

Paweł Jokiel

**ZMIANY, ZMIENNOŚĆ I EKSTREMALNE SUMY PAROWANIA
TERENOWEGO I EWAPOTRANSPIRACJI POTENCJALNEJ
W ŁODZI W DRUGIEJ POŁOWIE XX WIEKU**

*Czas teraźniejszy i czas, który minął,
Razem obecne są chyba w przyszłości.*

Thomas Stearns Eliot, 1944

UWAGI WSTĘPNE

Proces parowania definiuje się zwykle jako proces fizyczny, podczas którego ciecz zmienia swój stan skupienia, przechodząc z fazy ciekłej w gazową. Wzrost temperatury ciała parującego powoduje wzrost prędkości poruszających się molekuł cieczy. Po przekroczeniu pewnej prędkości progowej cząsteczki o największej energii kinetycznej zostają wyrzucone ponad powierzchnię parującą – do atmosfery. Zjawisko to nazywane jest dyfuzją molekularną cieczy. Zauważmy jednak, że strumień cząstek wody może być również skierowany w kierunku przeciwnym – od atmosfery. Mamy wówczas do czynienia ze zjawiskiem odwrotnym – kondensacją. Pomiar każdego z tych procesów oddzielnie, w praktyce, nie jest możliwy. Dlatego też parowaniem nazywamy w zasadzie różnicę między ilością cząstek „odrywających” się od powierzchni parującej i cząstek, które do niej powracają. Jeżeli powietrze ponad powierzchnią parującą jest w bezruchu, szybko osiąga stan nasycenia. Prowadzi to w konsekwencji do zahamowania parowania. Zatem warunkiem podtrzymania procesu parowania jest nie tylko odpowiednia ilość wody i energii potrzebnej do zmiany jej stanu skupienia, ale również niedosyt wilgotności powietrza i energia niezbędna do przetransportowania pary wodnej znad powierzchni parującej.

Dla przejścia wody z fazy ciekłej w fazę gazową zużywane są ogromne ilości energii cieplnej. Woda jest bowiem substancją o bardzo dużym, utajonym cieple parowania. Dla wyparowania wody w ilości równej śred-

niemu opadowi na Ziemi potrzeba aż 20% energii słonecznej docierającej do naszego globu. Oczywiście ciepło, które zostało wykorzystane do parowania, uwalniane jest potem w procesie kondensacji. Zatem globalnemu obiegowi wody towarzyszy równocześnie transport energii.

W klasycznym równaniu bilansu wodnego występuje składnik nazywany parowaniem terenowym lub ewapotranspiracją obszarową. W stosunku do pojęcia „parowanie” termin „parowanie terenowe” ma jednak o wiele szersze znaczenie. W warunkach naturalnych woda powraca bowiem do atmosfery różnymi drogami i wskutek wielu procesów. Dopiero jednym z nich jest parowanie rozumiane jako proces fizyczny. Wśród składowych parowania terenowego wymienia się najczęściej: parowanie z wolnej powierzchni wodnej (z jezior, rzek, kałuż itd.), parowanie ze zwilżonej powierzchni roślin i innych mokrych powierzchni – straty intercepcji, transpirację roślin, parowanie z gleby i z wód podziemnych, zużycie wody w procesach gospodarczych (zwrotne i bezzwrotne).

Podstawowym składnikiem parowania terenowego jest parowanie z gleby i ewapotranspiracja, czasem ważną rolę odgrywa też parowanie z wolnej powierzchni wodnej. Transpiracja i ewapotranspiracja są ściśle związane z roślinnością i pokrywą glebową. Transpiracja jest przy tym ważnym procesem uruchamiającym zasoby wodne gromadzone w glebie i to często na dość dużej głębokości: system korzeniowy drzew sięga nawet kilkunastu metrów. Jak wydajny jest to proces niech świadczą fakty: np. pojedynczy słonecznik wydała w okresie wegetacji ok. 150–200 litrów wody, a jeden hektar pola pokrytego roślinnością transpiruje w tym samym okresie ok. 20–50 m³.

Różne składowe procesy parowania terenowego mogą być obliczane jako wielkości potencjalne lub rzeczywiste. Dla przykładu: ewapotranspirację potencjalną nazywamy ilość wody, jaka może być odprowadzona do atmosfery w danych warunkach meteorologicznych i siedliskowych, lecz przy nieograniczonym dostępie do wody. Natomiast ewapotranspiracją rzeczywistą (aktualną) nazywa się tę ilość wody, która faktycznie odprowadzana jest do atmosfery. Zwykle ewapotranspiracja potencjalna jest wyższa od rzeczywistej – ograniczenia wynikają bowiem najczęściej z braku wody.

Parowanie terenowe i ewapotranspiracja są tymi elementami bilansu wodnego, których się zwykle nie mierzy, ale są one obliczane za pomocą różnych metod i formuł mniej lub bardziej empirycznych. Dość tu wymienić metody: bilansu radiacyjnego, dyfuzji turbulencyjnej, kombinowane, czy wreszcie metody bilansu wodnego. Wśród tych wszystkich grup procedur na szczególną uwagę zasługują rozwiązania uwzględniające teorię dyfuzji.

Podobnie jak średnia temperatura powietrza, również przeciętne sumy roczne parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej są stosunkowo mało zmienne przestrzennie. Dowodem na to są liczne opracowania i prezen-

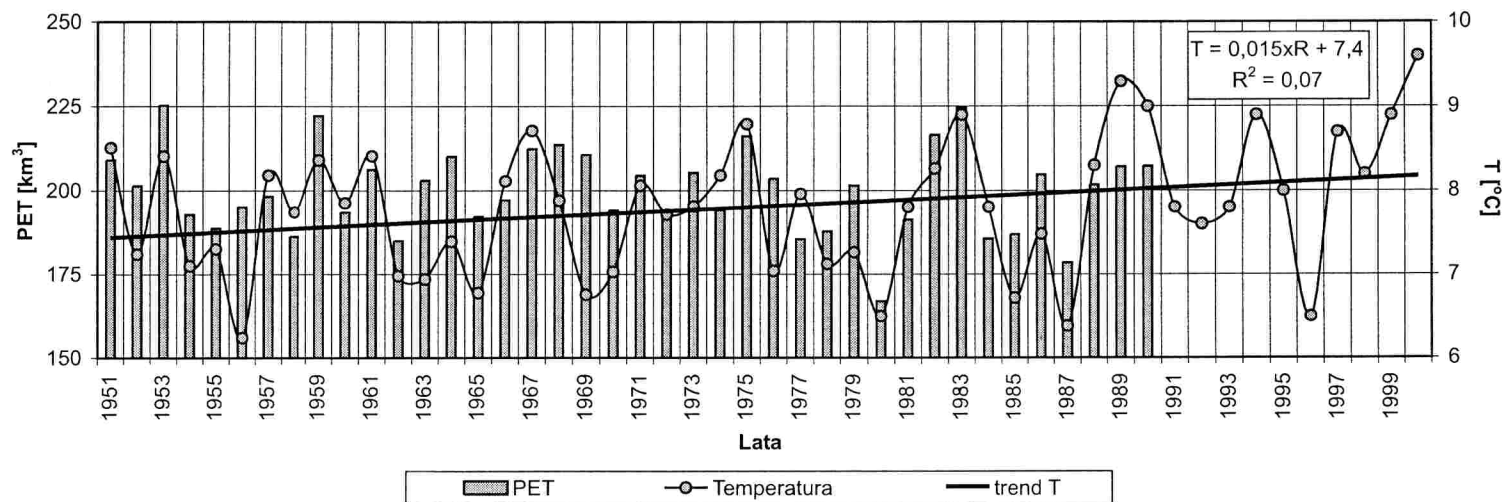
tacje. Także w aspekcie zmian czasowych, zmienność obu tych charakterystyk jest dość mała (Jurak 1998). We wspomnianym opracowaniu autorka opublikowała m.in. roczne sumy potencjalnego parowania penmanowskiego na stacjach reprezentatywnych dla pięciu makroregionów Polski (okres 1951–1990). Rysunek 1 prezentuje czasowy bieg średnich obliczonych na ich podstawie – PET. Wartości te, w aspekcie ilościowym, nie są z pewnością wystarczająco precyzyjnym miernikiem średniego parowania potencjalnego w Polsce, lecz można je z powodzeniem uznać za estymator jego zmian czasowych.

W ciągu czterdziestolecia 1951–1990 suma potencjału ewaporacyjnego atmosfery w Polsce sięgnęła 8000 km^3 , przy średniej rocznej równej 200 km^3 i zmienności nie przekraczającej 6,5% (Jokiel 2004). Wieloletnia zmienność rocznych sum parowania penmanowskiego jest więc nawet mniejsza niż dyspersja temperatury. Już na pierwszy rzut oka widoczna jest natomiast, dość oczywista, zbieżność wieloletnich zmian parowania i temperatury powietrza w Polsce – rys. 1. Potwierdzeniem jej jest wysoki współczynnik korelacji (rys. 2). Z prezentowanego równania regresji wynika także, że zmiana średniej rocznej temperatury powietrza w Polsce o 1°C przynosi wzrost lub spadek parowania penmanowskiego o ponad 10 km^3 rocznie. Dla porównania warto przypomnieć, iż tyle wody przepływa średnio rocznie przez przekrój kontrolny w Słubicach na Odrze.

Dość wyraźne jest także powiązanie PET z deficytem odpływu dla terytorium Polski (różnicą między opadem i odpływem), zaś związek między wskaźnikiem cyrkulacji zachodniej, w rozumieniu Osuchowskiej-Klein, jest niewyraźny i statystycznie nieistotny (rys. 2).

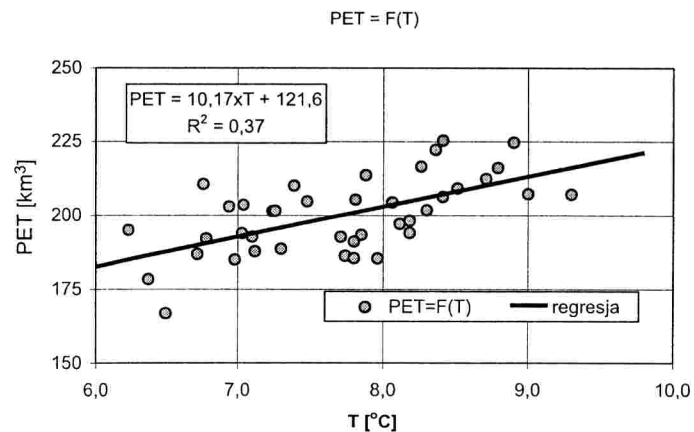
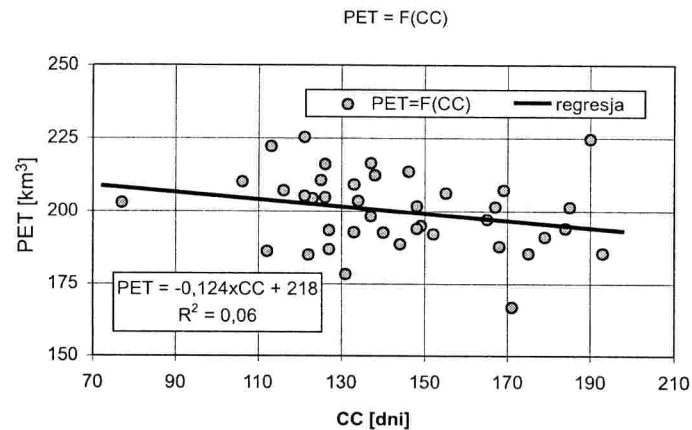
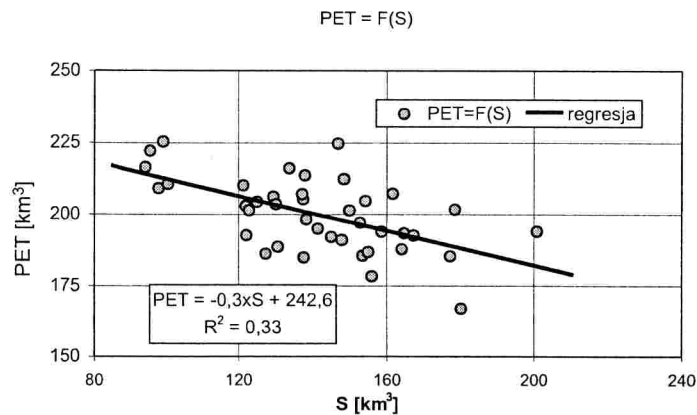
Parowanie terenowe jest wypadkową warunków termiczno-wilgotnościowych. Według Olechnowicz-Bobrowskiej (1978) suma parowania potencjalnego w okresie wegetacyjnym (IV–X), wyznaczona metodą van Bavela, kształtuje się w środkowej Polsce na poziomie 650–700 mm, zaś przeciętne parowanie potencjalne uzyskane metodą Penmana, na podstawie danych z okresu 1951–1990, zawiera się granicach 680–690 mm (Jurak 1998). Najwyższe sumy charakteryzują czerwiec (ok. 128 mm) i lipiec (125 mm), minima otrzymano dla miesięcy zimowych – grudzień (2,8 mm) i styczeń (4,7 mm). Warto podkreślić, że zmienność tego parowania w przekroju wieloletnim jest niewielka – średnie odchylenie wynosi ok. 35 mm.

Nieco niższe sumy roczne uzyskano obliczając ewapotranspirację potencjalną metodą Thornthwaite'a. Dla przeciętnego roku Wojciechowski (1968) podaje sumę równą 600–620 mm, wskazując na specyficzne położenie Polski środkowej na granicy stref nadwyżek i niedoborów wody. Przeciętne parowanie terenowe obliczone metodą Konstantinowa przez Szkutnicką, dla dwudziestolecia 1951–1970, było jeszcze mniejsze: 500–520 mm i równie mało zróżnicowane przestrzennie (*Atlas hydrologiczny...*, 1987). Dla kolej-



Rys. 1. Wieloletnie zmiany średniej temperatury (T) i parowania penmanowskiego (PET) w Polsce

Fig. 1. Perennial changes of average temperature (T) and Penmann's precipitation (PET) in Poland



Rys. 2. Związki rocznych sum parowania penmanowskiego z wybranymi charakterystykami hydroklimatycznymi Polski
PET – roczna suma parowania; S – deficyt odpływu; CC – wskaźnik cyrkulacji cyklonalnej (wg Osuchowskiej-Klein); T – temperatura powietrza

Fig. 2. Relations of total annual Penmann precipitation with selected hydro-climatic characteristics of Poland
PET – total annual precipitation; S – flow deficit; CC – cyclonal circulation indicator (by Osuchowska-Klein); T – air temperature

nego dziesięciolecia (1981–1990) i na podstawie danych ze stacji Łódź-Lublinek autor uzyskał wartość bardzo zbliżoną – 522 mm (Jokiel 2002). Łatwo dostrzec, że trzy ostatnie liczby otrzymano dla stosunkowo krótkich przedziałów czasu i trudno je uznać za reprezentatywne dla ostatniego półwiecza.

Porównanie średnich sum rocznych opadu (po uwzględnieniu poprawki korygującej na poziomie ok. 12%) i parowania potencjalnego wskazuje, że środkowa Polska jest obszarem o względnej równowadze bilansu klimatycznego. Odnosi się to jednak wyłącznie do skali roku przeciętnego. W obrębie poszczególnych sezonów oraz lat sytuacja jest bardziej skomplikowana i większość obszaru Polski środkowej cechuje spory deficyt zasobów wodnych, szczególnie dotkliwy w części zachodniej i północno-zachodniej (Jokiel 2004). Z uwagi na sezonowe niedostatki uwilgotnienia rzeczywiste parowanie terenowe jest oczywiście znacznie mniejsze od potencjalnego. Według różnych ocen wynosi tu ono przeciętnie w roku ok. 480–520 mm.

METODYCZNE PODSTAWY OPRACOWANIA

Największe możliwe parowanie z obszaru równomiernie pokrytego roślinnością i dostatecznie uwilgotnionego C. Thornthwaite w 1948 r. nazwał parowaniem potencjalnym (ewapotranspiracją potencjalną). Dziś termin ten używany jest najczęściej dla oznaczania zdolności ewaporacyjnych atmosfery, zaś modele służące obliczaniu wskaźników tejże zdolności znajdują szerokie zastosowanie w hydrologii i w bilansowaniu zasobów wodnych, zarówno w skali zlewni, jak i pojedynczego wycinka powierzchni gleby. Od tego, jakim celom ma służyć formuła przeznaczona do obliczania ewapotranspiracji potencjalnej, zależy jej charakter, zestaw używanych parametrów i zmiennych oraz dokładność szacunku. Między innymi dlatego w literaturze przedmiotu znajdziemy ogromną liczbę różnych rozwiązań, wzorów i metod, przy czym wyniki uzyskiwane przy ich użyciu są zwykle podobne, zwłaszcza w odniesieniu do sum miesięcznych lub rocznych (Jurak 1998, Sarnacka i in. 1983).

Jednym z częściej stosowanych rozwiązań jest klasyczna już metoda Thornthwaite'a (Thornthwaite i in. 1961). Pozwala ona oszacować ewapotranspirację potencjalną w przedziałach miesięcznych, ta zaś może być wykorzystywana do zestawiania bilansów wodnych z takim właśnie krokiem czasowym. Do oceny *EVAP* służy zespół równań:

$$EVAP = ET_p \times k \quad (1)$$

$$k = F(\varphi, \omega) \quad (2)$$

$$ETp = 10 \times c \times T^\alpha \quad (3)$$

$$\alpha = 0,492 + 1,79 \times 10^{-2} \times \beta - 7,71 \times 10^{-5} \times \beta^2 + 6,75 \times 10^{-7} \times \beta^3 \quad (4)$$

$$\beta = \sum_1^{12} \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514} \quad (5)$$

$$c = 1,62 \times \left(\frac{10}{\beta} \right)^\alpha \quad (6)$$

gdzie:

EVAP – suma ewapotranspiracji potencjalnej dla danego miesiąca (w mm),

ETp – miesięczna ewapotranspiracja potencjalna dla miesiąca standardowego (30 dni, 12 godzin potencjalnego usłonecznienia) (w mm),

α , c – parametry,

β – roczny wskaźnik cieplny,

k – współczynnik korekcyjny, zależny od szerokości geograficznej (φ) i czasu nasłonecznienia (miesiąca) – wartości stabelaryzowane np. przez Kellera (Wojciechowski 1968, Byczkowski 1979, Sarnacka i in. 1983),

T – średnia temperatura danego miesiąca ($T > 0^\circ\text{C}$).

Jedną z ciekawszych metod służących szacowaniu parowania terenowego jest propozycja Konstantinowa. Mimo całej dyskusji i szeregu zarzutów stawianych tej metodzie, należy podkreślić, iż opiera się ona na dobrych podstawach teoretycznych (teoria dyfuzji turbulencyjnej), nie wymaga pomiaru i obliczania wielu parametrów, a uzyskiwane wyniki, zwłaszcza w odniesieniu do przedziałów dłuższych od dekady, są porównywalne z otrzymywanymi przy wykorzystaniu bardziej wymagających formuł lub na drodze bilansów wodnych (Cetnarowicz 1971, Byczkowski 1996).

Podstawą metody są równania opisujące empiryczne związki temperatury powietrza oraz prężności pary wodnej z ich pionowymi gradientami. Dobowa suma parowania terenowego jest zaś funkcją skorygowanych średnich dobowych prężności pary wodnej i skorygowanej temperatury powietrza:

$$PARTER_d = \Phi(t_s, e_s) \quad (7)$$

gdzie:

$$t_s = t + \Delta t \quad (8)$$

$$e_s = e + \Delta e$$

$PARTER_d$ – dobową sumą parowania terenowego (w mm),

t – średnia temperatura dobową na wysokości 2 m n.p.t. ($^{\circ}\text{C}$),

t_s – temperatura „poprawiona” ($^{\circ}\text{C}$),

e – średnia dobową prężność pary wodnej na wysokości 2 m n.p.t. (hPa),

e_s – prężność „poprawiona” (hPa),

$\Delta t, \Delta e$ – poprawki sezonowe (odpowiednio: temperatury ($^{\circ}\text{C}$) i prężności pary wodnej (hPa)).

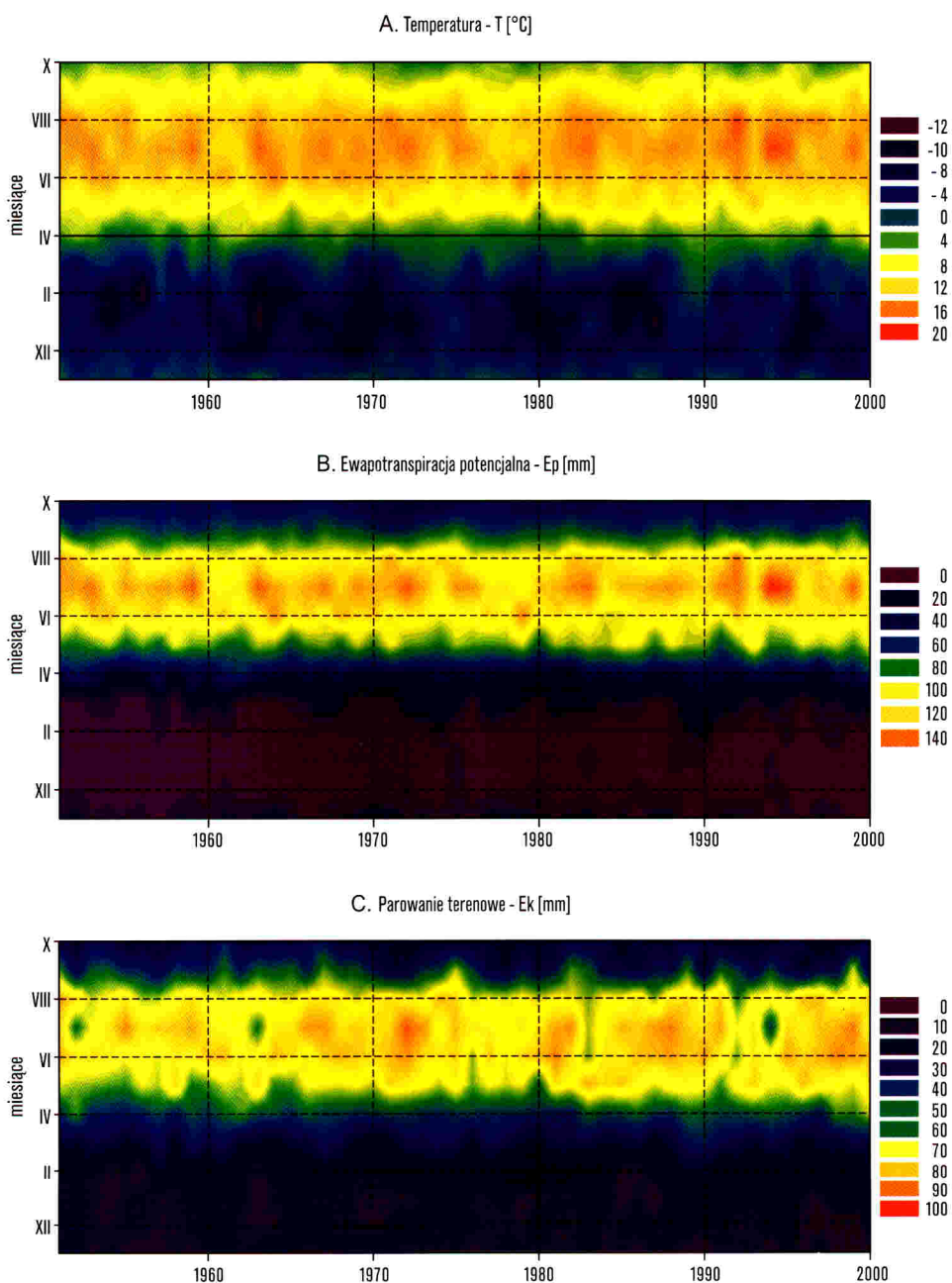
Wartości funkcji $\Phi(t_s, e_s)$ i ww. poprawek łatwo znajdziemy w nomogramach przygotowanych przez autora lub w tabelach prezentowanych w wielu opracowaniach i podręcznikach (np. Byczkowski 1996). Dekadowe lub miesięczne sumy parowania najlepiej otrzymać z sumowania obliczonych wartości dobowych, choć możliwe jest uzyskanie ich na podstawie średnich miesięcznych – poprawki Dębskiego.

Wymienionymi wyżej metodami obliczono miesięczne sumy ewapotranspiracji potencjalnej (EVAP) i parowania terenowego (PARTER) na podstawie danych termiczno-wilgotnościowych pochodzących ze stacji Łódź-Lublinek i okresu 1951–2000. Materiał ten posłużył do oceny wartości przeciętnych, określenia zmienności i zmian wieloletnich i sezonowych oraz identyfikacji i analizy rysujących się tendencji w nawiązaniu do zagadnień bilansu wodnego.

Stacja meteorologiczna Łódź-Lublinek znajduje się w południowo-zachodniej części miasta w obrębie terenów lotniska Lublinek. Współrzędne geograficzne ($\psi = 51^{\circ}44'\text{N}$; $\lambda = 19^{\circ}22'\text{E}$ i $H = 187,7$ m n.p.m.) w ciągu prawie 78 lat istnienia obiektu prawie się nie zmieniały (dziś stacja znajduje się nieco wyżej – o ok. 4 m – w stosunku do rzędnej pierwszego Wojskowego Posterunku Meteorologicznego z 1930 r.). Warto w tym miejscu podkreślić, że stacja położona jest o ok. 30 m niżej niż tereny miejskie Łodzi i znajduje się na peryferiach „miejskiej wyspy ciepła”. Z dotychczasowych badań różnych autorów wynika, że dane z okresu obserwacji są dla niej jednorodne i mimo rozwoju miasta nie zostały w istotny sposób skażone. Można je też traktować jako reprezentatywne dla obszaru Łodzi, zwłaszcza w odniesieniu do analiz zmian czasowych (Dubaniewicz 1974, Kłysik i in. 1995).

ZMIANY I ZMIENNOŚĆ PAROWANIA TERENOWEGO I EWAPOTRANSPIRACJI POTENCJALNEJ

Z oczywistych względów sezonowe dyspersje parowania terenowego (PARTER) i ewapotranspiracji potencjalnej (EVAP) są podobne do siebie i wykazują ogromne podobieństwo do zmienności średniej temperatury powietrza (rys. 3). Maksymalne sumy miesięczne pojawiają się latem, minima w zimie. Gdy idzie o parowanie terenowe, największe maksimum rocznych



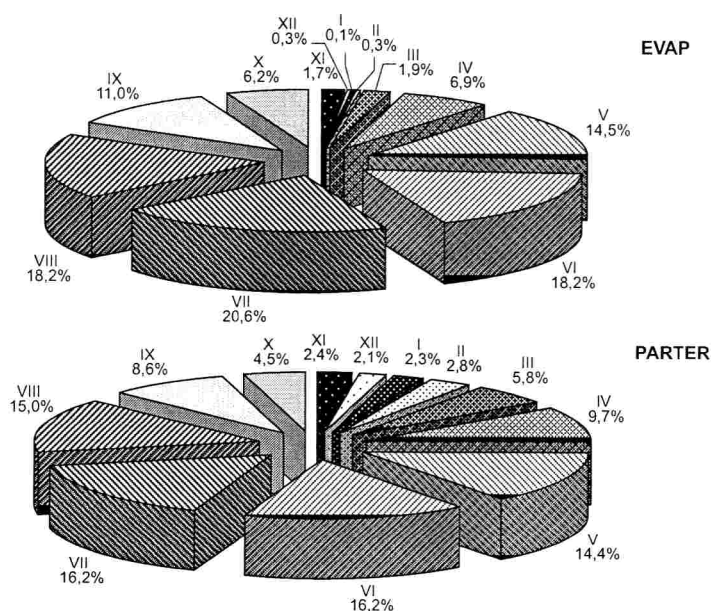
Rys. 3. Zmienność sezonowa i wieloletnia temperatury, ewapotranspiracji potencjalnej i parowania terenowego w Łodzi, w latach 1951–2000

Fig. 3. Seasonal and perennial changeability of temperature, potential evapotranspiration and surface evaporation in Łódź, in 1951–2000

przypadało na lipiec – 22 (44%) i czerwiec – 18 (36%). Maksima te wystąpiły również w maju (6 razy) i w sierpniu (4 razy). Mniej zróżnicowany był rozkład maksimów miesięcznych ewapotranspiracji. Zdecydowanie przeważał tu lipiec – 39 lat (78%). Sporadycznie maksima wystąpiły w czerwcu (8 razy) i w sierpniu (3 razy).

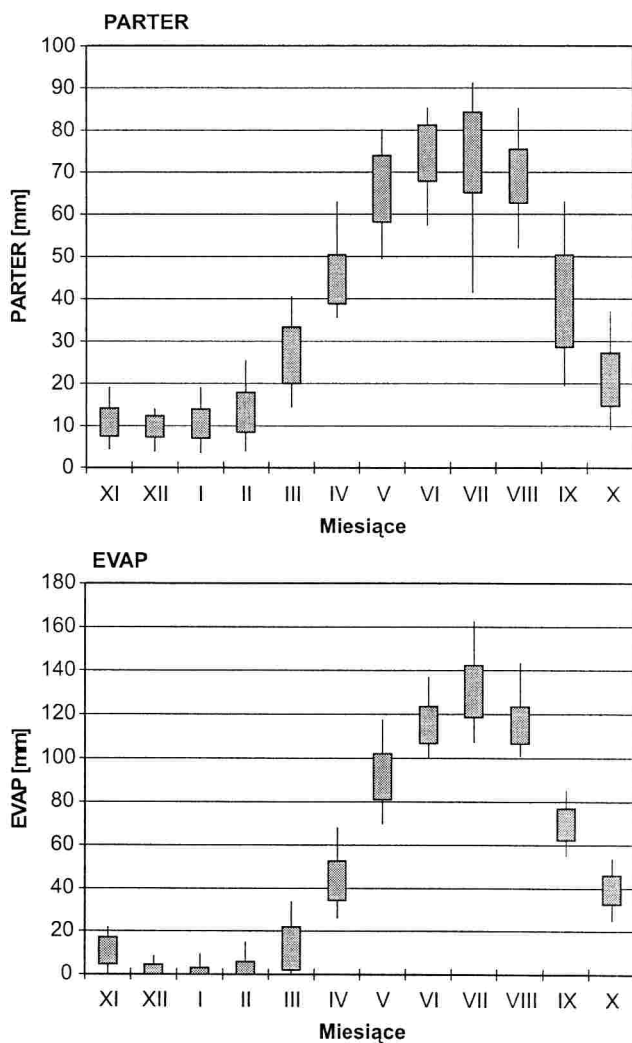
W półroczu chłodnym najniższe sumy miesięczne parowania terenowego zdarzały się w styczniu (36%), grudniu (28%) i w listopadzie (24%). Jest ciekawe, że w lutym minima te pojawiły się tylko 6 razy (12%). Z formuły Thornthwaite'a jasno wynika, że dla miesięcy ze średnią temperaturą niższą od zera ewapotranspiracja potencjalna jest zerowa. Dla badanego 50-lecia zerowe sumy EVAP wystąpiły w ponad połowie: styczni (42), grudni (29) i lutych (34). Także w 13 przypadkach w marcu i 5 w listopadzie wskaźnik EVAP był zerowy.

Przeciętny udział wartości miesięcznych w sumie rocznej prezentuje rys. 4, zaś skalę zmienności w wieloleciu diagram typu *box&whisker* (rys. 5). Na tym ostatnim rysunku „pudełka” mają rozpiętość 2 odchyłeń standardowych, zaś „druz” rozpięty jest między ekstremami wielolecia. Łatwo tu też dostrzec relatywnie dużą dyspersję sum parowania terenowego z miesięcy letnich i wczesnojesiennych w stosunku do odpowiedniej ewapotranspiracji potencjalnej i odwrotną sytuację dla zimy i wiosny – por. tab. 1 (c_v).



Rys. 4. Procentowy udział sum miesięcznych w sumie rocznej
EVAP – ewapotranspiracja potencjalna w Łodzi; PARTER – parowanie terenowe w Łodzi

Fig. 4. Percentage of total monthly evapotranspiration in total annual value
EVAP – potential evapotranspiration in Łódź; PARTER – surface evaporation in Łódź



Rys. 5. Średnie i dyspersja miesięcznych sum parowania i ewapotranspiracji w Łodzi
Fig. 5. Mean values and dispersion of monthly total evaporation and evapotranspiration in Łódź

Tabela 1

Średnie i dyspersja miesięcznych sum parowania terenowego i ewapotranspiracji
 Mean values and dispersion of monthly total surface evaporation and evapotranspiration

	Miara	Miesiąc											
		XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Ewapotrans. potencjalna	EVAP _{sr} [mm]	0,9	1,8	0,8	2,0	12,1	43,3	91,7	115,3	130,5	115,1	69,7	39,5
	c _v [%]	57,0	156,0	288,0	190,0	83,0	21,0	11,0	7,0	9,0	7,0	10,0	17,0
Parowanie terenowe	PARTER _{sr} [mm]	10,9	9,9	10,5	13,2	26,7	44,6	66,1	74,6	74,6	69,1	39,5	21,0
	c _v [%]	31,0	26,0	33,0	36,0	25,0	13,0	12,0	9,0	13,0	9,0	28,0	30,0

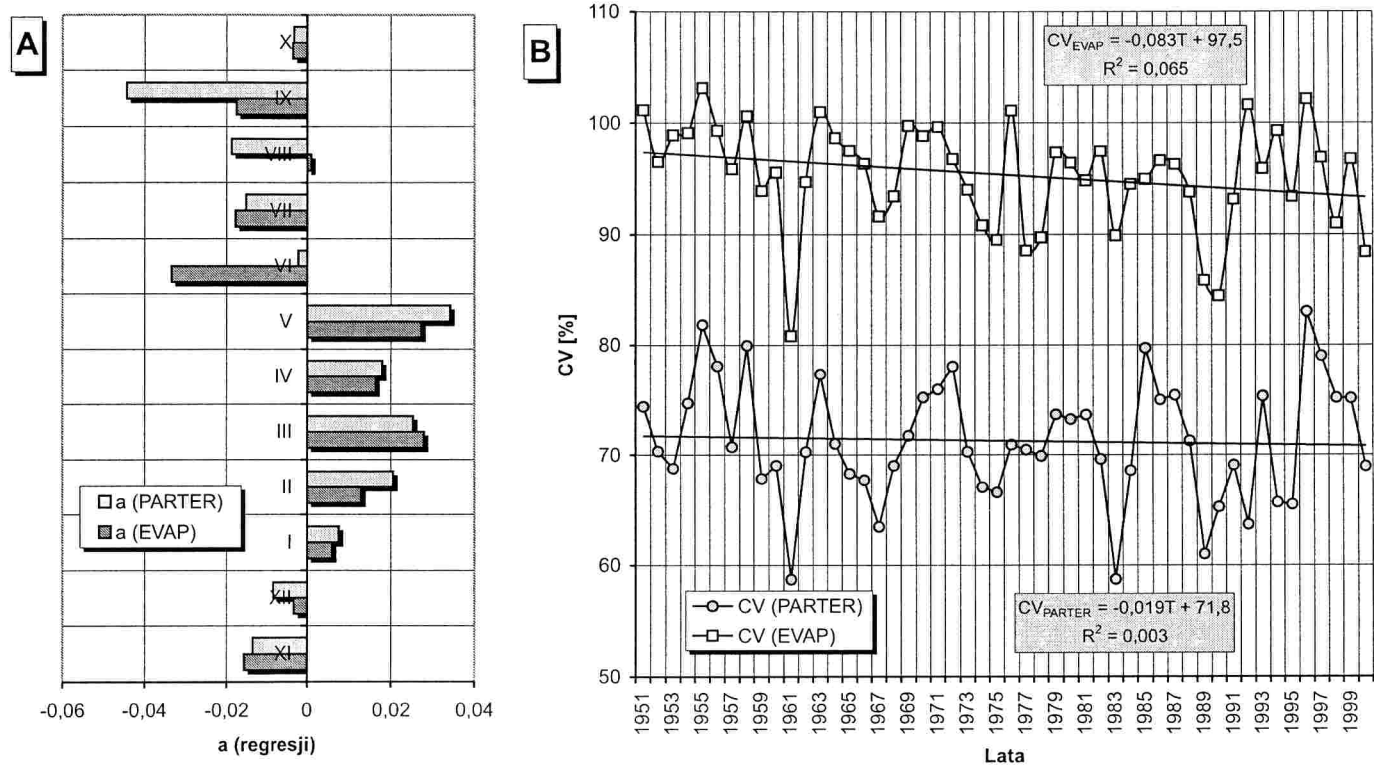
EVAP_{sr}, PARTER_{sr} – średnie miesięczne sumy ewapotranspiracji potencjalnej i parowania terenowego; c_v – odpowiednie współczynniki zmienności

EVAP_{sr}, PARTER_{sr} – mean values of total monthly potential evapotranspiration and surface evaporation; c_v – corresponding variability coefficients.

Współczynniki trendów liniowych obliczone dla wskaźników parowania terenowego i ewapotranspiracji poszczególnych miesięcy są w większości nieistotne, choć ich rozkład w poszczególnych sezonach jest dość charakterystyczny (rys. 6A). Zwraca przede wszystkim uwagę zróżnicowany sezonowo znak współczynników kierunkowych linii trendów: dodatni dla miesięcy późnozimowych i wiosennych, ujemny dla lata, jesieni i wczesnej zimy. Prawdliwość ta dotyczy obu charakterystyk mocy ewaporacyjnej atmosfery.

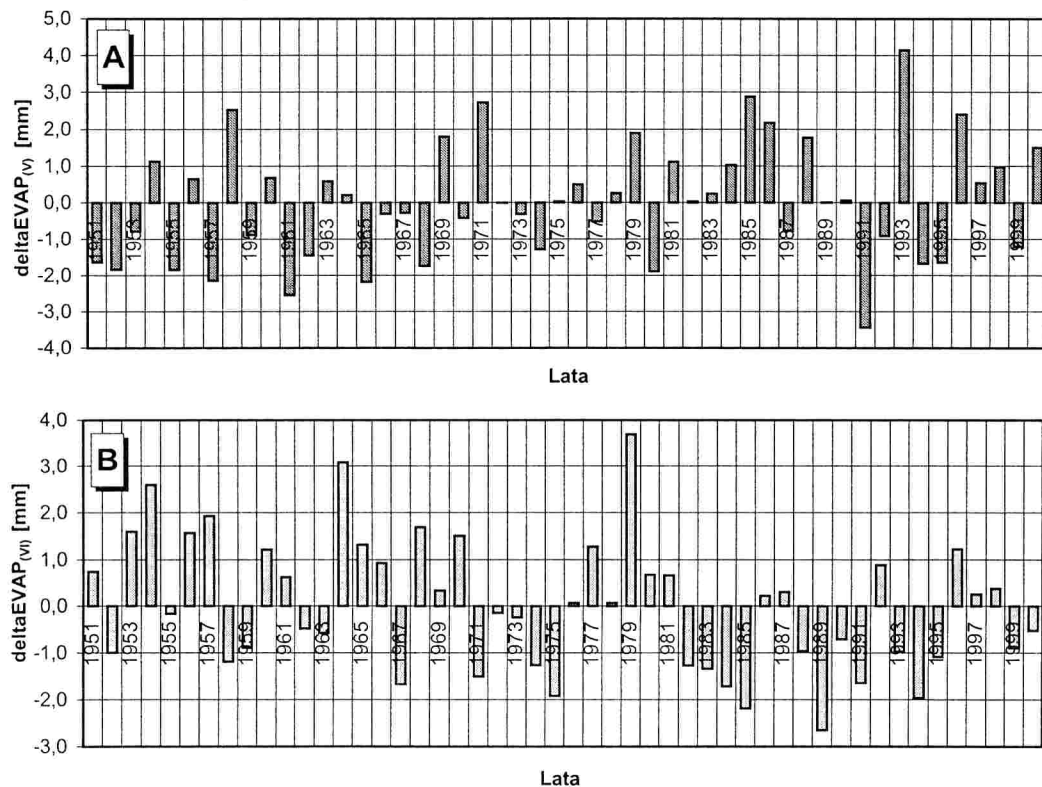
Dyspersja „wewnątrz” roku zdaje się maleć, zwłaszcza w odniesieniu do ewapotranspiracji potencjalnej (rys. 6B). Trend ten, choć statystycznie nieistotny, jest dość wyraźny. Ilustrują to znakomicie również diagramy 7 i 8, prezentujące odchylenia sum miesięcznych z danego roku od przeciętnej sumy miesięcznej z wielolecia, jak również rysunki przedstawiające czasowe przebiegi wskaźników nierównomierności (indeksów przebiegu rocznego) obliczonych wg formuły Wilgata i zastosowanej przez Kożuchowskiego i Wibig (1988) – rys. 9. Choć tendencja malejąca dotyczy tu wyłącznie ewapotranspiracji i jest statystycznie nieistotna, nie mniej jej kierunek może stanowić dodatkową przesłankę na poparcie tezy o powolnym zaniku kontrastów sezonowych w odniesieniu do potencjału ewaporacyjnego atmosfery.

Widoczną na rys. 6A bardzo gwałtowną zmianę kierunku ustalonych linii trendu ewapotranspiracji potencjalnej, na przełomie maja i czerwca, przybliżył rys. 7. Ostatnie 20 sum majowych dość wyraźnie góruje nad



Rys. 6. Wybrane tendencje zmian parowania i ewapotranspiracji w Łodzi
 A – współczynniki trendów sum miesięcznych dla wielolecia (a); B – trendy dyspersji rocznej w wieloleciu (CV – roczny współczynnik zmienności, T – rok; R^2 – współczynnik determinacji)

Fig. 6. Selected tendencies of evaporation and evapotranspiration changes in Łódź
 A – trends coefficients of total monthly values for many years period (a); B – trends of annual dispersion in many years period (CV – annual variability coefficient, T – year; R^2 – determination coefficient)



Rys. 7. Odchylenia wybranych sum miesięcznych ewapotranspiracji potencjalnej (deltaEVAP) od średniej z wielolecia
A – maj; B – czerwiec

Fig. 7. Deviations of selected monthly total potential evapotranspiration (deltaEVAP) from many years average values
A – May; B – June

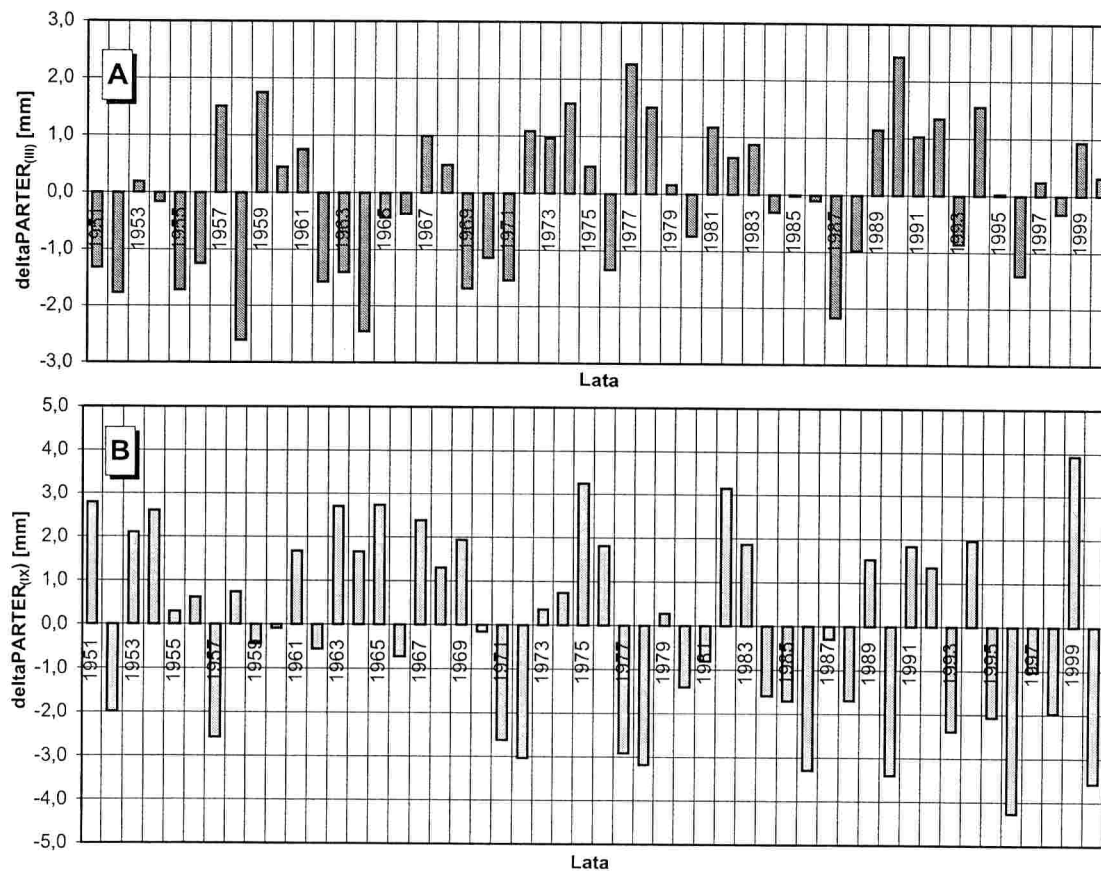
odpowiednikami z lat 1950–1970. Odwrotna sytuacja występuje w odniesieniu do charakterystyk czerwcowych. Ich sumy z ostatniego 20-lecia są zdecydowanie niższe od tych z lat 50. i 60.

Dla parowania terenowego najwyraźniej widoczne różnice dotyczą marca i września. Sumy marcowe zdają się ostatnio wzrastać, zaś ewidentnie maleje znaczenie parowania terenowego we wrześniu (rys. 8). W ogólności, wyniki badań struktury sezonowej parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej zdają się dowodzić, iż w badanym wieloleciu dość systematycznie rósł udział (w sumie rocznej) parowania i ewapotranspiracji z miesięcy zimowych i wiosennych, zaś malał „wkład” lata i jesieni. Nie sposób nie dostrzec tu więc związku z obserwowanym wzrostem temperatury półroczna zimowego i zmianami w reżimie rzek i obiegu wody, idącymi w kierunku redukcji znaczenia wiosennych wezbrań roztopowych i zmniejszenia kontrastów między półroczem zimowym i letnim, w odniesieniu do formowania się tzw. strat bilansowych (Jokiel, Kożuchowski 1989, Kożuchowski 2000, Wibig 2001, Gutry-Korycka, Rotnicka 2003).

Wieloletni przebieg sum miesięcznych oraz analiza ich autokorelogramów dowodzi, iż zarówno parowanie, jak i ewapotranspirację charakteryzuje wyraźna sezonowość. Jej potwierdzeniem są m.in. bardzo wysokie indeksy sezonowości obliczone wg formuły Markhama (Jokiel, Kożuchowski 1989). Dla parowania terenowego indeks ten jest równy 45%, a dla ewapotranspiracji potencjalnej – 62% (Polakowska 2003). Obie charakterystyki świadczą o bardzo silnej koncentracji procesu wyprowadzania wody do atmosfery w miesiącach letnich, a pośrednio wskazują na ogromną sezonowość zjawiska.

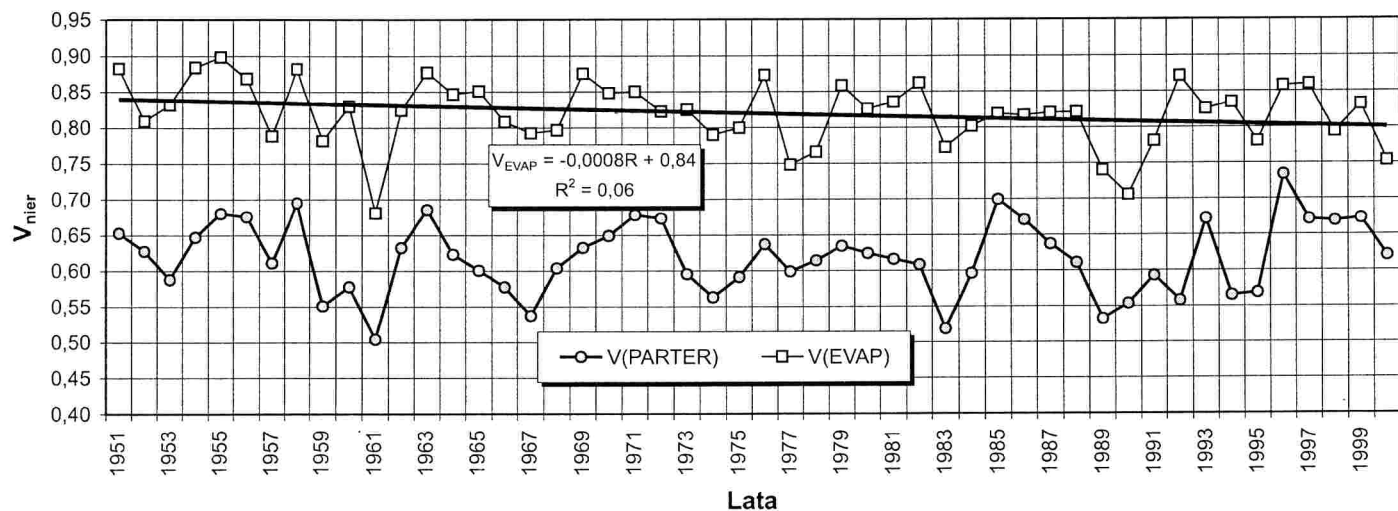
Obliczony równolegle dla parowania terenowego wskaźnik pory koncentracji Markhama oscylował w wieloleciu wokół wartości 235°, a więc wskazywał na przełom czerwca i lipca. Jest jednak ciekawe, że w pierwszym 20-leciu wskazywał częściej na pierwszą dekadę lipca, zaś po 1970 r. „cofnął” się do trzeciej, a nawet do drugiej dekady czerwca. Z analizy obu miar wynika także, że w latach, w których pora koncentracji parowania terenowego przypadła na lipiec, sumy parowania w miesiącach zimowych były relatywnie wysokie (Polakowska 2003).

Dla ewapotranspiracji potencjalnej średni wskaźnik pory koncentracji wynosi 254°, zatem zjawisko to „koncentrowało” się w drugiej dekadzie lipca, a więc nieco później niż parowanie terenowe. Warto przy tym podkreślić, iż zmienność pory koncentracji ewapotranspiracji potencjalnej w skali wielolecia była zdecydowanie mniejsza od dyspersji w wektorze pory koncentracji parowania, choć, podobnie jak tam, wyraźnie widoczny jest spadek wskaźnika w ostatnich 2–3 dziesięcioleciach XX w. i jego powolna „wędrownica” w kierunku pierwszej dekady lipca.



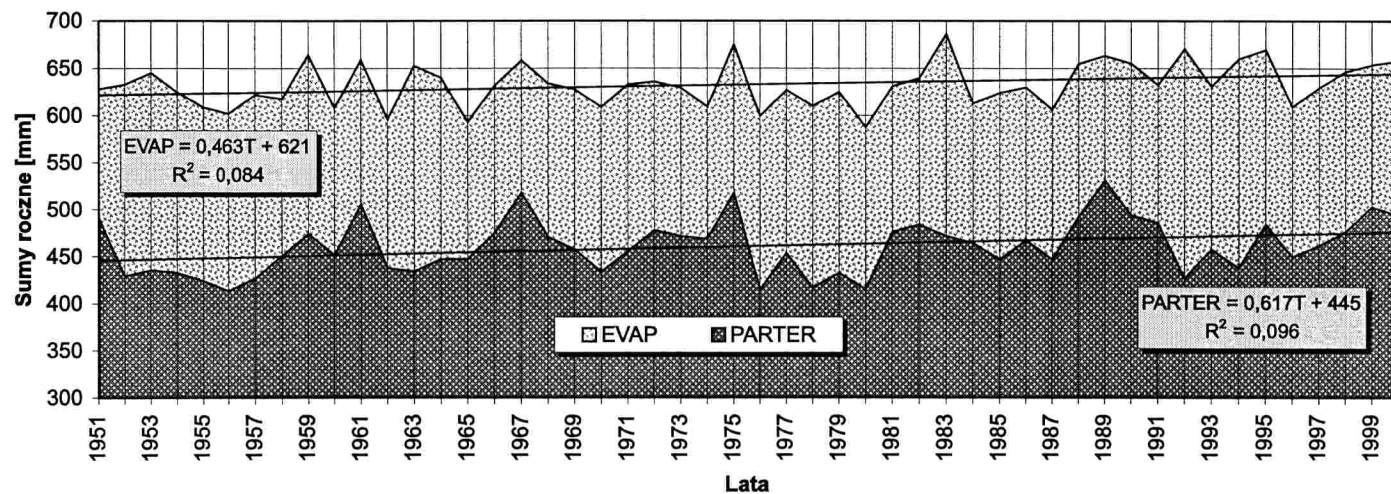
Rys. 8. Odchylenia wybranych sum miesięcznych parowania terenowego (deltaPATER) od średniej z wielolecia
A – marzec; B – wrzesień

Fig. 8. Deviations of selected monthly total surface evaporation (deltaPATER) from many years average values
A – March; B – September



Rys. 9. Dynamika zmian współczynników nierównomierności parowania i ewapotranspiracji potencjalnej (V) w Łodzi w badanym wieloletniu

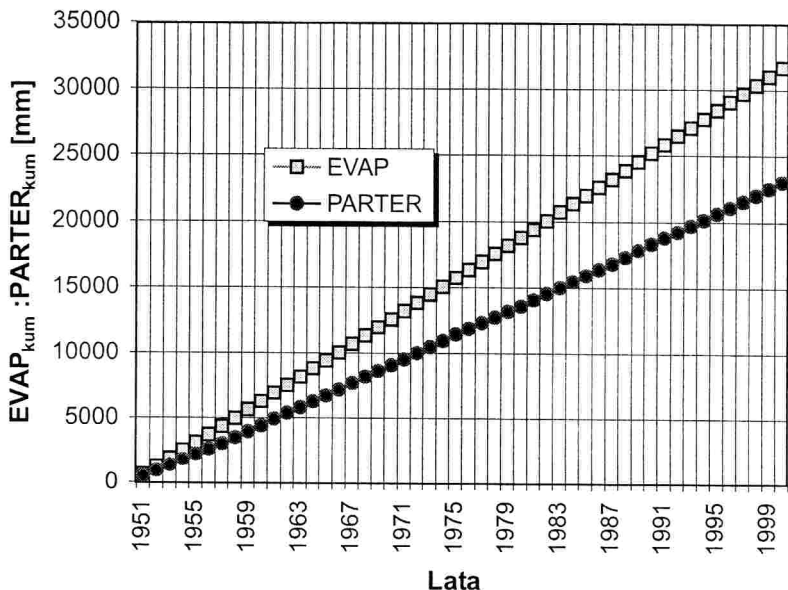
Fig. 9. Dynamics of changes of evaporation and potential evapotranspiration unevenness coefficients (V) in Łódź during studied period



Rys. 10. Zmienność i tendencje wieloletnie sum rocznych parowania i ewapotranspiracji potencjalnej w Łodzi, w latach 1951–2000. Oznaczenia jak na rys. 6

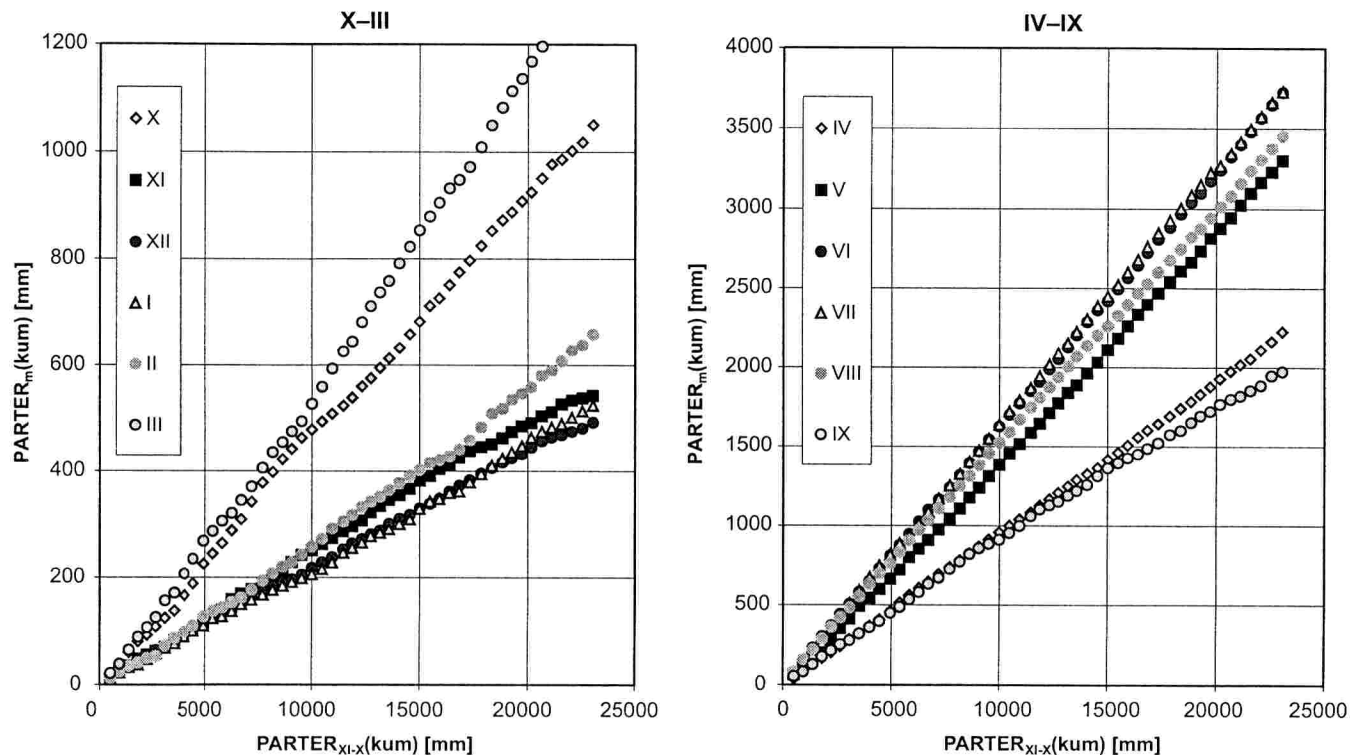
Fig. 10. Changeability and many years tendencies of total evaporation and potential evapotranspiration in Łódź, in 1951–2000. Described as in Fig. 6

Przeciętne sumy roczne ewapotranspiracji potencjalnej i parowania terenowego wynosiły w badanym 50-leciu 632,9 mm i 452,5 mm; przy współczynnikach zmienności równych odpowiednio 3,7% i 6,3%. W świetle poprzednich rozważań nie jest również zaskoczeniem fakt, iż obie zmienne charakteryzują trendy dodatnie, przy czym w obu przypadkach równania są statystycznie istotne (0,05) – rys. 10. Nieprezentowane tu autokorelogramy uzyskane dla sum rocznych parowania terenowego posiadają szereg nieprzypadkowo, jak się zdaje, ułożonych „lokalnych” maksimów i minimów (często statystycznie istotnych). Sugeruje to istnienie pojawiających się naprzemiennie sekwencji lat o relatywnie wysokich lub niskich rocznych sumach parowania. Rytm ten wynosi średnio 8 lat. Prawidłowości tej nie udało się zaobserwować w przypadku ewapotranspiracji. Równocześnie pierwsze współczynniki autokorelacji dla sum rocznych parowania i ewapotranspiracji wynoszą odpowiednio 0,31 i 0,09, przy czym pierwszy jest statystycznie istotny i sugeruje istnienie wyraźnej inercji w szeregu. Fakty te wskazują, że w przeciwieństwie do ewapotranspiracji potencjalnej, roczne parowanie terenowe w środkowej Polsce nie jest zjawiskiem w pełni losowym.



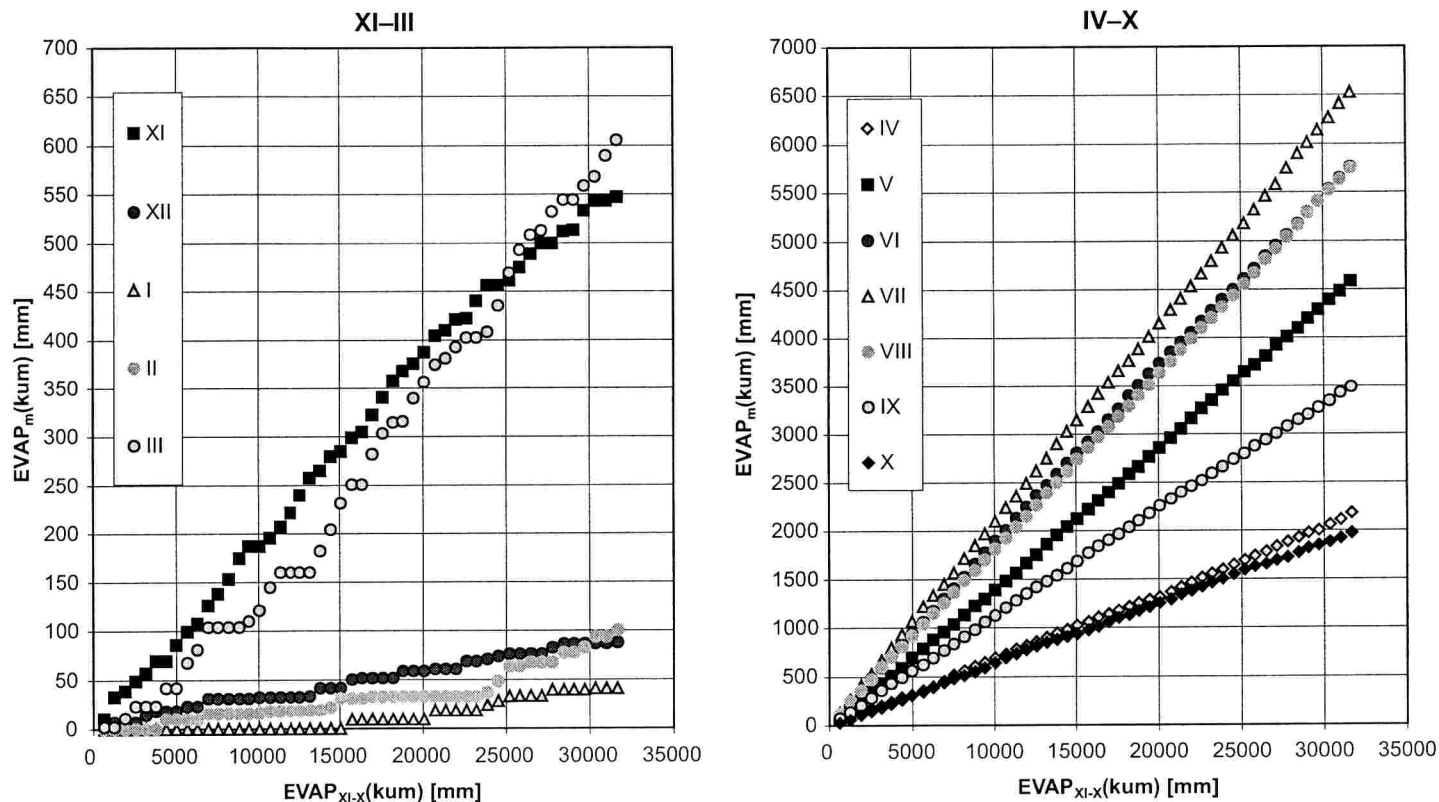
Rys. 11. Kumulowane krzywe sum rocznych parowania i ewapotranspiracji w Łodzi
Oznaczenia jak na rys. 6

Fig. 11. Cumulative functions of total annual evaporation and evapotranspiration in Łódź
Described as in Fig. 6



Rys. 12. Krzywe podwójnie kumulowane sum rocznych i miesięcznych parowania terenowego w Łodzi
 $PARTER_m(kum)$ – suma miesięczna, $PARTER_{XI-X}(kum)$ – suma roczna

Fig. 12. Double cumulative functions of total annual and total monthly surface evaporation in Łódź
 $PARTER_m(kum)$ – monthly total value, $PARTER_{XI-X}(kum)$ – annual total value



Rys. 13. Krzywe podwójnie kumulowane sum rocznych i miesięcznych ewapotranspiracji potencjalnej w Łodzi
 $EVAP_m(kum)$ – suma miesięczna, $EVAP_{XI-X}(kum)$ – suma roczna

Fig. 13. Double cumulative functions of total annual and total monthly potential evapotranspiration in Łódź
 $EVAP_m(kum)$ – total monthly value, $EVAP_{XI-X}(kum)$ – total annual value

Opisane wyżej zmiany w sezonowej strukturze parowania i ewapotranspiracji są dość wyraźne, ale nie mają, jak się wydaje, charakteru procesu ciągłego w czasie. Dowodem na to mogą być, prezentowane na rys. 12 i 13, krzywe podwójnie kumulowane, ilustrujące zmiany relacji sum miesięcznych w odniesieniu do sumy rocznej parowania lub ewapotranspiracji. Dla parowania szczególnie charakterystyczne jest „rozejście” się krzywych lutego i listopada w końcu lat 70. oraz marca i października w końcu lat 60. (rys. 12). W tym samym czasie rozwarły się również „nożyce” kwietnia i września. Potwierdza to opisane wcześniej zmiany polegające na spadku udziału miesięcy jesiennych (IX, X, XI) w sumie rocznej, a wzrostu wczesnowiosennych i wiosennych (II, III, IV). Udział pozostałych miesięcy w sumie rocznej nie zmieniał się istotnie.

Podobne zmiany relacji łatwo zaobserwować na rys. 13 w odniesieniu do ewapotranspiracji. Są one najwyraźniej widoczne w przypadku miesięcy półroczna chłodnego (XI–III). Udziały lutego, a nawet stycznia, gwałtownie wzrosły na początku lat 80. i – co ciekawe – w tym samym czasie „przecięły” się również krzywe marca (wzrost) i listopada (spadek). W latach 70. zaczęły się także rozwierać „nożyce” kwietnia i września.

Porównanie średnich sum rocznych opadu (po uwzględnieniu poprawki korygującej na poziomie ok. 12%) i ewapotranspiracji potencjalnej wskazuje, że w skali wielolecia środkowa Polska jest obszarem o względnej równowadze klimatycznego bilansu wodnego. Odnosi się to jednak wyłącznie do roku o przeciętnym uwilgotnieniu. W obrębie poszczególnych sezonów czy lat sytuacja jest bardziej skomplikowana i większość obszaru cechuje często spory deficyt zasobów wodnych, szczególnie dotkliwy w części zachodniej i północno-zachodniej. Dostrzeżone wyżej zmiany w strukturze sezonowej parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej w Łodzi, choć nie zawsze jednoznaczne, wskazują jednak dość wyraźnie na stopniowe pogłębianie się deficytu wody w regionie. Chociaż zjawisko zdaje się mieć charakter długookresowy, a prezentowane wyniki wymagają potwierdzenia na drodze bardziej szczegółowych badań, to już dziś warto uświadomić sobie, że w przypadku nasilenia się będzie ono miało niekorzystny wpływ na rolnictwo i gospodarkę wodną środkowej Polski.

EKSTREMALNE SUMY MIESIĘCZNE PAROWANIA TERENOWEGO

Rozkłady statystyczne miesięcznych sum parowania terenowego czy ewapotranspiracji potencjalnej nie są znane, choć biorąc pod uwagę zmienne, w oparciu o które obliczane są te charakterystyki (temperatura i prężność pary wodnej), trudno zakwestionować ich losowość. Fakt ten potwierdzają zresztą prezentowane niżej wyniki analiz. Skłania to do zbadania rozkładów

tychże charakterystyk oraz oceny ich kwantyli prawdopodobieństwa. Wydaje się przy tym, że z uwagi na sposób uzyskiwania obu zmiennych, ciekawszych wyników należy się spodziewać w przypadku miesięcznych sum parowania liczonych metodą Konstantinowa.

Statystyczną analizę rozkładów 50-letnich serii miesięcznych (jednoimiennych) sum parowania terenowego należy rozpocząć od zbadania hipotezy o ich jednorodności, i to zarówno w aspekcie genetycznym, jak i statystycznym. W zastosowanej procedurze weryfikacji tych hipotez wykorzystano testy Grubbsa–Becka (wykrywanie elementów odstających), serii (badanie niezależności elementów) oraz testy stacjonarności szeregów (sumy rang oraz trendów: średniej i wariancji) – tab. 2.

Wyniki zamieszczone w tab. 2 wskazują, iż większość badanych szeregów można uznać za jednorodne i spełniające postulat losowości. Warto jednak podkreślić, że testy badania stacjonarności (K–W i średniej) i prezentowane wyżej współczynniki regresji wskazują na istnienie istotnych trendów w szeregach sum miesięcznych wiosny (III–V). Zwracają także uwagę elementy odstające w ponad połowie badanych serii, przy czym dotyczą one zwykle przypadków o skrajnie niskich sumach parowania.

Do aproksymacji rozkładów empirycznych miesięcznych sum PARTER zastosowano najczęściej używane funkcje: gamma, Weibulla, log-normalną oraz log-gamma. Dla każdej z dopasowywanych funkcji rozkładu teoretycznego obliczono parametry skali, kształtu i tzw. dolne ograniczenie (tab. 3). Estymacji tych parametrów dokonywano metodą największej wiarygodności. Jakość dopasowania badano zaś testami Kołmogorowa-Smirnova i χ^2 oraz przy użyciu kryterium Akaike, które pozwalało z kilku funkcji niesprzecznych wybrać najlepszą.

Z przeprowadzonych analiz wynika, iż rozkłady empiryczne badanych szeregów są prawostronnie skośne, przy czym najlepiej aproksymuje je funkcja Weibulla (9 przypadków). Dwukrotnie najlepsze dopasowanie uzyskano dla trójparametrycznej funkcji gamma, a w jednym przypadku – funkcji log-normalnej (tab. 3).

Druga część tab. 3 zawiera kwantyle obliczone dla wybranych poziomów prawdopodobieństwa przekroczenia. Niektóre z nich prezentuje rys. 14. Zauważmy, iż w czysto teoretycznej sytuacji, w której sumy parowania terenowego wszystkich miesięcy w roku będą się kształtować na poziomie kwantyla 1% (rok skrajnie ciepły i suchy), parowanie roczne może sięgnąć niemal 700 mm, zaś w przypadku roku skrajnie chłodnego i wilgotnego (kwantyl 99%) suma roczna zaledwie o 1 mm przekroczy 300 mm. Zakładając zaś wystąpienie warunków przeciętnych (kwantyle 50%), suma roczna PARTER w Łodzi wyniesie 459 mm, a więc tylko nieco więcej od podanej wcześniej średniej arytmetycznej.

Tabela 2

Jednorodność ciągów miesięcznych sum parowania terenowego w Łodzi
Homogeneity of monthly total surface evaporation series in Łódź

Test	Miesiąc											
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
G-B	nie	tak (1970)	tak (1986)	tak (1956)	nie	tak (2000)	nie	tak (1992)	tak (1952, 1994)	tak (1992)	nie	nie
Serii	niezal.	niezal.	niezal.	niezal.	niezal.	niezal.	niezal.	niezal.	niezal.	niezal.	niezal.	niezal.
K-W	stacjon.	stacjon.	stacjon.	stacjon.	niestacj.	stacjon.	niestacj.	stacjon.	stacjon.	stacjon.	niestacj.	stacjon.
S (średniej)	stacjon.	stacjon.	stacjon.	stacjon.	niestacj.	niestacj.	niestacj.	stacjon.	stacjon.	stacjon.	stacjon.	stacjon.
S (wariancji)	stacjon.	stacjon.	stacjon.	stacjon.	stacjon.	stacjon.	stacjon.	stacjon.	stacjon.	stacjon.	stacjon.	stacjon.

G-B – test Grubbsa-Becka (elementy odstające; podano rok, w którym wystąpił element odstający); Serii – test niezależności; K-W – test Kruskala-Wallisa (stacjonarności); S (średniej) – test stacjonarności średniej; S (wariancji) – test stacjonarności wariancji.

G-B – Grubbs'-Beck's test (diverged elements; given year in which the element appeared); Series – independence test; K-W – Kruskal's-Wallis' test; S (stationary of mean value) – mean test; S (stationary of variance) – test variance.

Tabela 3

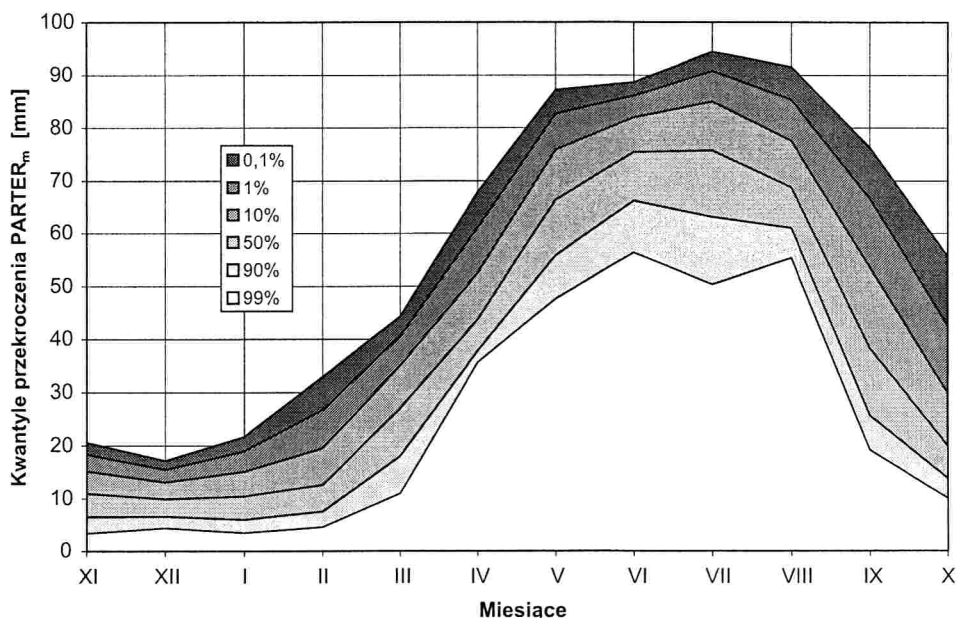
Parametry rozkładów i kwantyle prawdopodobieństwa przekroczenia miesięcznych sum parowania terenowego w Łodzi

Distribution parameters and quantiles of probability of exceeding total monthly surface evaporation in Łódź

Parametr	Miesiąc											
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Rozkład	W	W	W	G	W	W	W	W	W	G	W	LN
d	0,0	2,2	1,6	0,0	0,0	34,8	36,0	4,2	0,0	20,0	15,4	4,2
α/μ	12,1	8,5	10,0	1,7	29,2	11,0	33,0	73,2	78,4	0,9	26,7	2,75
$\lambda/\beta/\delta$	3,603	5,79	2,764	7,642	4,649	1,750	4,405	13,584	10,374	57,293	2,344	0,385
Testy	Wartości funkcji testowej											
$D_{\max}$ [%]	12,11	9,34	6,73	6,67	9,62	6,13	6,05	6,37	8,62	5,60	6,87	9,60
χ^2	6,287	1,89	1,40	1,86	4,41	1,46	2,42	4,52	3,78	1,12	1,87	9,95
KA	265,55	238,55	268,60	297,51	333,41	312,66	350,62	327,77	361,29	332,28	381,24	325,48
p [%] przekroczenia	Wartości PARTER _m [mm]											
99	3,4	4,4	3,5	4,6	10,9	35,6	47,6	56,3	50,3	55,3	19,1	10,0
90	6,5	6,6	6,0	7,5	18,0	37,8	55,8	66,2	63,1	61,0	25,6	13,8
70	9,1	8,5	8,5	10,3	23,4	40,9	62,1	72,0	71,0	65,5	32,6	17,0
50	10,9	9,9	10,4	12,6	27,0	43,7	66,4	75,4	75,7	68,8	38,2	19,9
30	12,7	11,2	12,3	15,2	30,4	47,0	70,4	78,4	79,8	72,3	44,3	23,4
20	13,8	12,0	13,5	16,9	32,4	49,2	72,8	80,0	82,1	74,5	48,1	25,8
10	15,2	13,1	15,1	19,5	35,0	52,5	75,9	82,0	85,0	77,6	53,5	29,8
5	16,3	14,0	16,4	21,9	27,0	55,3	78,4	83,5	87,1	80,2	58,1	33,7
2	17,6	14,9	18,0	24,7	39,2	58,7	81,0	85,1	89,4	83,3	63,2	38,7
1	18,4	15,5	19,0	26,7	40,6	61,1	82,7	86,1	90,8	85,4	66,6	42,5
0,1	20,6	17,2	21,7	32,9	44,3	67,9	87,2	88,6	94,5	91,6	76,3	55,6

W – rozkład Weibulla; G – rozkład Gamma; LN – rozkład logarytmiczno-normalny.

W – Weibull's distribution; G – gamma distribution; LN – log-normal distribution.



Rys. 14. Kwantyle prawdopodobieństwa przekroczenia miesięcznych sum parowania terenowego

Fig. 14. Probability quantiles of exceeding of total monthly surface evaporation

LITERATURA

- Atlas hydrologiczny Polski*, 1986, Wyd. Geol., Warszawa.
- Byczkowski A., 1979, *Hydrologiczne podstawy projektów wodnomelioracyjnych (przepływy charakterystyczne)*, PWRiL, Warszawa.
- Byczkowski A., 1996, *Hydrologia*, t. 1–2, Wyd. SGGW, Warszawa.
- Cetnarowicz M., 1971, *Parowanie terenowe w Polsce w oparciu o analizę składników bilansu wodnego i sieciowe obserwacje elementów klimatu w dziesięcioleciu 1951–1960*, Pr. PIHM, 104.
- Dubaniewicz H., 1974, *Klimat województwa łódzkiego*, Acta Geogr. Lodz., 34.
- Gutry-Korycka M., Rotnicka J., 2003, *Ustrój hydrologiczny rzek w świetle scenariuszy zmian globalnych klimatu*, Pr. Stud. Geogr. WGiSR UW, 31: 61–77.
- Jokiel P., Kożuchowski K., 1989, *Zmiany wybranych charakterystyk hydroklimatycznych Polski w bieżącym stuleciu*, Dok. Geogr. IG PAN, 6.
- Jokiel P., 2002, *Woda na zapleczu wielkiego miasta (Możliwości wykorzystania i problemy ochrony zasobów i obiektów wodnych w małej zlewni strefy podmiejskiej Łodzi)*, Wyd. IMGW, Warszawa.
- Jokiel P., 2004, *Zasoby wodne środkowej Polski na progu XXI wieku*, Wyd. UŁ, Łódź.
- Jurak D., 1998, *Przestrzenny i czasowy rozkład parowania potencjalnego w Polsce*, Wiad. IMGW, 3.
- Kłysik K., Kafar M., Gajda-Pijanowska I., 1995, *Historia obserwacji meteorologicznych w Łodzi*, [w:] *Klimat i bioklimat miast*, Wyd. UŁ, Łódź.
- Kożuchowski K. (red.), 2000, *Pory roku w Polsce*, Łódź.

- Kożuchowski K., Wibig J., 1988, *Kontynentalizm pluwialny w Polsce: zróżnicowanie geograficzne i zmiany wieloletnie*, Acta Geogr. Lodz., 55.
- Olechnowicz-Bobrowska B., 1978, *Parowanie terenowe w okresie wegetacyjnym w Polsce*, Zesz. Nauk. Akad. Roln. w Krakowie, ser. Rozpr. Hab., 67.
- Polakowska A., 2003, *Zmienność parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej na stacji Łódź-Lublinek*, mpis pracy magisterskiej, Zakł. Hydrol. i Gosp. Wodnej UŁ, Łódź.
- Sarnacka S., Brzeska J., Świerczyńska H., 1983, *Wybrane metody wyznaczania ewapotranspiracji potencjalnej*, Mat. Bad. IMGW, ser. Gosp. Wod. Ochr. Wód., Wyd. IMGW, Warszawa.
- Thornthwaite C. W., Mather J. R., Carter D. B., 1961, *Water balance maps of Eastern North America*. Przegl. Zagr. Lit. Geogr., 1.
- Wibig J., 2001, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie*, Wyd. UŁ, Łódź.
- Wojciechowski K., 1968, *Zagadnienie bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski*, Pr. Geogr. IG PAN, 68.

Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej
Uniwersytetu Łódzkiego

Paweł Jokiel

CHANGES, CHANGEABILITY AND EXTREME TOTAL SURFACE EVAPORATION AND POTENTIAL EVAPOTRANSPIRATION IN ŁÓDŹ IN 2ND HALF OF THE XXTH CENTURY

The work, which is presented below, is an attempt to keep up with changes and changeability of potential evapotranspiration (EVAP) and surface evaporation (PARTER) in perennial and seasonal aspect. Number of 50-years long series (between 1951–2000) of total monthly evaporation, obtained by Konstantinov method and potential evapotranspiration, calculated by Thornthwaite's formula were analyzed. The calculations based on the data from Łódź-Lublinek hydrological observing station.

Mean total annual potential evapotranspiration and surface evaporation during particular time were equal to 632.9 mm and 452.5 mm, while variation coefficients were the following: 3.7% and 6.3%. Both characteristics had positive significant trends ($\alpha = 0.05$). In perennial scale the alternate sequences of relatively low and high total annual surface evaporation were observed. They appeared rhythmically every 8 years. However, such regularity had not been observed for potential evapotranspiration.

Total monthly surface evaporation distribution is the most often approximated by Weibull's function. The calculated quantiles of the probability of exceeding indicated that in July the evaporation of probability exceeding value of 1% might be greater than 90 mm, while in November might slightly exceed 15 mm. Total evaporation of probability of exceeding equal to 99% in winter months were higher than 3 mm, while in summer exceeded 50 mm.

The results of investigation seemed to prove that in the studied seasonal structure of surface evaporation and potential evapotranspiration the participation of evaporation and evapotranspiration in winter and spring months (in total annual evaporation) systematically increased, while the participation of summer and autumn months decreased. Despite the fact that the different kinds of the observed changes in seasonal structure of evaporation and evapotranspiration in Łódź were ambiguous, they simultaneously indicate that water shortages would be bigger in the region, as a result of increase of so called balance water loss.