako dobre lub bardzo dobre z punktu widzenia wcześniej wspomnianych zastosowań.

Weryfikację przybliżeń wykonano za pomocą testu Cross Validation w dwóch wariantach. Błędy dla każdego z przybliżeń, oznaczone jako  $LOO$  i  $CV$ , podano w dwóch ostatnich kolumnach tabeli 2. Bliskie wartości błędów  $LOO$  i  $CV$ , w stosunku do wielkości  $MSE$  wskazują na odporność estymacji parametrów modelu (1) od wartości obserwacji w próbie losowej.

**Tabela 2.** Równania regresji z oceną dopasowania funkcji i charakterystyką błędów dla miesięcznych wartości parowania między stacjami: Klatka ( $E_K$ ), Miszkowice ( $E_M$ ), Paprotki ( $E_P$ ) i Wrocław – Biskupin ( $E_B$ ), w okresie pomiarowym 1956–1963 oraz stacjami: Wrocław – Swojec ( $E_S$ ), Wrocław – Biskupin ( $E_B$ ), Ogorzelec ( $E_O$ ), w okresie pomiarowym 1975–1979

**Table 2.** Regression equations with the assessment of the goodness of fit and different types of estimation error for monthly values of evaporation in Klatka ( $E_K$ ), Miszkowice ( $E_M$ ), Paprotki ( $E_P$ ) and Wrocław – Biskupin ( $E_B$ ) stations during the period 1956–1963 and in Wrocław – Swojec ( $E_S$ ), Wrocław – Biskupin ( $E_B$ ), Ogorzelec ( $E_O$ ) stations during the period 1975–1979

Model	$a$	$b$	$R^2$	$F$	$\alpha$	$MSE$	$MAE$	$MRE$	$LOO$	$CV$
$E_M = aE_K + b$	1,18	1,71	0,94	1209,0	0,00	21,62	3,27	0,13	22,62	22,79
$E_P = aE_K + b$	1,39	3,78	0,91	831,4	0,00	43,80	5,09	0,19	45,91	46,11
$E_B = aE_K + b$	1,60	3,50	0,88	577,0	0,00	82,71	6,82	0,19	87,02	83,88
$E_K = aE_M + b$	0,79	0,13	0,94	1209,0	0,00	14,51	2,74	0,15	15,18	15,32
$E_P = aE_M + b$	1,15	2,57	0,93	1041,6	0,00	35,60	4,78	0,17	37,44	36,14
$E_B = aE_M + b$	1,31	2,38	0,88	602,6	0,00	79,61	6,69	0,18	84,07	85,21
$E_K = aE_P + b$	0,65	-0,37	0,91	831,4	0,00	20,50	3,40	0,22	21,59	22,15
$E_M = aE_P + b$	0,80	0,07	0,93	1041,6	0,00	24,84	3,75	0,16	26,05	27,40
$E_B = aE_P + b$	1,11	0,31	0,91	832,5	0,00	59,59	5,68	0,17	62,54	63,24
$E_K = aE_B + b$	0,55	0,98	0,88	577,0	0,00	28,42	4,36	0,31	29,93	29,12
$E_M = aE_B + b$	0,67	1,91	0,88	602,6	0,00	40,77	5,09	0,25	42,93	44,63
$E_P = aE_B + b$	0,82	3,00	0,91	832,5	0,00	43,74	5,14	0,22	46,41	45,27
$E_B = aE_S + b$	0,83	1,28	0,93	740,2	0,00	37,71	4,61	0,14	40,91	39,60
$E_O = aE_S + b$	0,72	5,44	0,89	451,7	0,00	46,78	5,44	0,20	50,26	52,64
$E_S = aE_B + b$	1,12	1,74	0,93	740,2	0,00	51,29	5,56	0,17	55,66	55,22
$E_O = aE_B + b$	0,85	5,06	0,91	612,1	0,00	35,59	4,61	0,18	38,17	39,53
$E_S = aE_O + b$	1,23	-1,75	0,89	451,7	0,00	80,32	6,87	0,21	84,99	87,82
$E_B = aE_O + b$	1,07	-2,20	0,91	612,1	0,00	44,92	4,82	0,17	47,25	46,28

Źródło: opracowanie własne. Source: own elaboration.

W niniejszej pracy rozważano jedynie prosty model postaci (1), który okazał się wystarczający. Należy jednak oczekiwać, że aproksymacja parowania w danej stacji wyznaczona jednocześnie na podstawie wielkości parowania z pozostałych, umożliwi uzyskanie lepszych wyników (wstępne obliczenia przeprowadzone dla danych w rozbięciu na sezony pozwalają wysnuć takie wnioski).

## WNIOSKI

Na podstawie uzyskanych wyników można sformułować następujące wnioski:

1. Dla dłuższych okresów czasowych (miesiąc) jest możliwe dobre przybliżenie parowania wartościami z innych, nawet odległych miejscowości za pomocą funkcji liniowych; w takim przypadku możliwe jest ich zastosowanie do prostych modeli hydrologicznych lub związanych z przepływami średnimi oraz dalszymi

aplikacjami do określania zmian rozkładów prawdopodobieństwa w odpływach ze zlewni, w kontekście potencjalnych zmian klimatu.

2. Dla krótszych okresów czasowych wzajemne związki parowania między stacjami są bardziej złożone, parowanie jest nie tylko funkcją odległości, ale również orografii terenu czy wysokości nad poziomem morza; w tym przypadku, dla potrzeb modelowania hydrologicznego należy szukać bardziej zaawansowanych technik statystycznych do określania wzajemnych zależności parowania w stacjach, a ustalanie takich związków jest konieczne dla każdej zlewni z osobna.

## LITERATURA

- BAC S. 1964. Stosunki termiczne wód potoków górskich w zlewni źródłiskowej Bobru. Komitet Zagospodarowania Ziemi Górskich PAN. Z. 11 s. 7–34.
- BAC S. 1989. Współzależność miesięcznych i dekadowych wielkości ewapotranspiracji według Penmana z parowaniem z wolnej powierzchni wodnej w świetle dwudziestoletnich badań. Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Ser. Melioracje. Z. 191 s. 99–109.
- BAC S., IWAŃSKI S., KUCHAR L. 2008. Porównanie wybranych modeli do szacowania parowania potencjalnego w okresie zimowym dla potrzeb modelowania hydrologicznego. Acta Agrophisica. Vol. 12 s. 305–314.
- BAC S., KUCHAR L. 2001. Modyfikacja wzoru do obliczania wielkości parowania potencjalnego według Turca. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska. Sectio B. Vol. LV/LVI. Iss. 5 s. 42–49.
- BAC S., PASIERSKI Z. 1990. Metoda weryfikacji współczynników empirycznych do wyznaczania ewapotranspiracji rzeczywistej. Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Inżynieria Środowiska. Z. 191 s. 135–143.
- BAC S., PASIERSKI Z. 2008. Wyniki badań empirycznych z okresu lat 1981–2005 nad parowaniem terenowym podczas półroczia zimowego. Warszawa. Wydaw. IMGW s. 316–322.
- BRYŚ K. 2001. Porównanie standardowej metody pomiaru parowania (ewaporometr Wilda) ze standardem anglosaskim (Class A) w świetle badań polowych we Wrocławiu. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska. Sectio B. Vol. LV/LVI. Iss. 10 s. 81–93.
- JAWORSKI J. 1997. Parowanie terenowe. W: Hydrologia dynamiczna. Pr. zbior. Red. U. Soczyńska. Warszawa. Wydaw. Nauk. PWN s. 139–184.
- JAWORSKI J., SZKUTNICKI J. 2001. Procesy hydrologiczne w zlewni górnej Wilgi. P.T. Geof. Atlasy i monografie. Warszawa. IMGW ss. 382.
- JURAK D. 1976. Intensywność parowania z powierzchni wody w zależności od charakteru zbiornika. Prace IMGW. Nr 10 s. 5–73.
- KASZEWSKI B.M., SIWEK K. 2004. Przebieg parowania potencjalnego w Lublinie. Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Monografie XXXVIII. Nr 503 s. 133–143.
- KOWANETZ L. 1998. Klimatyczny bilans wodny w deszczomierzu górnej Wisły. UJ, Instytut. Geogr. Pr. dokt. Maszyn. ss. 132.
- KOWANETZ L. 2004. Zakres zmienności wskaźników parowania w zachodniej części Karpat Polskich. Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Monografie. Nr 38 s. 63–78.
- KWIATKOWSKI J., WOŹNIAK Z. 1979. Uwagi o mezoklimacie Równi pod Śnieżką w Karkonoszach: Komitet Zagospodarowania Ziemi Górskich PAN Kraków. Nr 26 s. 12–32.
- MICHNA E. 1962. O parowaniu potencjalnym w dolinie Sanu. Przegląd Geograficzny. T. 39. Z. 3 s. 565–569.

- ROJEK M. 1990. Wyniki wieloletnich badań nad ewapotranspiracją rzeczywistą wybranych powierzchni rolniczych. Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Melioracje XXXIV. Nr 189 s. 173–184.
- ROGUSKI W., SARNACKA S., DRUPKA S. 1988. Instrukcja wyznaczania potrzeb wodnych i niedoborów wodnych roślin uprawnych i użytków zielonych. Materiały Instruktażowe. Nr 66. Warszawa. IMUZ ss. 90.
- SARNACKA S., BRZESKA J., ŚWIERCZYŃSKA H. 1983. Wybrane metody wyznaczania ewapotranspiracji potencjalnej. Materiały Badawcze. Gospodarka Wodna i Ochrona Wód. Warszawa. IMGW ss. 49.
- SCHMUCK A. 1949. O parowaniu potencjalnym. Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego. Ser. B. Nr 25. ss. 50.
- SCHMUCK A. 1960a. Rejonizacja pluwiotermiczna Dolnego Śląska. Zeszyty Naukowe Wyższej Szkoły Rolniczej we Wrocławiu. Melioracja V. Nr 27 s. 3–15.
- SCHMUCK A. 1960b. Parowanie z wolnej powierzchni wodnej na Niziu Dolnośląskim i w Sudetach, Przegląd Geofizyczny. Nr 5 s. 183–197.
- SCHMUCK A. 1965. Parowanie w zlewni górnego Bobru i na Odrze pod Wrocławiem w latach 1957–1962. Przegląd Geofizyczny. Nr 10 s. 121–129.
- SZCZEPANKIEWICZ-SZMYRKA A. 1975. Parowanie potencjalne we Wrocławiu i na Szrenicy w 1972 r. Acta Universitatis Wratislaviensis. 287. Studia Geograficzne. Nr 23 ss. 30.
- SZCZEPANKIEWICZ-SZMYRKA A. 1981. Parowanie w świetle wybranych elementów meteorologicznych we Wrocławiu w latach 1951–1970. Acta Universitatis Wratislaviensis. 572. Studia Geograficzne. Nr 35 ss. 70.
- SZCZEPANKIEWICZ-SZMYRKA A., KARAL J. 1984. Atmosferyjne osadki w gorodzie Wrocław i jego okriestności. W: Mikroklimat i mezoklimat mjestnych aglomeracji. Brno. UJEP s. 41–51.
- US Environmental Protection Agency 1979. Electroosmotic drying of slime consistence wastes. Publ. No.05-534-2. Cincinnati s. 1–94.
- WALPOLE R.E., MYERS R.H., MYERS S.L., YE K. 2002. Probability and statistics for engineers and Scientists. 7th Ed. Prentice Hall ss. 730.

*Stanisław BAC, Sławomir IWAŃSKI, Leszek KUCHAR*

## **POTENTIAL EVAPORATION IN THE SUDETES AND SILESIA LOWLAND – A SIMPLE ANALYSIS FOR THE NEEDS OF HYDROLOGICAL MODELLING**

**Key words:** *field evaporation, least square method, linear regression*

### **S u m m a r y**

This paper presents a spatial approximation of monthly evaporation for hydrological purposes. A simple analysis of the correlation of monthly evaporation between six climate stations from the Sudetes and Silesian Lowland was made with the linear model. The analysis was based on the unique observations from two periods 1956–1964 and 1975–1979 obtained with the Wild's measuring devices. Obtained correlation between evaporation in different meteorological stations revealed a possibility of reducing the number of measurements/stations, obtaining estimates or correcting the outliers. Moreover, the study suggested a possibility of similar analysis for data from a shorter time-frame.