

POLITECHNIKA KRAKOWSKA
im. Tadeusza Kościuszki

mgr inż. Robert Szczepanek

**CZASOPRZESTRZENNA STRUKTURA
OPADU ATMOSFERYCZNEGO W ZLEWNI GÓRSKIEJ**

Praca doktorska

Promotor: Dr hab. inż. Elżbieta Nachlik, prof. PK

Kraków 2003



Chciałbym tą drogą podziękować

dr hab. inż. E.Nachlik, prof.PK
za pomoc merytoryczną

Mr. I.S. Iacovides
dr inż. T.Gumbricht
za udostępnienie danych

oraz *Kasi, Włodziowi i wszystkim bliskim*
za pomoc i wsparcie



Spis treści

	str.
I. Wstęp	1
II. Cel i zakres dysertacji	2
II.1. Cel	2
II.2. Zakres	3
II.3. Problemy związane tematycznie, które nie zostały ujęte w dysertacji..	4
III. Dotychczasowy stan wiedzy w zakresie czasoprzestrzennego modelowania pola opadu	5
III.1. Przybliżenie problematyki modelowania pola opadu	5
III.2. Deterministyczne metody przestrzennej interpolacji opadów	6
III.2.1. Metoda wieloboków równego zadeszczenia (MW)	6
III.2.2. Metoda odwrotnych odległości (MOO)	7
III.2.3. Metoda izohiet	9
III.2.4. Metoda triangulacji	9
III.2.5. Metoda funkcji wyrównującej	10
III.3. Metody geostatystyczne - kriging	11
III.3.1. Historia	11
III.3.2. Podstawy geostatystyki	12
III.4. Czasowa i przestrzenna rozdzielczość danych wykorzystywanych do analiz	17
III.5. Wybrane wnioski z prac innych autorów	18
III.6. Podsumowanie	19
IV. Propozycja nowej metodyki przestrzennego rozkładu opadów	20
IV.1. Założenia	20
IV.2. Gradientowa metoda odwrotnych odległości (GMOO)	21
V. Metodyka prowadzonych badań	25
V.1. Budowa relacyjnej bazy danych	25
V.2. Weryfikacji danych	26
V.3. Estymacja parametrów modeli	28
V.3.1. Gradientowa metoda odwrotnych odległości	29
V.3.2. Kriging	30
V.4. Weryfikacji wyników modeli	31
VI. Charakterystyka obszaru badań	33

VI.1. Zlewnia rzeki Peristerony	35
VI.2. Zlewnia rzeki Soły	36
VI.3. Zlewnia potoku Wielka Puszcza	38
VII. Wykorzystane dane	39
VIII. Weryfikacja danych	46
IX. Estymacja parametrów modeli	53
IX.1. Model GMOO dla zlewni rzeki Peristerony	53
IX.2. Model GMOO dla zlewni rzeki Soły	61
IX.3. Model GMOO dla zlewni potoku Wielka Puszcza	64
IX.4. Model geostatystyczny dla zlewni rzeki Soły	69
X. Weryfikacja modeli i dyskusja uzyskanych wyników	70
X.1. Opady roczne	71
X.2. Opady miesięczne	78
X.3. Opady dobowe	86
X.4. Opady godzinowe	96
X.5. Opady 10-minutowe	100
XI. Podsumowanie wyników badań	105
Spis tabel	109
Spis rysunków	111
Spis oznaczeń	116
Literatura	117
Załączniki	125

I. Wstęp

Opady atmosferyczne w obszarach górskich są przyczyną powstawania znacznych strat powodziowych, zarówno w sferze materialnej jak i niematerialnej. Opady mają często gwałtowny przebieg i charakteryzują się wysokimi natężeniami. Od wielu już lat prowadzone są badania nad różnymi aspektami modelowania opadów. Najnowsze modele wykorzystują źródła danych, które do niedawna nie istniały (np. zdjęcia satelitarne, obrazy z radarów meteorologicznych), bądź też były niemożliwe do uzyskania w czasie rzeczywistym (np. dane pochodzące z automatycznych systemów pomiarowych). Dzięki szybkiemu postępowi nauki i techniki w dziedzinach związanych z telekomunikacją, teledetekcją i informatyką, powstały nowe możliwości modelowania opadów, które należałoby w odpowiedni sposób wykorzystać. Aby właściwie spożytkować olbrzymią ilość informacji jaka potencjalnie jest dostępna, należy szczególną uwagę zwrócić na zrozumienie i odpowiednią interpretację obserwowanych i opisywanych procesów. Bez dokładnego poznania natury procesów i ich specyfiki, nadal utrudnione będzie prognozowanie, kalibracja modeli, czy nawet interpretacja informacji uzyskiwanych najnowocześniejszymi metodami.

Rozważając czasoprzestrzenną strukturę opadów w zlewniach górskich należy zadać pytanie: Czy zjawisko czasowej i przestrzennej zmienności opadu rzeczywiście występuje w tych obszarach?

Odpowiedź na pierwszą część pytania wydaje się być prostsza, gdyż każdy doświadczył czasowej zmienności opadu. Zjawisko to zostało dosyć dobrze zbadane i opisane zarówno w literaturze polskiej jak i światowej (Lorenc, 1979; Niemczynowicz, 1984a). W przypadku zmienności przestrzennej sprawa nie jest już taka prosta i oczywista. Dotychczasowe prace skoncentrowane są głównie na modelowaniu przestrzennej zmienności opadów przy rozdzielczościach czasowych od doby do roku. Z przyczyn oczywistych, tak określone relacje nie mogą być stosowane wprost dla celów operacyjnych przy akcjach przeciwpowodziowych, gdzie wymagane rozdzielczości czasowe są rzędu doby lub nawet godziny. Niestety, literatura dotycząca tej problematyki nie jest zbyt obszerna. Wynika to głównie z problemów związanych z dużą zmiennością i losowością modelowanego zjawiska.

Przestrzenna zmienność opadów w obszarach górskich jest szczególnie trudna do opisanie. Konieczna wydaje się zatem dokładniejsza analiza poświęcona przestrzennemu modelowaniu opadu atmosferycznego w zlewniach górskich, szczególnie dla dobowych i krótszych rozdzielczości czasowych.

Tej właśnie problematyce poświęcona jest niniejsza praca.

Przestrzenny rozkład opadów ma istotne znaczenie nie tylko jako element wejścia do modeli opad-odpływ o parametrach rozłożonych, ale również w przypadku modeli o parametrach skupionych. Błędne oszacowanie wysokości opadu, niezależnie od typu modelu, może bowiem w istotny sposób rzutować na całkowity bilans wody w zlewni. Dlatego też, wykorzystanie modeli uwzględniających przestrzenną zmienność opadów jest niezbędne w procesie ilościowej oceny zagrożenia powodziowego. W konsekwencji ma to wpływ na prawidłowość wyboru środków bezpośredniej i pośredniej ochrony przed powodzią.

II. Cel i zakres dysertacji

Cel i zakres dysertacji zostały sformułowane na podstawie dotychczasowych doświadczeń w ocenie związków przyczynowo-skutkowych w procesie opad-odpływ, na bazie największych powodzi ostatnich lat. Doświadczenia te określają potrzeby w zakresie rozwoju metodyki ilościowej oceny odpływu powodziowego w złożonej strukturze zlewni górskich południa Polski. Jest to zgodne ze współczesnymi wymaganiami stawianymi narzędziom merytorycznym, wspomagającym:

- ocenę realnego i potencjalnego zagrożenia powodziowego,
- planowanie i projektowanie środków ochrony zmniejszających to zagrożenie.

Niniejsza rozprawa jest częścią zespołowych badań teoretycznych i praktycznych w tej dziedzinie, prowadzonych od szeregu lat w Instytucie Inżynierii i Gospodarki Wodnej Politechniki Krakowskiej. Jest ona wpisana w szeroki program badawczy, którego wyniki były i są wykorzystywane w planowaniu ochrony przed powodzią w górskich partiach dorzeczych Wisły i Odry.

II.1. Cel

Podstawowym naukowym celem dysertacji jest analiza porównawcza najczęściej stosowanych oraz opracowanie nowych metod czasoprzestrzennego opisu opadu w zlewni górskiej.

Celem aplikacyjnym jaki przyświecał autorowi było takie ukierunkowanie badań, aby zaprezentowane wnioski z analiz mogły być bezpośrednio zastosowane m.in. w lokalnych, automatycznych systemach monitoringu i prognozowania powodzi, które powstają aktualnie i będą powstawać w najbliższych latach w Polsce. Z tego też powodu w pracy dokonano odpowiedniej interpretacji metod pod kątem zastosowań praktycznych.

Podjęto próbę określenia na ile prezentowane metody mają charakter uniwersalny. W tym celu wykonano analizy dla różnych obszarów klimatycznych - Polska i Cypr, oraz dla skrajnych rozdzielczości czasowych - od rocznych sum opadu do 10 minutowych sum opadu włącznie.

II.2. Zakres dysertacji

Zakres badań przedstawionych w dysertacji obejmuje wszystkie fazy związane z opracowaniem, estymacją parametrów oraz weryfikacją matematycznego modelu czasoprzestrzennego rozkładu opadu w zlewni górskiej.

Prezentowana praca swoją tematyką obejmuje głównie hydrometeorologię - gałąź meteorologii, zajmującą się badaniem fazy atmosferycznej i lądowej cyklu hydrologicznego w ich wzajemnym powiązaniu (Mikulski, 1998).

Dysertacja swoim zakresem obejmuje:

- Przybliżenie problematyki modelowania opadu wraz z podaniem dotychczasowego stanu wiedzy w tym zakresie. Oparto się na najnowszej literaturze obejmującej zarówno doświadczenia polskie jak i zagraniczne. Opisano najczęściej stosowane metody przestrzennego modelowania opadów, od deterministycznych do geostatystycznych (*Rozdział III*).
- Szczegółowy opis nowej, autorskiej metodyki przestrzennego modelowania pola opadu w zlewniach górskich – gradientowej metody odwrotnych odległości (GMOO) (*Rozdział IV*).
- Opis metodyki prowadzonych badań. Opisano budowę relacyjnej bazy danych, proces wstępnej weryfikacji danych meteorologicznych i kartograficznych, szacowanie błędów pomiarowych, estymację parametrów modeli oraz weryfikację wyników modeli (*Rozdział V*).
- Charakterystykę obszarów badań - zlewni rzeki Peristerony (Cypr), zlewni rzeki Soły (Polska) oraz zlewni potoku Wielka Puszcza (Polska) (*Rozdział VI*).
- Szczegółowy opis danych wykorzystanych w procesie modelowania pola opadu (*Rozdział VII*).
- Proces wstępnej weryfikacji danych wykorzystanych do analiz. Do dalszych obliczeń wykorzystano jedynie dane, które pomyślnie przeszły proces weryfikacji. Pozwoliło to wyeliminować dane, które z różnych powodów (np. niekompletności lub wątpliwej jakości) mogłyby doprowadzić do wyciągnięcia błędnych wniosków (*Rozdział VIII*).
- Estymację parametrów gradientowej metody odwrotnych odległości oraz estymację parametrów modelu geostatystycznego (*Rozdział IX*).
- Weryfikację modeli oraz dyskusję uzyskanych wyników. Dokonano analizy wyników pracy modeli dla różnych rozdzielczości czasowych - od rocznych sum opadów, do 10-minutowych sum opadów (*Rozdział X*).
- Podsumowanie wyników badań wraz z wnioskami wynikającymi z przeprowadzonych analiz (*Rozdział XI*).

II.3. Problemy związane tematycznie, które nie zostały ujęte w dysertacji

Niektóre z zagadnień związanych z czasoprzestrzennym modelowaniem pola opadu w zlewni górskiej nie zostały w pracy szczegółowo opisane lub nie zostały poddane analizie. Generalnie przyczyny można podzielić na dwie grupy:

- zagadnienie wykracza znacznie poza temat dysertacji i samo w sobie stanowi bardzo obszerny temat do analiz,
- zagadnienie wymaga szczegółowych danych do analizy, lecz autorowi nie udało się uzyskać do nich dostępu.

Zagadnienia, które pominięto lub potraktowano w dysertacji skrótowo, to:

1. Szczegółowa analiza czasowej zmienności pola opadu.

W prezentowanej pracy szczególny nacisk położono na przestrzenną zmienność opadu, zakładając że jest to element, który można modelować w czasie rzeczywistym. Problem czasowej zmienności pola opadu, w porównaniu ze zmiennością przestrzenną, został o wiele lepiej opisany i przeanalizowany w dotychczasowej literaturze przedmiotu (np. Soczyńska, 1997b). Zmienność czasowa w prezentowanej pracy została potraktowana raczej jako element dyskretyzacji niż analiz. Analizowana jest zmienność przestrzenna opadów atmosferycznych w odniesieniu do sum opadu dla różnych okresów — od roku, poprzez miesiąc, dobę, godzinę, aż do sum 10-minutowych.

2. Wykorzystanie do modelowania obrazów radarowych.

Problem integracji i kalibracji obrazów radarowych stanowi oddzielny, bardzo obszerny temat. Z tego też powodu obrazy radarowe nie zostały wykorzystane do analiz. Nie udało się też uzyskać dostępu do tego typu danych historycznych.

3. Wykorzystanie do modelowania obrazów satelitarnych.

Rozdzielczość przestrzenna obrazów satelitarnych, które mogłyby zostać wykorzystane w analizie (około 1x1 km), w stosunku do powierzchni rozpatrywanych obszarów (30x30 km Cypr; 40x50 km Polska) była zbyt mała aby bezpośrednio wykorzystać te dane. Zagadnienie modelowania opadu było rozpatrywane w znacznie większej skali. W przypadku zlewni polskich były to rozdzielczości od 12.5 do 25 m, zaś w przypadku zlewni cypryjskiej 50 m.

III. Dotychczasowy stan wiedzy w zakresie czasoprzestrzennego modelowania pola opadu

III.1. Problematyka modelowania pola opadu

Opad atmosferyczny jest efektem kondensacji pary wodnej zawartej w powietrzu atmosferycznym. Dynamika powstawania opadu zależy bezpośrednio od zawartości pary wodnej w powietrzu, temperatury powietrza, ciśnienia atmosferycznego. Opady pod względem genetycznym można podzielić na (Ostrowski 1999):

- konwekcyjne - powstające w efekcie konwekcji nagrzanego powietrza,
- frontalne - powstające w efekcie nasuwania się na siebie mas powietrza,
- orograficzne - powstające na skutek wypiętrzania wilgotnych mas powietrza.

Do najważniejszych czynników mających wpływ na formowanie się opadu należą:

- geneza opadu,
- wzniesienie terenu ponad poziom morza,
- ekspozycja w stosunku do przeważających kierunków napływu mas powietrza.

Spośród wymienionych czynników największe znaczenie przypisuje się czynnikom orograficznym. Mają one szczególne znaczenie w obszarach górskich. Wraz ze wzrostem wysokości terenu, do pewnej wysokości, wzrasta wysokość opadów. Liczbowo zjawisko to opisywane jest przez gradient hipsometryczny opadów. Wartość gradientu może wahać się od 500 mm do 5000 mm wysokości opadu na 1000 m wzniesienia terenu (Lambor, 1971). Ze względu na uwarunkowania topograficzne oraz kinetyczne właściwości przepływu mas powietrza nad pasmami górskimi gradient ten jest wielkością zmienną. Wysokość terenu przy której rozpoczyna się zjawisko inwersji opadów nazywany jest wysokością optimum opadów. Od tego punktu następuje zmiana znaku gradientu hipsometrycznego i wraz ze wzrostem wysokości terenu maleje wysokość opadów.

Związek pomiędzy wysokością terenu a wysokością opadu opisywany jest krzywą gradientową opadu. Przykładowe równanie w odniesieniu do normalnego opadu rocznego dla polskiej części Tatr obliczone na podstawie obserwacji z lat 1891-1930 i 1954-1962 podane przez Lambora (1971) ma postać:

$$P_r = 2,3 H - (0,026 H)^2 - 200 \quad (\text{III.1})$$

gdzie:

P_r – normalny opad roczny [mm]

H – bezwzględna wysokość terenu [m n.p.m.]

W literaturze światowej można znaleźć wiele pozycji traktujących o czasoprzestrzennej interpolacji pola opadu. Dostępna w Polsce literatura przedmiotu jest znacznie skromniejsza i nie traktuje problemu lokalnie, lecz najczęściej w skali regionu dla rozdzielczości czasowych rzędu miesiąca-doby (Lambor 1971, Węglarczyk 1995, Węglarczyk 1996). Najpełniejsze omówienie zastosowania dostępnych aktualnie metod interpolacji przestrzennej

(w literaturze polskojęzycznej) można znaleźć u Magnuszewskiego (1999). Choć nie odnosi się on bezpośrednio do opadów, podaje kilka przykładów zastosowania prezentowanych metod właśnie na przykładzie interpolacji opadów.

Ponieważ opad atmosferyczny ma charakter przestrzenny, do jego opisu konieczne jest zastosowanie metod interpolacji funkcji dwóch zmiennych. W dowolnym punkcie przestrzeni dwuwymiarowej (x, y) musimy zatem określić interesującą nas wielkość (z) – w naszym przypadku będzie to opad atmosferyczny (P).

Algorytmy przestrzennej interpolacji opadów można podzielić na dwie grupy: deterministyczne i geostatystyczne. Metody deterministyczne wykorzystują ściśle określone formuły matematyczne do opisu przestrzennej zmienności opadu, zaś metody geostatystyczne bazują zarówno na formułach matematycznych jak i statystycznych (Krivoruchko, 2002).

Deterministyczne algorytmy interpolacji starają się dobrać równanie powierzchni interpolującej w sposób ciągły (np. metoda odwrotnych odległości) lub nieciągły (np. metoda wieloboków równego zadeszczenia), przy założonym schemacie zmienności przestrzennej.

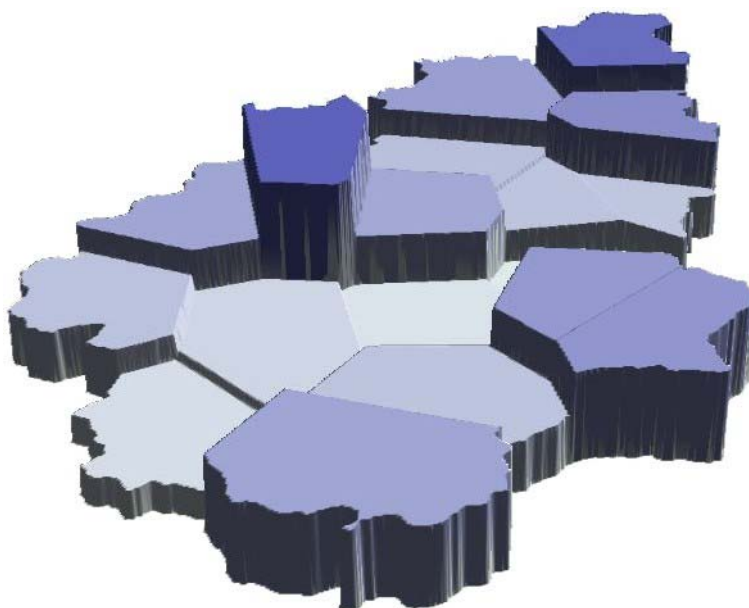
Algorytmy geostatystyczne zakładają, że punktowe pomiary są wynikiem dwuwymiarowego procesu losowego (Magnuszewski, 1999). Proces taki ma składową deterministyczną i przestrzennie skorelowaną składową losową. Tę ostatnią można wyznaczyć np. przy pomocy semiwariogramu.

Dokładne informacje o przestrzennej strukturze opadów wykorzystywane są zwykle jako dane wejściowe do modeli symulacyjnych lub prognostycznych transformacji opadu w odpływ, ale mogą również służyć na przykład do określenia optymalnej lokalizacji oraz liczby posterunków pomiarowych (Al-Zahrani, Husain, 1998).

III.2. Deterministyczne metody przestrzennej interpolacji opadów

III.2.1. Metoda wieloboków równego zadeszczenia (MW) *(ang. Thiessen, Voronoid, Dirichlet method)*

Udokumentowane analizy przestrzennej zmienności pola opadu prowadzone są od początków XX wieku. Jednym z prekursorów był Thiessen (1911), który opracował metodykę określania wysokości opadu średniego na zadanym obszarze. Choć metoda została stworzona do określania wysokości opadu średniego, bardzo często jest wykorzystywana do interpolacji opadu (Creutin i Obled, 1982; Tabios i Salas, 1985; Dirks i in., 1998). Wysokość opadu w dowolnym punkcie równa jest wysokości opadu na najbliższym posterunku opadowym (rys. III.1). Stosując tę metodę rozkładu, otrzymane pole opadu ma charakter nieciągły, tworząc charakterystyczne wieloboki.



Rysunek III.1. Przykład zastosowania metody wieloboków równego zadeszczenia.
Źródło: opracowanie własne

Metoda ta znana jest pod różnymi nazwami:

- wieloboków Thiessena,
- wieloboków Voronoid,
- podziałem Dirichleta,
- wieloboków równego zadeszczenia.

Jest to konstrukcja czysto geometryczna silnie zdeterminowana lokalizacją posterunków pomiarowych. Wysokość opadu jest wyznaczana tylko na podstawie jednego, najbliższego posterunku. Metoda, ze względu na przyjęte uproszczenia, nie jest zalecana do stosowania w obszarach górskich (Shaw, 1990).

III.2.2. Metoda odwrotnych odległości (MOO) (ang. *inverse distance method, inverse distance weighted - IDW*)

W roku 1972 Amerykańska Służba Meteorologiczna (US National Weather Service) opracowała metodę estymacji wysokości opadu wykorzystującą dane z większej liczby posterunków. Każdemu z posterunków na którym prowadzone są obserwacje, przypisywana jest waga. Waga ta jest odwrotnie proporcjonalna do odległości pomiędzy posterunkiem a analizowanym punktem. Metoda bywa też nazywana metodą wagową (Magnuszewski, 1999).

Ogólne równanie metody odwrotnych odległości ma postać (Meijerink, 1994):

$$P_x = \sum_{i=1}^n w_i P_i \quad (\text{III.2})$$

gdzie:

P_x – wysokość opadu interpolowana w punkcie x [0.1 mm]

w_i – waga przypisana posterunkowi i [-]

P_i – wysokość opadu obserwowana na posterunku i [0.1 mm]

Waga punktu w metodzie odwrotnych odległości jest odwrotnie proporcjonalna do odległości:

$$w_i = \frac{1}{d_i^k} \quad (\text{III.3})$$

gdzie:

d_i – odległość pomiędzy punktem P_x a posterunkiem P_i [m]

k – wykładnik potęgi [-]

Wykładnik potęgi przyjmowany jest zwykle jako 1, 2 lub 3. Najczęściej przez autorów stosowany jest wykładnik 2 (*ang. inverse square distance method*).



Rysunek III.2. Przykład zastosowania metody odwrotnych odległości dla wykładników potęgi $k = 1, 2, 3$.

Źródło: opracowanie własne

Warto zauważyć, że metoda ta może tylko interpolować, nigdy zaś ekstrapolować wartości, powodując uśrednienie powierzchni. Nigdy bowiem wartości interpolowane nie będą większe od największej wartości spośród zmierzonych, ani nie będą mniejsze od wartości najmniejszej. Różne mogą być kryteria wyboru posterunków pomiarowych wykorzystywanych do obliczeń. Dla dużych obszarów z gęstą siecią pomiarową ogranicza się liczbę posterunków poprzez zdefiniowanie maksymalnego zasięgu oddziaływania lub maksymalnej liczby posterunków. Posterunki oddalone dalej niż przyjęta wartość graniczna, lub przekraczające arbitralnie przyjętą liczbę, nie są uwzględniane przy określaniu wysokości opadu w danym punkcie. Przykładowo, Węglarczyk (1996) wybiera po jednym najbliższym punkcie w każdej ćwiartce podziału przestrzeni

dwuwymiarowej. Taki wybór wydaje się być odpowiedni do określania opadu średniego w zlewni, jednak przy analizach przestrzennych może powodować generowanie nieciągłości w modelowanym polu opadu.

Przy wyborze posterunków mogą być stosowane różnorodne parametry (Burrough, 1986):

- promień poszukiwań,
- kierunek poszukiwań (4 kierunki, 8 kierunków, wszystkie kierunki),
- wykładnik potęgi (1, 2, 3),
- liczba uwzględnianych posterunków.

III.2.3. Metoda izohiet

(ang. isohyetal method)

Izohietami nazywamy linie łączące punkty o jednakowej wysokości opadów atmosferycznych. Metoda izohiet była pierwszą, która w sposób pośredni uwzględniała wpływ topografii terenu na kształtowanie się pola opadu. Należy ona do kategorii metod graficznych. Izohiety wyznacza się na planie warstwicy zlewni poprzez interpolację między wysokościami opadów zmierzonymi na poszczególnych posterunkach pomiarowych (Byczkowski, 1996). Opad w punktach niekontrolowanych wyznaczany jest poprzez interpolację liniową wartości pomiędzy izohietami.

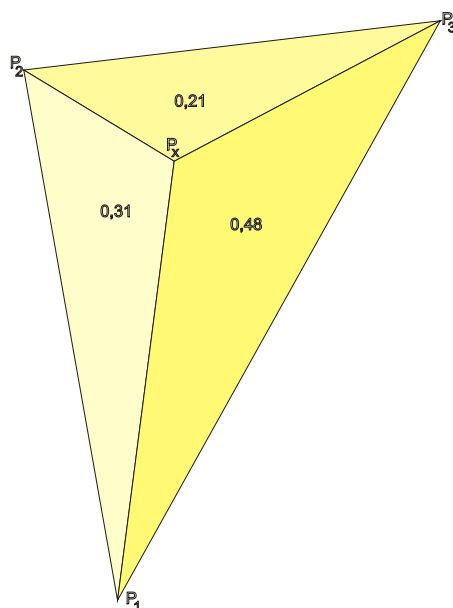
Wadą tej metody jest konieczność dysponowania gęstą siecią pomiarową, bez której niemożliwe jest określenie wiarygodnych izohiet. W metodzie tej ekstrapolacja poza obszar wyznaczony przez sieć pomiarową dokonywana jest zwykle w sposób arbitralny.

Ponieważ jest to metoda graficzna wyznaczania opadu średniego w zlewni, nie istnieje formuła umożliwiająca obliczenie wysokości opadu w dowolnym punkcie. W przeciwieństwie do metody wieloboków równego zadeszczenia nie jest to metoda obiektywna (jednoznaczna) i jej wyniki są zależne od doświadczenia osoby ją stosującej - dlatego też zalicza się ją do grupy metod subiektywnych (Shaw, 1990).

III.2.4. Metoda triangulacji

Metod triangulacji opiera się na algorytmie opisu powierzchni znanym jako siatka nieregularnych trójkątów (*ang. TIN – triangular irregular network*). Najczęściej metoda TIN jest wykorzystywana do odwzorowania topografii terenu. W odniesieniu do opadów stosuje się jej uproszczoną, która sprowadza się do tego, że punkty pomiarowe są wierzchołkami tworzonych trójkątów. Geodezyjne algorytmy stosowane do konstruowania TIN-ów dla potrzeb numerycznych modeli terenu są dosyć rozbudowane, uwzględniają bowiem bardzo dużą liczbę punktów i linii oraz muszą stworzyć optymalną pod względem przetwarzania topologię wierzchołków.

Podobnie jak metoda odwrotnych odległości, metoda triangulacji jest metodą wagową. Waga przypisywana jest na podstawie powierzchni utworzonych po podziale trójkąta utworzonego przez trzy posterunki pomiarowe (Magnuszewski, 1999), w sposób pokazany na rysunku III.3.



Rysunek III.3. Schemat ideowy metody triangulacji.

Źródło: opracowanie własne na podstawie Magnuszewskiego (1999)

Wagi są proporcjonalne do powierzchni trójkąta przylegającego do przeciwnego boku. Opad w punkcie P_x będzie zatem równy:

$$P_x = P_1 * 0.21 + P_2 * 0.48 + P_3 * 0.31 \quad (\text{III.4})$$

gdzie:

P_x – wysokość opadu w punkcie x [0.1 mm]

$P_1 .. P_3$ – wysokości opadu na poszczególnych posterunkach [0.1 mm]

Metoda ta może być stosowana wyłącznie do interpolacji w granicach obszarów wyznaczonych przez punkty pomiarowe. Nie jest możliwa ekstrapolacja poza obszar wyznaczony przez posterunki. Ze względu na swą specyfikę, metoda ta jest przydatna do odwzorowania procesów o charakterze nieciągłym, np. gwałtownych uskoków terenu. Nie udało się jednak odnaleźć ani jednej pozycji literaturowej opisującej praktyczne wykorzystanie tej metody do przestrzennej interpolacji opadów.

III.2.5. Metoda funkcji wyrównującej

Metoda funkcji wyrównującej polega na poszukiwaniu takiego równania matematycznego funkcji opisującej przestrzenną zmienność zjawiska, aby uzyskany błąd aproksymacji był jak najmniejszy. Najpopularniejszą z tej grupy metod jest interpolacja wielomianowa (rys. III.4).



Rysunek III.4. Przykład zastosowania metody interpolacji wielomianowej – wielomiany pierwszego, drugiego i trzeciego rzędu.
Źródło: opracowanie własne

Podstawową wadą tej metody jest fakt, że przy stosowaniu wielomianów wyższych rzędów, dane w węzłach pomiarowych szacowane są w sposób dokładny, natomiast pomiędzy węzłami funkcja ma tendencje do generowania amplitud nie występujących w rzeczywistości. Metoda ta nie nadaje się do wykorzystania przy większej liczbie punktów pomiarowych.

Oprócz wielomianów stosowane mogą być również inne rodzaje funkcji, takie jak np. krzywe Beziera, B-spliny (Magnuszewski, 1999), szeregi Fouriera (Shaw, 1990). Metody te są jednak dosyć rzadko stosowane w praktyce do modelowania opadów.

III.3. Metody geostatystyczne - kriging (*ang. geostatistical methods - kriging*)

Geostatystyka, bazując na teorii zmiennych regionalnych, poprzez określenie korelacji przestrzennej pomiędzy punktami kontrolowanymi, umożliwia estymację wartości w punktach niekontrolowanych. Podstawową zaletą metod geostatystycznych jest możliwość określenia błędów estymacji (Krivoruchko, 2001b). Interpolacja w odniesieniu do metod stochastycznych bywa niekiedy nazywana predykcją przestrzenną (Magnuszewski, 1999).

III.3.1. Historia

Matematyczne podstawy geostatystyki stworzyli na początku XX wieku tacy naukowcy jak Kołmogorow, Weiner, Matern oraz Gandin (Deutsch, 2001). Geostatystyka jako samodzielna gałąź nauki zaczęła funkcjonować w latach 60-tych dzięki osiągnięciom trzech osób:

- Krige (Kridge)* i Sichel – RPA,
- G.Matheron - Francja (Shibli, 1997).

* w źródłach stosowane są dwie pisownie nazwiska, od którego pochodzi nazwa metody - kriging

Metody geostatystyczne są wykorzystywane w coraz to nowych dziedzinach nauki. Metodyka stworzona pierwotnie dla potrzeb górnictwa odkrywkowego, znajduje zastosowanie m.in. w meteorologii. W roku 1995 została uruchomiona przez Gregoire Dubois internetowa lista dyskusyjna poświęcona geostatystyce (AI-GEOSTATS). W roku 1999 miała ona 1300 subskrybentów z ponad 100 krajów świata (Dubois).



Rysunek III.5. Przykład zastosowania metody krigingu.
Źródło: opracowanie własne

III.3.2. Podstawy geostatystyki

Praktyczne zastosowanie metody krigingu składa się z dwóch etapów. W pierwszym etapie określa się przestrzenną korelację opisywanego zjawiska. Korelacja taka opisywana jest najczęściej semiwariogramem lub kowariancją. W drugim etapie na podstawie danych pomiarowych oraz semiwariogramu wykonywana jest interpolacja. Jakość interpolacji jest silnie zdeterminowana jakością semiwariogramu.

Ogólne równanie semiwariogramu eksperymentalnego ma postać (zaadoptowane dla potrzeb modelowania opadów w oparciu o prace Journel i Huijbregts, 1978; Goovaerts, 2000):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N_h} \sum_{i=1}^{N_h} [P_x - P_i]^2 \quad (\text{III.6})$$

gdzie:

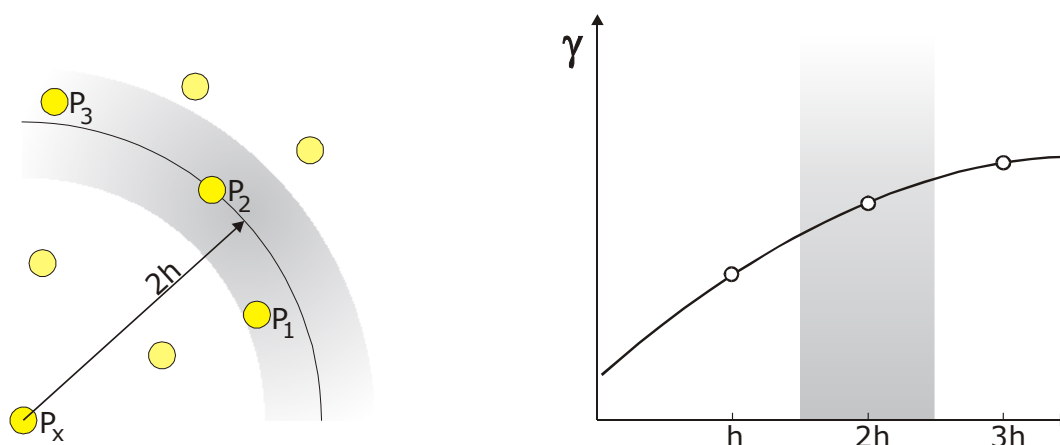
$\gamma(h)$ – semiwariancja dla dystansu h [0.01 mm²]

N_h – liczba par punktów dla dystansu h [-]

P_x – wysokość opadu obserwowana na posterunku x [0.1 mm]

P_i – wysokość opadu obserwowana na posterunku i [0.1 mm]

Odległość (*ang. distance*) w metodach geostatystycznych jest określana jako dystans (*ang. lag distance*). Ponieważ punkty pomiarowe są zwykle rozmieszczone w sposób nieregularny, niemożliwe byłoby określenie wartości semiwariogramu dla ściśle określonych dystansów – 1 km, 2 km, itd. Należy zatem zdefiniować tolerancję dystansów, którą zwykle przyjmuje się jako połowę kroku pomiędzy kolejnymi dystansami (rys. III.6). Aby obliczyć wartość semiwariogramu dla dystansu $2h$, we wzorze III.6 uwzględnia się wszystkie punkty w zakresie $2h \pm$ tolerancja. Tak wyznaczona wartość jest następnie nanoszona na semiwariogram. Punkty obliczone dla poszczególnych dystansów wyznaczają przebieg semiwariogramu eksperymentalnego.



Rysunek III.6. Zasada tworzenia semiwariogramu eksperymentalnego.

Źródło: opracowanie własne na podstawie Shibli, 1997.

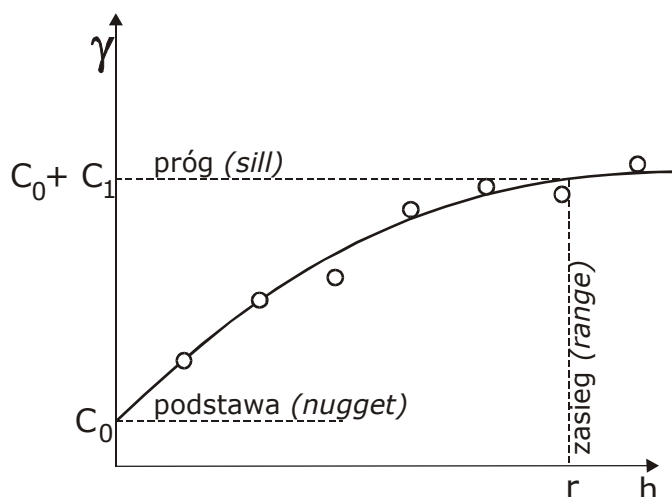
Shibli (1997) podaje następujące wytyczne związane z konstrukcją semiwariogramów eksperymentalnych:

- liczba par punktów powinna być odpowiednio duża (30-50 dla każdego dystansu),
- z analizy należy wykluczyć punkty odstające,
- największy analizowany dystans powinien być mniejszy od połowy odległości między najbardziej skrajnymi punktami analizowanego obszaru,
- w celu otrzymania odpowiedniej ilości par oraz wygładzenia semiwariogramu można zwiększyć tolerancję (krok dystansu).

Po wyznaczeniu punktów semiwariogramu eksperymentalnego, poszukiwane jest równanie matematyczne opisujące jego przebieg. Tworzony jest semiwariogram teoretyczny. Do opisu semiwariogramu teoretycznego wykorzystywane są następujące parametry (rys. III.7):

- zasięg oddziaływania (*ang. range of influence*) – dystans powyżej którego semiwariancja jest wartością (quasi)stałą,
- wartość progowa (*ang. sill*) – wartość semiwariancji odpowiadająca zasięgowi oddziaływania,
- podstawa (*ang. nugget*) – wartość semiwariancji dla dystansu zbliżonego do zera.

Przy określaniu czułości modeli geostatystycznych Bárdossy (1998) zaobserwował, że najważniejszym parametrem przy określaniu semiwariogramu był zasięg (*range*), ale nawet on powodował różnice w uzyskiwanych wynikach poniżej 5%.



Rysunek III.7. Parametry semiwariogramu teoretycznego.
 Źródło: opracowane własne na podstawie Shibli, 1997

Zwykle dla mniejszych dystansów wartości obserwowane są mocniej skorelowane niż dla dystansów odległych. Po osiągnięciu określonego dystansu nazwanego zakresem oddziaływania wartość semiwariancji zwykle stabilizuje się na poziomie proggu.

Nie zawsze jednak przy dystansie zmierzającym do zera, wartość semiwariancji również zmierza do zera. Wartość semiwariancji dla dystansu równego zero opisywana jest przez podstawę semiwariogramu (C_0 na rys. III.7). Niektóre zjawiska, takie jak np. opady, wykazują dużą zmienność w punkcie. Opady zarejestrowane na deszczomierzach zlokalizowanych obok siebie, rzadko będą miały dokładnie takie same wartości.

Przebieg semiwariogramu teoretycznego najczęściej opisywany jest równaniem sferycznym lub wykładniczym.

Semiwariogram sferyczny

$$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C_1 \left(1.5 \frac{h}{r} - 0.5 \left(\frac{h}{r} \right)^3 \right) & \text{dla } |h| \leq r \\ C_0 + C_1 & \text{dla } |h| > r \end{cases} \quad (\text{III.7})$$

Semiwariogram wykładniczy

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 & \text{dla } |h| = 0 \\ C_0 + C_1 \left(1 - \exp\left(\frac{-3|h|}{r}\right) \right) & \text{dla } |h| > 0 \end{cases} \quad (\text{III.8})$$

gdzie:

$\gamma(h)$ – semiwariancja dla dystansu h [0.01 mm²]

C_0 – podstawa [0.01 mm²]

$C_0 + C_1$ – próg [0.01 mm²]

h – dystans [m]

r – zasięg [m]

Analizowane mogą być wszystkie punkty pomiarowe lub jedynie wybrane, mieszczące się w określonym zakresie poszukiwań. Jeżeli liczba punktów przekracza 100, lub nie zakładamy istnienia stacjonarności na całym obszarze, Shibli (1997) zaleca stosowanie zakresu poszukiwań. Ogranicza ona analizę do najbliższego sąsiedztwa punktu.

W przypadku zjawisk o charakterze anizotropowym konieczne jest badanie semiwariogramów z podziałem na różne kierunki. W tym przypadku ogranicza się zakres poszukiwań punktu nie tylko ze względu na dystans, ale również kierunek. Tolerancja kierunku przyjmuje wartości z zakresu 0-90°. Przyjęcie tolerancji równej 90° równoznaczne jest z założeniem izotropowości.

Wielu autorów (Tabios i Salas, 1985; Phillips i in., 1992) wykazało, że metody geostatystyczne (zwane potocznie krigingiem) dają lepsze rezultaty przy przestrzennej interpolacji opadu niż metody deterministyczne. Znamienne jest jednak, że dla niedużych zlewni dysponujących gęstą siecią pomiarową (np. 13 posterunków na obszarze 35 km²) metoda krigingu daje porównywalne wyniki z innymi, prostszymi metodami (Dirks i in., 1998; Borga i Vizzaccaro, 1997).

Kriging zwykły (OK)

(ang. ordinary kriging)

Najpopularniejszą i zarazem najprostszą implementacją krigingu jest tzw. kriging zwykły, który zakłada, że funkcja korelacji przestrzennej jest jednorodna we wszystkich kierunkach (założenie izotropowości). W krigingu zwykłym nieznane wartości są estymowane poprzez ważoną liniową kombinację wartości w punktach znanych.

W metodzie tej wysokość opadu w dowolnym punkcie P_x obliczana jest na podstawie wartości w punktach gdzie zanotowano opad:

$$P_x = \sum_{i=1}^N P_i w_i \quad (\text{III.9})$$

gdzie:

N – liczba posterunków pomiarowych [-]

P_i – wysokość opadu obserwowana na posterunku i [0.1 mm]

w_i – waga przypisana posterunkowi i [-]

Do określenia wartości wag w_i stosuje się układ równań liniowych (Goovaerts, 2000), który zakłada m.in. normalizację wag:

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^N w_i \gamma(h_j - h_i) - \mu = \gamma(h_j - h) & j = 1, \dots, N \\ \sum_{i=1}^N w_i = 1 \end{cases} \quad (\text{III.10})$$

gdzie:

μ – parametr Lagrange’a [0.01 mm²]

w_i – waga przypisana posterunkowi i [-]

N – liczba posterunków pomiarowych [-]

γ – semiwariancja [0.01 mm²]

Po obliczeniu wag dla każdego z posterunków, na podstawie równania III.9 dla każdego z punktów obszaru interpolowana jest wysokość opadu.

Kriging uniwersalny

(ang. universal kriging)

Kriging uniwersalny zakłada istnienie trendu. Nie modeluje się danych pomiarowych lecz reszty, które pozostają po usunięciu trendu. Dzięki wydzieleniu trendu, metoda ta jest szczególnie przydatna w sytuacji ekstrapolacji poza obszar wyznaczony przez posterunki pomiarowe.

Kriging blokowy

(ang. block kriging)

Kriging blokowy umożliwia estymację wartości dla obszaru elementarnego, zamiast dla punktu. Ten sam efekt można uzyskać licząc zwykły kriging dla gęstej siatki punktów i uśredniając wartości dla obszaru elementarnego, lecz kriging blokowy realizuje to zadanie znacznie efektywniej.

Podjęmowano próby łączenia różnych metod oraz różnych technik estymacji. Grimes i in. (1998) opracowali metodę łączenia zdjęć z satelity METEOSAT z pomiarami naziemnymi opadu. Do opisu przestrzennej zmienności pola opadu autorzy zastosowali kriging blokowy. Wykazali, że połączenie informacji z posterunków pomiarowych oraz danych satelitarnych znacząco poprawia dokładność estymacji opadu.

Kokriging*(ang. cokriging)*

Kriging wielu zmiennych (kokriging) służy do interpolacji wartości w oparciu o kilka, nie zaś tylko jedną zmienną. W przypadku opadu dodatkowymi zmiennymi mogą być np. obserwacje radarowe (Creutin i in., 1988; Azimi-Zonooz i in., 1989) lub numeryczny model terenu (Hevesi i in., 1992a,b). Jest to metoda najbardziej skomplikowana spośród prezentowanych pod względem matematycznym.

Kriging z zewnętrznym przesunięciem*(ang. kriging with an external drift)*

Inną metodą wykorzystującą dodatkowe zmienne jest kriging z zewnętrznym przesunięciem. Podobnie jak w kokrigingu zmienne dodatkowe mogą być różnego rodzaju – dane radarowe (Raspa i in., 1997), dane satelitarne (Grimes i in., 1999) lub dane topograficzne (Goovaerts, 2000). Metoda ta opiera się na założeniu, że zmienna podstawowa jest obserwowana z dużą dokładnością, ale jej wartości są znane tylko w określonych lokalizacjach, zaś pozostałe zmienne są obserwowane z mniejszą dokładnością, ale znany jest ich przestrzenny rozkład na całym obszarze. W przypadku modelowania opadów zmienną podstawową będą naziemne pomiary opadu na posterunkach meteorologicznych, zaś zmiennymi dodatkowymi mogą być dane radarowe, satelitarne lub numeryczny model terenu.

III.4. Czasowa i przestrzenna rozdzielczość danych wykorzystywanych do analiz.

W tabeli III.1 zestawiono wybrane rozdzielczości czasowe i przestrzenne wykorzystane w przestrzennym modelowaniu opadów przez różnych autorów.

Tabela III.1. Zestawienie danych wykorzystywanych przez różnych autorów do modelowania pola opadu atmosferycznego.

Źródło: opracowanie własne

Autor	Lokalizacja	Powierzchnia [km ²]	Liczba posterunków	Rozdzielczość czasowa Min ÷ max	Rozdzielczość przestrzenna [km]
Loof R., Hjorth P., Raut O.B., 1994	Nepal	43 000	36	m-c ÷ rok	25
Martínez-Cob A., 1996	Hiszpania	47 000	182	rok	5
Grimes i in. 1998, 1999	Niger	12 000	94	10 dni	1
Goovaerts, 2000	Portugalia	5 000	36	m-c ÷ rok	1
Price i in. 2000	Kanada	bd	50	m-c	1
Thorne i in. 2001	Afryka południowa	bd	813	10 dni	200
tej pracy	Polska	20 ÷ 1 390	7 ÷ 18	10 min. ÷ m-c	0,025
tej pracy	Cypr	105	6	doba ÷ rok	0,05

Z danych zawartych w powyższej tabeli wynika, że analizy prowadzone dla rozdzielczości czasowych poniżej dobowych sum opadów należą do rzadkości. Przy przestrzennej interpolacji wysokości opadu wykorzystywane są najczęściej wybrane statystyki opisujące dane pomiarowe (np. sumy miesięczne i roczne), nie zaś same dane pomiarowe. Zmienność przestrzenna zdeterminowana jest zwykle dostępnym materiałem kartograficznym. Wielkość elementarnego obszaru rzadko jest mniejsza niż 1x1 km.

Dla potrzeb ochrony przeciwpowodziowej analizowana rozdzielczość czasowa powinna być jak najkrótsza. Zwykle jednak wykorzystywane są przez autorów okresy dosyć długie – od doby do roku. Jest to prawdopodobnie spowodowane faktem, że dla dłuższych okresów dyskretyzacji (doba-rok) zależności korelacyjne są mocniejsze, niż dla okresów krótkich (minuty-godziny).

Analizy prowadzone były przez autorów w różnorodnych strefach klimatycznych: Niger - klimat zwrotnikowy, RPA – klimat kontynentalny suchy, morski, Portugalia – klimat morski (Cukierska, 1997). Nie prowadzono jednak analiz porównawczych wykorzystania metod dla różnych stref klimatycznych.

III.5. Wybrane wnioski z prac innych autorów

Zdaniem wielu autorów nieuwzględnienie przestrzennej zmienności opadów jest źródłem generowania błędów w modelach opad-odpływ (Chaubey i in., 1999). Zdecydowana mniejszość uważa, że przestrzenna zmienność opadów jest elementem zaniedbywalnym przy modelach tego typu.

Zarówno obrazy radarowe jak i satelitarne wymagają kalibracji, do której najczęściej wykorzystywane są dane z posterunków naziemnych. Obrazy teledetekcyjne znakomicie nadają się jednak do predykcji przemieszczania się frontów opadowych, związanych z cyrkulacją atmosferyczną. Conway i Jones (1998) wykazali w swojej pracy, że charakterystyki opadu dobowego, takie jak rozkład prawdopodobieństwa oraz jego wysokość, są silnie skorelowane z typem cyrkulacji atmosferycznej. Wykorzystywanie danych radarowych do przestrzennego modelowania pola opadu z różnych względów nie zawsze jest możliwe. Ograniczenia podawane przez autorów (Grimes i in. 1999) związane są najczęściej z:

- brakiem ekonomicznego uzasadnienia ich instalacji,
- brakiem infrastruktury technicznej,
- niekorzystną topografią terenu.

Szczególnie w przypadku obszarów górskich ten ostatni powód może decydować o ograniczonej możliwości zastosowania danych radarowych na szeroką skalę.

Najciekawsze jednak badania porównawcze przeprowadził Dubois (1998). Zorganizował on w 1997 roku Spatial Interpolation Comparison (SIC97). Zadaniem każdego z uczestników eksperymentu była estymacja opadów w 367 miejscach na podstawie danych ze 100 posterunków na terenie Szwajcarii. Wykorzystano dobowe sumy opadów z 8 maja 1986 roku. Dodatkowo udostępniono numeryczny model terenu (DEM) o rozdzielczości 1 km, jednak jedynie 2 autorów wykorzystało go w obliczeniach. Do końcowego porównania

wybrano 8 prac wykorzystujących metody geostatystyczne, 3 prace wykorzystujące sieci neuronowe, 2 prace wykorzystujące funkcje sklejjane, oraz takie metody jak odwrotnych odległości, maksymalnej entropii, bazujące na logice rozmytej. Najlepsze rezultaty uzyskano stosując logikę rozmytą, sieci neuronowe, funkcje sklejjane i metody geostatystyczne.

III.6. Podsumowanie

Idealny model opisujący czasoprzestrzenną strukturę pola opadu dla potrzeb ochrony przeciwpowodziowej można sobie wyobrazić jako system przetwarzający równolegle w czasie rzeczywistym:

- precyzyjne dane punktowe o wysokości opadu pochodzące z automatycznych systemów pomiarowych (duża rozdzielczość czasowa, dane punktowe),
- obrazy z radarów meteorologicznych (średnia rozdzielczość czasowa, średnia rozdzielczość przestrzenna),
- obrazy satelitarne (mała rozdzielczość czasowa, mała rozdzielczość przestrzenna pokrywająca praktycznie obszar dowolnej wielkości).

Model powinien mieć charakter otwarty, zapewniając podłączenie (zamianę) dowolnego modułu. Jednym ze środków do osiągnięcia tego celu może być wykorzystanie systemów informacji geograficznej (GIS) jako bazy do przetwarzania dowolnej warstwy numerycznej.

Ze wszystkich opisanych metod, jedynie niektóre umożliwiają zarówno interpolację jak i ekstrapolację modelowanego pola opadu oraz mają charakter obiektywny. Do metod tych należy zaliczyć: metodę wieloboków równego zadeszczenia, metodę odwrotnych odległości, metodę funkcji wyrównującej. Z tego też powodu dwie pierwsze metody wybrano do przeprowadzenia szczegółowych analiz. Metody te porównano ze zwykłym krigingiem oraz gradientową metodą odwrotnych odległości.

IV. Propozycja nowej metodyki przestrzennego rozkładu opadów

W dotychczas stosowanych metodach wyznaczania pola opadu atmosferycznego wykorzystuje się najczęściej informacje pochodzące z posterunków opadowych. Metody bardziej zaawansowane, wykorzystujące dodatkowe informacje są trudne do zalgorytmizowania i z tego względu możliwości ich praktycznego zastosowania są znacznie ograniczone. Dzięki rozwojowi systemów informacji geograficznej oraz metod geostatystycznych możliwe stało się wykorzystywanie w modelowaniu szerszego spektrum danych.

Stosowane metody są ściśle określane jako deterministyczne lub stochastyczne. Zarówno jedne jak i drugie mają swoje wady i zalety. Ideałem byłoby połączenie zalet jednych i drugich w jednym modelu hybrydowym.

IV.1. Założenia

Podstawowe założenia tworzonego modelu były wynikiem sformułowania wniosków po kilkuletnich doświadczeniach stosowania tradycyjnych, deterministycznych metod czasoprzestrzennych rozkładów opadu.

Założenia tworzonego modelu rozkładu opadów:

- Model powinien wykorzystywać informacje powszechnie dostępne. Podstawowym źródłem informacji powinny być punktowe pomiary pochodzące z systemów monitoringu hydrometeorologicznego. Są to systemy najbardziej popularne w Polsce i jednocześnie stosunkowo tanie w eksploatacji. Drugim źródłem informacji mogą być mapy topograficzne. Powinny być one przygotowane w postaci cyfrowej, lecz nawet przy jej braku, zamiana postaci analogowej na cyfrową jest w chwili obecnej procedurą nie nastrojącą większych problemów.
- Model powinien być dostosowany do specyfiki obszarów górskich. Opady w obszarach górskich i podgórszych odgrywają decydującą rolę przy formowaniu się wezbrań powodziowych. Z tego też względu ich poprawne oszacowanie jest kluczowym elementem efektywnej ochrony przeciwpowodziowej.
- Model powinien być dostosowany do specyfiki lokalnej. Wpływ orografii na formowanie się opadów w obszarach górskich został już dobrze opisany i udokumentowany. Wykorzystanie pełnej informacji o topografii terenu umożliwi osiągnięcie tego celu.
- Model powinien w sposób naturalny integrować się z systemami GIS. Zapewni to standaryzację oraz umożliwi łatwą wymianę danych z innymi modułami systemów hydrometeorologicznych. Dzięki wykorzystaniu standardu GIS uzyska się dostęp do całej palety narzędzi umożliwiających m.in. prowadzenia analiz przestrzennych, przetwarzanie i wizualizację.

- Model powinien umożliwiać modelowanie opadów w skali lokalnej bez znaczących ograniczeń odnośnie dyskretyzacji czasowej.
- Model powinien, w miarę możliwości, wykorzystywać elementy deterministyczne i stochastyczne.
- Model powinien być łatwy do wdrożenia dzięki minimalizacji liczby estymowanych parametrów.

IV.2. Gradientowa Metoda Odwrotnych Odległości (GMOO)

Prezentowana metoda została opracowana specjalnie pod kątem systemów GIS. Z tego względu na wstępie zostaną przybliżone pojęcia wykorzystywane w dalszej części pracy. W odniesieniu do danych rastrowych stosuje się dwa pojęcia (Magnuszewski, 1999), które wymagają rozróżnienia.

Pierwsze z nich — raster (*łac. rastrum* – grabie, motyka) — to uporządkowana struktura złożona z kwadratowych pól elementarnych. Termin raster w niniejszym opracowaniu używany jest wyłącznie w odniesieniu do formatu zapisu danych. Termin ten nie budzi większych zastrzeżeń terminologicznych.

Drugie pojęcie odnosi się do pola elementarnego, stanowiącego podstawę zapisu rastrowego. Spotykane w literaturze polskojęzycznej terminy to:

- piksel (lub rzadziej grel) (*ang. pixel: pixture element*) - element graficzny
- komórka (lub rzadziej cela) (*ang. cell*)
- raster (*ang. raster*)

Choć termin „piksel” odnosił się w swoim pierwotnym znaczeniu do określania podstawowych elementów obrazu w urządzeniach wyjściowych (np. monitorach), wydaje się on najwłaściwszy do opisu danych rastrowych. Pozostałe terminy pomimo swej poprawności, nie gwarantują jednoznaczności pojęciowej. Dlatego w dalszej części dysertacji, termin „piksel” określać będzie elementarne pole obrazu rastrowego.

W trakcie prac prowadzonych w Instytucie Inżynierii i Gospodarki Wodnej Politechniki Krakowskiej nad integralnym modelem transformacji opadu w odpływ, konieczne okazało się opracowanie metody przestrzennego rozkładu opadu dla potrzeb modelu fizycznego o parametrach dyskretnie rozłożonych. W efekcie prac prowadzonych nad modelem WISTOO (Wizualizacja Integralnego Systemu Transformacji Opadu w Odpływ) (Gądek i in., 1998; Ozga-Zielińska i in., 2002) została opracowana i zweryfikowana gradientowa metoda odwrotnych odległości (GMOO). Metoda GMOO została po raz pierwszy opisana i z powodzeniem zastosowana do zlewni górskich przez jej autorów (Łabuda, Szczepanek 1997; Gądek, Szczepanek 1997; Gądek, Szczepanek, Banach, 1997).

Na podstawie prac innych autorów zostało stwierdzone, że wysokość opadów związana jest z wysokością terenu nad poziomem morza. Liczbowo zależność ta opisywana jest poprzez gradient hipsometryczny opadów - wielkość charakteryzującą dany obszar. Krzywą gradientową można wyznaczyć teoretycznie, korzystając z odpowiednich wzorów lub opierając się na pomiarach.

Metoda hipsometryczna zalecana jest do obliczania opadu średniego w zlewniach górskich, ponieważ uwzględnia różnice opadowe spowodowane wzniesieniem terenu nad poziomem morza.

Ponieważ wysokość opadu jest w obszarach górskich silnie skorelowana z wysokością bezwzględną terenu, przyjęto, że rozkład pola opadu będzie zbliżony do rozkładu wysokości terenu. Wykorzystano do tego celu krzywą gradientową opadu, tworząc jej przestrzenną interpretację. Umożliwiło to stworzenie przestrzennego rozkładu opadu atmosferycznego na podstawie danych historycznych.

Druga składowa modelu związana jest z konkretną realizacją opadową. Zakładając, że opad jest zjawiskiem ciągłym w przestrzeni oraz bazując na wcześniejszych eksperymentach zdecydowano o wykorzystaniu metody odwrotnych odległości (MOO). Opracowana metoda jest jednak na tyle uniwersalna, że jako drugą składową można zastosować praktycznie dowolną inną deterministyczną metodę przestrzennego rozkładu opadów. W łatwy sposób można więc stworzyć np. gradientową metodę wieloboków.

Metoda odwrotnych odległości (MOO) określa zatem w sposób deterministyczny przestrzenną zmienność pola opadu, a krzywa gradientowa koryguje pole opadu o elementy statystyczne. Zastosowanie metody GMOO jest uzasadnione, jeżeli korelacja pomiędzy wysokością opadu a wysokością terenu jest istotna statystycznie.

Procedura obliczeniowa metody GMOO przebiega w następujący sposób:

1. Dla zadanego kroku dyskretyzacji czasowej (rok, miesiąc, doba, ...) estymowany jest (np. metodą najmniejszych kwadratów) współczynnik kierunkowy równania regresji a zależności wysokości opadu od wysokości terenu.

$$P = a * H + b \quad (IV.1)$$

,gdzie

P – wysokość opadu [0.1 mm]

H – wysokość bezwzględna terenu [m n.p.m.]

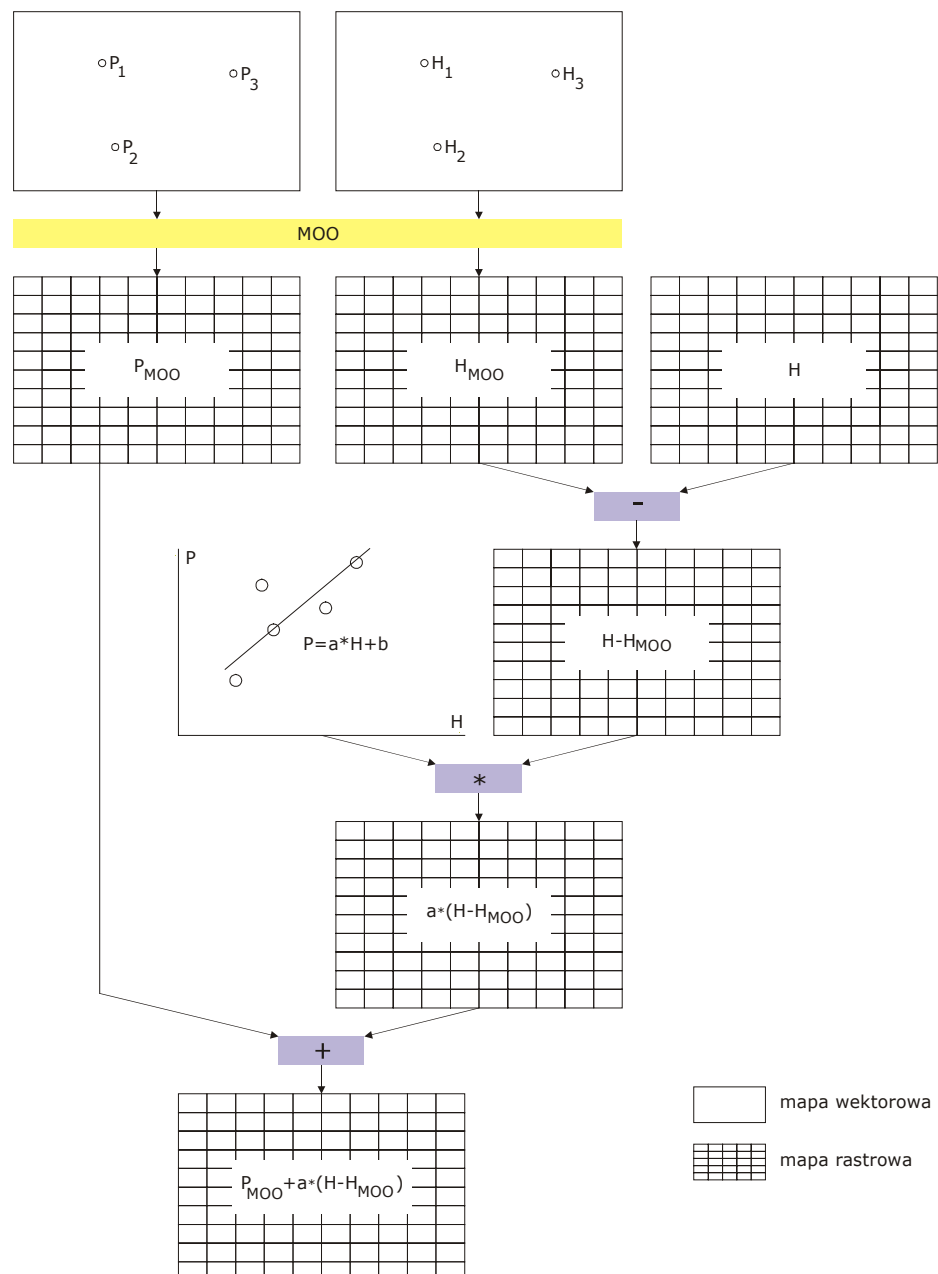
a – współczynnik kierunkowy równania regresji [0.1 mm/m]

b – współczynnik [0.1 mm]

Współczynnik b obliczony z równania regresji nie jest bezpośrednio wykorzystywany w dalszych procedurach obliczeniowych. Zastępowany on jest wysokością opadu obliczoną z wykorzystaniem MOO.

2. Metodą odwrotnych odległości (MOO) estymowana jest wysokość opadu w każdym analizowanym punkcie obszaru - P_{MOO} .
3. Metodą odwrotnych odległości (MOO) estymowana jest wysokość terenu w każdym analizowanym punkcie obszaru - H_{MOO} . Do estymacji wykorzystywane są jedynie informacje o wysokościach terenu w punktach, gdzie rejestrowane są opady.

Zakłada się bowiem zastosowanie tej samej procedury (MOO) do przestrzennego modelowania wysokości opadu i wysokości terenu. Znając rzeczywistą wysokość terenu w każdym punkcie oraz wysokość terenu obliczoną metodą MOO można określić różnicę estymacji w każdym punkcie ($H-H_{MOO}$) i następnie wykorzystując współczynnik przeliczeniowy a oszacować różnicę estymacji opadu ($a * (H-H_{MOO})$).



Rysunek IV.1. Schemat ideowy gradientowej metody odwrótnych odległości. MOO – metoda odwrótnych odległości, P – wysokość opadu, H – wysokość terenu.

Źródło: opracowanie własne

4. Ostatecznie wartość opadu w dowolnym punkcie analizowanego obszaru oblicza się ze wzoru:

$$P = P_{MOO} + a * (H_{MOO} - H) \quad (IV.2)$$

,gdzie

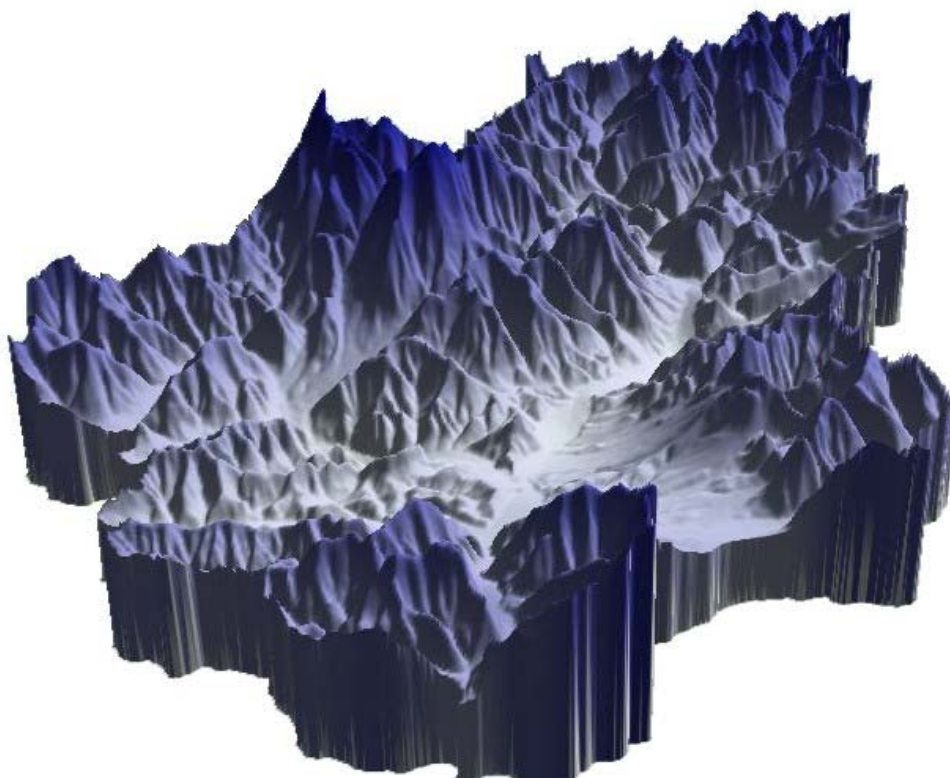
P – obliczona wysokość opadu [0.1 mm]

P_{MOO} – wysokość opadu obliczona metodą odwrotnych odległości [0.1 mm]

a – współczynnik kierunkowy krzywej gradientowej [0.1 mm/m]

H – wysokość bezwzględna terenu [m n.p.m.]

H_{MOO} – wysokość bezwzględna terenu obliczona metodą odwrotnych odległości [m.n.p.m.]



Rysunek IV.2. Przykład zastosowania gradientowej metody odwrotnych odległości.

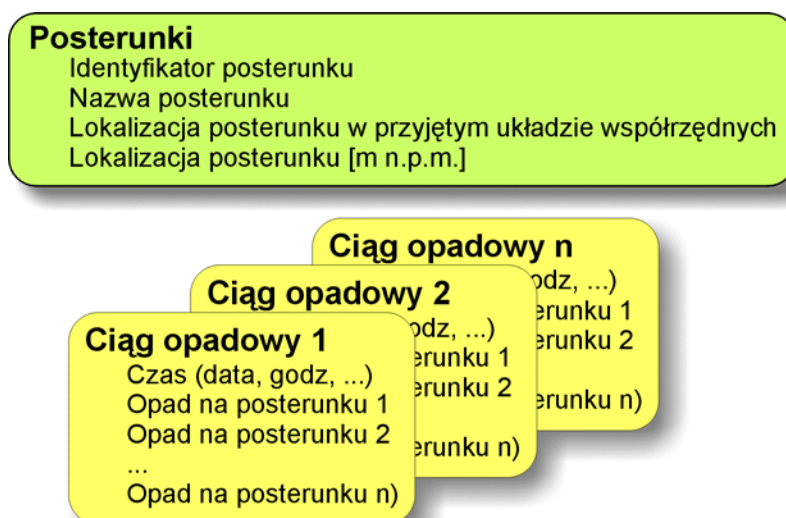
Źródło: opracowanie własne

V. Metodyka prowadzonych badań

Prezentowana metodyka opisuje najważniejsze etapy związane przestrzenną interpolacją opadów atmosferycznych. Ze względu na silne powiązanie metod wybranych do analiz z systemami informatycznymi, na wstępie zaprezentowano zagadnienia praktyczne związane z przygotowaniem bazy danych oraz wstępnym opracowaniem niezbędnych materiałów kartograficznych w postaci numerycznej. Kolejne etapy metodyki zgodne są z ogólnie przyjętymi standardami i obejmują w kolejności takie zagadnienia jak weryfikację danych pomiarowych, estymację parametrów modeli oraz weryfikację wyników.

V.1. Budowa relacyjnej bazy danych

Dla potrzeb przetwarzania danych stworzono relacyjną bazę danych zgodną ze standardem Access 97. Schemat bazy przedstawiono na rysunku V.1. Poprzez swoją otwartość umożliwia on dostosowywanie zawartości dla potrzeb dowolnego obszaru. Można modyfikować (dodawać, usuwać, edytować) dane dotyczące posterunków pomiarowych zapisanych w tabeli *Posterunki*. Można również tworzyć i edytować dowolną liczbę tabel z ciągami opadowymi.



Rysunek V.1. Struktura bazy danych meteorologicznych
Źródło: opracowanie własne

Do przetwarzania danych zapisanych w bazie stworzono oprogramowanie użytkownika. Automatycznie dostosowuje się ono do zmodyfikowanej bazy danych. Użytkownik może w sposób praktycznie dowolny dopasowywać format zapisu do własnych potrzeb. Wyniki modelowania są zapisywane w wynikowych bazach danych o strukturze identycznej jak struktura bazy z pomiarami. Wyniki obliczeń dla każdego z modeli zapisywane są w oddzielnych bazach.

W celu minimalizacji rozmiarów baz oraz mając na względzie przyjęty ogólnie standard prowadzenia pomiarów, zdecydowano się na zapis wysokości

opadów w postaci liczb całkowitych. Ponieważ najczęściej spotykaną dokładnością prowadzenia pomiarów opadu jest 0.1 mm, w celu zamiany na liczby całkowite, wszystkie wartości zostały pomnożone przez 10. W efekcie, w bazie zapisane zostały wysokości opadu w jednostce [0.1 mm]. Ten prosty zabieg powoduje niemal dwukrotne zmniejszenie rozmiarów baz, co w przypadku dużych zbiorów danych ma niebagatelne znaczenie. W dalszej części dysertacji wszelkie analizy prowadzone są i prezentowane w przetworzonych jednostkach. Metoda ta jest stosowana z powodzeniem przez wielu autorów zajmujących się modelowaniem opadów.

Analizy mapowe, zarówno w odniesieniu do map rastrowych jak i wektorowych prowadzone były przy wykorzystaniu systemu informacji geograficznej IDRISI. Częściowo wykorzystywano standardowe procedury programu, częściowo zaś opracowano własne procedury przetwarzania map cyfrowych.

W ramach prac wstępnych ujednolicono stosowane układy współrzędnych w ramach poszczególnych obszarów tak, aby numeryczne modele terenu oraz informacje o lokalizacjach posterunków pomiarowych były zapisane w tym samym układzie współrzędnych. W odniesieniu do map z obszaru Polski jako obowiązujący przyjęto układ 1992, zaś w przypadku danych z Cypru zdecydowano się na układ UTM-36N.

Numeryczne modele terenu zostały zapisane w postaci rastrowej, zaś lokalizacje posterunków w postaci zbiorów wektorowych. Ponieważ lokalizacje posterunków dla Cypru podane były zwykle z dokładnością do minut geograficznych (czyli około 1,8 km), zaś numeryczny model terenu posiadał rozdzielczość 50 m, konieczne było bardziej precyzyjne określenie lokalizacji posterunków. W tym celu poddano analizie porównawczej tradycyjne mapy topograficzne z zaznaczonymi lokalizacjami posterunków oraz numeryczny model terenu.

Z uwagi na fakt, iż wszelkie prace przygotowawcze, w tym opracowanie struktur baz danych oraz prace kartograficzne, prowadzone były zgodnie z ogólnie przyjętymi standardami (Nowak, 1999), w dysertacji nie zamieszczono ich szczegółowego opisu a jedynie przedstawiono wyniki końcowe.

V.2. Weryfikacja danych

Celem weryfikacji danych było wykluczenie z dalszych obliczeń danych, które mogłyby zaburzyć analizy i doprowadzić w efekcie do błędnych wniosków. Do analiz wybrano jedynie fazę ciekłą opadów. Związane to było z założeniem, że efekt finalny prac powinien posłużyć dla potrzeb ochrony przed powodzią. Przestrzenne rozkłady opadów w fazie stałej nie mają bowiem w analizowanych obszarach bezpośredniego wpływu na formowanie się wzebrań powodziowych.

Pierwszym etapem weryfikacji jest weryfikacja wstępna. Polega ona na wykluczeniu z danych pomiarowych ciągów zgromadzonych podczas awarii lub niestabilnej pracy systemów pomiarowych. Analiza ta ze względu na trudność zalgorytmizowania prowadzona jest zwykle ręcznie i cechuje się dużym poziomem subiektywizmu. Nie zdecydowano się na zastosowanie żadnej

z procedur uzupełniania brakujących ciągów danych, gdyż celem dysertacji nie była analiza ciągów lecz pojedynczych zdarzeń opadowych.

Drugim etapem weryfikacji danych była ocena wielkości błędów jakimi obarczone są dane. Konfrontacja potencjalnych błędów z wynikami poszczególnych modeli umożliwiła bardziej wnikliwą ich analizę.

W trzecim etapie weryfikacji danych prowadzona jest statystyczna analiza jednorodności ciągów pomiarowych. Jednorodność określa się jako niezmiennosc zbioru czynników warunkujących wystąpienie danego zjawiska. Zgodnie z podziałem zaproponowanym przez Ozgę-Zielińską i Brzezińskiego (1994) jednorodność można podzielić na genetyczną oraz statystyczną. W odniesieniu do opadów atmosferycznych, do czynników warunkujących jednorodność genetyczną można zaliczyć przede wszystkim sytuacje synoptyczne powodujące powstawanie różnych genetycznie opadów. Niejednorodność ta nazywana jest aprioryczną lub naturalną. Niejednorodność statystyczna określana jest przy pomocy metod statystycznych.

Do oceny jednorodności statystycznej danych pomiarowych zastosowano test sumy rang Wilcoxon (Ozga-Zieliński, 1987). Stawia się hipotezę zerową, że wszystkie analizowane próby pochodzą z jednej zbiorowości generalnej. Elementy wszystkich prób łączone są w jeden, rosnący ciąg. Każdemu elementowi nadawana jest ranga - kolejny numer. W przypadku jednakowych wartości elementów próby ranga im nadawana jest taka sama i równa jest średniej arytmetycznej z rang, które otrzymałyby, gdyby wartości tych elementów były różne (Ozga-Zielińska, Brzeziński, 1994). Dla każdej próby i obliczana jest jej suma rang T_i , a następnie statystyka χ^2 określona jako:

$$\chi^2 = \frac{12}{n(n+1)} \sum_{i=1}^K \frac{T_i^2}{n_i} - 3(n+1) \quad (\text{V.1})$$

gdzie:

n – liczba obserwacji [-]

n_i – liczebność i -tej próby [-]

K – liczba porównywanych prób ($s=K-1$) [-]

T_i – suma rang [-]

Jeżeli obliczona wartość statystyki jest mniejsza od wartości krytycznej $\chi^2 < \chi_a^2$, nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy zerowej i należy przyjąć, że wszystkie próby są jednorodne. Wartości krytyczne charakterystyki $\chi^2(a,s)$ rozkładu χ^2 -Pearsona dla s stopni swobody oraz poziomu istotności a zawarto w załączniku 1.

Analizie statystycznej jednorodności zostały poddane wszystkie ciągi pomiarowe.

Jako miarę pomocniczą, w przypadku długich ciągów pomiarowych (zlewnia rzeki Peristerony) do analizy jednorodności zastosowano średnią

ruchomą, wykorzystywaną do analizy zmienności czasowej. Miara ta posłużyła do wstępnego wyboru ciągów danych.

$$P_t = \frac{1}{N_t} \sum_{i=1}^{N_t} P_{t-i} \quad (V.2)$$

gdzie:

P_t – wysokość opadu obliczona dla chwili t [0.1 mm]

P_{t-i} – wysokość opadu obserwowana w chwili $t-i$ [0.1 mm]

N_t – liczba okresów poprzedzających [-]

V.3. Estymacja parametrów modeli

Przed przystąpieniem do zasadniczego procesu estymacji parametrów modeli, ciągi danych podzielono na dwie części, a mianowicie dane dla potrzeb:

- estymacji parametrów modeli,
- weryfikacji wyników modeli.

Do przeprowadzenia analiz numerycznych w ramach poszczególnych metod wykorzystano dane zestawione w tabeli V.1.

Tabela V.1. Dane niezbędne do wykorzystania wybranych metod przestrzennego rozkładu opadu.

Źródło: opracowanie własne

Metoda	Punktowe pomiary wysokości opadu na poszczególnych posterunkach	Lokalizacje posterunków w układzie 2-wymiarowym (x, y)	Wysokości posterunków nad poziomem morza (H)	Numeryczny model terenu - DEM
MW	X	X		
MOO	X	X		
GMOO	X	X	X	X
OK	X	X		

Procesowi estymacji parametrów nie zostały poddane deterministyczne metody nieparametryczne – MW oraz MOO.

Do analiz wykorzystano tylko te zdarzenia opadowe, dla których na ponad połowie dostępnych posterunków zmierzona wysokość opadu przewyższała 0,1 mm. Procedura ta była niezależna od przyjętej rozdzielczości czasowej.

I tak, w skrajnych przypadkach określono, że:

- dla zlewni rzeki Peristerony dla średnich opadów rocznych, przy analizowanych 6 posterunkach wartościami granicznymi był opad 0.1 mm/rok oraz dane na przynajmniej 4 posterunkach,
- dla zlewni potoku Wielka Puszcza dla opadów 10-minutowych, przy analizowanych 6 posterunkach wartościami granicznymi był opad 0.1 mm/10minut oraz dane na przynajmniej 4 posterunkach.

V.3.1. Gradientowa metoda odwrotnych odległości

Estymacji w metodzie GMOO podlegał współczynnik kierunkowy a równania regresji. Równanie regresji wyznaczone jest metodą najmniejszych kwadratów. Jako miarę skorelowania wysokości opadu z wysokością terenu wykorzystano kwadrat współczynnika korelacji Pearsona:

$$R^2 = \left(\frac{n(\sum PH) - (\sum P)(\sum H)}{\sqrt{[n\sum P^2 - (\sum P)^2][n\sum H^2 - (\sum H)^2]}} \right)^2 \quad (V.3)$$

gdzie:

R^2 – kwadrat współczynnika korelacji Pearsona [-]

n – liczba obserwacji [-]

P – wysokość opadu [0.1 mm]

H – wysokość bezwzględna terenu [m n.p.m.]

Przy wyznaczaniu nachylenia krzywej gradientowej ważne jest, aby dane do estymacji miały tę samą rozdzielczość czasową co dane wykorzystywane do modelowania.

Przy gradientowej metodzie odwrotnych odległości, w części związanej z wykorzystaniem metody odwrotnych odległości, wykorzystano wykładnik potęgi równy 2. W pracy Romana (1999) można znaleźć informację, że różnice w estymacji opadu dla przypadków wykładnika potęgi w zakresie od 1 do 3 nie są większe niż 1%. W pracy Węglarczyka (1996) można znaleźć podobne wnioski. Autor analizuje wykładniki 1 oraz 2 i skłania się ku stosowaniu wykładnika równego 2, który daje nieco lepsze wyniki.

Z literatury dotyczącej zlewni potoku Wielka Puszca oraz dotychczasowych badań (Gądek i Szczepanek, 1997; Lubieńska, 1997; Roman, 1999) wiadomo, że lokalizacja posterunków pomiarowych umożliwia analizowanie zjawiska inwersji opadowej. Do określenia punktu inwersji opadowej wykorzystano dane z miesiąca, który posiadał kompletne informacje z dwóch posterunków położonych powyżej hipotetycznego punktu inwersji określonego wstępnie na 550 m n.p.m.

Dla każdej z chwil czasowych estymowana jest wartość współczynnika kierunkowego. Następnie liczona jest wartość średnia oraz odchylenie standardowe. Wartość średnia wykorzystywana jest do określenia współczynnika kierunkowego a , odchylenie standardowe do określenia przedziału zmienności.

Procedura zmierzająca do określenia współczynnika kierunkowego równania regresji dla okresów miesięcznych przeprowadzana jest w następujący sposób:

- Obliczana jest suma opadów z kolejnych lat na każdym z posterunków uwzględniając tylko okres wybranego miesiąca.

- Metodą najmniejszych kwadratów określane jest równanie regresji liniowej oraz współczynnik korelacji R^2 dla każdego roku osobno.
- Średnia arytmetyczna współczynników kierunkowych równań regresji liniowej przyjmowana jest jako wartość bazowa dla danego miesiąca.

Procedura estymacji współczynnika a dla opadów dobowych przebiega analogicznie jak dla opadów miesięcznych. Uznano, że zmienność opadów w ramach jednego miesiąca będzie zbyt trudna do opisanego w sposób analityczny, a możliwość zastosowania praktycznego raczej niewielka.

Dla poszczególnych dni, godzin i okresów 10-minutowych nie jest obliczana wartość współczynnika a , lecz przyjmuje się, że będzie ona wartością średnią dla danego miesiąca. Ze względu na fakt, że ciągi danych były niepełne, w celu określenia dobowego, godzinowego, 10-minutowego współczynnika a dla każdego z miesięcy, podzielono wartość współczynnika a obliczoną dla sum opadów w danym miesiącu przez liczbę dni, godzin, lub odpowiednio okresów 10-minutowych z opadem.

V.3.2. Kriging

Pierwszym etapem estymacji parametrów modeli geostatystycznych jest opis przestrzennej zmienności opadu. Na podstawie danych pomiarowych wyznaczany jest semiwariogram eksperymentalny. Na podstawie wzoru III.6 wyznaczane są wartości semiwariogramu dla poszczególnych dystansów. Badana jest izotropowość opisywanego zjawiska i jeżeli zostanie stwierdzona znacząca anizotropowość, konieczne jest zastosowanie semiwariogramów kierunkowych.

Po wyznaczeniu semiwariogramu eksperymentalnego, jego przebieg jest aproksymowany semiwariogramami teoretycznymi. Jakość dopasowania poszczególnych modeli teoretycznych oceniano na bazie metodyki zaproponowanej przez Goovaerts (2000). Dla potrzeb niniejszej pracy, metodyka ta została nieznacznie zmodyfikowana. Zakłada się minimalizację ważonej sumy kwadratów WSS (*ang. weighted sum of squares*) wyrażonej jako:

$$WSS = \sum_{k=1}^{K_h} \omega(h_k) [\hat{\gamma}(h_k) - \gamma(h_k)]^2 \quad (V.4)$$

gdzie:

K_h – liczba dystansów [-]

$\hat{\gamma}(h_k)$ - semiwariogram eksperymentalny [0.01 mm²]

$\gamma(h_k)$ - semiwariogram teoretyczny [0.01 mm²]

$\omega(h_k)$ - waga dla dystansu h_k [m⁻¹]

h_k – dystans k -ty [m]

Wagi są określane jako

$$\omega(h_k) = \frac{N_h(h_k)}{h_k^2} \quad (V.5)$$

gdzie:

N_h – liczba par punktów dla dystansu h [-]

Większa waga przypisywana jest dystansom określonym na podstawie większej liczby punktów eksperymentalnych.

Ponieważ proces poszukiwania parametrów równania semiwariogramu teoretycznego jest długotrwały i trudny do zautomatyzowania, zwykle jest on wspomagany przez wykorzystanie specjalistycznych narzędzi geostatystycznych. Spośród rozwiązań dostępnych na rynku, zdecydowano się wykorzystać program Idrisi32 R2 wraz z modułem analiz geostatystycznych Gstat. Narzędzie to zostało wykorzystane również do interpolacji przestrzennego rozkładu opadów metodą zwykłego krigingu.

V.4. Weryfikacja wyników modeli

Weryfikację wyników modeli przeprowadzono na niezależnym materiale pomiarowym.

Do szczegółowej analizy czasoprzestrzennego rozkładu pola opadu przyjęto następujące modele:

- metodę wieloboków równego zadeszczenia (MW)
- metodę odwrotnych odległości (MOO) w trzech wariantach wykładników potęgi (MOO1 dla $k=1$, MOO2 dla $k=2$, MOO3 dla $k=3$)
- gradientową metodę odwrotnych odległości (GMOO)
- zwykły kriging (OK)

Dla potrzeb weryfikacji modeli wykorzystano metodę wzajemnej weryfikacji (*ang. cross validation*) (Dubois, 1999). Proces aplikacji metody przebiega w sposób następujący:

- z obliczeń eliminowany jest posterunek numer 1,
 - prowadzone są obliczenia z wykorzystaniem danych z pozostałych posterunków dla wszystkich analizowanych modeli,
 - w wyniku obliczeń określana jest wysokość opadu na posterunku numer 1,
 - wyniki obliczeń na posterunku numer 1 są porównywane z wynikami pomiarów i określone są odpowiednie statystyki,
- procedura powtarzana jest dla kolejnych posterunków numer 2, 3, ... n .

Dla potrzeb weryfikacji uzyskanych wyników wykorzystane zostały następujące statystyki:

1. Błąd oszacowania

$$dP = P_{obl} - P_{obs} \quad (V.6)$$

gdzie:

dP – błąd oszacowania [0.1 mm]

P_{obl} – obliczona wysokość opadu [0.1 mm]

P_{obs} – obserwowana wysokość opadu [0.1 mm]

2. Maksymalny błąd bezwzględny ($MxAE$ – *ang. maximum absolute error*)
(Węglarczyk, 1998), zwany też normą Czebyszewa (Czermiński, 1992)

$$MxAE = \max|dP| \quad (V.7)$$

gdzie:

$MxAE$ – maksymalny błąd bezwzględny [0.1 mm]

dP – błąd oszacowania [0.1 mm]

3. Średni błąd kwadratowy (MSE – *ang. mean squared error*) (Węglarczyk, 1998)

$$MSE = \overline{(dP)^2} \quad (V.8)$$

gdzie:

MSE – średni błąd kwadratowy [0.01 mm²]

dP – błąd oszacowania [0.1 mm]

VI. Charakterystyka obszaru badań

W pracy wykorzystano dane z dwóch zlewni górskich zlokalizowanych w polskiej części Karpat oraz jednej zlewni górskiej zlokalizowanej w górach Tróödos na Cyprze (rys. VI.1):

1. Zlewnia rzeki Peristerony – północne zbocza gór Tróödos – Cypr.
2. Zlewnia rzeki Soły – północne zbocza Karpat - Polska.
3. Zlewnia potoku Wielka Puszcza – północne zbocza Karpat - Polska.



Rysunek VI.1. Lokalizacja obszarów badań - Polska i Cypr.

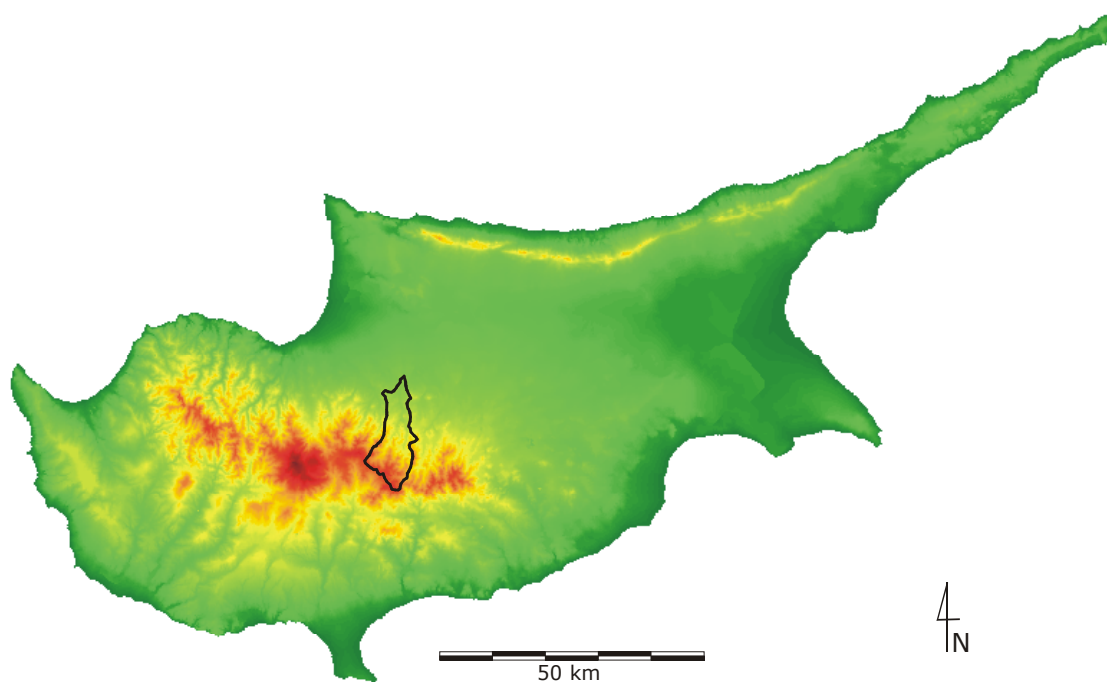
Źródło: opracowanie własne

Tabela VI.1. Wybrane charakterystyki obszarów badań.

Źródło: opracowanie własne na podstawie (Dynowska i Maciejewski, 1991)

Zlewnia	Peristerona	Soła	Wielka Puszcza
Powierzchnia zlewni [km ²]	105	1 390	20
Liczba posterunków*	6	22	7
Średni obszar pokrycia posterunku [km ²]	17,5	63,2	2,9
Wysokość terenu min. [m n.p.m.]	297	296	350
Wysokość terenu max. [m n.p.m.]	1400	1557	875
Wysokość najniższego posterunku [m n.p.m.]	225	325	300
Wysokość najwyższego posterunku [m n.p.m.]	1120	1240	750

* - niektóre posterunki znajdują się poza obszarem zlewni lub działały tylko okresowo



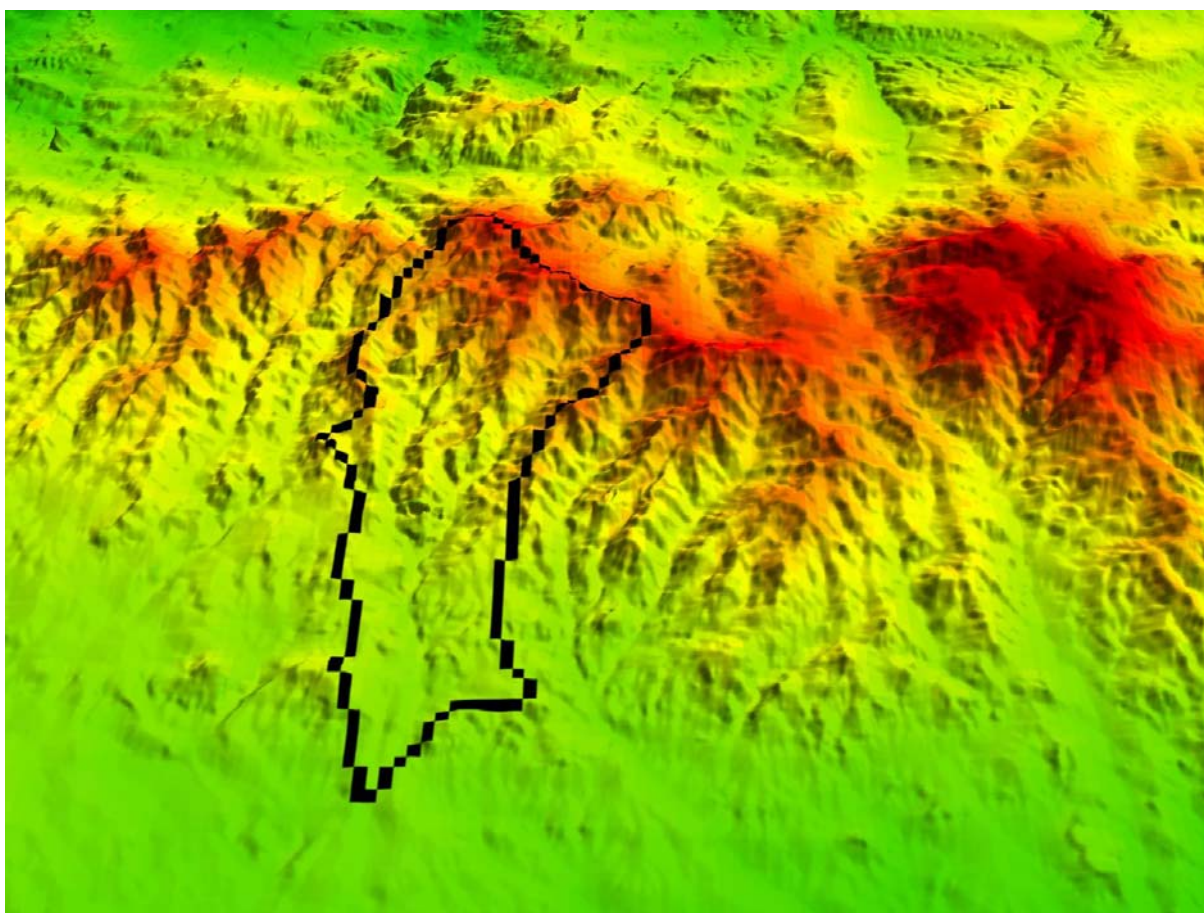
Rysunek VI.2. Lokalizacja zlewni rzeki Peristerony na Cyprze.
Źródło: opracowanie własne



Rysunek VI.3. Dorzecze Górnej Wisły z zaznaczonymi zlewniami rzeki Soły oraz potoku Wielka Puszca.
Źródło: opracowanie własne na podstawie (Dynowska i Maciejewski, 1991)

VI.1. Zlewnia rzeki Peristerony

Cypr jest wyspą usytuowaną we wschodniej części Morza Śródziemnego (rys. VI.1). Najbliższymi sąsiadami wyspy są: Turcja (75 km) na północy, Syria (105 km) na wschodzie, Egipt (380 km) na południu i Grecja (wyspa Rhodos – 380 km) na zachodzie. Cypr jest trzecią co do wielkości wyspą Morza Śródziemnego po Sycylii i Sardynii o powierzchni 9251 km², z czego 1733 km² pokrywają lasy (PIO, 2002).



Rysunek VI.4. Topografia zlewni rzeki Peristerony oraz jej najbliższego sąsiedztwa – widok z północy.
Źródło: opracowanie własne

Cypr znajduje się w strefie intensywnego klimatu śródziemnomorskiego. Gorące, suche lata od połowy maja do połowy września oraz deszczowe, zmienne zimy od połowy listopada do połowy marca przedzielone są krótkimi okresami wiosny i jesieni charakteryzującymi się gwałtownymi zmianami warunków pogodowych (PIO, 2002).

Masyw Tróodos zlokalizowany w centralno-zachodniej części wyspy sięga do wysokości 1951 m n.p.m. Masyw Kyrenia sięgający 1024 m n.p.m., zlokalizowany jest w północnej części wyspy. Obydwa masywy wpływają w znaczący sposób na warunki meteorologiczne panujące na wyspie.

W lecie wyspa jest głównie pod wpływem płytkich zatok niskiego ciśnienia ciągnących się od południowozachodniej Azji. Jest to okres wysokich temperatur z prawie bezchmurnym niebem. Opady są zaniedbywalne, lecz zdarzają się czasem lokalne burze powodujące opady o wysokości mniejszej niż 5% średniego opadu rocznego. W zimie Cypr jest w okolicach przejścia frontów niżowych przemieszczających się nad Morzem Śródziemnym z zachodu na wschód pomiędzy kontynentalnymi antycyklonami Eurazji a Północno Afrykańskim frontem niskiego ciśnienia. W okresie tym dominują wiatry zachodnie i południowo-zachodnie (PIO, 2002).

Tabela VI.2. Charakterystyki klimatyczne masywu Tróödos.
Źródło: Dubin, 2000

Miesiąc	I	III	V	VII	IX	XI
Temp. max. °C	8	12	21	29	25	15
Temp min. °C	2	4	11	18	15	8
Dni deszczowych	14	9	3	1	1	6

Średnie opady roczne w obrębie masywu Tróödos wahają się w granicach od 300 mm u podnóża, do 1100 mm w szczytowych partiach. Średni opad roczny dla całej wyspy wynosi około 500 mm, lecz analizy statystyczne wskazują w ciągu ostatnich dekad wyraźny trend malejący (PIO, 2002).

Zlewnia rzeki Peristerony zlokalizowana jest na północnych zboczach masywu Tróödos (rys. VI.2). Obszar zlewni stanowi zwartą dolinę o ekspozycji północnej.

VI.2. Zlewnia rzeki Soły

Zlewnia rzeki Soły zlokalizowana jest w polskiej części Karpat Zachodnich, w makroregionie Beskidu Zachodniego. Soła przecina Kotlinę Żywiecką i wpada w okolicach Oświęcimia do Wisły, stając się jej prawobrzeżnym dopływem (rys. VI.3).

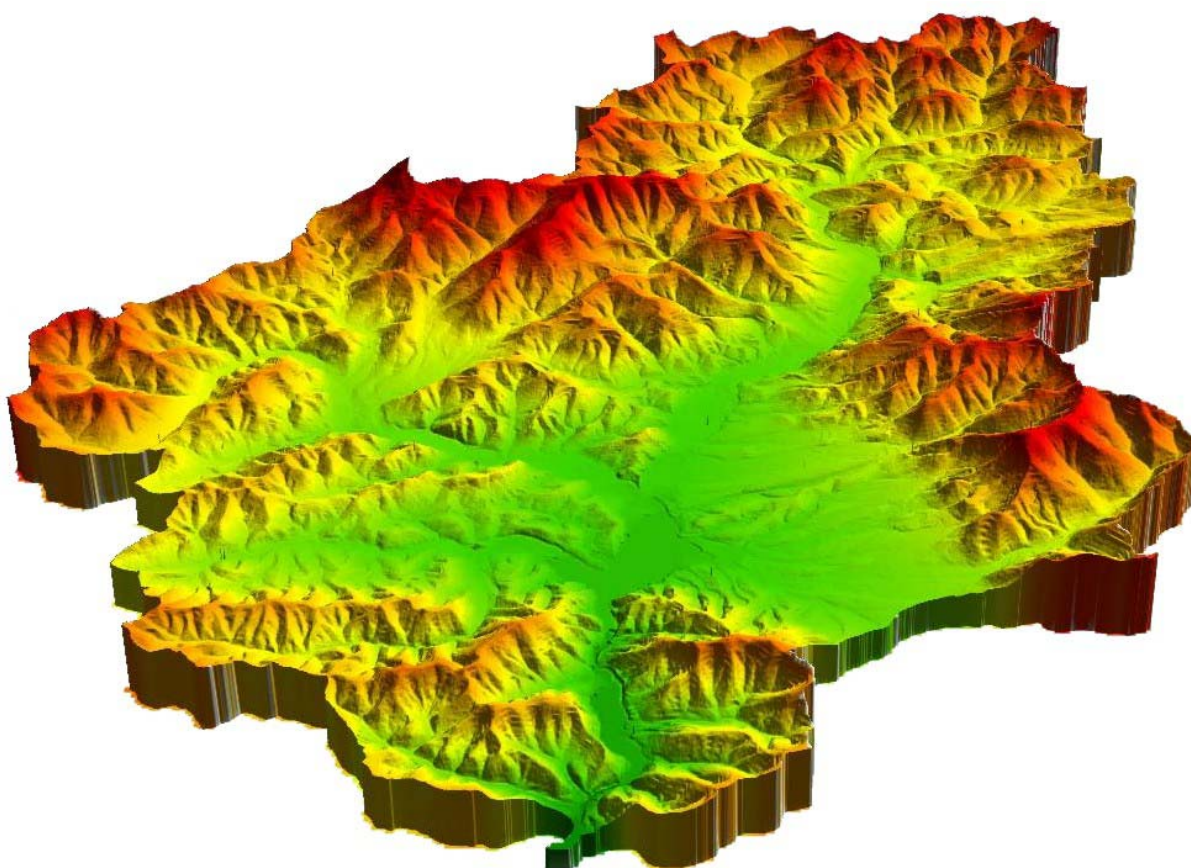
Obszar zlewni Soły zlokalizowany jest na terenie województwa śląskiego, w powiecie żywieckim. Od południa powiat graniczy z Republiką Słowacką, od północnego-wschodu z powiatami suskim i wadowickim, od północnego-zachodu z powiatem cieszyńskim i bielskim.

Zlewnia rzeki Soły zlokalizowana jest w regionie klimatów górskich i podgórskich (Romer, 1949). Hess (1965) wyróżnia dla obszaru Beskidu Śląskiego i Żywieckiego pięć pięter klimatycznych:

- umiarkowanie ciepłe – poniżej 700 m n.p.m.,
- umiarkowanie chłodne – od 700 do 1100 m n.p.m.,
- chłodne – od 1100 do 1400 m n.p.m.,
- bardzo chłodne – od 1400 do 1650 m n.p.m.,
- umiarkowanie zimne – powyżej 1650 m n.p.m.

W dnach dolin i kotlin granice te mogą przebiegać 150-250 m niżej niż na formach wypukłych.

Pogoda i klimat w tym obszarze jest w dużej mierze uwarunkowany czynnikami cyrkulacyjnymi (Ośródką, Nieźwiedź, 1993). Najdłuższy okres, od października do stycznia, ma wyraźnie zaznaczoną wzmożoną częstość napływu powietrza z zachodu związaną z przemieszczaniem się niżów atlantyckich nad kontynent europejski. W okresie od kwietnia do lipca zaczyna słabnąć wpływ powietrza morskiego znad Atlantyku i zaczyna przeważać powietrze arktyczne. Zwiększa się w tym okresie częstość występowania sytuacji wyżowych i w lipcu-sierpniu zaczynają dominować sytuacje wschodnie antycyklonalne. Lipiec jest też miesiącem występowania na badanym obszarze najwyższych sum opadów w roku (Bartosik, 1999). We wrześniu cyklonalne typy północno-zachodnie mieszają się z południowymi typami antycyklonalnymi.



Rysunek VI.5. Topografia zlewni rzeki Soły – widok z północy.
Źródło: opracowanie własne

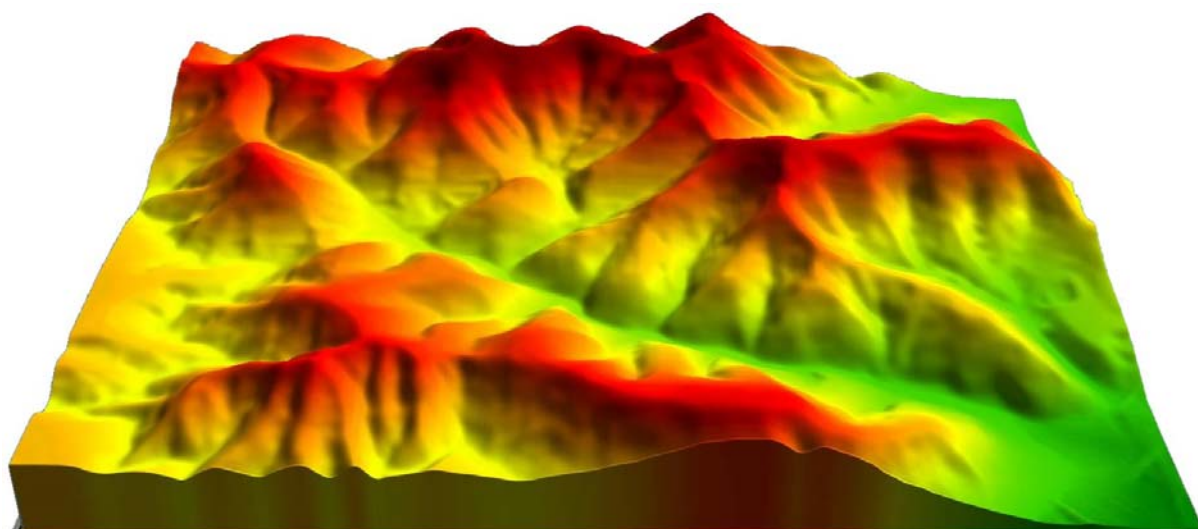
Ze względu na przeważające kierunki napływu wilgotnych mas powietrza, stoki o ekspozycji wschodniej i południowo-wschodniej zlokalizowane są w obszarze tzw. cienia opadowego i charakteryzują się mniejszymi wysokościami opadów w porównaniu z pozostałymi obszarami (Bartosik, 1999). Gradient hipsometryczny dla całego obszaru Beskidu Śląskiego wynosi według Bartosik (1999) średnio 58 mm wysokości opadu na 100 m wzniesienia terenu, a inwersja

opadowa występuje na wysokości około 500 m n.p.m. Zaobserwowano również systematyczne zmniejszanie się sum opadów rocznych w wieloleciu 1961-1990.

Obszar zlewni Soły stanowi szeroką dolinę o ekspozycji północnej (rys. VI.5). W prezentowanej pracy, analizie poddano obszar zlewni Soły do zbiornika Porąbka, czyli cały obszar zaprezentowany na rysunku VI.5.

VI.3. Zlewnia potoku Wielka Puszcza

Potok Wielka Puszcza jest prawobrzeżnym dopływem rzeki Soły (rys. VI.3). Jego ujście znajduje się w zasięgu cofki zbiornika retencyjnego w Czańcu. Zlewnia potoku Wielka Puszcza o powierzchni 19.2 km² położona jest w Beskidzie Małym. Najwyższym punktem zlewni jest góra Kocierz (879 m n.p.m.). Źródła potoku znajdują się na wysokości 775 m n.p.m., a ujście na wysokości 335 m n.p.m. Średnia wysokość zlewni wynosi 575 m n.p.m. Zlewnia jest zalesiona w 80%, pozostały obszar zajmują pola uprawne i łąki oraz zabudowania gospodarskie. Sieć rzeczna uzależniona jest od budowy geologicznej, a przede wszystkim od przepuszczalności gleb oraz intensywności opadów. Przy średnio przepuszczalnym podłożu stosunkowo duża gęstość cieków związana jest z wysokimi opadami. Potok Wielka Puszcza posiada dwa cieków źródłowe, potok Rozтока oraz górny odcinek potoku Wielka Puszcza.



Rysunek VI.6. Topografia zlewni potoku Wielka Puszcza oraz jej najbliższego sąsiedztwa – widok z północy.
Źródło: opracowanie własne

Ze względu na fakt, że potok Wielka Puszcza jest prawobrzeżnym dopływem rzeki Soły, warunki klimatyczne formowania się opadów są dla obydwu zlewni bardzo zbliżone. Podstawową różnicą jest ekspozycja obszaru zlewni. Zlewnia potoku Wielka Puszcza stanowi zwartą dolinę o ekspozycji zachodnio-północnej (rys. VI.6).

VII. Wykorzystane dane

Ponieważ analizie poddano opady w fazie ciekłej, w przypadku zlewni Soły i Wielkiej Puszczy ograniczono się jedynie do opadu atmosferycznego w półroczu letnim. W przypadku zlewni Peristerony nie było takiej potrzeby, gdyż pomimo faktu, że na Cyprze w najwyższych partiach gór Tróödos występują opady śniegu, temperatury notowane na analizowanych posterunkach jedynie sporadycznie spadają do 0°C. Najwyżej położony posterunek - Platania - zlokalizowany jest na wysokości 1120 m n.p.m. Dodatkowym argumentem nie ograniczenia się dla danych cypryjskich jedynie do okresu letniego jest fakt, że jak wykazują analizy statystyczne ciągów opadowych z wielolecia, właśnie w okresie zimowym skoncentrowane są najwyższe wysokości opadów.

Dane opadowe ze zlewni rzeki Peristerona zostały udostępnione przez Ministerstwo Rolnictwa, Zasobów Wodnych i Środowiska Republiki Cypru. Numeryczny model terenu Cypru został wykonany w ramach projektów międzynarodowych realizowanych na Królewskiej Politechnice w Sztokholmie przy współudziale autora niniejszej pracy.

Dane meteorologiczne ze zlewni rzeki Soły zostały przekazane przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Krakowie. Numeryczny model terenu tego obszaru został wykonany w Zakładzie Systemów i Prognoz Hydrologicznych (aktualnie Zakładzie Hydrologii) Politechniki Krakowskiej.

Dane meteorologiczne z obszaru zlewni potoku Wielka Puszcza zostały zgromadzone w ramach wieloletnich prac badawczych prowadzonych przez Zakład Systemów i Prognoz Hydrologicznych Politechniki Krakowskiej. Numeryczny model terenu tego obszaru został wykonany w tym samym zakładzie. Autor niniejszej pracy uczestniczył we wszystkich pracach prowadzonych na obszarze zlewni potoku Wielka Puszcza.

Pozostałe dane i materiały wykorzystane w pracy zostały pozyskane z innych źródeł. Szczegółowe informacje o nich zostały zawarte w tekście oraz spisie literatury.

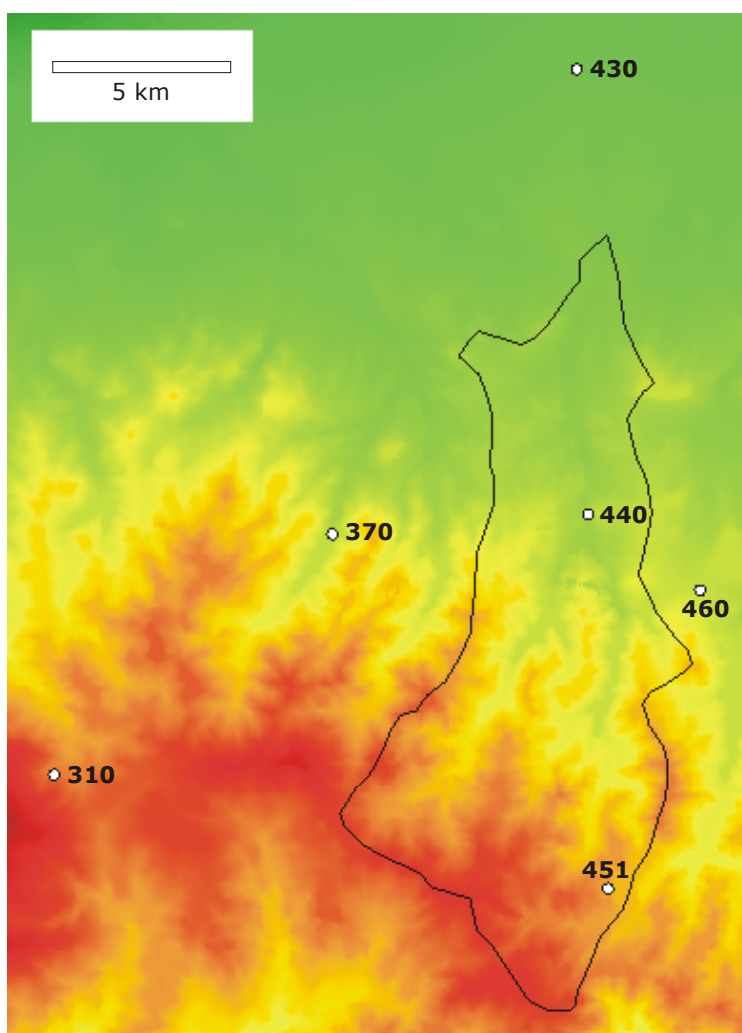
Zlewnia rzeki Peristerony

W pracy wykorzystano dobowe sumy opadów zarejestrowane na sześciu posterunkach opadowych w okresie pomiędzy 1 października 1916 a 31 grudnia 2000. Wszystkie posterunki opadowe zlokalizowane są na północnych zboczach masywu Tróödos. Rozmieszczenie posterunków przedstawiono na rysunku VII.1.

Pomiary prowadzone były w wykorzystaniem deszczomierzy Hellmana o standardowej powierzchni chwytniej 200 cm².

Tabela VII.1. Zestawienie posterunków opadowych monitorujących zlewnię rzeki Peristerony
Źródło: Ministerstwo Rolnictwa, Zasobów Wodnych i Środowiska Republiki Cypru

Numer posterunku	Kod posterunku	Nazwa posterunku	Wysokość nad poziomem morza H [m n.p.m.]
1	310	Platania	1 120
2	370	Kapoura	580
3	430	Peristerona	225
4	440	Panayia bridge	440
5	451	Palekhor	900
6	460	Ay. Epiphanos-Orinis	620



Rysunek VII.1. Rozmieszczenie posterunków opadowych monitorujących zlewnię rzeki Peristerony oraz granice zlewni.
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych Ministerstwa Rolnictwa, Zasobów Wodnych i Środowiska Republiki Cypru

Zlewnia rzeki Soły

Do obliczeń w zlewni rzeki Soły wykorzystano dobowe sumy opadów zarejestrowane na 22 posterunkach pomiarowych w trakcie wybranych sześciu epizodów opadowych.

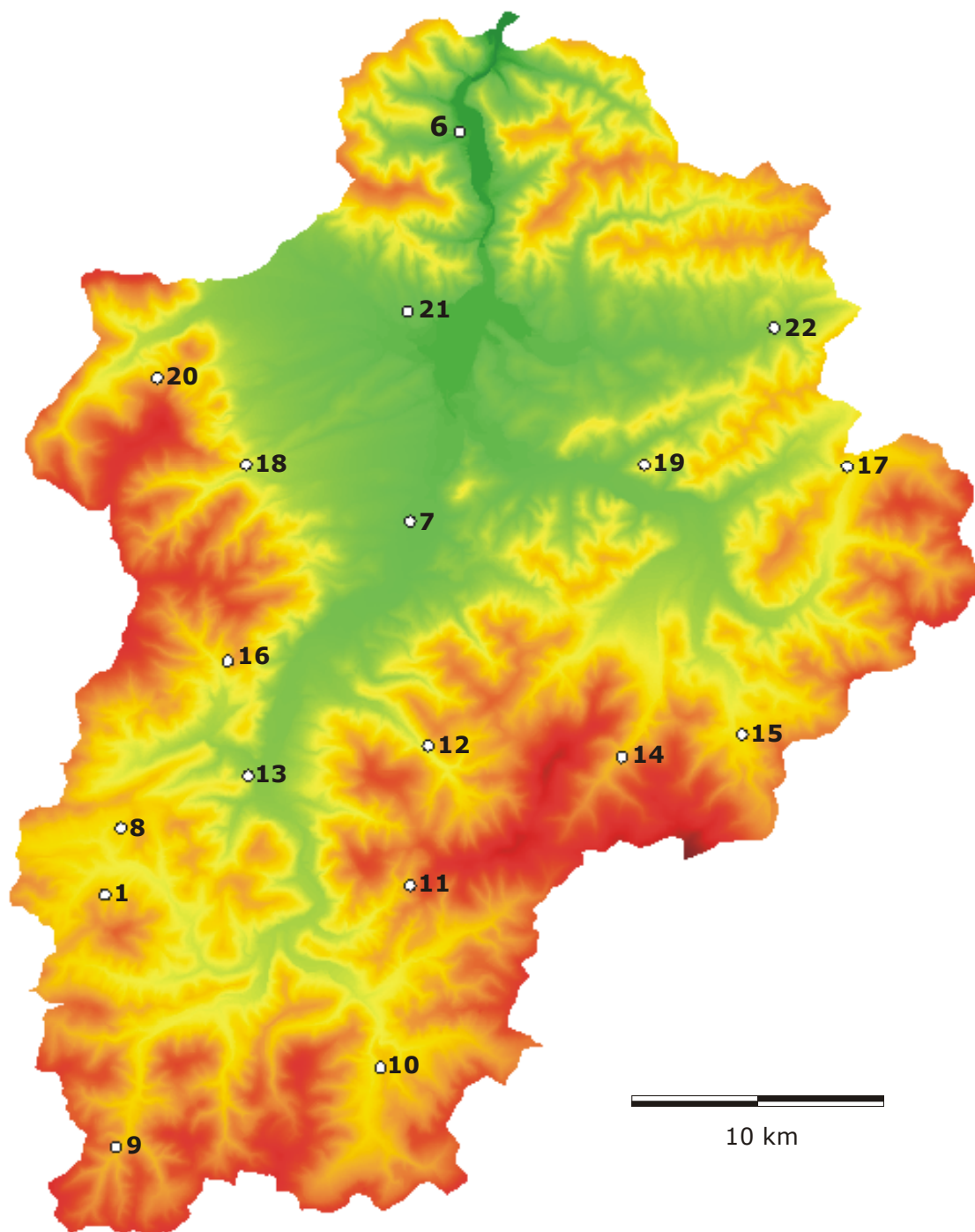
Tabela VII.2. Wykorzystane dobowe sumy opadów dla zlewni Soły
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-Kraków

Numer ciągu opadowego	Data początkowa	Data końcowa
1	2 maj 1987	23 lipiec 1987
2	17 kwiecień 1989	21 sierpień 1989
3	2 lipiec 1991	26 sierpień 1991
4	1 marzec 1993	24 maj 1993
5	1 maj 1995	8 sierpień 1995
6	13 sierpień 1996	17 październik 1996

Pomimo dużej liczby posterunków obserwacyjnych, pełny i jednorodny materiał udało się uzyskać jedynie dla części z nich. Podobne problemy napotkali inni autorzy. Ośródk i Maciejewski (1999) analizując dostępne dane z okresu 1961-1990 dla obszaru dawnego województwa bielsko-bialskiego stwierdzili, że spośród 85 dostępnych posterunków meteorologicznych i opadowych jedynie 15 posterunków meteorologicznych oraz około 50 posterunków opadowych zawiera pełny i jednorodny materiał pomiarowy.

Pomiary prowadzone były częściowo z wykorzystaniem deszczomierzy Hellmana o standardowej powierzchni chwytniej 200 cm², częściowo zaś przy pomocy automatycznego systemu pomiarowego VISTEL.

Rozmieszczenie posterunków opadowych wykorzystanych w pracy przedstawiono na rysunku VII.2. Dokładne opisy posterunków zestawiono w formie tabelarycznej (tab. VII.3).



Rysunek VII.2. Rozmieszczenie posterunków pomiarowych w zlewni rzeki Soły.
(Zaznaczono tylko posterunki, na których w badanych okresach zarejestrowano opady)
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-Kraków

Tabela VII.3. Zestawienie posterunków opadowych monitorujących zlewnię rzeki Soły.

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-Kraków

Numer posterunku	Nazwa posterunku	Wysokość nad poziomem morza H [m n.p.m.]
1	Piekło	605
6	Międybrodzie	325
7	Nowy Dwór	380
8	Laliki	681
9	Rycerka Górna	712
10	Smereków	686
11	Rajcza	507
12	Żabnica	570
13	Milówka	485
14	Sopotnia Wielka	739
15	Korbielów	686
16	Kamesznica	470
17	Koszarawa	620
18	Lipowa	530
19	Pewel Mała	585
20	Szczyrk	599
21	Łodygowice	374
22	Ślemień	451

Zlewnia potoku Wielka Puszca

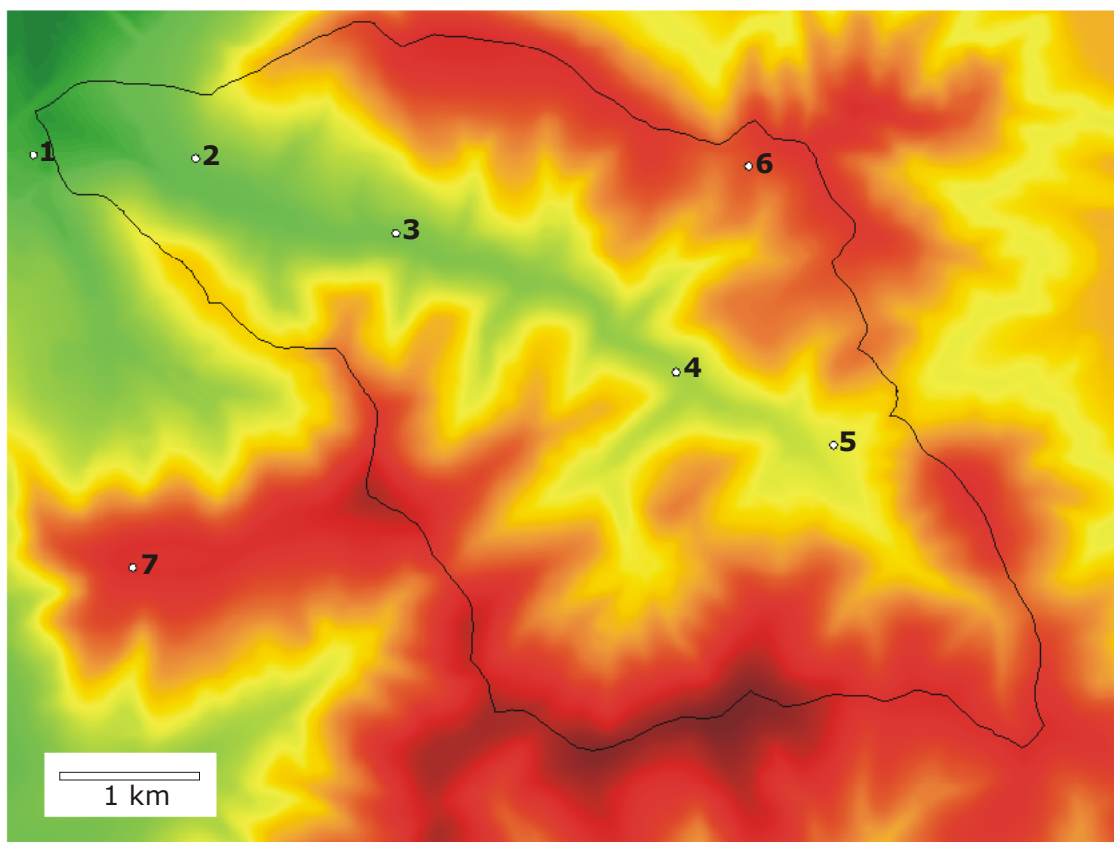
Zlewnia potoku Wielka Puszca jest zlewnią eksperymentalną Instytut Inżynierii i Gospodarki Wodnej Politechniki Krakowskiej. Na jej obszarze od wielu lat prowadzone są interdyscyplinarne badania m.in. z zakresu hydrologii i meteorologii.

Pomiary wysokości opadu prowadzone są częściowo z wykorzystaniem deszczomierzy Hellmana o standardowej powierzchni chwytniej 200 cm², częściowo zaś przez automatyczny system pomiarowy. Dane wykorzystane w pracy pochodzą z systemu automatycznego.

Tabela VII.4. Wykorzystane 10-minutowe sumy opadów dla zlewni potoku Wielka Puszca

Źródło: opracowanie własne

Numer ciągu opadowego	Data początkowa	Data końcowa
1	1 lipiec 1996	31 sierpień 1996
2	1 lipiec 1997	31 sierpień 1997
3	2 październik 1997	12 październik 1997



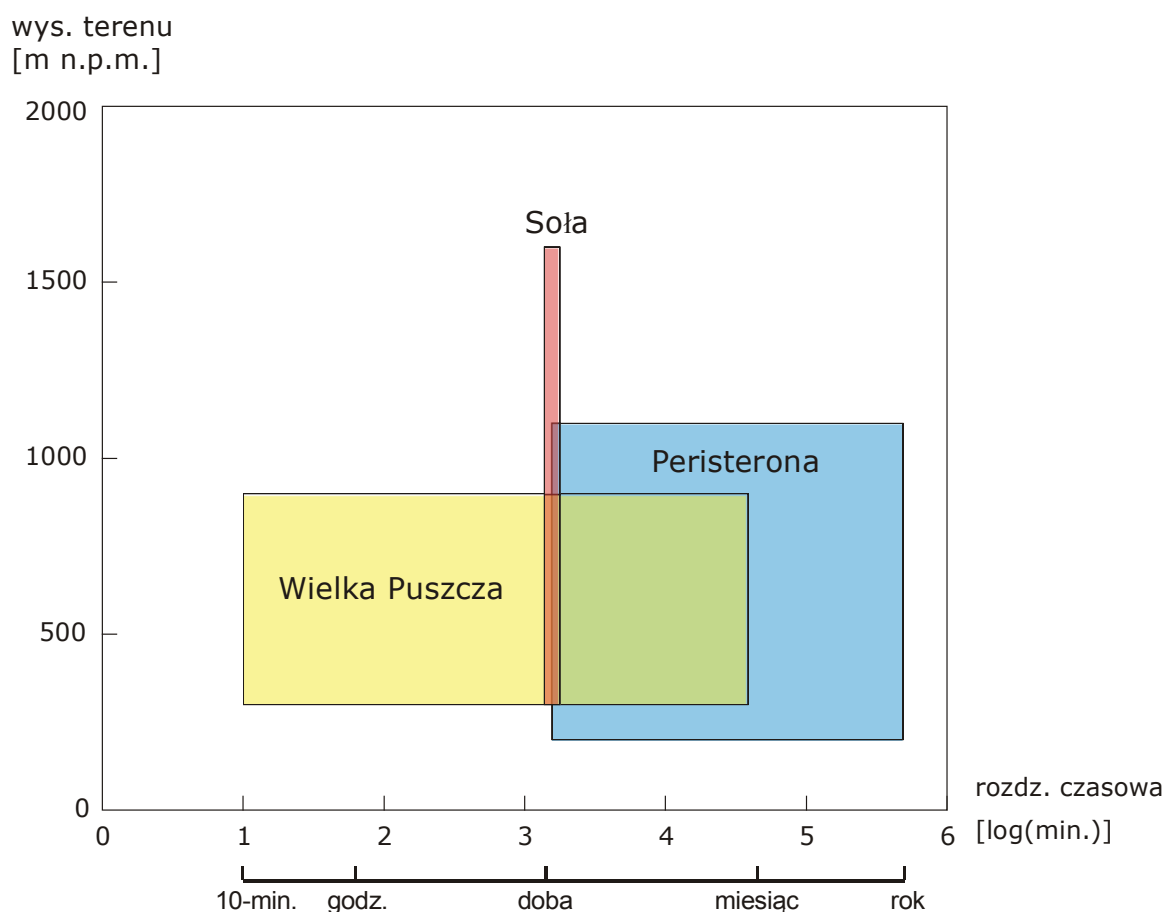
Rysunek VII.3. Rozmieszczenie posterunków pomiarowych w zlewni potoku Wielka Puszcza.
(Zaznaczono tylko posterunki, na których w badanych okresach zarejestrowano opady)
Źródło: opracowanie własne

Tabela VII.5. Zestawienie posterunków opadowych monitorujących zlewnię potoku Wielka Puszcza.
Źródło: opracowanie własne

Numer posterunku	Nazwa posterunku	Wysokość nad poziomem morza H [m n.p.m.]
1	ODGW	305
2	Mreńca	320
3	Siuda	370
4	Leśniczówka	420
5	Kula	490
6	Trzonka	665
7	Żar	760

W celu bardziej czytelnego przedstawienia danych wykorzystanych do analiz, na rysunku VII.4 zestawiono w formie graficznej zakresy wysokości terenu charakteryzujące poszczególne zlewnie oraz zakresy dyskretyzacji czasowych zastosowanych dla poszczególnych obszarów.

Dyskretyzacja czasowa była zdeterminowana dostępnym materiałem pomiarowym, lecz umożliwiła analizę działania poszczególnych modeli we wszystkich założonych wstępnie rozdzielczościach czasowych. Analiza modeli dla wszystkich zlewni możliwa była jedynie w przypadku opadów dobowych.



Rysunek VII.4. Zestawienie zbiorcze zakresu prowadzonych analiz w odniesieniu do rozdzielczości czasowych i wysokości terenu dla poszczególnych zlewni.

Źródło: opracowanie własne

VIII. Weryfikacja danych

Oceniając dokładność pomiaru opadów atmosferycznych należy dokonać podziału na dwa rodzaje pomiarów:

- tradycyjne – przy pomocy deszczomierzy o dokładności pomiaru 0.01mm,
- automatyczne – przy pomocy systemów automatyki pomiarowej o dokładności pomiaru 0.1mm.

Na podstawie badań prowadzonych przez francuskie służby meteorologiczne można stwierdzić, że błędy pomiarowe opadów cechuje duża zmienność (Lambor, 1971). Wahają się one od 2% w przypadku opadów rocznych do 10-15% w przypadku opadów dobowych. Można więc przyjąć, że przy analizach danych godzinowych oraz 10-minutowych błąd pomiaru może wynosić około 20%.

Kolejny błąd związany jest z długością ciągów pomiarowych wykorzystanych do estymacji parametrów. Szacuje się, że przy określaniu normalnego opadu rocznego błąd wynikający z przyjęcia okresu 5 letniego, zamiast długiego ciągu (np. 50 letniego) jest rzędu 15% (Lambor, 1971). W przypadku danych pochodzących z Cypru można przyjąć, że błąd tego typu jest praktycznie pomijalny ze względu na dostępność bardzo długich ciągów. Dla danych ze zlewni polskich, które nie wykraczają poza dobowe ciągi 2-3 letnie szacuje się, że błąd estymacji parametrów związany z niewystarczającą długością ciągów może sięgać 20%.

Zaprezentowane wielkości odnoszą się do wielkości charakterystycznych opadów i nie mogą być przenoszone bezpośrednio do analiz rozkładów czasoprzestrzennych. Obrazują jednak, jakiego rzędu błędów związanych z niedoskonałością urządzeń pomiarowych oraz losowością obserwowanego zjawiska można się spodziewać. Można zatem przyjąć, że maksymalny błąd sumaryczny (pomiarowy plus estymacji) wynosi odpowiednio:

- 2% dla opadów rocznych i miesięcznych z Cypru,
- 10% dla opadów dobowych z Cypru,
- 20% dla opadów miesięcznych z Polski,
- 30% dla opadów dobowych z Polski,
- 40% dla opadów godzinowych i 10-minutowych z Polski.

Informacja ta jest istotna i została uwzględniona przy analizie uzyskanych wyników. Trudno bowiem oczekiwać uzyskania dokładnego oszacowania wysokości opadu, gdy maksymalny błąd sumaryczny jest rzędu 40%. Nie należy również zapominać, że celem pracy nie jest szacowanie opadu w punktach pomiarowych, ale w obszarach niekontrolowanych.

Po wstępnej ocenie możliwych błędów, dokonano oceny wiarygodności danych i usunięto z ciągów pomiarowych dane, co do których było podejrzenie, że mogą być niewiarygodne lub są wynikiem awarii systemu pomiarowego. Ta część weryfikacji miała bardzo subiektywny charakter i bazowała głównie na dotychczasowych doświadczeniach zgromadzonych podczas pracy z systemami monitoringu oraz znajomości uwarunkowań lokalnych.

Kolejnym krokiem weryfikacji danych było zbadanie jednorodności statystycznej materiału pomiarowego.

Zlewnia rzeki Peristerony

Badaniu jednorodności poddano dane ze wszystkich sześciu posterunków dla okresu pomiarowego z lat 1917-1998. Okres pomiarowy podzielono na 3-letnie próby, następnie dla każdego z posterunków obliczono test sumy rang.

Tabela VIII.1. Test sumy rang dla wszystkich analizowanych posterunków opadowych zlewni rzeki Peristerony dla sum dobowych z okresu 1917-1998. (Przekroczenie wartości granicznej χ^2_α zostało pogrubione)

Źródło: opracowanie własne

Numer posterunku	χ^2
1	67,50
2	39,50
3	46,86
4	60,04
5	63,12
6	142,42

Stwierdzono, że dla wszystkich posterunków zostały przekroczone wartości graniczne χ^2_α . Wartość graniczna χ^2_α przy 21 stopniach swobody na poziomie istotności $\alpha = 0,05$ wynosi 32,67 (Załącznik 1). W związku z przekroczeniem wartości granicznej zdecydowano się na podział ciągów danych pomiarowych na poszczególne miesiące w celu eliminacji elementów będących źródłem niejednorodności (tab. VIII.2).

Tabela VIII.2. Test sumy rang dla wszystkich analizowanych posterunków opadowych zlewni rzeki Peristerony dla sum dobowych z okresu 1917-1998 z podziałem na miesiące.

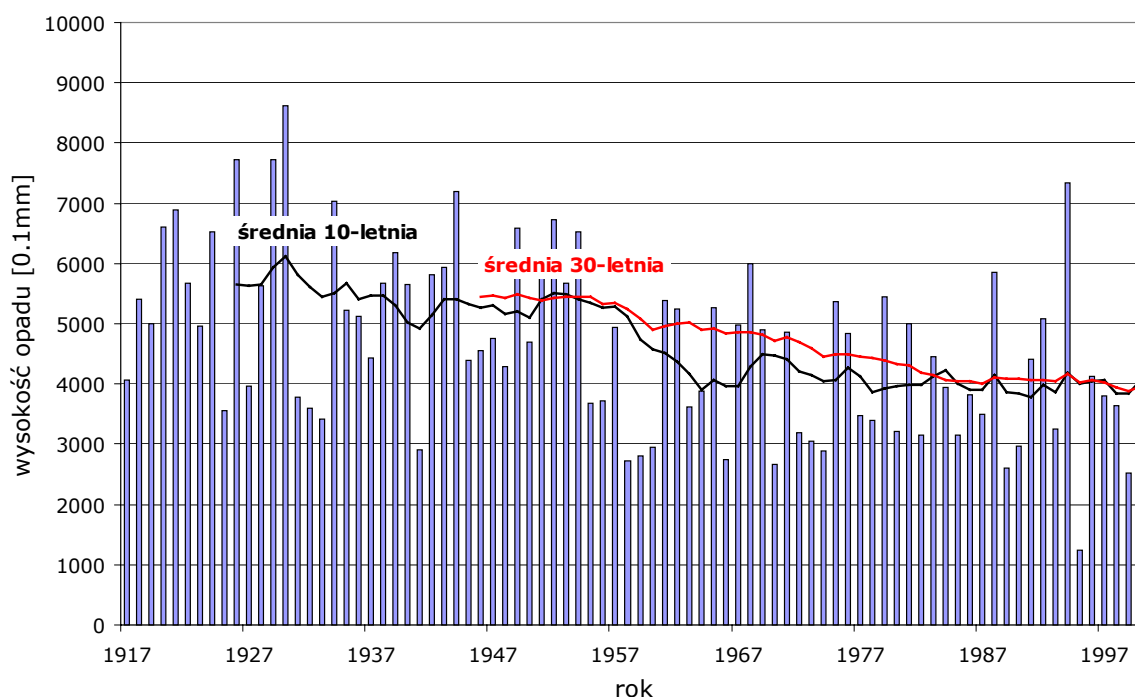
(Przekroczenie wartości granicznej χ^2_α zostało pogrubione)

Źródło: opracowanie własne

		Miesiąc											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Posterunek	1	47,92	82,25	29,44	24,62	52,70	16,04	6,68	4,69	5,25	25,99	32,60	40,69
	2	32,70	67,51	21,39	14,91	41,55	6,02	1,98	0,49	2,57	10,60	29,79	34,81
	3	21,32	45,70	41,47	10,16	7,80	0,89	7,83	0,11	0,60	13,25	25,37	21,04
	4	69,30	66,32	27,13	20,47	36,14	7,67	2,22	1,39	3,31	23,22	28,25	51,94
	5	27,42	30,38	40,04	23,40	33,22	9,66	3,78	4,45	2,92	24,36	37,87	39,63
	6	100,49	76,69	48,23	22,85	40,19	12,53	3,30	1,46	4,36	22,12	39,85	66,49

Stwierdzono, że dane opadowe są jednorodne jedynie w okresie sporadycznego występowania opadów, czyli w okresie letnim (czerwiec-październik). Wobec powyższego zdecydowano się na wykorzystanie średniej ruchomej w celu eliminacji danych będących źródłem niejednorodności. Na

rysunku VIII.1 przedstawiono wyniki analiz opadów rocznych dla posterunku numer 4 przy pomocy średniej ruchomej. Wykresy dla pozostałych posterunków zamieszczono w załącznikach 2 ÷ 6.



Rysunek VIII.1. Analiza średniej ruchomej sum opadów rocznych dla posterunku numer 4 w zlewni rzeki Peristerony.
Źródło: opracowanie własne

Po analizie średnich ruchomych dla wszystkich posterunków, zdecydowano się wykluczyć z dalszych obliczeń dane pomiarowe do roku 1970 i ograniczono się jedynie do danych z lat 1970-1998. Ponownie obliczono testy sumy rang dla ograniczonego zakresu danych dla wszystkich posterunków. Wyniki badania jednorodności danych opadowych testem sumy rang zestawiono w tabeli VIII.3.

Tabela VIII.3. Test sumy rang dla wszystkich analizowanych posterunków opadowych zlewni rzeki Peristerony dla sum dobowych z okresu 1970-1998. (Przekroczenie wartości granicznej χ^2_α zostało pogrubione)
Źródło: opracowanie własne

Numer posterunku	χ^2
1	7,81
2	7,15
3	5,91
4	11,44
5	10,61
6	8,64

Dla 21 stopni swobody przy poziomie istotności $\alpha = 0,05$ wartość graniczna χ^2_α wynosi 32,67. Stwierdzono, że na żadnym z posterunków wartość graniczna χ^2_α nie została przekroczona. Ostatecznie przyjęto do estymacji dane z okresu 1970-1998.

Zlewnia rzeki Soły

Badaniu jednorodności poddano dane z szesnastu posterunków, na których zgromadzono dobowe pomiary opadu w sześciu okresach opadowych. Dla każdego z posterunków obliczono test sumy rang.

Tabela VIII.4. Test sumy rang dla sześciu analizowanych ciągów opadowych – posterunki w zlewni rzeki Soły.

(Przekroczenie wartości granicznej χ^2_α zostało pogrubione)

Źródło: opracowanie własne

Numer posterunku	χ^2
6	10,32
8	15,44
9	13,80
10	18,29
11	16,61
12	18,84
13	10,72
14	10,49
15	11,66
16	27,87
17	7,33
18	9,60
19	20,57
20	3,67
21	21,26
22	7,29

Test sumy rang dla 5 stopni swobody na poziomie istotności $\alpha = 0,05$ ma wartość graniczną $\chi^2_\alpha = 11,07$ (Załącznik 1).

Stwierdza się, że dla posterunków numer 8÷12, 15, 16, 19, 21 wartość graniczna χ^2_α została przekroczona. Nie można więc uznać że analizowane próby są jednorodne.

Wobec stwierdzonej niejednorodności statystycznej należało wyeliminować elementy będące źródłem niejednorodności prób. W tym celu obliczono test sumy rang nie dla wszystkich ciągów łącznie, lecz parami z jednym arbitralnie wybranym ciągiem opadowym – ciągiem numer 1 (tab. VII.2).

Tabela VIII.5. Test sumy rang dla sześciu analizowanych ciągów opadowych – posterunki w zlewni rzeki Soły. Kombinacje ciągu opadowego numer 1 z pozostałymi ciągami.

(Przekroczenie wartości granicznej χ^2_α zostało pogrubione)

Źródło: opracowanie własne

Numer posterunku	χ^2 dla ciągu				
	2	3	4	5	6
6	0,259	2,022	1,503	0,160	2,605
8	4,040	5,349	6,327	0,055	1,025
9	1,693	0,107	8,318	0,007	1,465
10	1,125	1,412	4,612	1,855	0,437
11	3,147	2,374	3,216	2,741	0,479
12	3,809	4,628	8,401	1,481	0,028
13	0,285	0,783	5,468	0,408	0,028
14	1,217	5,127	0,028	2,392	3,417
15	0,185	1,443	5,328	0,030	0,122
16	2,555	0,267	19,805	0,869	1,355
17	0,075	4,484	0,020	0,615	1,014
18	3,153	0,740	2,060	2,297	0,129
19	0,048	3,797	5,315	0,518	1,933
20	0,035	5,015	0,032	0,022	2,247
21	0,321	1,432	6,166	0,150	1,296
22	0,338	3,640	0,004	0,922	2,559

Test sumy rang dla 1 stopnia swobody na poziomie istotności $\alpha = 0,05$ ma wartość graniczną $\chi^2_\alpha = 3,841$. Analiza tabeli VIII.5 pozwala na postawienie tezy, że źródłem niejednorodności jest ciąg 4. Zdecydowano o jego wykluczeniu i ponownym przetestowaniu hipotezy o jednorodności pozostałych ciągów.

Tabela VIII.6. Test sumy rang dla pięciu analizowanych ciągów opadowych – posterunki w zlewni rzeki Soły.

(Przekroczenie wartości granicznej χ^2_α zostało pogrubione)

Źródło: opracowanie własne

Numer posterunku	χ^2
6	4,054
8	2,470
9	3,385
10	9,020
11	6,514
12	11,705
13	2,660
14	7,573
15	3,066
16	4,322
17	6,558
18	8,600
19	7,982
20	3,106
21	5,509
22	5,774

Test sumy rang dla 4 stopni swobody na poziomie istotności $\alpha = 0,05$ ma wartość graniczną $\chi^2_\alpha = 9,488$ (Załącznik 1).

Stwierdza się, że wartość graniczna χ^2_α została przekroczona jedynie w przypadku posterunku numer 12. Pozostałe dane opadowe można uznać za jednorodne. Otrzymane wyniki pozwalają stwierdzić, że postawiona hipoteza była prawdziwa i źródłem niejednorodności był ciąg numer 4.

Ostatecznie po teście jednorodności zdecydowano odrzucić z dalszych obliczeń ciąg opadowy numer 4 oraz dane z posterunku numer 12.

Zlewnia potoku Wielka Puszcza

Badaniu jednorodności poddano dane z czterech posterunków, na których zgromadzono 10-minutowe dane opadowe z okresu lipiec-sierpień 1996. Dla każdego z posterunków obliczono test sumy rang.

Tabela VIII.7. Test sumy rang dla ciągów opadowych z lipca i sierpnia 1996 – posterunki w zlewni potoku Wielka Puszcza.

Źródło: opracowanie własne

Numer posterunku	χ^2
2	0,172
3	1,380
4	0,200
5	0,385

Test sumy rang dla 1 stopnia swobody na poziomie istotności $\alpha = 0,05$ ma wartość graniczną $\chi^2_{\alpha} = 3,841$ (Załącznik 1).

Stwierdza się, że dla żadnego z posterunków wartość graniczna nie została przekroczona $\chi^2 < \chi^2_{\alpha}$. Można więc uznać, że wszystkie analizowane próby są jednorodne.

IX. Estymacja parametrów modeli

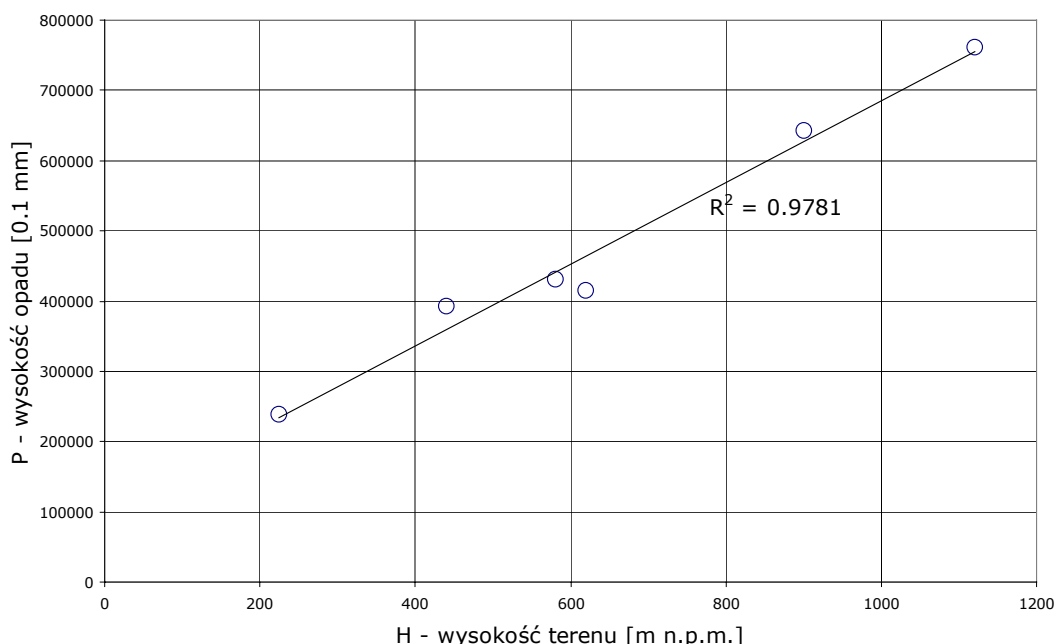
Poszczególne zlewnie różniły się znacznie w zakresie dostępnych danych pomiarowych. Implikuje to zróżnicowane podejście przy aplikacji modeli parametrycznych. Zdecydowano poddać analizie dwa modele parametryczne – model GMOO oraz kriging. Model GMOO został zastosowany dla wszystkich trzech zlewni: rzeki Peristerony, rzeki Soły oraz potoku Wielka Puszcza. Model geostatystyczny (kriging) został zastosowany jedynie dla zlewni rzeki Soły, posiadającej dane z piętnastu posterunków pomiarowych.

IX.1. Model GMOO dla zlewni rzeki Peristerony

Dla potrzeb implementacji metody GMOO, do estymacji równania opisującego gradient hipsometryczny opadów wykorzystano dobowe sumy opadów z okresu 1970-1998. Jedynie przy określaniu sum opadów z wielolecia, które nie zostały wykorzystane do dalszych analiz wykorzystano cały ciąg pomiarowy z lat 1917-2000.

Sumy opadów z wielolecia

W celu wstępnego określenia wpływu wysokości terenu na kształtowanie się wysokości opadu przeprowadzono analizę dla sum opadów z wielolecia. Wyników tych analiz nie wykorzystywano w dalszych obliczeniach, posłużyły one jedynie do wstępnego rozpoznania zależności.



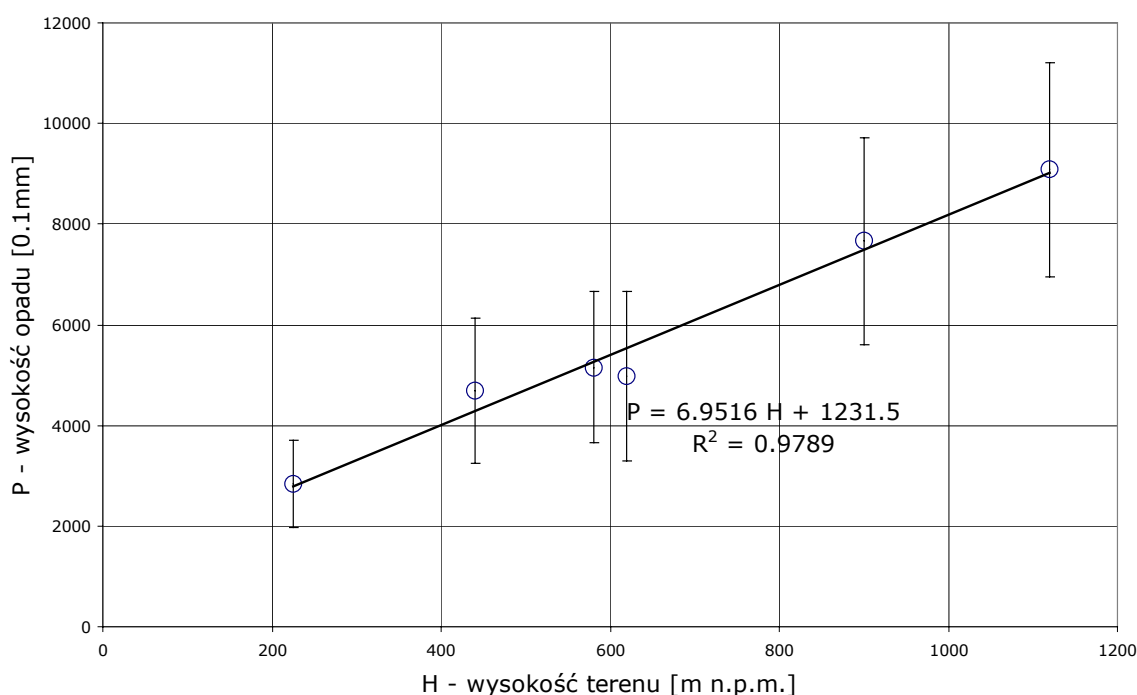
Rysunek IX.1. Korelacja pomiędzy sumaryczną wysokością opadu w okresie 1917-2000 a wysokością bezwzględną terenu dla sześciu analizowanych posterunków na Cyprze.
Źródło: opracowanie własne

Zależność wysokości opadu od wysokości terenu dla poszczególnych posterunków przedstawiono na rysunku IX.1. Współczynnik korelacji R^2 pomiędzy opadem a wysokością bezwzględną terenu dla sześciu analizowanych posterunków wynosi 0,9781. Wyraźna korelacja pozwala przypuszczać, że w przypadku analizowanych posterunków, dane o wysokości terenu niosą dodatkowe, istotne informacje, które mogą zostać wykorzystane przy modelowaniu opadów.

W celu wykorzystania tych informacji w sposób ilościowy, przeprowadzono analizę dla rocznych sum opadów.

Roczne sumy opadów

Do estymacji wykorzystano dane pomiarowe z lat 1970-1998. Weryfikację przeprowadzono na danych z lat 1999-2000. W obliczeniach uwzględniono tylko te lata, dla których opady były większe od 0.1 mm na przynajmniej czterech z sześciu analizowanych posterunków.



Rysunek IX.2. Korelacja pomiędzy średnim opadem rocznym w okresie 1970-1998 a wysokością bezwzględną terenu dla sześciu analizowanych posterunków na Cyprze.

(Słupki błędów na osi P odpowiadają odchyleniu standardowemu)

Źródło: opracowanie własne

Obliczono sumy opadów dla poszczególnych lat, a następnie metodą najmniejszych kwadratów określono równanie regresji liniowej oraz współczynnik korelacji R^2 dla każdego roku osobno. Średnią arytmetyczną współczynników

kierunkowych równań regresji liniowej a przyjęto jako wartość bazową do dalszych analiz.

Wartość średnia współczynnika a wyniosła 6.952 przy odchyleniu standardowym równym 1.898. Wartość średnia współczynnika korelacji R^2 liczona ze wszystkich analizowanych lat wyniosła 0.913 i jest niższa niż wartość R^2 przedstawiona na rysunku IX.2, która odnosi się jedynie do korelacji pomiędzy średnimi rocznymi wysokościami opadu na poszczególnych posterunkach a wysokością terenu.

Ostatecznie do dalszych analiz przyjęto dla opadu rocznego wartość współczynnika kierunkowego a równą 6.952.

Miesięczne sumy opadów

Do estymacji wykorzystano dane pomiarowe z lat 1970-1998. Weryfikację przeprowadzono na danych z lat 1999-2000. W obliczeniach uwzględniono tylko te lata, dla których opady były większe od 0.1 mm na przynajmniej czterech z sześciu analizowanych posterunków.

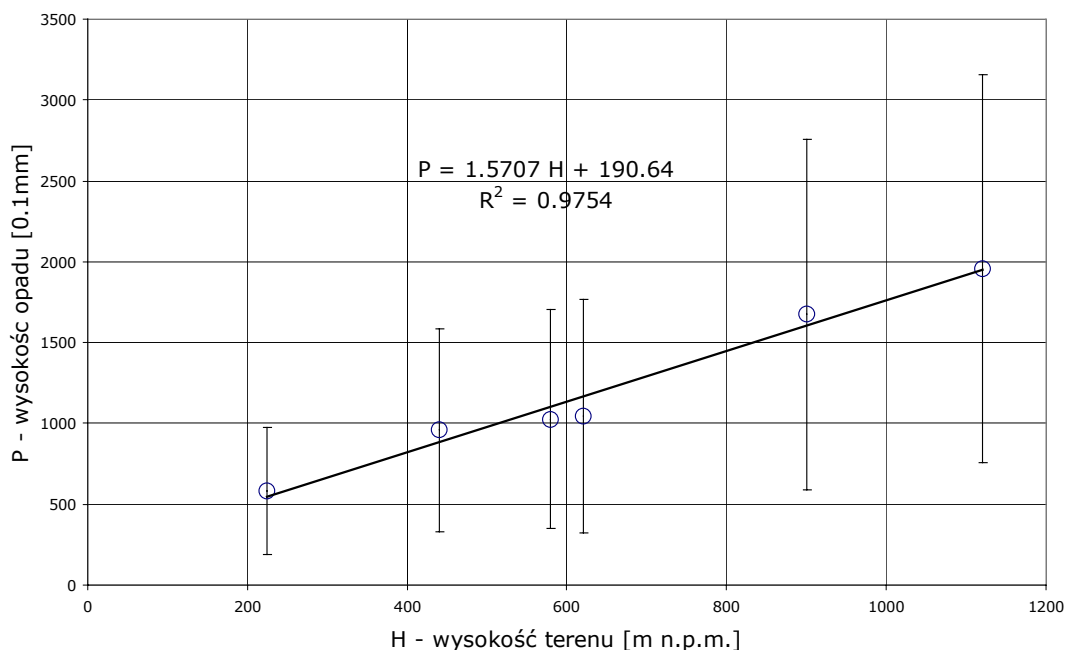
Procedurę obliczeniową przeprowadzono analogicznie jak dla rocznych sum opadów, z tą różnicą, że wybierane były po kolei dane z poszczególnych miesięcy. Przykładowo, dla stycznia procedura obliczeń była następująca:

- Obliczono sumy opadów z kolejnych lat na każdym z posterunków uwzględniając tylko okres stycznia.
- Metodą najmniejszych kwadratów określono równanie regresji liniowej oraz współczynnik korelacji R^2 dla każdego roku osobno.
- Średnią arytmetyczną współczynników kierunkowych równań regresji liniowej a przyjęto jako wartość bazową dla stycznia.

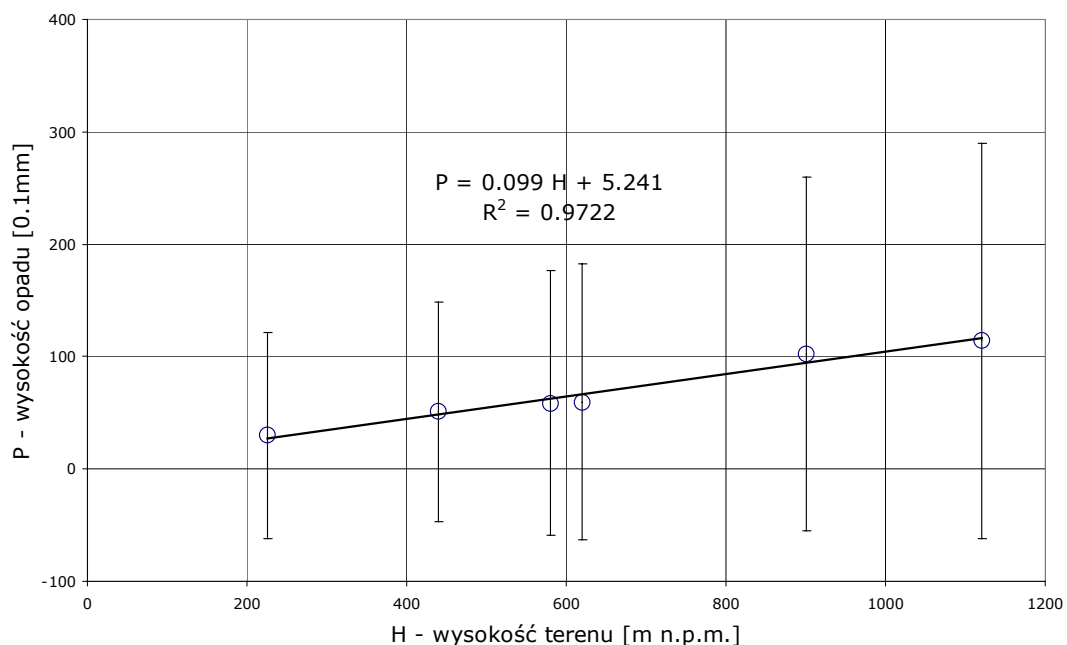
W analogiczny sposób obliczono wartości dla pozostałych miesięcy.

Na rysunkach IX.3 i IX.4 przedstawiono wykresy dla miesięcy, w których korelacja pomiędzy opadem a wysokością terenu była odpowiednio największa i najmniejsza.

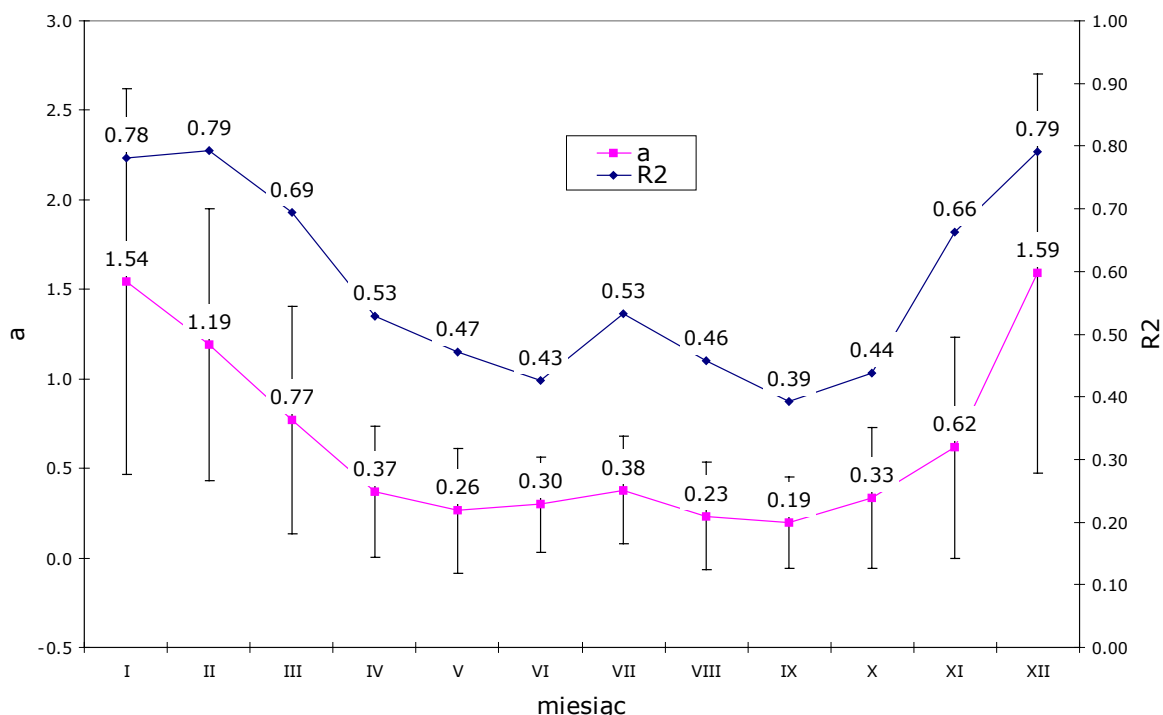
W analogiczny sposób określone zostały statystyki dla pozostałych miesięcy. Na rysunku IX.5 przedstawiono zbiorcze wyniki obliczeń dla poszczególnych miesięcy.



Rysunek IX.3. Korelacja pomiędzy średnim opadem grudnia w okresie 1970-1998 a wysokością bezwzględną terenu dla sześciu analizowanych posterunków na Cyprze.
(Słupki błędów na osi P odpowiadają odchyleniu standardowemu)
Źródło: opracowanie własne



Rysunek IX.4. Korelacja pomiędzy średnim opadem września w okresie 1970-1998 a wysokością bezwzględną terenu dla sześciu analizowanych posterunków na Cyprze.
(Słupki błędów na osi P odpowiadają odchyleniu standardowemu)
Źródło: opracowanie własne



Rysunek IX.5. Wartości współczynnika kierunkowego a oraz współczynnik korelacji R^2 określonych dla korelacji liniowej pomiędzy sumą wysokości opadu a wysokością terenu w poszczególnych miesiącach dla sześciu posterunków zlewni Peristerony. (Słupki błędów na osi P odpowiadają odchyleniu standardowemu)
Źródło: opracowanie własne

Podobnie jak miało to miejsce w przypadku opadów rocznych, estymując opady miesięczne można wybrać jedną z dwóch metod:

- obliczyć średni opad miesięczny dla każdego posterunku, a następnie wyznaczyć parametr a (oraz R^2), lub też,
- wyznaczyć parametr a oraz R^2 dla każdego roku oddzielnie, a następnie obliczyć wartość średnią parametrów.

Wybrano drugą z metod uznając, że umożliwia ona bardziej precyzyjne określenie błędu estymacji, np. poprzez wyznaczenie odchylenia standardowego. Przy pomocy pierwszej z metod można natomiast obliczyć błąd estymacji opadu.

Najlepszym jednak porównaniem tych dwóch metod jest analiza przypadku grudnia i września.

Wybierając do obliczeń metodę pierwszą otrzymujemy współczynniki korelacji R^2 równe odpowiednio 0.975 oraz 0.972. Należałoby zatem spodziewać się porównywalnych wyników dla tych dwóch miesięcy.

Licząc te same dane drugą metodą otrzymujemy R^2 równe odpowiednio 0.790 oraz 0.393.

Słabsza korelacja dla okresów letnich wynika prawdopodobnie z faktu, że w okresach tych opady występują na Cyprze sporadycznie.

Ostatecznie przyjęto wartości współczynników a dla poszczególnych miesięcy przedstawione w tabeli IX.1.

Tabela IX.1. Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów miesięcznych w poszczególnych miesiącach oraz kwadrat współczynnika korelacji Pearsona.

Źródło: opracowanie własne

Miesiąc	a	R^2
styczeń	1.543	0.781
luty	1.191	0.793
marzec	0.770	0.694
kwiecień	0.368	0.529
maj	0.265	0.471
czerwiec	0.298	0.426
lipiec	0.378	0.533
sierpień	0.235	0.458
wrzesień	0.195	0.393
październik	0.334	0.439
listopad	0.616	0.663
grudzień	1.590	0.790

Dobowe sumy opadów

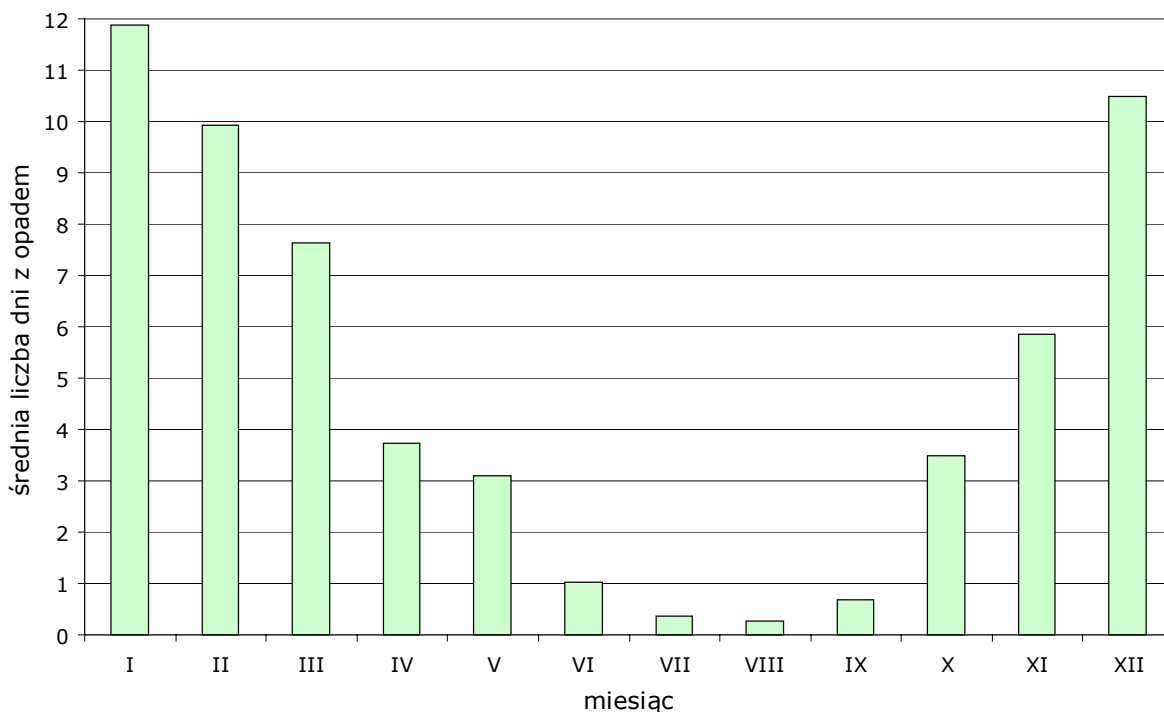
Do estymacji wykorzystano dane z lat 1970-1998. Weryfikację przeprowadzono na danych z lat 1999-2000. W obliczeniach uwzględniono tylko te doby, dla których opady były większe od 0.1 mm na przynajmniej czterech z sześciu analizowanych posterunków.

Procedura estymacji przebiegała analogicznie jak dla miesięcznych sum opadów. Uznano, że zmienność opadów w ramach jednego miesiąca będzie zbyt trudna do opisanie w sposób analityczny, a możliwość zastosowania praktycznego raczej niewielka. Nie obliczano zatem współczynnika a dla poszczególnych dni, lecz przyjęto, że będzie on określany na podstawie miesięcznych sum opadów. W celu określenia dobowego współczynnika a dla każdego z miesięcy, podzielono wartość tego współczynnika obliczoną dla sum miesięcznych przez średnią liczbę dni miesiąca, w których na przynajmniej połowie posterunków pomiarowych wystąpił opad większy niż 0.1 mm.

Do obliczania współczynnika kierunkowego a równania regresji dla opadów dobowych wykorzystano wyniki uzyskane dla wartości miesięcznych opadów. Dla potrzeb określania opadów dobowych zastosowano następującą procedurę:

1. Z ciągu opadów dobowych z lat 1970-1998 wybrano te dni, dla których przynajmniej na połowie posterunków pojawił się opad większy niż 0.1 mm.
2. Dla każdego miesiąca w kolejnych latach obliczono liczbę dni z opadem (zgodnie z definicją z punktu 1).
3. Dla poszczególnych miesięcy obliczono wartości średnie – średnia liczba dni w danym miesiącu z opadem.

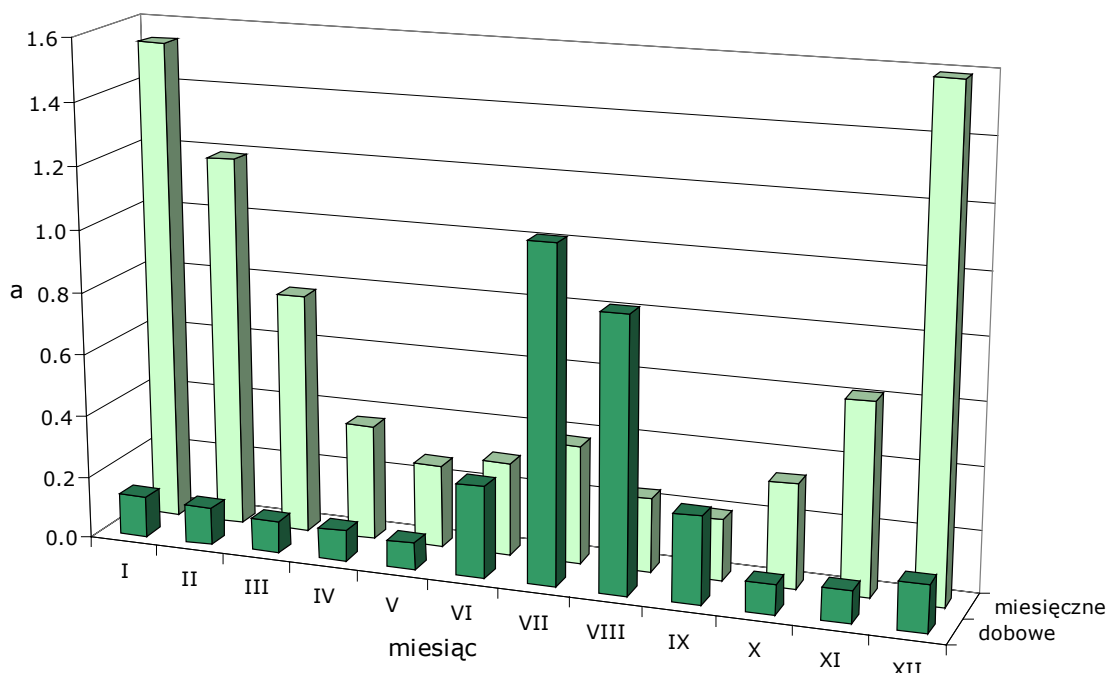
Wyniki analiz przedstawione na rysunku IX.6 posłużyły do obliczenia wartości dobowego współczynnika kierunkowego a dla poszczególnych miesięcy.



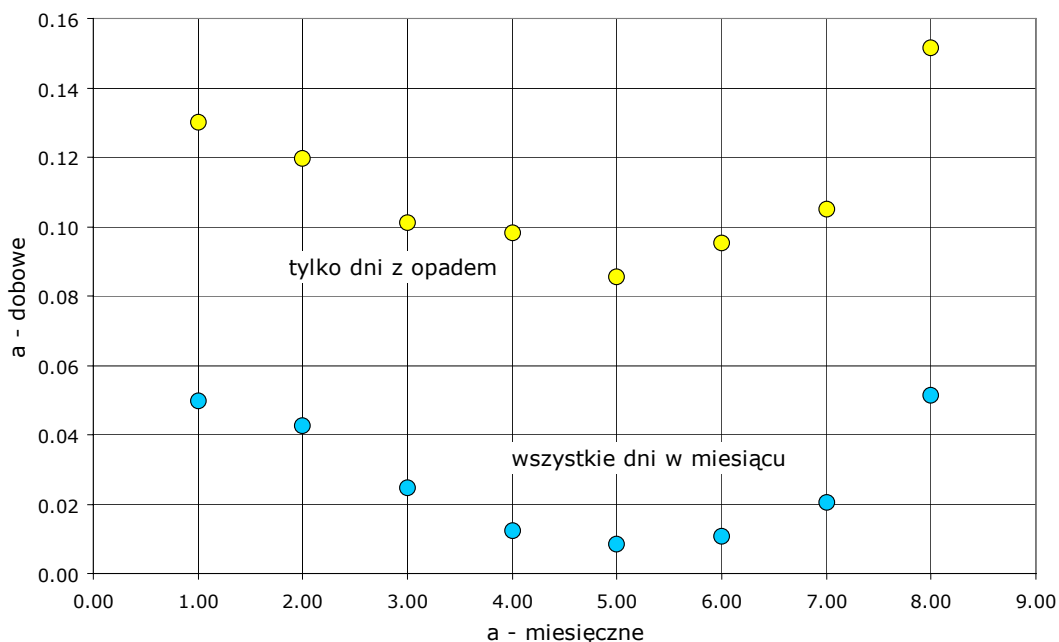
Rysunek IX.6. Średnia liczba dni z opadem w poszczególnych miesiącach dla sześciu posterunków na Cyprze obliczona na podstawie dobowych opadów z lat 1970-1998.
Źródło: opracowanie własne

Przyjęto, że w celu określenia średniej dobowej wartości a dla danego miesiąca należy podzielić miesięczną wartość a przez średnią liczbę dni z opadem. W wyniku analiz określono, że dla czterech miesięcy – czerwiec, lipiec, sierpień, wrzesień średnia liczba dni z opadem jest mniejsza niż 1. Dla przyjętego algorytmu określania dobowej wartości a oznacza to, że dla tych miesięcy wartość współczynnika kierunkowego nie zmniejszy się, lecz zwiększy (rys. IX.7). Dlatego też zdecydowano wykluczyć wspomniane miesiące z dalszych analiz.

Wybór do obliczeń dobowego współczynnika a jedynie dni opadowych, zamiast wszystkich dni w miesiącu ma istotne znaczenie. W zależności od wyboru metody, uzyskane wartości współczynnika mogą się różnić od 160 do 900%. Różnice te dla poszczególnych miesięcy zostały przedstawione na rysunku IX.8.



Rysunek IX.7. Obliczone współczynniki kierunkowe a równania regresji (wys. opadu – wys. terenu) dla wartości miesięcznych i dobowych dla sześciu posterunków na Cyprze z lat 1970-1998.
 Źródło: opracowanie własne



Rysunek IX.8. Porównanie dwóch metod określania współczynnika kierunkowego równania regresji liniowej
 i) w oparciu o liczbę dni z opadem,
 ii) w oparciu o całkowitą liczbę dni w miesiącu.
 Źródło: opracowanie własne

Ostatecznie, dla potrzeb dalszych obliczeń przyjęto wartości dobowych współczynników a dla poszczególnych miesięcy przedstawione w tabeli IX.2.

Tabela IX.2. Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów dobowych dla zlewni rzeki Peristerony.
Źródło: opracowanie własne

Miesiąc	a
styczeń	0.130
luty	0.120
marzec	0.101
kwiecień	0.098
maj	0.085
czerwiec	-
lipiec	-
sierpień	-
wrzesień	-
październik	0.095
listopad	0.105
grudzień	0.152

IX.2. Model GMOO dla zlewni rzeki Soły

Wstępnie, dla potrzeb estymacji parametrów modelu, przyjęto pięć serii opadowych z lat 1987-1996. Po etapie badania jednorodności zdecydowano się odrzucić serię numer 4 z roku 1993.

Do estymacji wykorzystano zatem cztery serie opadowe:

Seria 1: 2.05.1987 – 23.07.1987

Seria 2: 17.04.1989 – 21.08.1989

Seria 3: 2.07.1991 – 26.08.1991

Seria 4: 1.05.1995 – 8.08.1995

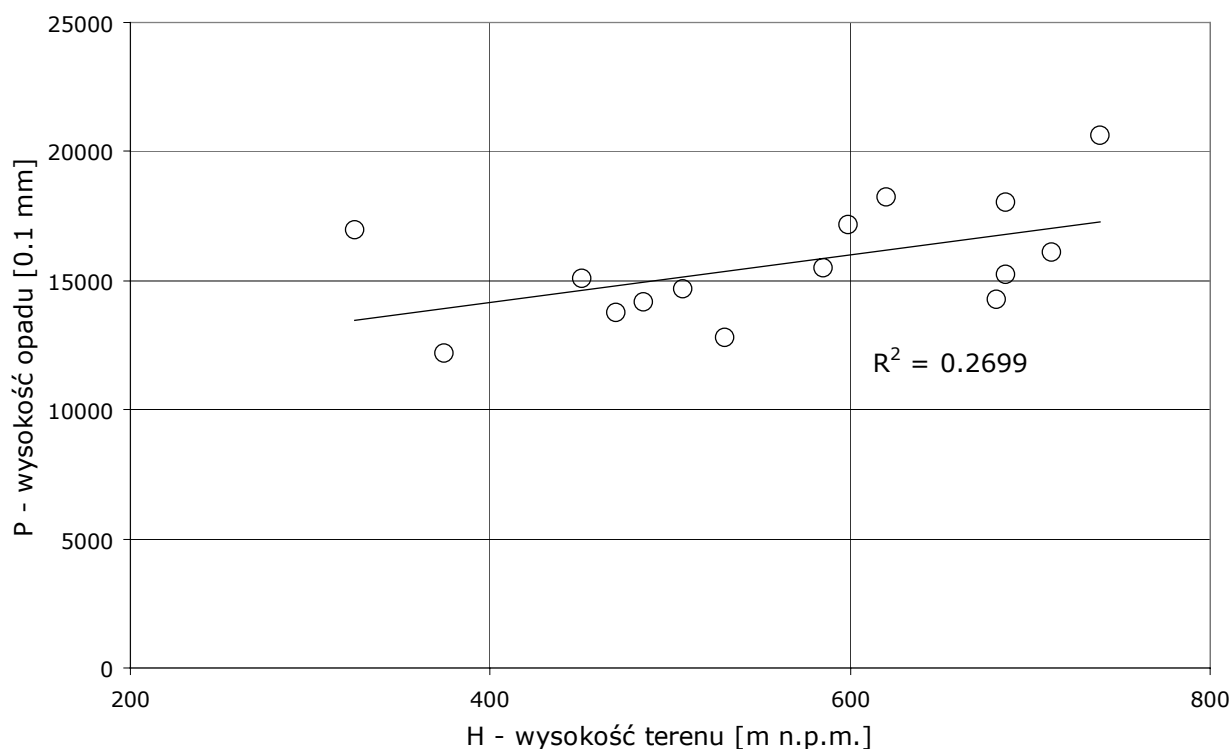
Dane pomiarowe z wybranych serii opadowych zostały podzielone na okresy miesięczne – kwiecień, maj, czerwiec, lipiec i sierpień. Uzyskano pięć serii opadowych, po jednej dla każdego miesiąca. Dla każdego z miesięcy obliczono równanie regresji liniowej oraz współczynnik korelacji R^2 .

Podobnie jak w przypadku danych pochodzących z Cypru nie obliczano współczynnika a dla poszczególnych dni, lecz przyjęto, że wartość a będzie wartością średnią dla miesiąca. Ze względu na fakt, że ciągi danych były niepełne, w celu określenia dobowego współczynnika a dla każdego z miesięcy, podzielono jego wartość obliczoną dla sum opadów w danym miesiącu przez liczbę dni z opadem.

Z procesu estymacji wykluczono posterunki, na których w wybranych okresach wystąpiły braki w pomiarach opadu. Dla wszystkich wybranych miesięcy wykorzystano dane z 16 posterunków. Jedynie w przypadku lipca ze względu na braki w pomiarach zrezygnowano z posterunku numer 12. W obliczeniach uwzględniono tylko te dni, dla których opady były większe od 0.1 mm na ponad połowie analizowanych posterunków.

Dobowe sumy opadów

Na podstawie sumarycznej wysokości opadów dla wszystkich epizodów oszacowano korelację pomiędzy wysokością terenu a wysokością opadu (rys. IX.9).

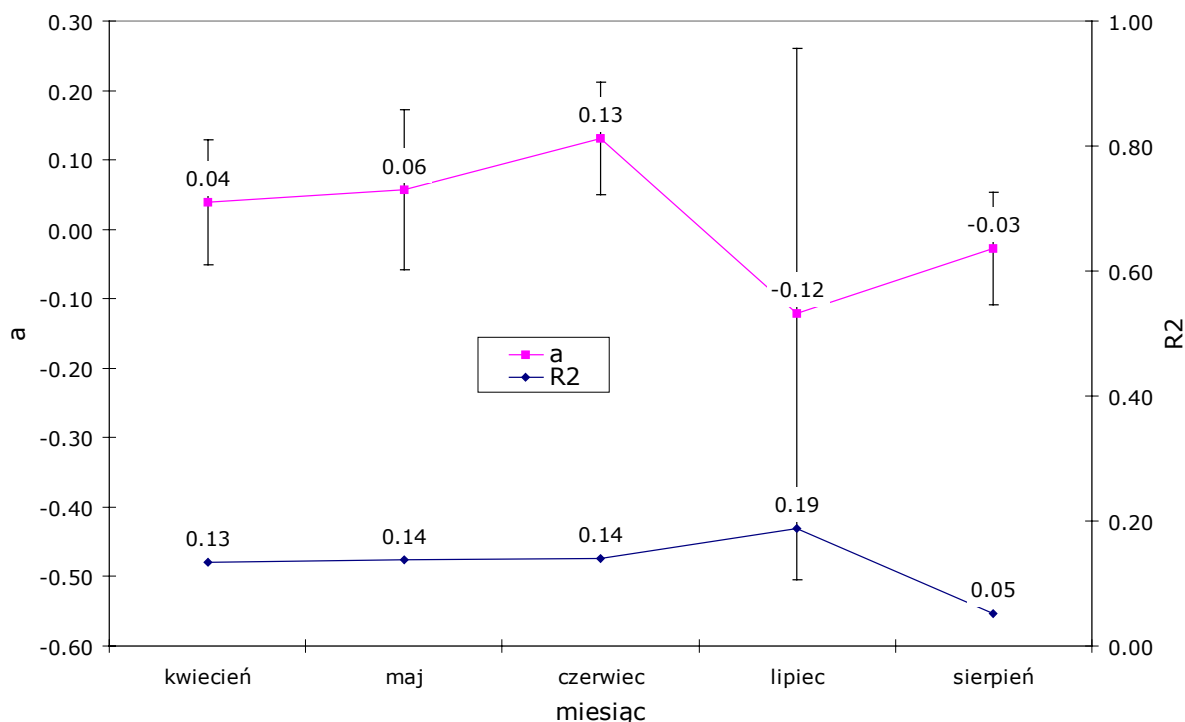


Rysunek IX.9. Korelacja pomiędzy sumaryczną wysokością opadu dla wybranych epizodów opadowych a wysokością bezwzględną terenu dla piętnastu analizowanych posterunków w zlewni rzeki Soły.
Źródło: opracowanie własne

Niska wartość współczynnika korelacji ($R^2=0,2699$) pozwala przypuszczać, że informacje o wysokości terenu nie wpłyną w znaczący sposób na poprawę wyników przestrzennego modelowania pola opadu dla zlewni rzeki Soły.

W celu estymacji parametrów metody GMOO, ciągi opadowe podzielono na miesiące – od kwietnia do sierpnia. Następnie w ciągach miesięcznych wybrano tylko te dni, dla których przynajmniej na połowie posterunków zanotowano opad większy niż 0.1 mm.

Ponieważ zgromadzone dane nie zawsze obejmowały pełne miesiące, parametry równania regresji estymowano nie z sum miesięcznych, lecz z opadów średnich dobowych. Na podstawie średnich wartości dobowych, dla każdego z miesięcy określono wartość średnią współczynnika a wraz z towarzyszącym współczynnikiem korelacji R^2 (rys. IX.10).



Rysunek IX.10. Wartości współczynnika kierunkowego a dla opadów dobowych oraz współczynnik korelacji R^2 określonych dla korelacji liniowej pomiędzy sumą wysokości opadu a wysokością terenu w poszczególnych miesiącach na podstawie danych z piętnastu posterunków zlewni Soły.
 Źródło: opracowanie własne

Ostatecznie, dla potrzeb dalszych obliczeń przyjęto wartości dobowych współczynników a podane w tabeli IX.3.

Tabela IX.3. Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów dobowych dla zlewni rzeki Soły.
 Źródło: opracowanie własne

Miesiąc	a
kwiecień	0.039
maj	0.057
czerwiec	0.131
lipiec	-0.122
sierpień	-0.028

IX.3. Model GMOO dla zlewni potoku Wielka Puszcza

Do określenia punktu inwersji opadowej wykorzystano dane z miesiąca, który posiadał kompletne informacje z dwóch posterunków położonych powyżej hipotetycznego punktu inwersji. Na podstawie wcześniejszych badań oraz prac innych autorów, punkt ten zlokalizowano wstępnie na wysokości 550 m n.p.m. Estymacji punktu inwersji opadowej dokonano na podstawie danych pomiarowych z października 1997.

Do estymacji współczynnika kierunkowego a wykorzystano dane z lipca i sierpnia 1996. Podobnie jak w przypadku danych pochodzących ze zlewni rzeki Peristerony i zlewni rzeki Soły, nie obliczano współczynnika a dla poszczególnych dni, godzin i okresów 10-minutowych, lecz przyjęto, że wartość a będzie wartością średnią dla miesiąca. Ze względu na fakt, że ciągi danych były niepełne, w celu określenia dobowego (godzinowego / 10-minutowego) współczynnika a dla każdego z miesięcy, podzielono wartość współczynnika a obliczoną dla sum opadów w danym miesiącu przez liczbę dni (godzin / 10 minut) z opadem.

Do weryfikacji wykorzystano dane opadowe z czerwca, lipca i sierpnia 1997 roku.

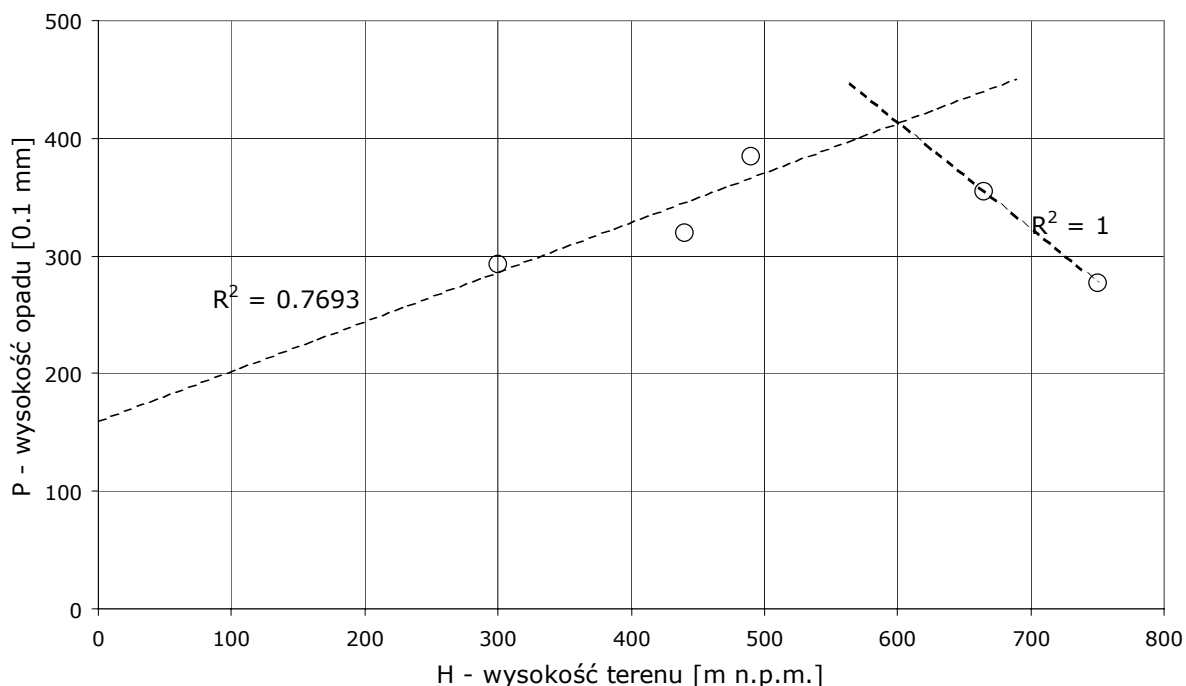
Wyznaczenie punktu inwersji opadu

Na podstawie prowadzonych wcześniej prac badawczych autora oraz zgromadzonych materiałów stwierdzono, że zainstalowane posterunki pomiarowe umożliwiają zidentyfikowanie w zlewni potoku Wielka Puszcza punktu inwersji opadowej. W celu określenia wartości granicznej wysokości terenu, powyżej której wraz ze wzrostem wysokości zmniejsza się wysokość opadów, poddano analizie dane z października 1997.

Na poszczególnych posterunkach opadowych obliczono sumę opadów w październiku 1997. Wstępna analiza wyników (rys. IX.11) pozwala stwierdzić, że w badanym obszarze występuje zjawisko inwersji opadowej.

W celu wyznaczenia punktu granicznego, posterunki pomiarowe podzielono na dwie grupy:

1. Posterunki w obszarze dodatniego gradientu opadowego: 1, 4, 5.
2. Posterunki w obszarze ujemnego gradientu opadowego: 6, 7.



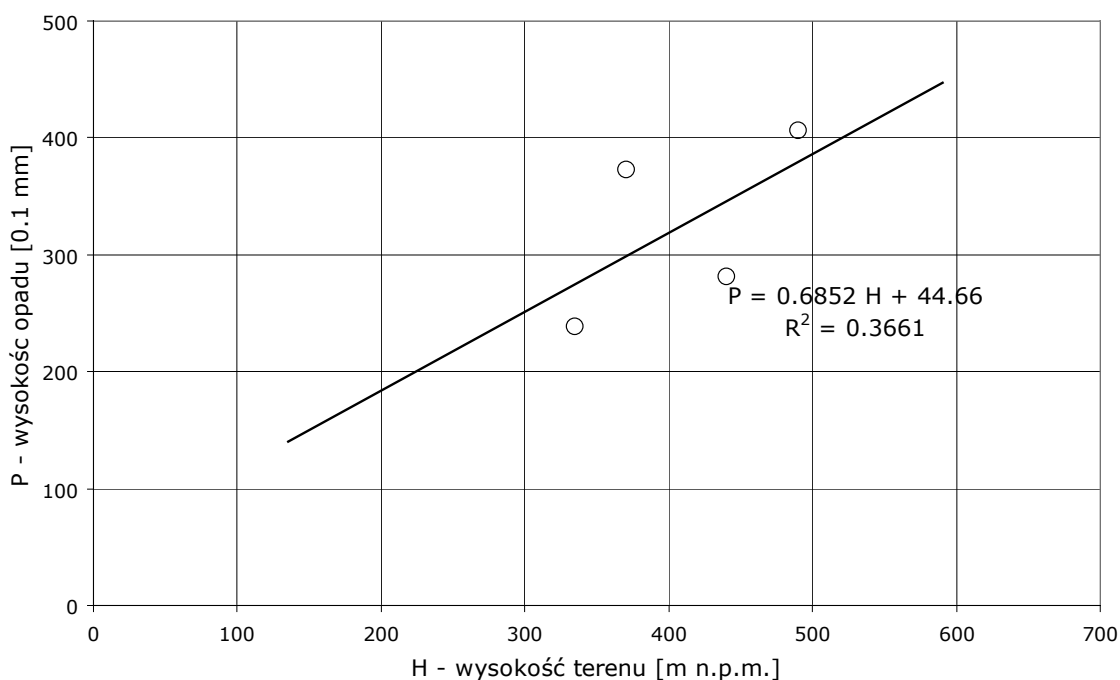
Rysunek IX.11. Zależność pomiędzy wysokością terenu a sumą opadu w październiku 1997 dla pięciu analizowanych posterunków zlewni potoku Wielka Puszca.
(Przecięcie prostych regresji liniowej wyznacza teoretyczny punkt inwersji opadowej)
Źródło: opracowanie własne

Dla każdej grupy metodą najmniejszych kwadratów wyznaczono równania regresji liniowej. Przecięcie prostych regresji wyznaczyło punkt inwersji opadowej – został on zlokalizowany na wysokości 600 m n.p.m.

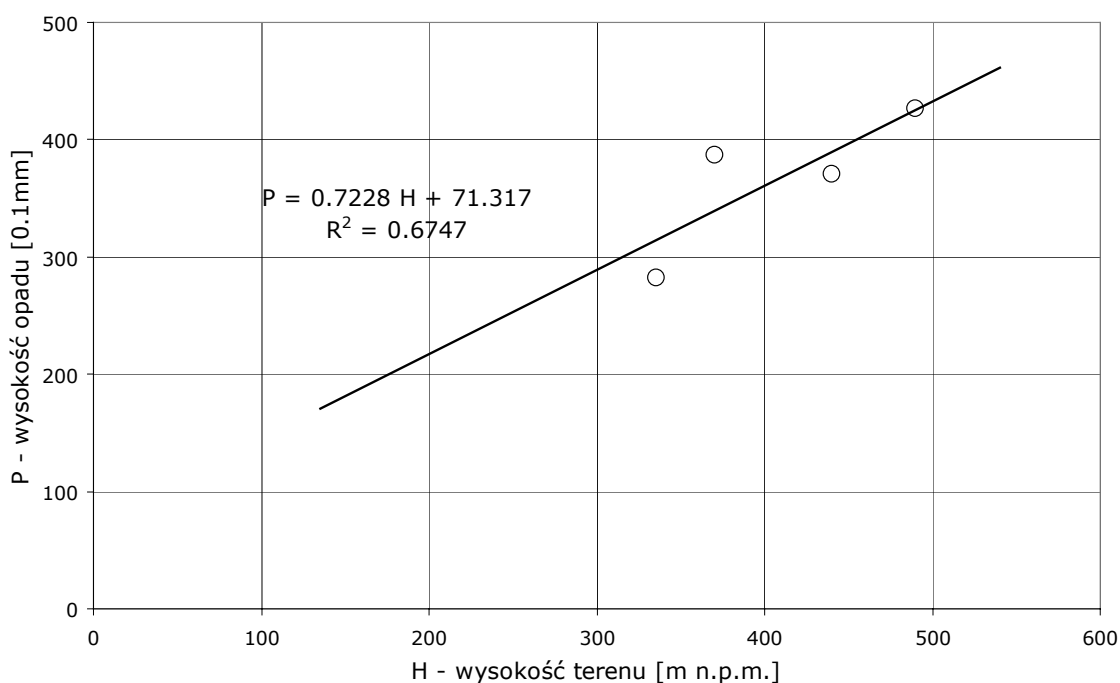
Z powodu braku odpowiedniej ilości danych oraz w celu uproszczenia procedury obliczeniowej przyjęto, że gradient opadów ma charakter symetryczny, tzn. współczynnik kierunkowy a równania regresji ma taką samą wartość, jedynie przeciwne znaki. W dalszej kolejności estymowana jest zatem jedna wartość współczynnika kierunkowego równania regresji, wspólna dla części wznoszące i opadającej.

Miesięczne sumy opadu

Do estymacji wykorzystano dane pomiarowe z lipca i sierpnia 1996. Ciągi opadowe podzielono na dwa miesiące i obliczono sumy opadów dla poszczególnych miesięcy. Dla każdego z miesięcy określono wartość współczynnika a wraz z towarzyszącym mu R^2 .



Rysunek IX.12. Zależność pomiędzy wysokością terenu a sumą opadu w lipcu 1996 dla czterech posterunków zlewni potoku Wielka Puszca. Źródło: opracowanie własne



Rysunek IX.13. Zależność pomiędzy wysokością terenu a sumą opadu w sierpniu 1996 dla czterech posterunków zlewni potoku Wielka Puszca. Źródło: opracowanie własne

Ostatecznie dla potrzeb dalszych obliczeń przyjęto wartości dobowych współczynników a podane w tabeli IX.4.

Tabela IX.4. Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów miesięcznych dla zlewni potoku Wielka Puszca.
Źródło: opracowanie własne

Miesiąc	a
lipiec	0.685
sierpień	0.723

Dobowe sumy opadu

Dane pomiarowe zostały podzielone na dwie serie dobowych sum opadów, po jednej dla każdego miesiąca – lipca i sierpnia 1996. Dla każdego z miesięcy obliczono równanie regresji liniowej oraz współczynnik korelacji R^2 .

W obliczeniach uwzględniono tylko te dni, dla których opady były większe od 0.1 mm na ponad połowie analizowanych posterunków.

Do obliczania współczynnika kierunkowego a równania regresji dla opadów dobowych wykorzystano procedurę podobną do procedury zastosowanej dla zlewni rzeki Peristerony. Nie określano współczynnika kierunkowego dla każdej doby lecz na podstawie obliczonego współczynnika dla opadów miesięcznych, na podstawie liczby dni, w których wystąpił opad wyznaczono wartość współczynnika dla opadów dobowych.

Tabela IX.5. Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów dobowych dla zlewni potoku Wielka Puszca.
Źródło: opracowanie własne

Miesiąc	a opady miesięczne	liczba dni z opadem	a opady dobowe
lipiec	0.685	7	0.098
sierpień	0.723	4	0.181

Godzinowe sumy opadu

Dane pomiarowe zostały podzielone na dwie serie godzinowych sum opadów, po jednej dla każdego miesiąca – lipca i sierpnia 1996. Dla każdego z miesięcy obliczono równanie regresji liniowej oraz współczynnik korelacji R^2 .

W obliczeniach uwzględniono tylko te godziny, dla których opady były większe od 0.1 mm na ponad połowie analizowanych posterunków.

Do obliczania współczynnika kierunkowego a równania regresji dla opadów godzinowych wykorzystano procedurę analogiczną jak dla przypadku opadów dobowych. Obliczony on został na podstawie wartości miesięcznych oraz liczby godzin z opadem.

Tabela IX.6. Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów godzinowych dla zlewni potoku Wielka Puszczka.
 Źródło: opracowanie własne

Miesiąc	a opady miesięczne	liczba godzin z opadem	a opady dobowe
lipiec	0.685	31	0.022
sierpień	0.723	28	0.026

10-minutowe sumy opadu

Dane pomiarowe zostały podzielone na dwie serie 10-minutowych sum opadów, po jednej dla każdego miesiąca – lipca i sierpnia 1996. Dla każdego z miesięcy obliczono równanie regresji liniowej oraz współczynnik korelacji R^2 .

W obliczeniach uwzględniono tylko te okresy 10-minutowe, dla których opady były większe od 0.1 mm na ponad połowie analizowanych posterunków.

Do obliczania współczynnika kierunkowego a równania regresja dla opadów godzinowych wykorzystano procedurę analogiczną jak dla przypadku opadów dobowych i godzinowych. Obliczenia wykonano na podstawie wartości miesięcznych oraz liczby okresów 10-minutowych z opadem.

Ostatecznie przyjęte wartości współczynników kierunkowych zestawiono w tabeli IX.7.

Tabela IX.7. Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów 10-minutowych dla zlewni potoku Wielka Puszczka.
 Źródło: opracowanie własne

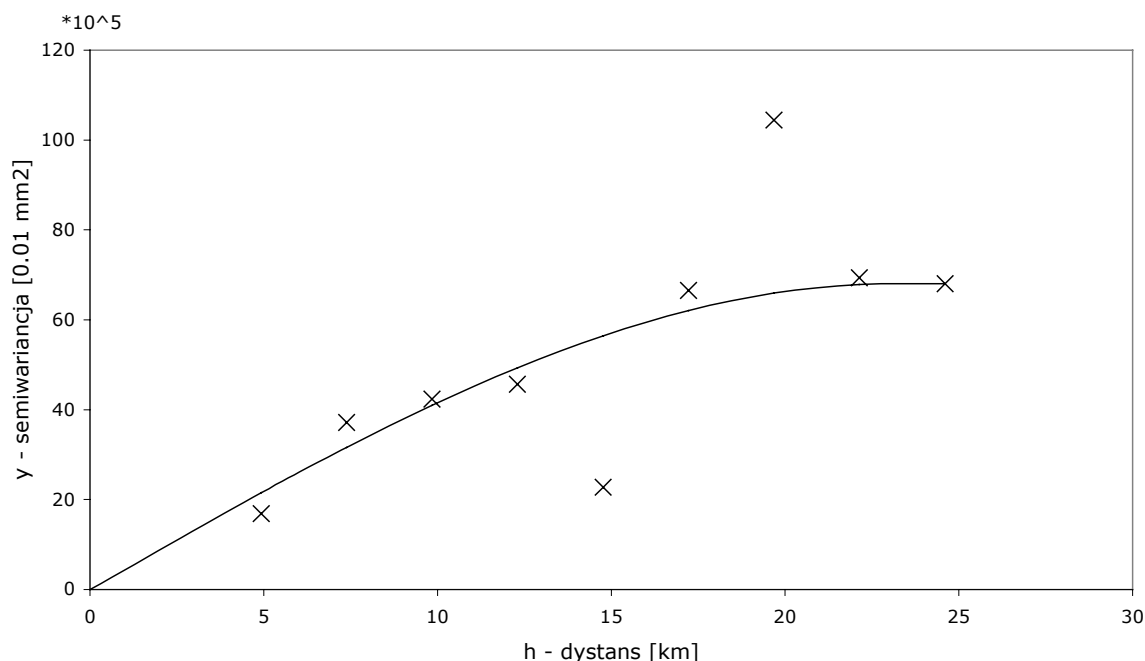
Miesiąc	a opady miesięczne	liczba okresów 10-minutowych z opadem	a opady dobowe
lipiec	0.685	80	0.00857
sierpień	0.723	103	0.00702

IX.4. Model geostatystyczny dla zlewni rzeki Soły

W pierwszej kolejności wyznaczono punkty semiwariogramu eksperymentalnego. Najlepsze rezultaty uzyskano przy dystansie równym 2460m. Rozkład punktów przy założeniu takiej wartości dystansu przedstawiono na rys. IX.14. Ponieważ nie stwierdzono występowania anizotropowości w analizowanych opadach zrezygnowano z obliczeń semiwariogramów kierunkowych.

Dla tak wyznaczonego przebiegu semiwariogramu eksperymentalnego znaleziono równanie semiwariogramu teoretycznego. W wyniku estymacji przyjęto równanie sferyczne semiwariogramu o następujących parametrach:

r (zasięg)	- 23 000 [m]
$C0$ (podstawa)	- 0 [0.01 mm ²]
$C0+C1$ (próg)	- 6 800 000 [0.01 mm ²]



Rysunek IX.14. Przebieg semiwariogramu teoretycznego wraz z punktami semiwariogramu eksperymentalnego dla zlewni rzeki Soły.

Ostatecznie przyjęto następującą postać równania semiwariogramu teoretycznego:

$$\gamma(h) = \begin{cases} 6\,800\,000 \left(1.5 \frac{h}{23\,000} - 0.5 \left(\frac{h}{23\,000} \right)^3 \right) & \text{dla } |h| \leq 23\,000 \\ 6\,800\,000 & \text{dla } |h| > 23\,000 \end{cases} \quad (\text{IX.1})$$

X. Weryfikacja modeli i dyskusja uzyskanych wyników

Dla potrzeb weryfikacji wyników modeli zdecydowano się na zastosowanie metody wzajemnej weryfikacji. Umożliwia ona wiarygodną ocenę pracy modeli w niekontrolowanych obszarach zlewni.

Szczegółowej analizie poddano wszystkie wykorzystane metody przestrzennego rozkładu opadu:

- metodę wieloboków równego zadeszczenia (MW)
- metodę odwrotnych odległości (MOO) w trzech wariantach wykładników potęgi (MOO1 dla $k=1$, MOO2 dla $k=2$, MOO3 dla $k=3$)
- gradientową metodę odwrotnych odległości (GMOO)
- zwykły kriging (OK)

Dla modeli parametrycznych GMOO oraz OK dokonano estymacji parametrów opisanej w rozdziale IX. Pozostałe modele są modelami nieparametrycznymi. Weryfikacja została przeprowadzona na danych niezależnych, nie wykorzystywanych w procesie estymacji parametrów.

Weryfikacja wyników uzyskanych za pomocą modeli została dokonana według kroków dyskretyzacji czasowej – od najdłuższych (roczne sumy opadów) do najkrótszych (10-minutowe sumy opadów). W ramach poszczególnych kroków czasowych dokonano porównania wyników uzyskanych przez poszczególne modele w różnych zlewniach.

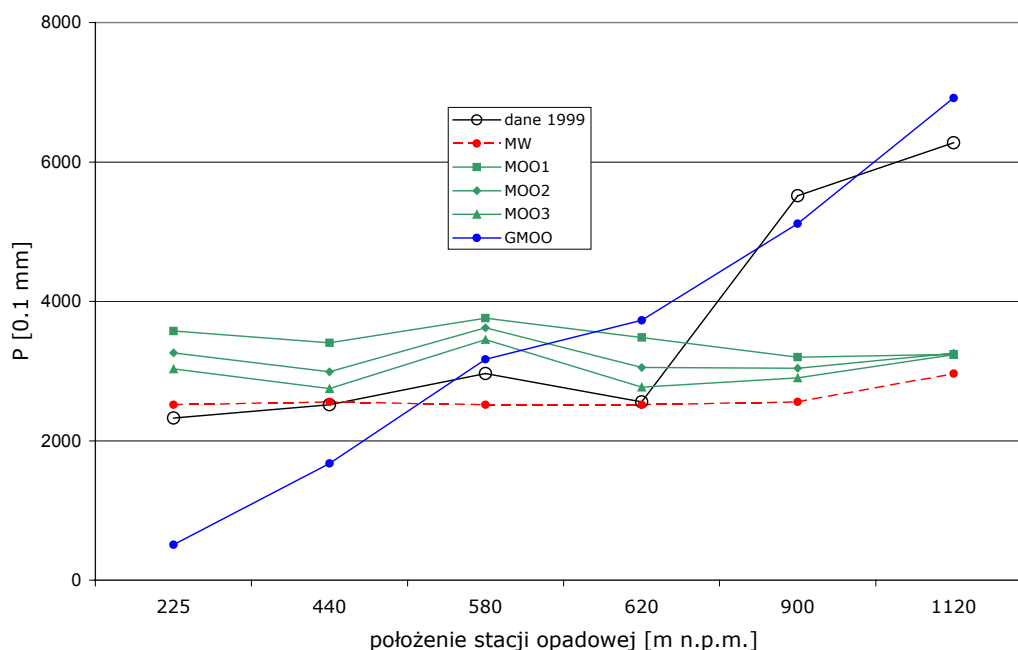
Modele zweryfikowano na danych historycznych z obszaru zlewni górskich:

- Peristerony (Cypr),
- Soły (Polska),
- Wielkiej Puszczy (Polska).

Dodatkowo, w celu przedstawienia działania poszczególnych metod na danych rzeczywistych, w załącznikach 7÷12 zaprezentowano przestrzenny rozkład uzyskany wszystkimi analizowanymi metodami na przykładzie wybranej dobowej sumy opadu (12.05.1995) w zlewni rzeki Soły, a w załączniku 13 przestrzenny rozkład wariancji opadów dla metody zwykłego krigingu. Modelowane wysokości opadów zostały nałożone na numeryczny model terenu.

X.1. Opady roczne

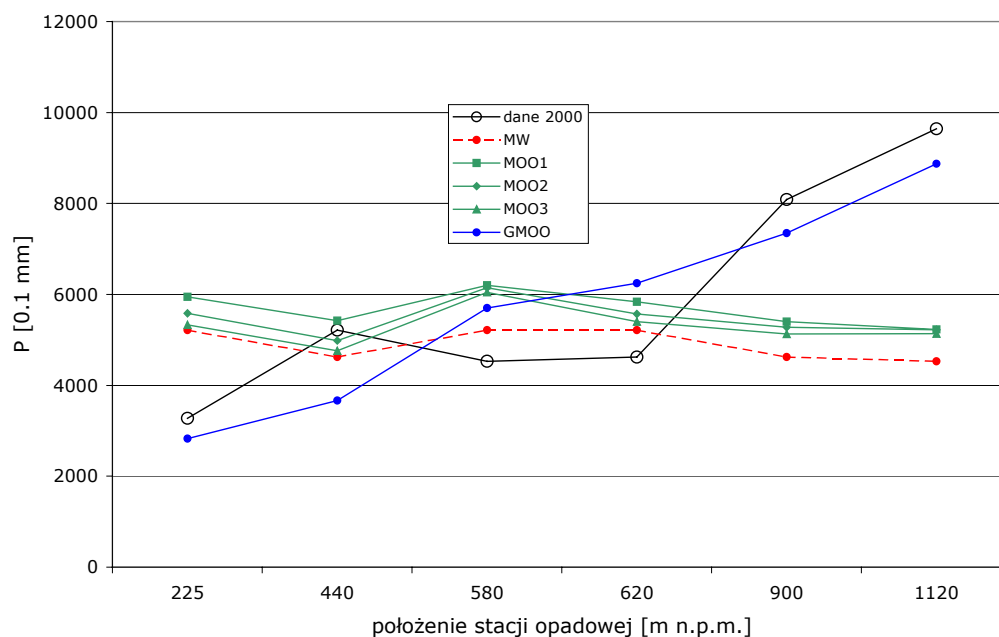
Weryfikację poszczególnych metod dla rocznych sum opadów przeprowadzono dla zlewni rzeki Peristerony. Wykorzystano w tym celu dane opadowe z lat 1999-2000. Na rysunkach X.1 i X.2 przedstawiono wyniki analiz odpowiednio dla roku 1999 i 2000.



Rysunek X.1. Wysokości opadu na sześciu posterunkach w zlewni rzeki Peristerony dla rocznej sumy opadu dla roku 1999.

Źródło: opracowanie własne

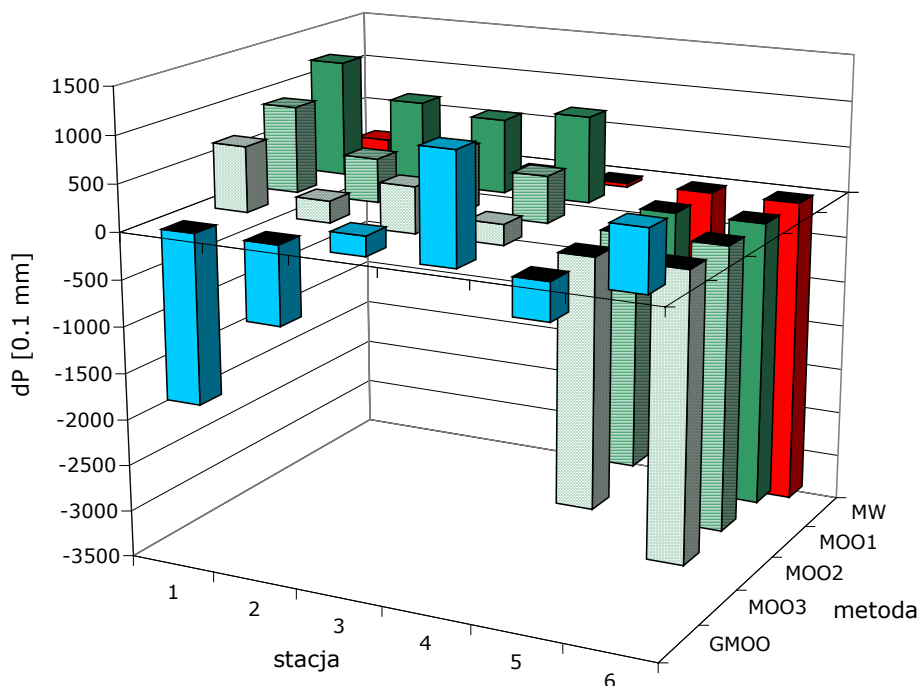
Dla czterech posterunków położonych najniżej, najlepsze wyniki uzyskano stosując metodę wieloboków (MW). Dla dwóch najwyższych położonych posterunków, gradientowa metoda odwrotnych odległości (GMOO) dała najlepsze wyniki. Warto zauważyć, że trzy odmiany metody odwrotnych odległości (MOOx) dla posterunków dolnych wykazują widoczne zróżnicowanie, zaś dla posterunków najwyższej dają niemal identyczne wyniki. Cztery metody nieparametryczne (MW, MOO1, MOO2, MOO3) zachowują się w zbliżony sposób. Metoda wieloboków generuje najniższe wysokości opadów. Zwiększanie wykładnika potęgowego w metodzie odwrotnych odległości (w przyjętym zakresie $1 \div 3$) powoduje generowanie coraz mniejszych wysokości opadów.



Rysunek X.2. Wysokości opadu na sześciu posterunkach w zlewni rzeki Peristerony dla rocznej sumy opadu dla roku 2000.
Źródło: opracowanie własne

Dla danych z roku 2000 wszystkie modele wygenerowały wyniki zbliżone do wyników z roku 1999. Jedyną różnicą polega na znacząco lepszym oszacowaniu przez metodę GMOO wysokości opadu dla posterunku najniżej położonego. Wydaje się zatem, że metoda GMOO w najwłaściwszy sposób opisała przestrzenną zmienność opadu.

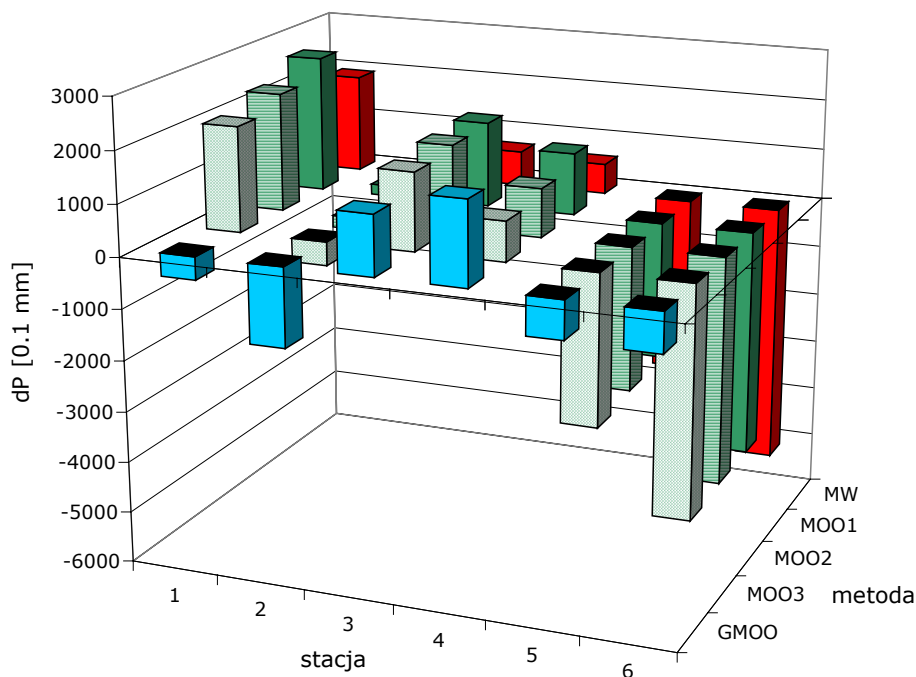
Na podstawie uzyskanych wyników obliczono statystyki opisane szczegółowo w rozdziale V.4. Pierwszą ze statystyk jest błąd oszacowania. Miara ta jest różnicą pomiędzy oszacowaną a zaobserwowaną wysokością opadu. Wartości dodatnie oznaczają przeszacowanie, wartości ujemne niedoszacowanie (rys. X.3).



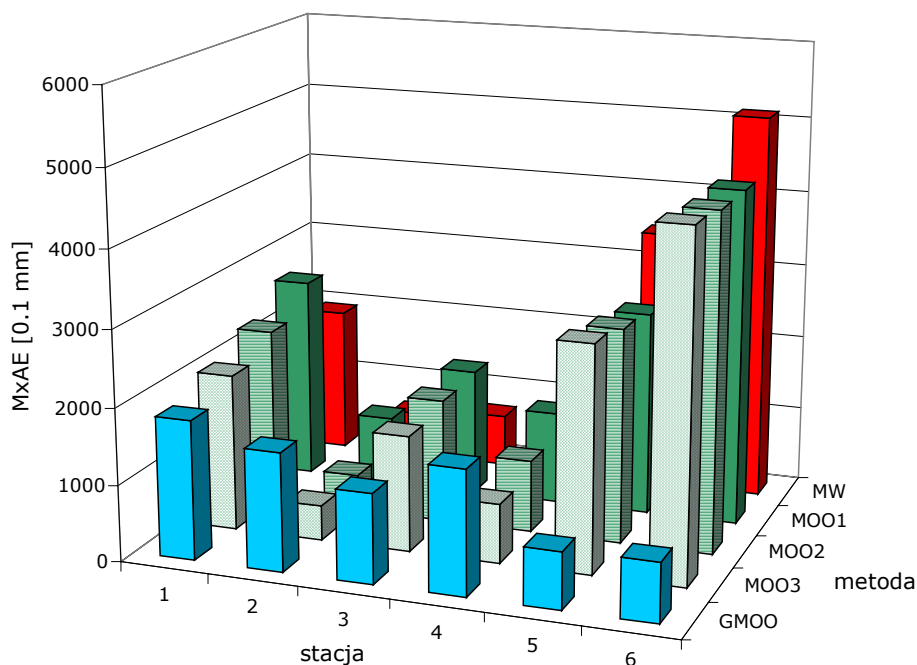
Rysunek X.3. Sumaryczne błędy oszacowania wysokości opadu na poszczególnych posterunkach pomiarowych w zlewni rzeki Peristerony w roku 1999.
Źródło: opracowanie własne

Analizując rysunek X.3 można zauważyć, że różne warianty metody odwrotnych odległości (MOOx) powodują systematyczne, nieznaczne przeszacowanie wysokości opadu na posterunkach nisko położonych (posterunki 1÷4) oraz znaczne niedoszacowanie wysokości opadu na posterunkach najwyżej położonych (posterunki 5÷6). Na posterunkach najniżej położonych MW oraz GMOO generują neutralne wyniki (błędy są przeciwnych znaków), w przypadku GMOO o znacznie większej wartości błędów. Na posterunkach najwyżej położonych jedynie GMOO generuje wyniki neutralne, znacznie lepsze od pozostałych metod.

Analizując wyniki uzyskane przy pomocy wszystkich metod dla danych z roku 2000 można stwierdzić, że dla najwyższych posterunków obliczone wartości opadu są niedoszacowane (rys. X.4). Nadal jednak wyniki uzyskane metodą GMOO obarczone są najmniejszym błędem.

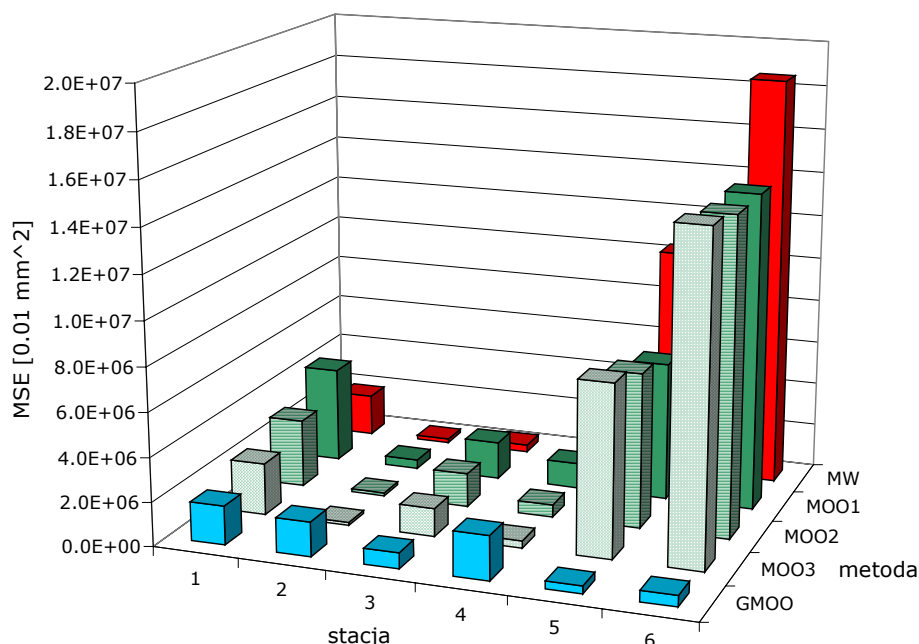


Rysunek X.4. Sumaryczne błędy oszacowania wysokości opadu na poszczególnych posterunkach pomiarowych w zlewni rzeki Peristerony w roku 2000.
 Źródło: opracowanie własne



Rysunek X.5. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) rocznych wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni rzeki Peristerony w latach 1999-2000.
 Źródło: opracowanie własne

Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) nie jest najbardziej reprezentatywną miarą oceny wielkości błędów, lecz pozwala określić, która z metod może generować ekstremalne, jednostkowe błędy. Analizując wyniki dla lat 1999-2000 przedstawione na rysunku X.5 można zauważyć, że dla posterunków 1 i 3 wszystkie metody dają porównywalne wyniki. Dla posterunków 2 i 4 metoda GMOO daje gorsze wyniki od pozostałych metod. Generalnie można uznać, że dla posterunków 1÷4 wyniki uzyskane przy pomocy GMOO są nieznacznie gorsze od pozostałych metod. Na posterunkach położonych najwyżej, GMOO daje wyniki znacznie lepsze od pozostałych metod. Największe błędy uzyskuje się stosując MW. Błędy uzyskiwane na posterunkach najwyższych są średnio 3-krotnie wyższe od błędów uzyskiwanych na posterunkach niższych.



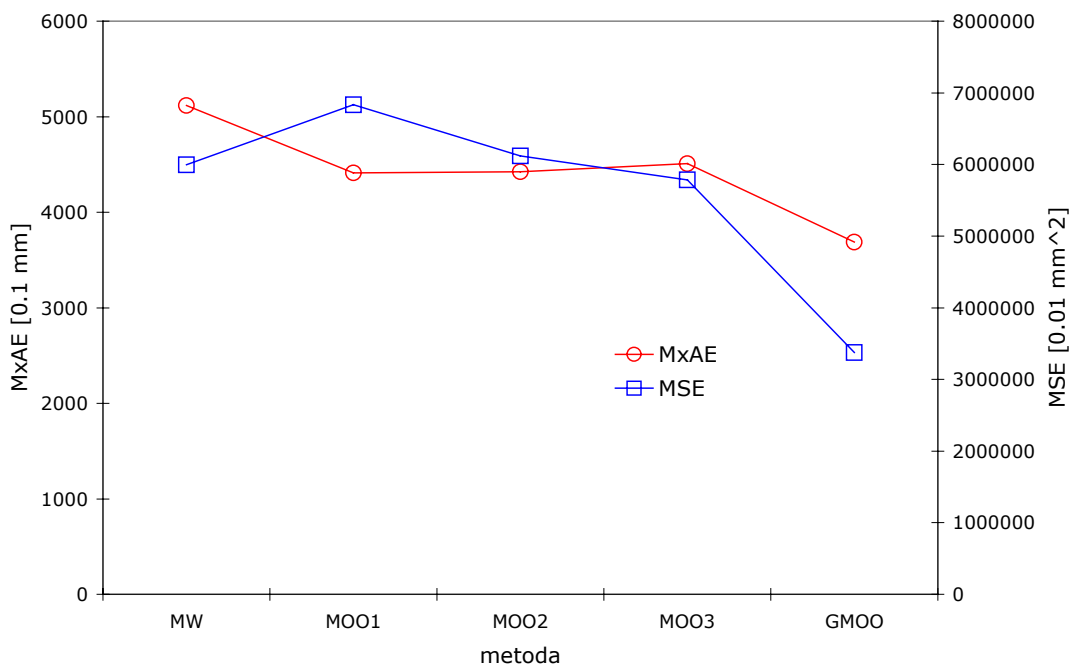
Rysunek X.6. Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) rocznych wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni rzeki Peristerony w latach 1999-2000.

Źródło: opracowanie własne

Analizując średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) można stwierdzić, że spośród posterunków 1÷4 największe błędy występują na posterunku położonym najniżej (rys. X.6). Jest to prawdopodobnie spowodowane znacznym oddaleniem tego posterunku od pozostałych. Wartym zauważenia jest fakt, że najmniejsze błędy uzyskuje się stosując MW.

Wraz ze wzrostem wysokości terenu, wyniki uzyskane metodami MW oraz MOOx są obarczone coraz większymi błędami. Średnie błędy kwadratowe MW są o około 20-40% większe w porównaniu z MOOx.

Wszystkie warianty MOOx generują bardzo zbliżone średnie błędy kwadratowe. Można więc przypuszczać, że wykładnik potęgi w tej metodzie ma drugorzędne znaczenie.



Rysunek X.7. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania rocznej wysokości opadu w zlewni rzeki Peristerony w latach 1999-2000.

Źródło: opracowanie własne

Analizując rysunek X.7 można zauważyć, że zwiększanie wykładnika potęgi w metodzie odwrotnych odległości zwiększa nieznacznie bezwzględny błąd oszacowania (MxAE). Jednak w odniesieniu do średniego błęd kwadratowego relacja ta ulega zmianie i jest o wiele bardziej znacząca. Można więc przyjąć, że najlepsze wyniki uzyskuje się stosując wyższe wykładniki potęgi metody MOOx o wartościach 2 lub 3. Analizując wyniki globalnie bez dekompozycji na poszczególne posterunki należy zauważyć, że obydwie miary (MxAE oraz MSE) w odniesieniu do MW, MOO1, MOO2 oraz MOO3 dają porównywalne wyniki.

Jedyną metodą znacznie odbiegającą od pozostałych jest GMOO, szczególnie w odniesieniu do MSE. Średnie błędy kwadratowe przy zastosowaniu tej metody są prawie dwukrotnie mniejsze w porównaniu z innymi metodami.

Tabela X.1. Błędy szacowania rocznych wysokości opadu dla zlewni rzeki Peristerony w odniesieniu do rocznych sum opadu.

Źródło: opracowanie własne

Metoda	MxAE [%]	MSE [%]
MW	110	50
MOOx	90	50
GMOO	80	40

Można zatem przyjąć, że przestrzenne szacowanie rocznych sum opadów przy gęstości sieci pomiarowej w zlewni rzeki Peristerony (1 posterunek na 18 km²) może być określone z maksymalnym błędem rzędu 100% oraz średnim błędem rzędu 40÷50%. Są to wartości uśrednione dla wszystkich posterunków i wszystkich metod.

Zastosowanie odpowiednich metod do poszczególnych obszarów może zmniejszyć uzyskiwane błędy 3-krotnie (tab. X.2).

Tabela X.2. Błędy szacowania rocznych wysokości opadu dla zlewni rzeki Peristerony w odniesieniu do rocznych sum opadu z lat 1999-2000 przy założeniu stosowania różnych metod dla obszarów nizinnych oraz górskich.

Źródło: opracowanie własne

Metoda	MxAE [%]	MSE [%]
MW dla posterunków 1÷4	40	17
GMOO dla posterunków 5÷6	16	14

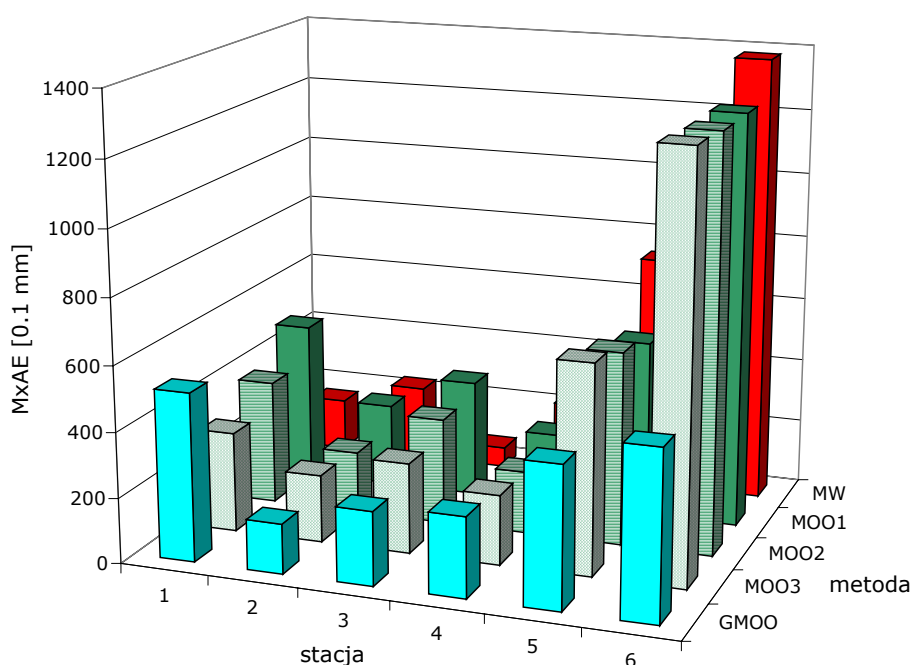
Wydaje się zatem, że w odniesieniu do rocznych sum opadów nie istnieje uniwersalna metoda minimalizująca błędy dla różnorodnych obszarów.

X.2. Opady miesięczne

Sumy miesięczne opadów zostały przeanalizowane dla dwóch obszarów: zlewni rzeki Peristerony oraz zlewni potoku Wielka Puszcza.

Zlewnia rzeki Peristerony

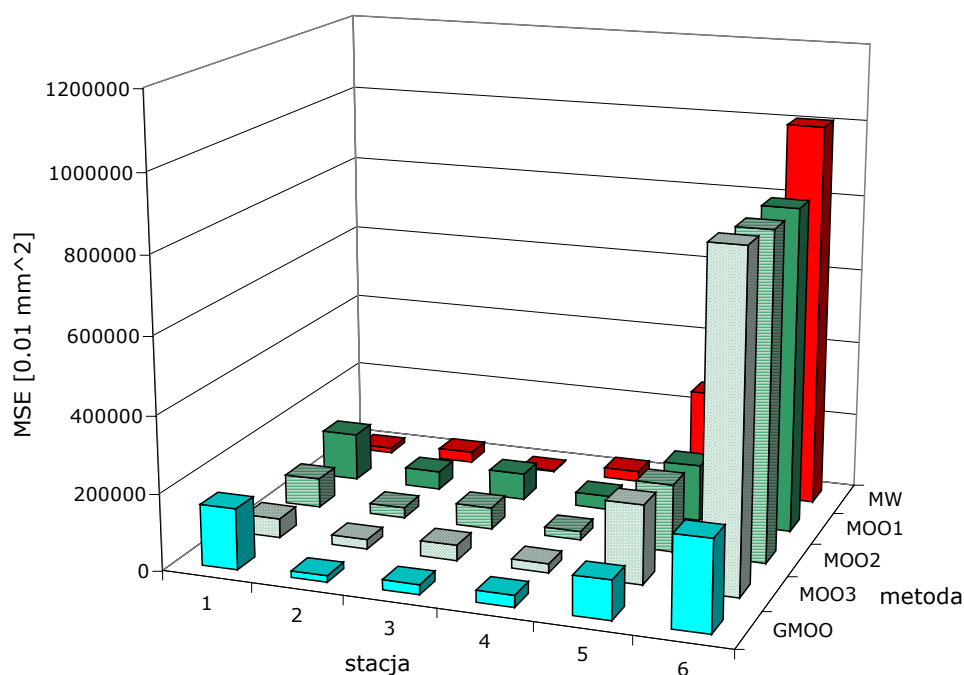
Przy analizie danych ze zlewni rzeki Peristerony dla potrzeb prezentacji przedstawiono szczegółowe zestawienia jedynie dla danych ze stycznia i lutego. Zbiorcze zestawienia maksymalnych bezwzględnych błędów oszacowania oraz średnich błędów kwadratowych dla tej zlewni obejmuje jednak wszystkie miesiące będące przedmiotem analiz.



Rysunek X.8. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni rzeki Peristerony dla stycznia w latach 1999-2000.

Źródło: opracowanie własne

Miesięczne sumy opadów dla stycznia z lat 1999-2000 przy zastosowaniu badanych metod generują maksymalne różnice rzędu 200÷300% (rys. X.8). Największe różnice widoczne są przy porównaniu MW i GMOO. Metoda wieloboków daje znacznie lepsze wyniki dla posterunków najniższych, zaś GMOO dla posterunków najwyższych położonych.



Rysunek X.9. Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni rzeki Peristerony dla stycznia w latach 1999-2000.
Źródło: opracowanie własne

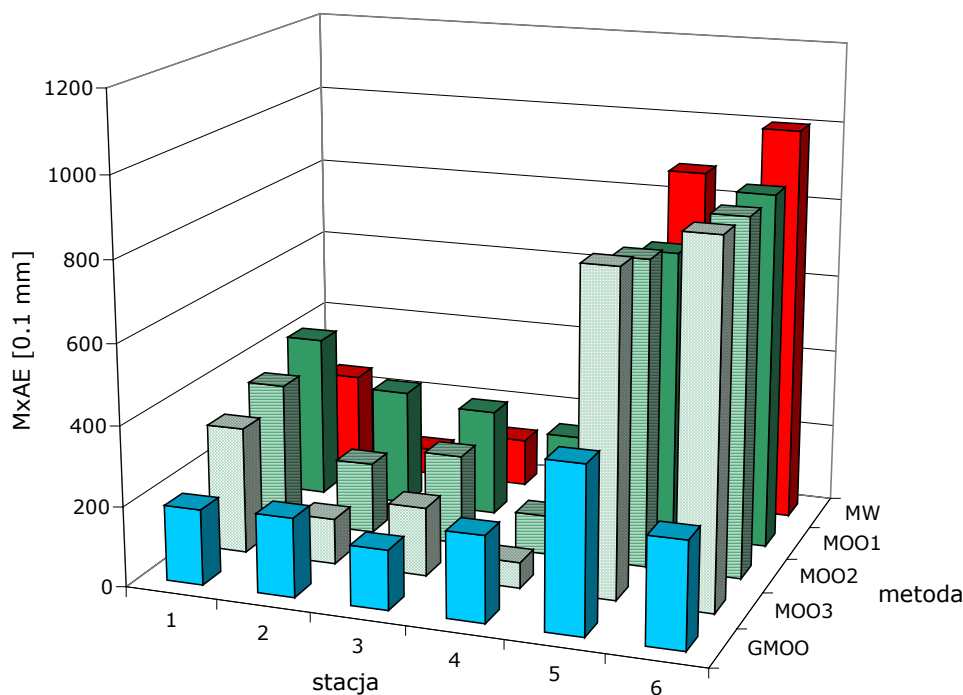
Analizując średni błąd kwadratowy dla posterunków 1÷4 (rys. X.9) można zauważyć, że za wyjątkiem posterunków położonego najniżej, wyniki uzyskane przy zastosowaniu poszczególnych metod są obarczone podobnym błędem. Najlepsze wyniki uzyskano stosując MW, najgorsze zaś GMOO.

Dla posterunków położonych najwyżej (5÷6) najlepsze wyniki uzyskano przy zastosowaniu GMOO.

Sytuacja jest zatem analogiczna jak w przypadku opadów rocznych – dla posterunków najniżej położonych najlepsze wyniki uzyskuje się stosując MW, zaś dla posterunków górskich GMOO.

Wyniki uzyskane dla lutego (rys. X.10) przy szacowaniu maksymalnego błędu miesięcznej wysokości opadu są zbliżone do wyników uzyskanych dla stycznia.

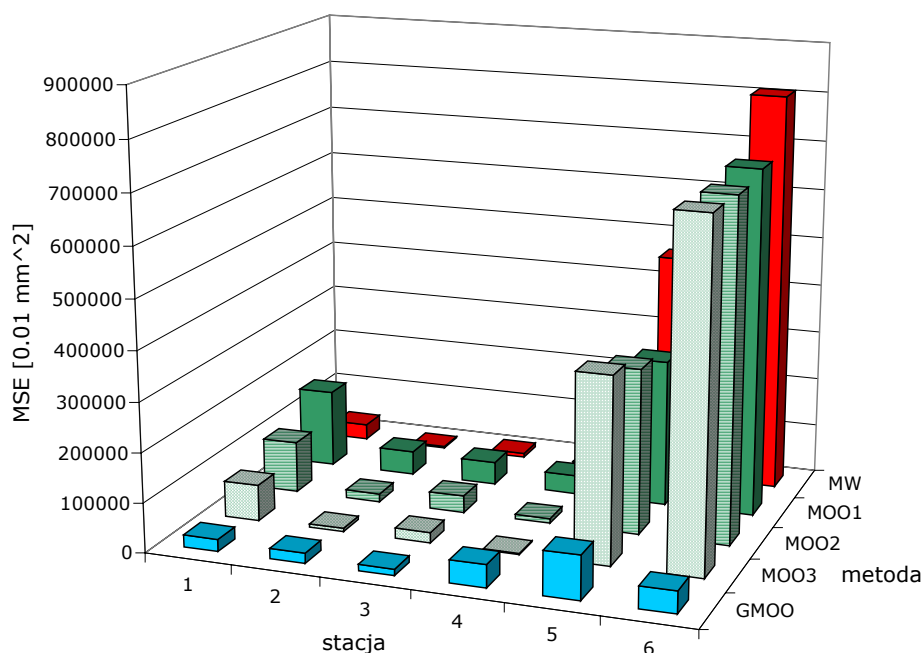
Większe różnice widoczne są przy porównaniu wartości średniego błędu kwadratowego dla poszczególnych miesięcy (rys. X.11). Dla danych z lutego, metoda GMOO w odniesieniu do wszystkich posterunków daje znakomite rezultaty.



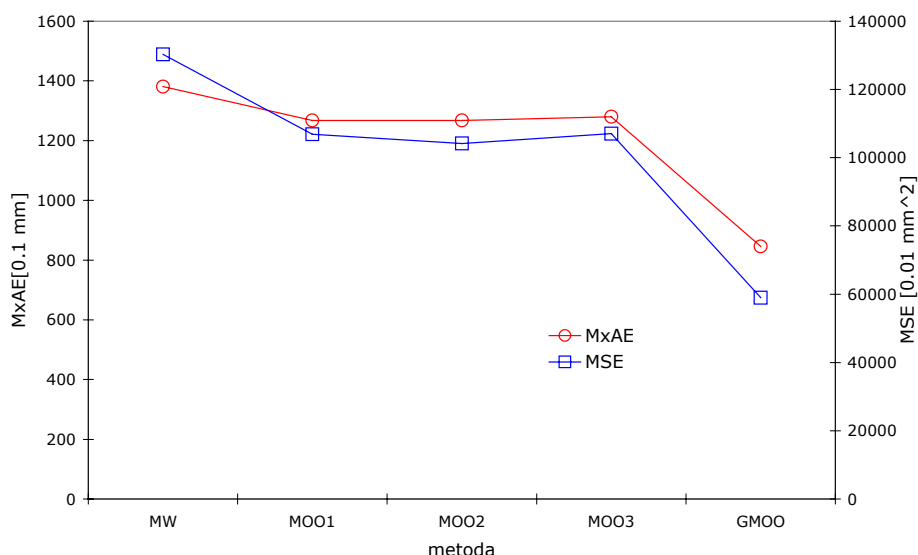
Rysunek X.10. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni rzeki Peristerony dla lutego w latach 1999-2000.
Źródło: opracowanie własne

Wnioski te potwierdza zbiorcza analiza maksymalnego bezwzględnego błędu oszacowania (MxAE) oraz średniego błędu kwadratowego oszacowania (MSE) miesięcznej wysokości opadu dla poszczególnych metod (rys. X.12). Najgorsze wyniki uzyskano stosując MW. Nieznacznie lepsze wyniki uzyskano stosując trzy warianty MOOx, przy czym wykładnik potęgowy nie miał praktycznie wpływu na uzyskiwane rezultaty. Najlepsze wyniki uzyskano stosując GMOO.

Głównym powodem uzyskania średnio o 50% mniejszych błędów przy stosowaniu GMOO jest prawdopodobnie zróżnicowanie wysokości opadów uzależnione od wysokości posterunku. Wysokość opadu na najwyższym posterunku jest około 3-krotnie większa od wysokości opadu na posterunku położonym najniżej. Prawidłowe oszacowanie opadu na najwyższych położonych posterunkach ma więc istotny wpływ na ostateczne wartości błędów. Należy to mieć na uwadze przy ostatecznej interpretacji uzyskanych wyników.



Rysunek X.11. Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni rzeki Peristerony dla lutego w latach 1999-2000.
 Źródło: opracowanie własne

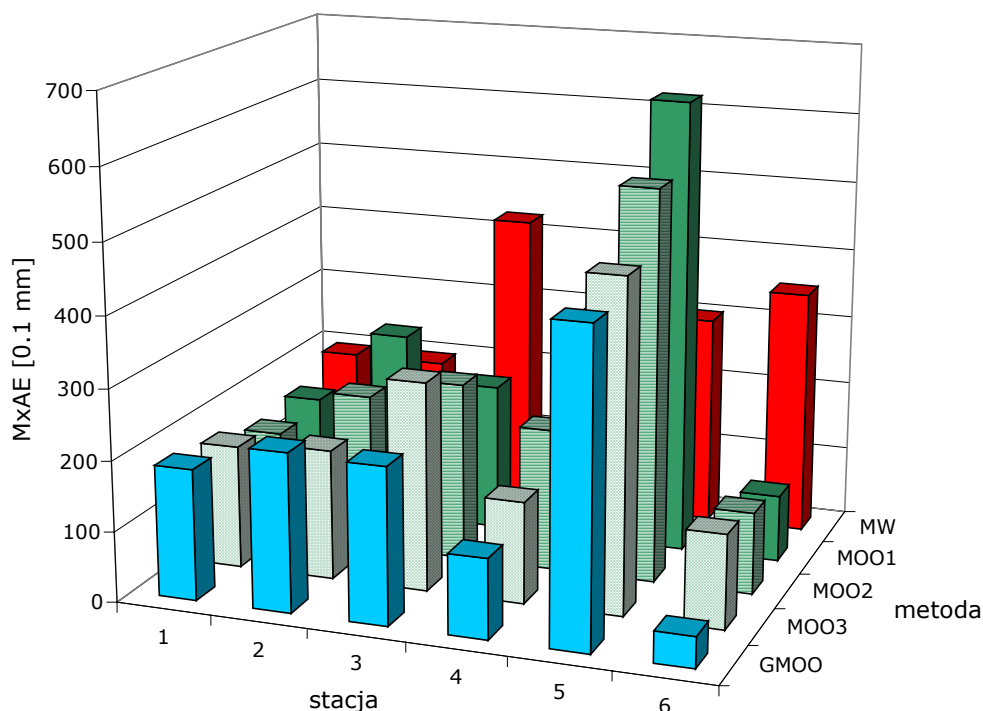


Rysunek X.12. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) miesięcznej wysokości opadu w zlewni rzeki Peristerony w latach 1999-2000.
 Źródło: opracowanie własne

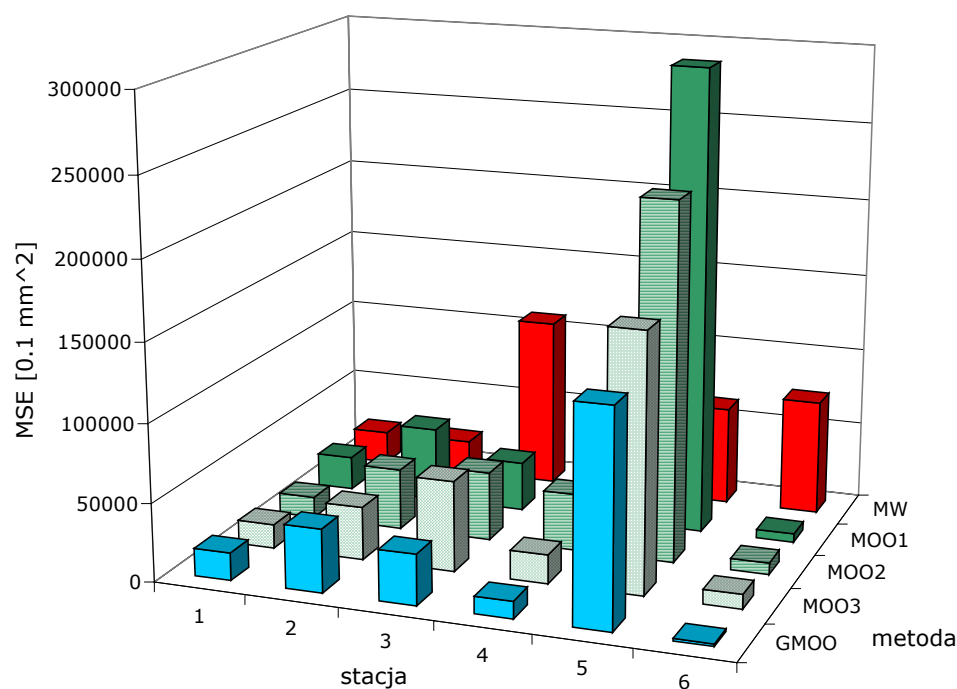
Zlewnia potoku Wielka Puszca

Weryfikacja metod przestrzennego rozkładu opadu w zlewni potoku Wielka Puszca oparta była na znacznie krótszych ciągach danych, niż miało to miejsce w przypadku zlewni rzeki Peristerony. Do weryfikacji wykorzystano dane z lipca i sierpnia 1997 roku.

Maksymalne bezwzględne błędy oszacowania nie wykazują wyraźnych tendencji. Na podstawie danych zaprezentowanych na rysunku X.13 trudno jest określić reguły odnośnie poszczególnych metod. Na posterunkach najniższych wszystkie metody dają porównywalne wyniki. Metoda odwrotnych odległości i GMOO wykazują największe zróżnicowanie na najwyższych posterunkach. Błędy uzyskane dla MW na posterunkach 5 i 6 są porównywalne, podczas gdy pozostałe metody na posterunku 5 generują większe, zaś na posterunku 6 znacząco niższe błędy. Należy jednak pamiętać, że maksymalny bezwzględny błąd oszacowania, szczególnie w odniesieniu do tak krótkich serii danych nie może być miarodajny przy ocenie poszczególnych metod.



Rysunek X.13. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni potoku Wielka Puszca dla lipca-sierpnia 1997.
Źródło: opracowanie własne

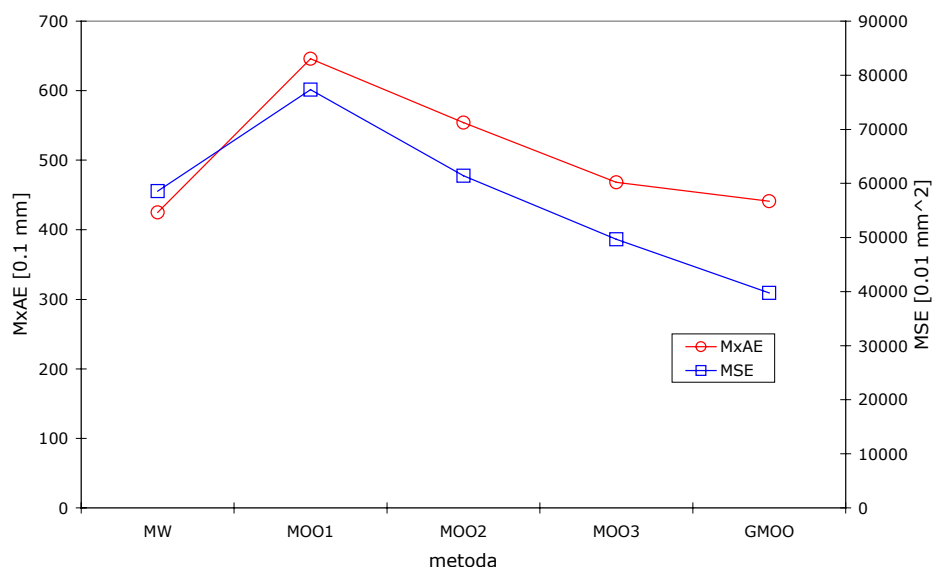


Rysunek X.14. Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni potoku Wielka Puszca dla lipca-sierpnia 1997.
Źródło: opracowanie własne

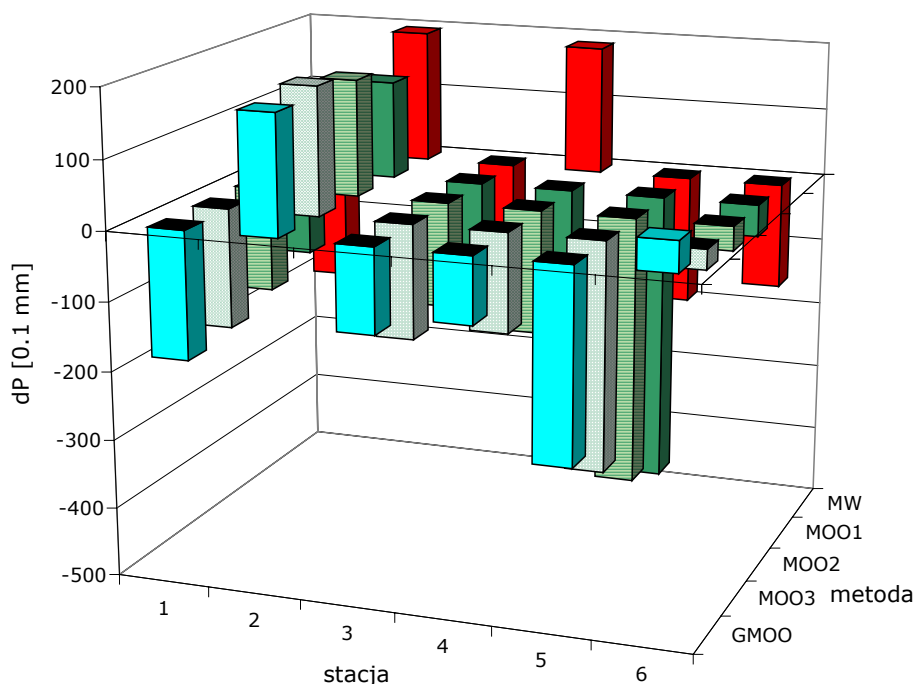
Średni błąd kwadratowy oszacowania (rys. X.14) wykazuje charakterystykę zbliżoną do maksymalnego bezwzględnego błędu oszacowania (rys. X.13). Na posterunkach najniższych wszystkie metody dają porównywalne wyniki. Na posterunku 5 najmniejszy błąd oszacowania uzyskano metodą MW, natomiast na posterunku 6 najlepsze wyniki uzyskano stosując MOOx oraz GMOO.

Zestawienie zbiorcze błędów poszczególnych metod przedstawia rysunek X.15. Najgorsze wyniki uzyskano stosując MOO1. Zastosowanie najlepszej z metod – GMOO – powoduje zmniejszenie błędów o niemal 50%. Widoczna jest poprawa wyników przy zwiększaniu wykładnika potęgowego w metodzie odwrotnych odległości. Stoi to zatem w sprzeczności z wnioskami przedstawianymi przez niektórych autorów, że wykładnik potęgowy w metodzie odwrotnych odległości nie ma większego znaczenia.

Metoda wieloboków daje wyniki porównywalne z najlepszym wariantem metody odwrotnych odległości – MOO3.



Rysunek X.15. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) miesięcznej wysokości opadu w zlewni potoku Wielka Puszca dla lipca-sierpnia 1997.
 Źródło: opracowanie własne



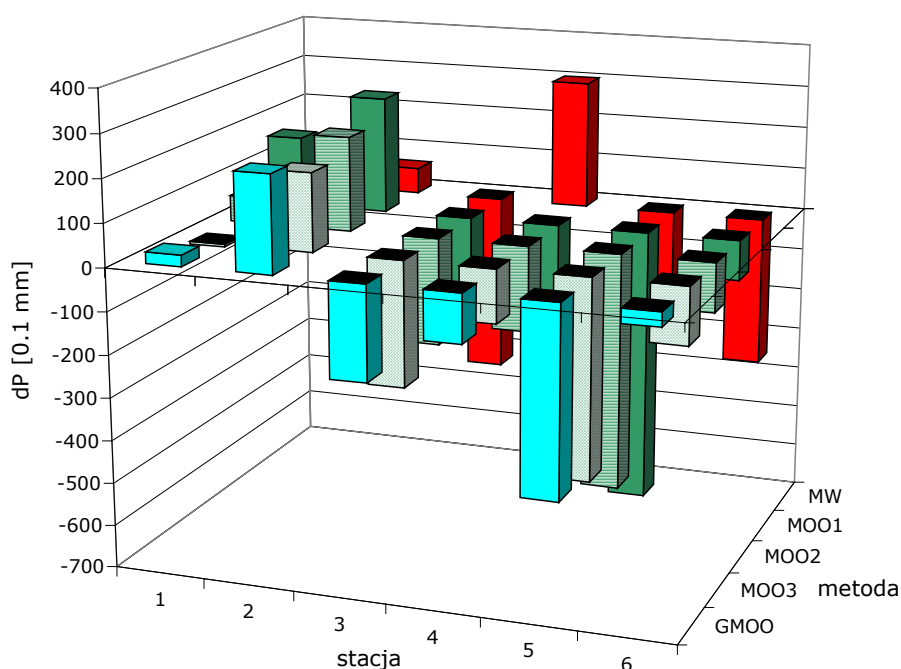
Rysunek X.16. Sumaryczne błędy oszacowania miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni potoku Wielka Puszca dla lipca 1997.
 Źródło: opracowanie własne

Sumaryczne błędy oszacowania przedstawione na rysunku X.16 dla lipca 1997 wykazują systematyczne zaniżanie wysokości opadów dla wszystkich posterunków za wyjątkiem posterunku 2 przy zastosowaniu MOOx.

Zastanawiający może być fakt uzyskania relatywnie niewielkich sumarycznych błędów oszacowania na posterunku położonego najwyżej, zarówno dla lipca (rys. X.16), jak i sierpnia (rys. X.17). Jest to tym bardziej interesujące, że posterunek 6 jest położony w pewnym oddaleniu od pozostałych. Trudno w sposób jednoznaczny określić przyczyny uzyskania takich rezultatów. Można jedynie przypuszczać, że powodem może być np. opad o lokalnym charakterze.

Zarówno dla okresu lipca jak i sierpnia, wszystkie metody mają raczej tendencje do zaniżania wysokości opadów. Jedynie dla posterunku 2 wszystkie metody dają wyniki zawyżone.

Podobnie jak w przypadku rocznych sum opadów, dla posterunków górskich najlepsze rezultaty uzyskano stosując GMOO. Różnice w porównaniu z innymi metodami nie są już jednak tak znaczne.



Rysunek X.17. Sumaryczne błędy oszacowania miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych posterunków w zlewni potoku Wielka Puszca dla sierpnia 1997.

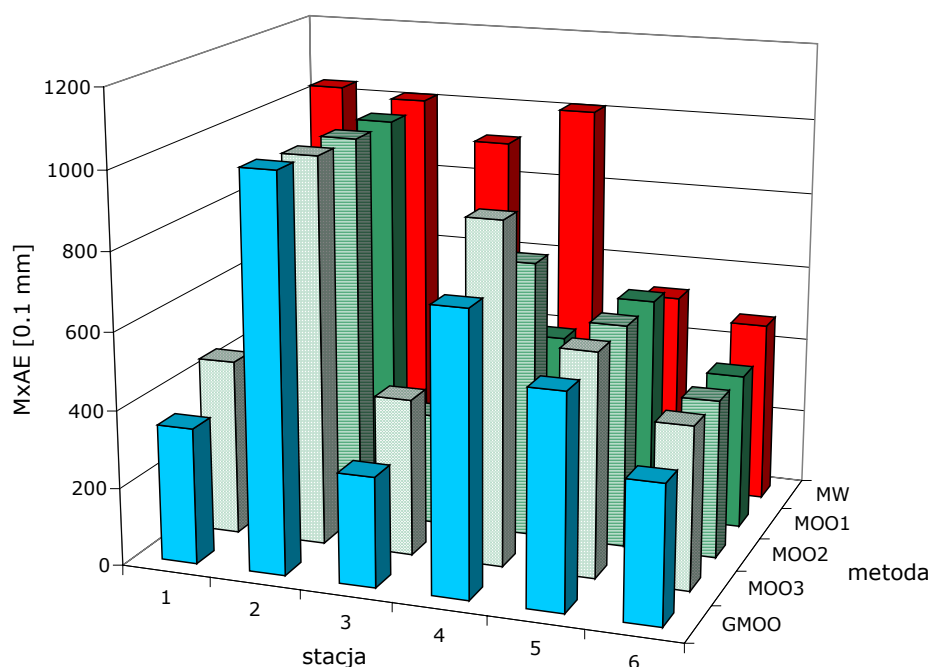
Źródło: opracowanie własne

X.3. Opady dobowe

Sumy dobowe opadów zostały przeanalizowane dla trzech obszarów: zlewni rzeki Peristerony, zlewni rzeki Soły oraz zlewni potoku Wielka Puszcza.

Zlewnia rzeki Peristerony

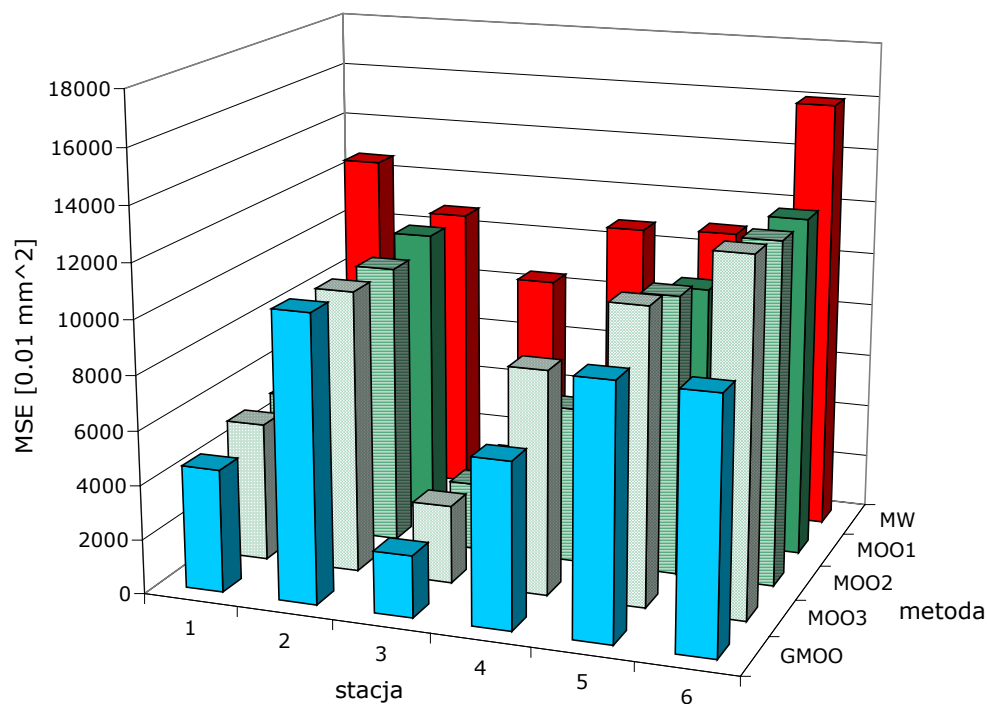
Przy analizie maksymalnego bezwzględnego błędu oszacowania (MxAE) dla danych ze zlewni rzeki Peristerony (rys. X.18) można zauważyć zanikanie różnic pomiędzy poszczególnymi metodami w porównaniu z analizami dla sum rocznych i miesięcznych. W przeciwieństwie do analiz dla dłuższych okresów czasu, przy sumach dobowych opadu wraz ze wzrostem wysokości terenu maleją wartości błędów. Jest to o tyle zastanawiające, że wysokości opadu wzrastają wraz ze wzrostem wysokości terenu. Wielkości niedoszacowania/przeszacowania wysokości opadu powinny więc wzrastać, nie zaś maleć.



Rysunek X.18. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) dobowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni rzeki Peristerony dla lat 1999-2000.

Źródło: opracowanie własne

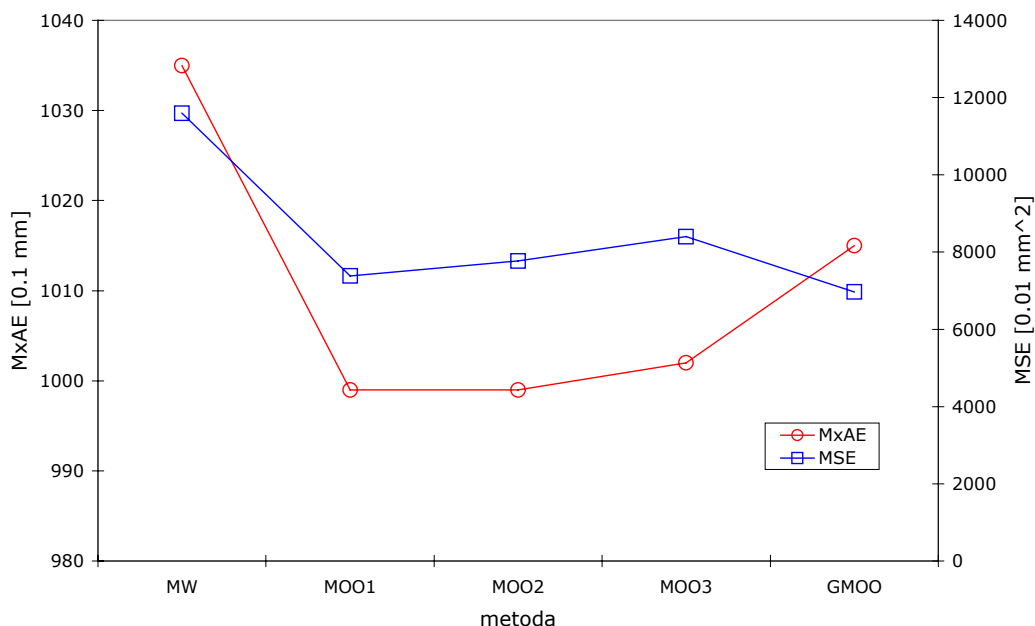
Na podstawie analiz maksymalnych bezwzględnych błędów oszacowania można stwierdzić, że niezależnie od zastosowanej metody rozkładu najtrudniej jest poprawnie oszacować wysokość opadu na posterunku 2.



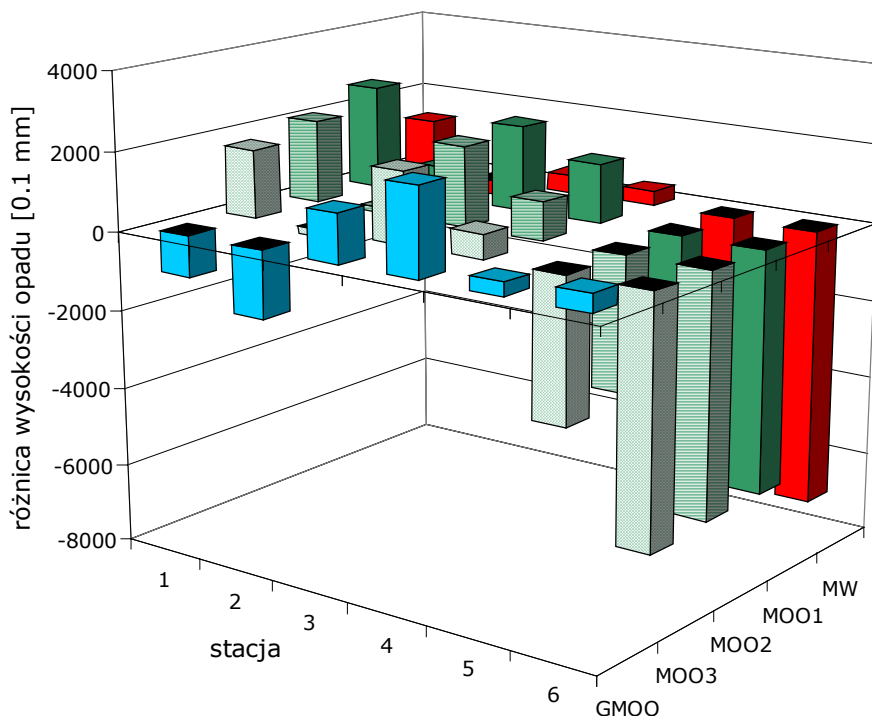
Rysunek X.19. Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni rzeki Peristerony dla lat 1999-2000.
Źródło: opracowanie własne

Na podstawie analizy średnich błędów kwadratowych (rys. X.19) można stwierdzić, że największe błędy generuje MW. W przeciwieństwie do maksymalnego bezwzględnego błędu oszacowania, błędy wzrastają wraz ze wzrostem wysokości posterunku. Jest to trend zgodny z oczekiwaniem. Metoda GMOO daje wyniki obarczone nieznacznie mniejszym błędem w porównaniu z pozostałymi metodami.

Na podstawie analizy danych zbiorczych (rys. X.20) można stwierdzić, że za wyjątkiem MW wszystkie pozostałe metody dają zbliżone wyniki. Interesująca jest analiza porównawcza metod MOOx oraz GMOO. Pod względem maksymalnego bezwzględnego błędu oszacowania (MxAE) metoda odwrotnych odległości (MOOx) daje lepsze wyniki niż gradientowa metoda odwrotnych odległości (GMOO). Przy zastosowaniu jednak jako miary średniego kwadratowego błędu oszacowania (MSE) metoda GMOO daje lepsze rezultaty.



Rysunek X.20. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu w zlewni rzeki Peristerony dla lat 1999-2000.
 Źródło: opracowanie własne



Rysunek X.21. Sumaryczne błędy oszacowania wysokości opadu dobowego na poszczególnych posterunkach w zlewni rzeki Peristerony dla danych z lat 1999-2000.
 Źródło: opracowanie własne

Przy ostatecznej ocenie skuteczności metod wykorzystano wyniki zaprezentowane na rysunku X.21. Sumaryczne błędy oszacowania skonfrontowane ze średnimi błędami kwadratowymi wskazują, że o ile przy metodzie GMOO dla najniżej położonych posterunków wielkości błędów są porównywalne, to wartości błędów dla posterunków najwyżej położonych wykazują duże zróżnicowanie. Minimalne wartości błędów sumarycznych wskazują na fakt, że metoda GMOO najlepiej ze wszystkich dopasowuje się do zmienności opadów dobowych na posterunkach górskich. Pozostałe metody powodują systematycznie niedoszacowywanie wysokości opadów dobowych.

Podobna sytuacja występuje w odniesieniu do metody MW dla posterunków niżej położonych. Pomimo tego, że średnie błędy kwadratowe przy zastosowaniu tej metody dla posterunków 1÷4 są największe, sumaryczne błędy oszacowania mają najmniejsze wartości.

Metoda wieloboków (MW) dla najniższych posterunków wykazuje największe maksymalne bezwzględne błędy oraz średnie błędy kwadratowe lecz wydaje się ona najwłaściwsza do szacowania dobowych wysokości opadu na posterunkach 1÷4.

Metoda GMOO jest natomiast najwłaściwsza do estymacji opadu w górnej części zlewni. Jest to szczególnie widoczne w przypadku sumarycznego błędu oszacowania.

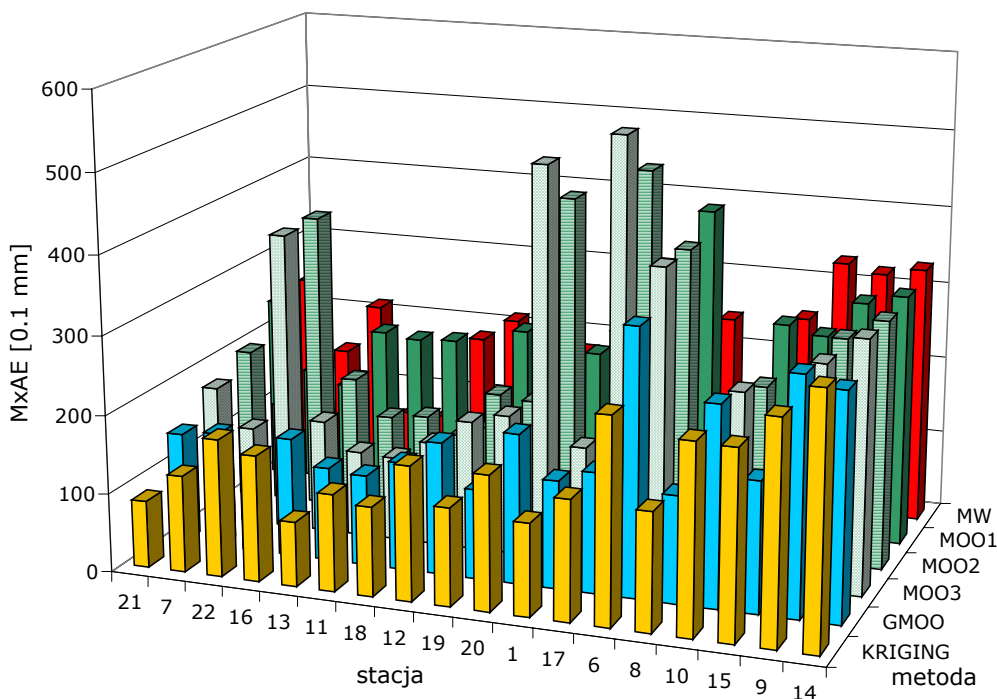
Analizując wyniki globalnie bez podziału na posterunki należy stwierdzić, że najlepsze wyniki uzyskano stosując metodę GMOO.

Zlewnia rzeki Soły

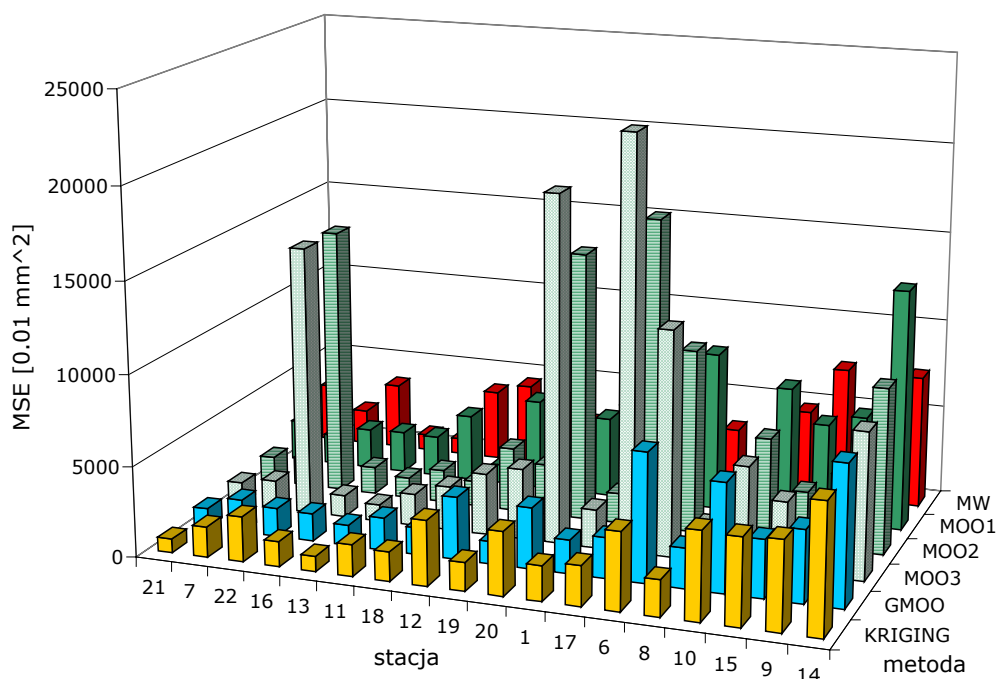
Podobnie jak w przypadku zlewni rzeki Peristerony, również posterunki w zlewni rzeki Soły zostały uporządkowane rosnąco – od najniżej do najwyżej położonych. Wyniki analiz maksymalnego bezwzględnego błędu oszacowania (rys. X.22) wskazują, że poza nielicznymi wyjątkami wszystkie metody na większości posterunków generują zbliżone wyniki. Jedynie na posterunkach numer 22, 20, 17 oraz 6 metody odwrotnych odległości, szczególnie MOO2 i MOO3 wykazują znacząco większe wartości błędów.

Szczególnie interesujący wydaje się być fakt, że poszczególne wersje MOOx zachowują się w sposób nieregularny. Na niektórych posterunkach wzrost wykładnika potęgi powoduje zmniejszanie się błędu, na niektórych zaś błędy wzrastają. Jeszcze wyraźniej jest to widoczne na rysunku X.23. Średnie błędy kwadratowe generowane przy zastosowaniu metod odwrotnych odległości na niektórych posterunkach kilkukrotnie przewyższają błędy innych metod.

Najlepsze wyniki w zlewni rzeki Soły dla dobowych sum opadów, niezależnie od wysokości bezwzględnej posterunku, uzyskano przy zastosowaniu metody krigingu oraz GMOO.

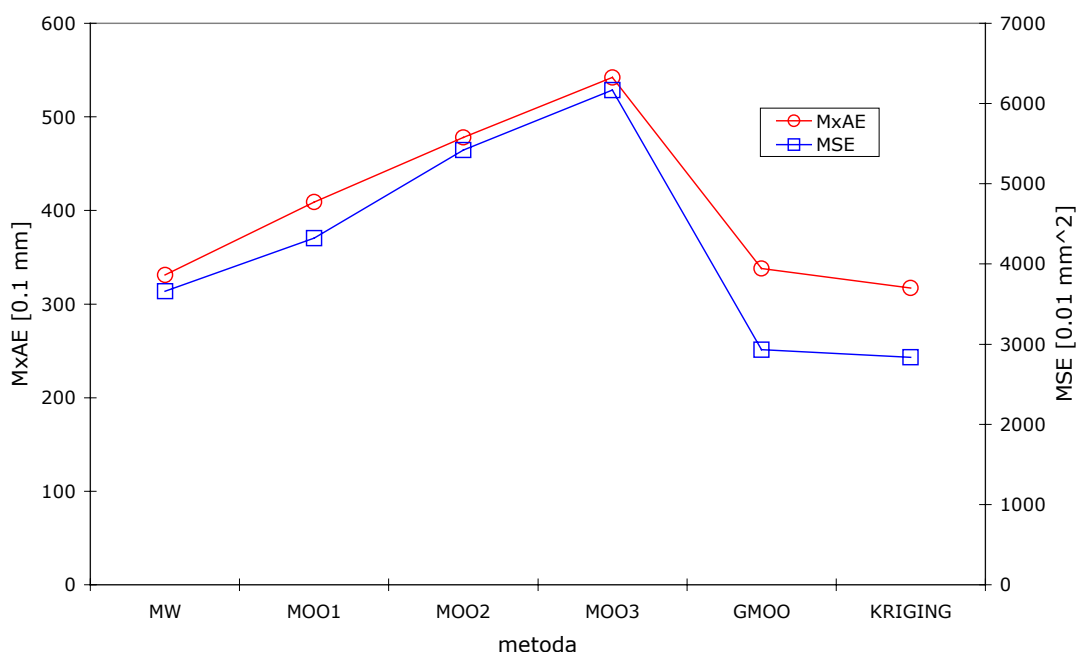


Rysunek X.22. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) dobowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni rzeki Soły dla okresu maj÷sierpień 1995.
 Źródło: opracowanie własne



Rysunek X.23. Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni rzeki Soły dla okresu maj÷sierpień 1995.
 Źródło: opracowanie własne

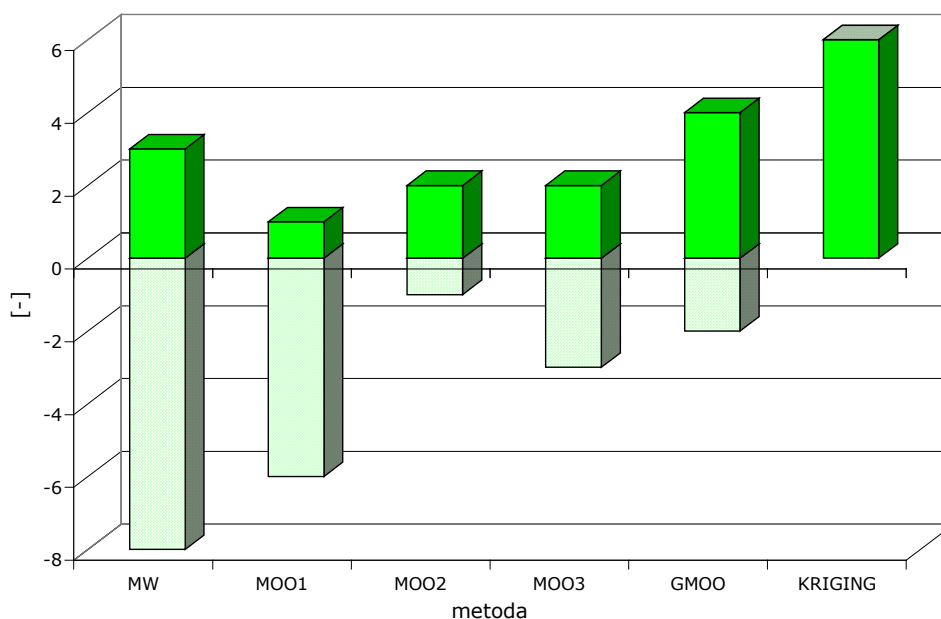
Zbiornicze wyniki dla wszystkich posterunków (rys. X.24) potwierdzają wcześniejsze obserwacje. Najmniejsze błędy oszacowania dają metody GMOO oraz kriging. Niewiele gorsze wyniki uzyskuje się przy zastosowaniu metody MW. Metoda odwrotnych odległości daje najgorsze wyniki, szczególnie dla wysokich wykładników potęg. Najgorsze wyniki ze względu na wyjątkowo duże błędy oszacowania na posterunkach 6, 15 i 14 uzyskano wykorzystując MOO2 i MOO3.



Rysunek X.24. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu w zlewni rzeki Soły dla okresu maj÷sierpień 1995.
Źródło: opracowanie własne

Ze względu na niejednoznaczność interpretacji uzyskanych wyników zdecydowano się wprowadzić dodatkową miarę skuteczności modeli. Jest to miara określająca częstość uzyskania najlepszych bądź najgorszych wyników na poszczególnych posterunkach. Model, który najczęściej daje najlepsze rezultaty uzyska maksymalną częstość wartości dodatnich, zaś model najgorszy uzyska największą częstość wartości ujemnych. Pozwoli to uniknąć 'uśredniania' wyników i ocenić, który z modeli jest najbardziej przewidywalny. Miarę tą zastosowano w odniesieniu do MxAE oraz MSE oddzielnie. Wyniki przedstawiono na rysunku X.25 oraz X.26.

Porównując te rysunki można zauważyć pewne paradoksy związane z metodą odwrotnych odległości. Z analizy rysunku X.24 wynika, że zmniejszanie wykładnika potęgi minimalizuje błędy. Ale na rysunku X.26 metoda MOO2 ani razu nie okazała się najgorszą, wykazując znacznie lepsze działanie w porównaniu z MOO1 i MOO3.



Rysunek X.25. Częstość uzyskania najlepszych (+) lub najgorszych (-) wyników na poszczególnych posterunkach. Miarą jest maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) dobowej wysokości opadu w zlewni rzeki Soły dla okresu maj÷sierpień 1995.
Źródło: opracowanie własne

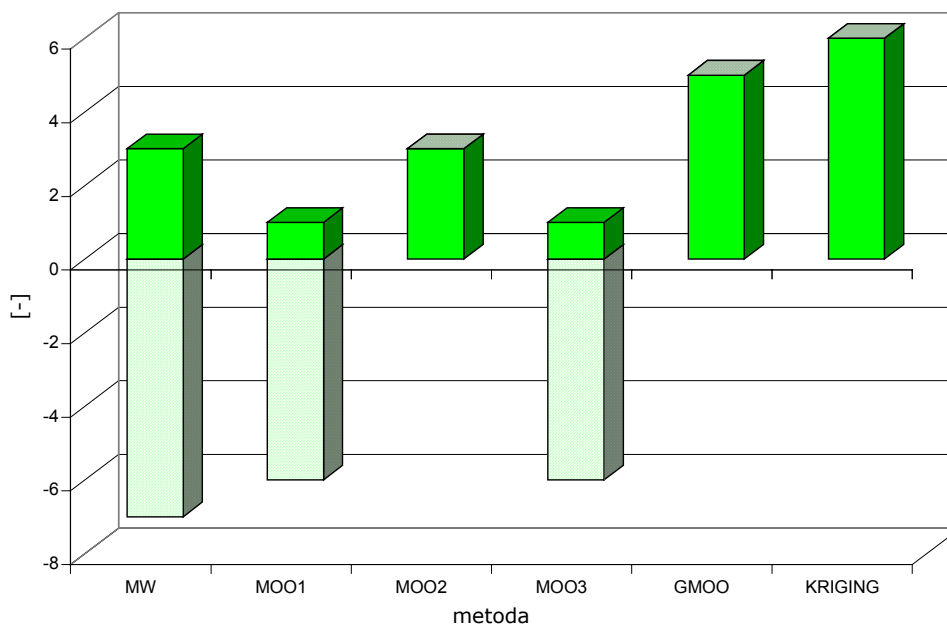
Najlepsze wyniki pod względem MxAE uzyskano stosując metodę krigingu (rys. X.25). Ani razu nie okazała się ona najgorsza. Drugą w kolejności okazała się metoda GMOO.

Spośród wariantów metody odwrotnych odległości, najlepszą okazała się MOO2. Zostało to jeszcze bardziej dobitnie potwierdzone na rysunku X.26. Widać wyraźnie, że trzy z prezentowanych metod ani razu nie dały najgorszych wyników. Są to MOO2, GMOO oraz kriging (OK). Widać tutaj wyraźnie jak istotne znaczenie ma przyjęcie odpowiedniego wykładnika potęgowego metody odwrotnych odległości.

Można więc uznać, że dwie z metod w znaczący sposób odbiegają od pozostałych dając znacznie lepsze oszacowania wysokości opadu. Są to metoda GMOO oraz zwykły kriging. Problemem do dyskusji pozostaje stosowalność każdej z tych metod. Metoda GMOO wymaga bowiem numerycznego modelu terenu (DEM), lecz nie wymaga dużej liczby posterunków. Metody geostatystyczne nie wymagają numerycznego modelu terenu, lecz do prawidłowej implementacji konieczna jest odpowiednia ilość danych pomiarowych.

Analiza danych dobowych wydaje się być najistotniejsza z dwóch względów: (i) jest to najczęściej chyba wykorzystywany krok dyskretyzacji czasowej, (ii) zgromadzone dane umożliwiły przeprowadzenie analizy przy pomocy wszystkich metod. Podsumowując — jeżeli posiadamy wiele posterunków i długie ciągi pomiarowe, warto stosować metody geostatystyczne. Jeżeli nie

mamy dostępu do takich danych, warto pokusić się o zastosowanie metody GMOO.



Rysunek X.26. Częstość uzyskania najlepszych (+) lub najgorszych (-) wyników na poszczególnych posterunkach. Miarą jest średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu w zlewni rzeki Soły dla okresu maj÷sierpień 1995.
Źródło: opracowanie własne

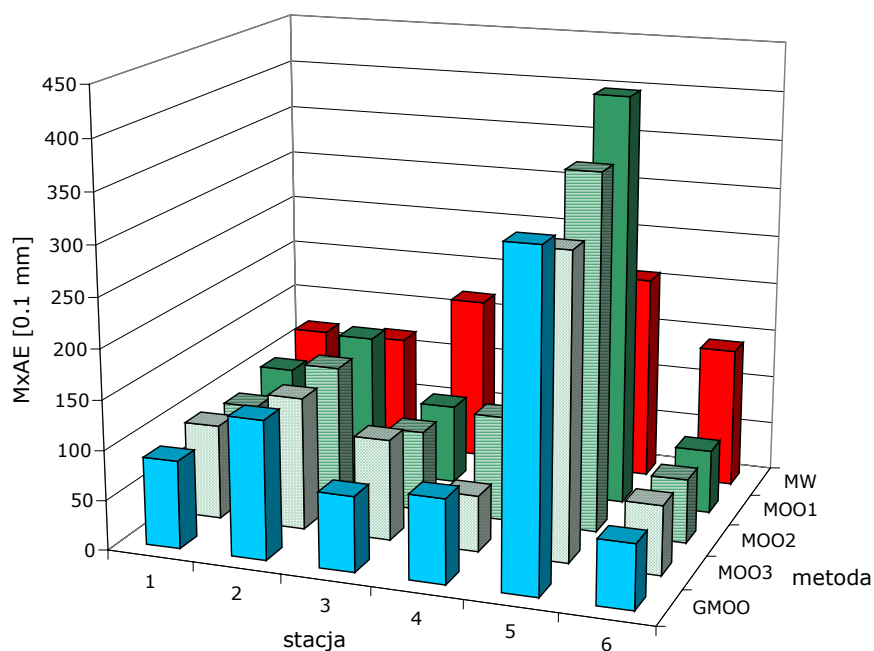
Zlewnia potoku Wielka Puszca

Weryfikację metod dla opadów dobowych w zlewni potoku Wielka Puszca przeprowadzono w oparciu o 6 posterunków. Podobnie jak w poprzednich przypadkach posterunki zostały uporządkowane od leżącego najniżej do posterunków położonych najwyżej.

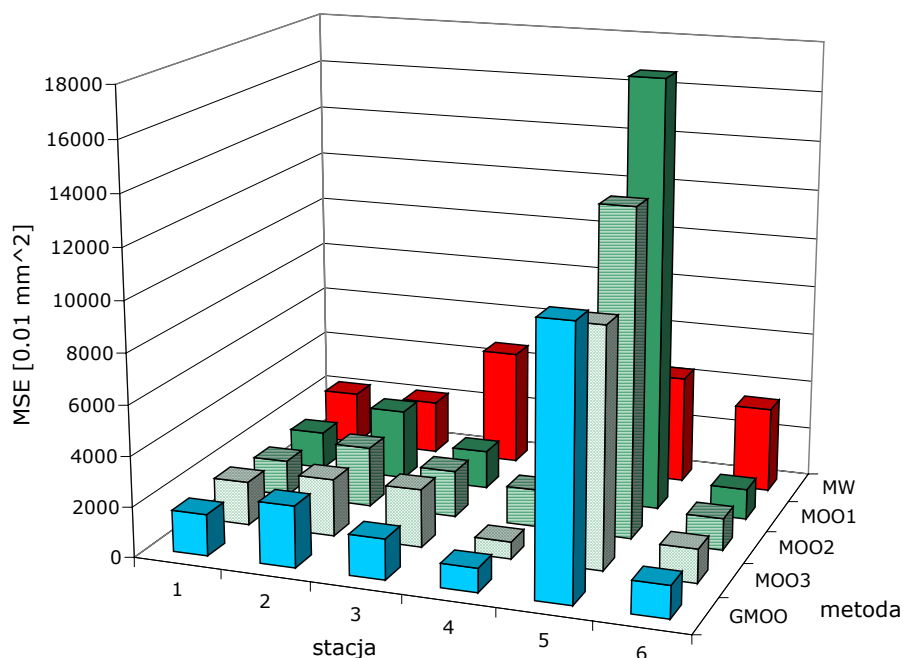
Wartości maksymalnego bezwzględnego błędu oszacowania (rys. X.27) są do siebie zbliżone dla wszystkich metod niezależnie od położenia posterunku. Jedynym odstępstwem jest posterunek 5, dla którego wartości błędów są kilkakrotnie większe niż dla pozostałych posterunków. Należy jednak zaznaczyć, że zlewnia potoku Wielka Puszca jako jedyny spośród analizowanych obszarów posiada posterunki zlokalizowane powyżej punktu inwersji opadowej. Jest to posterunek 6, na którym sumy opadów są mniejsze niż na posterunku 5. Błędy bezwzględne generowane na posterunku 5 mogą być zatem większe niż na pozostałych posterunkach.

Analizując średnie błędy kwadratowe (rys. X.28) można stwierdzić, że błędy przy estymacji wysokości opadów na posterunku, na którym notowane są najwyższe opady są jeszcze większe niż w przypadku MxAE.

Prawdopodobnie ze względu na fakt, że jest to najmniejszy z analizowanych obszarów, błędy uzyskiwane przy zastosowaniu różnych metod dają zbliżone wyniki.

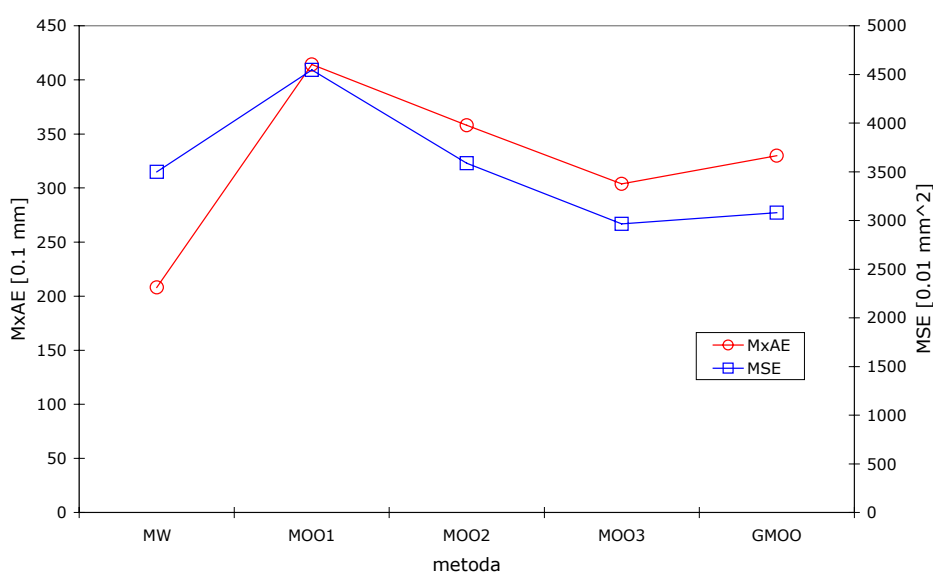


Rysunek X.27. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) dobowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni potoku Wielka Puszca dla okresu lipiec÷sierpień 1997.
 Źródło: opracowanie własne



Rysunek X.28. Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni potoku Wielka Puszca dla okresu lipiec÷sierpień 1997.
 Źródło: opracowanie własne

Analiza zbiorcza dla zlewni potoku Wielka Puszczka wykazuje nieznaczne zróżnicowanie wyników poszczególnych metod. Zwiększanie wykładnika potęgowego w metodzie odwrotnych odległości powoduje zmniejszanie obydwu rozpatrywanych błędów. Największe błędy uzyskano przy zastosowaniu MOO1. Najmniejsze średnie błędy kwadratowe uzyskano przy zastosowaniu MOO3 oraz GMOO. Warto zwrócić uwagę, że na posterunku, który powodował generowanie największych błędów, najlepsze wyniki uzyskano stosując najprostszą z metod – metodę wieloboków.



Rysunek X.29. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu w zlewni potoku Wielka Puszczka dla okresu lipiec÷sierpień 1997. Źródło: opracowanie własne

Porównując zastosowanie poszczególnych metod do estymacji dobowych sum opadów we wszystkich zlewniach można stwierdzić, że brak jest ustalonej prawidłowości i otrzymane wyniki najmocniej są zdeterminowane lokalnymi uwarunkowaniami obszarów. Można to wykazać na przykładzie trzech wariantów metody odwrotnych odległości. Dla zlewni Peristerony wszystkie trzy warianty dają zbliżone wyniki. Dla zlewni Soły znacząco lepsze wyniki uzyskano stosując MOO2, dla zlewni Wielkiej Puszczki zwiększanie wykładników zmniejsza generowane błędy.

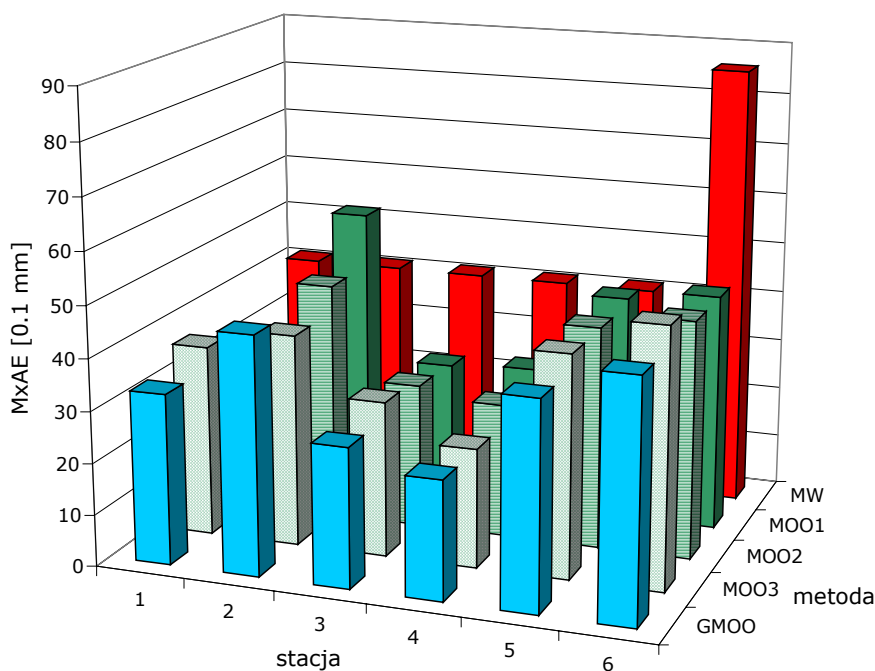
Najlepsze wyniki uzyskano przy zastosowaniu metody GMOO. Jedynie w zlewni potoku Wielka Puszczka metoda GMOO daje wyniki zbliżone do metody MOO3.

X.4. Opady godzinowe

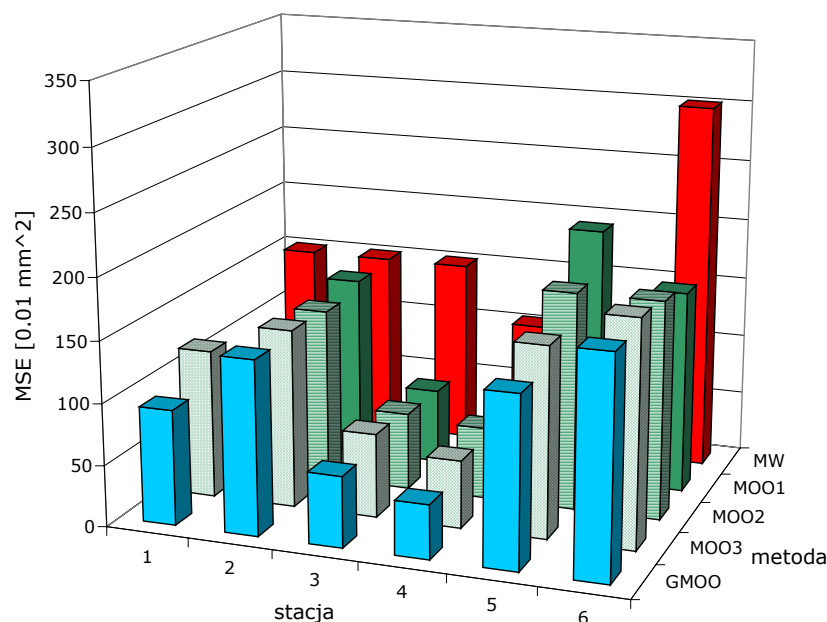
Godzinowe sumy opadów analizowane były jedynie dla zlewni potoku Wielka Puszca.

Wraz ze zmniejszaniem rozdzielczości czasowej prowadzonych analiz, różnice uzyskiwane przy zastosowaniu poszczególnych metod wydają się coraz bardziej zacierać (rys. X.30).

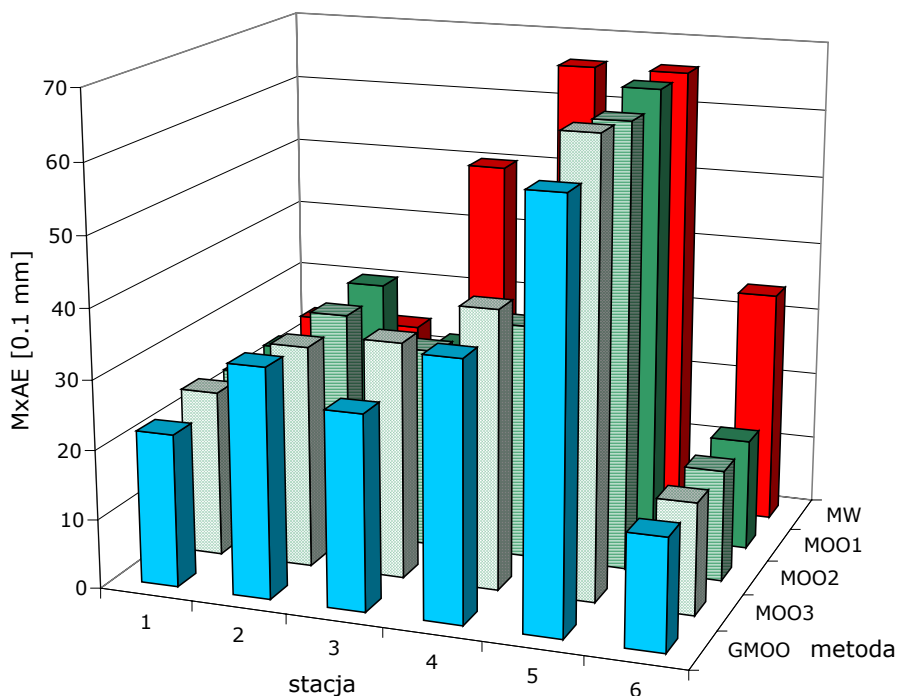
Jedynie na najwyższym położonym posterunku metoda wieloboków daje wynik MxAE znacznie odbiegający od pozostałych metod. W pozostałych przypadkach różnice nie przekraczają 20%. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania, który jest najbardziej podatny na wahania, zachowuje się w niezwykle stabilny sposób. Niezależnie od zastosowanej metody popełniane błędy są bardzo zbliżone. Można zatem zaryzykować tezę, że przy takich rozdzielczościach czasowych (godzina) metoda nie ma większego znaczenia i można wybrać praktycznie dowolną z nich (za wyjątkiem metody wieloboków).



Rysunek X.30. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) godzinowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni potoku Wielka Puszca dla lipca 1997.
Źródło: opracowanie własne

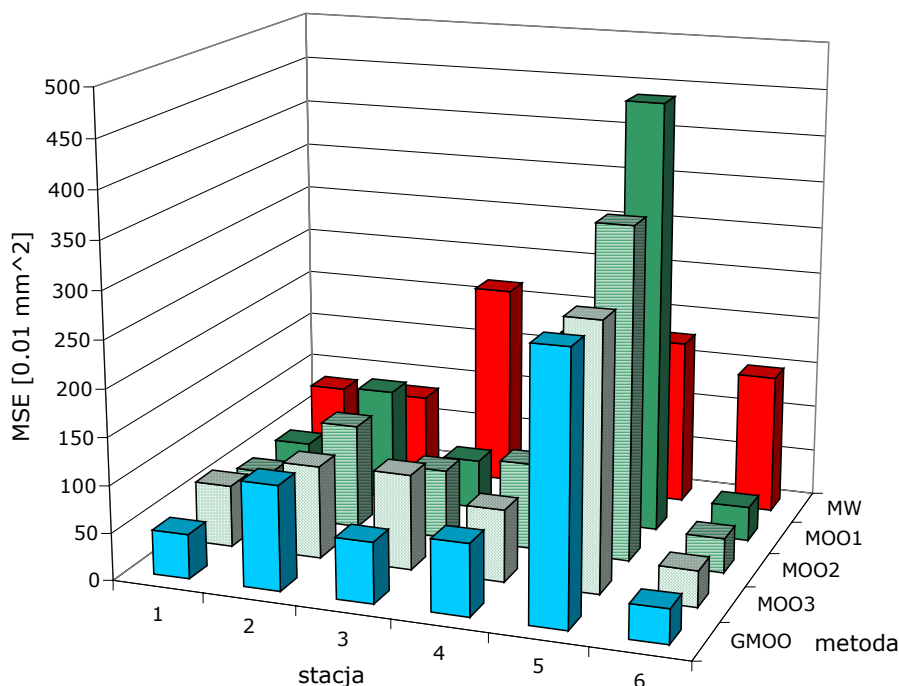


Rysunek X.31. Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) godzinowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni potoku Wielka Puszca dla lipca 1997.
 Źródło: opracowanie własne



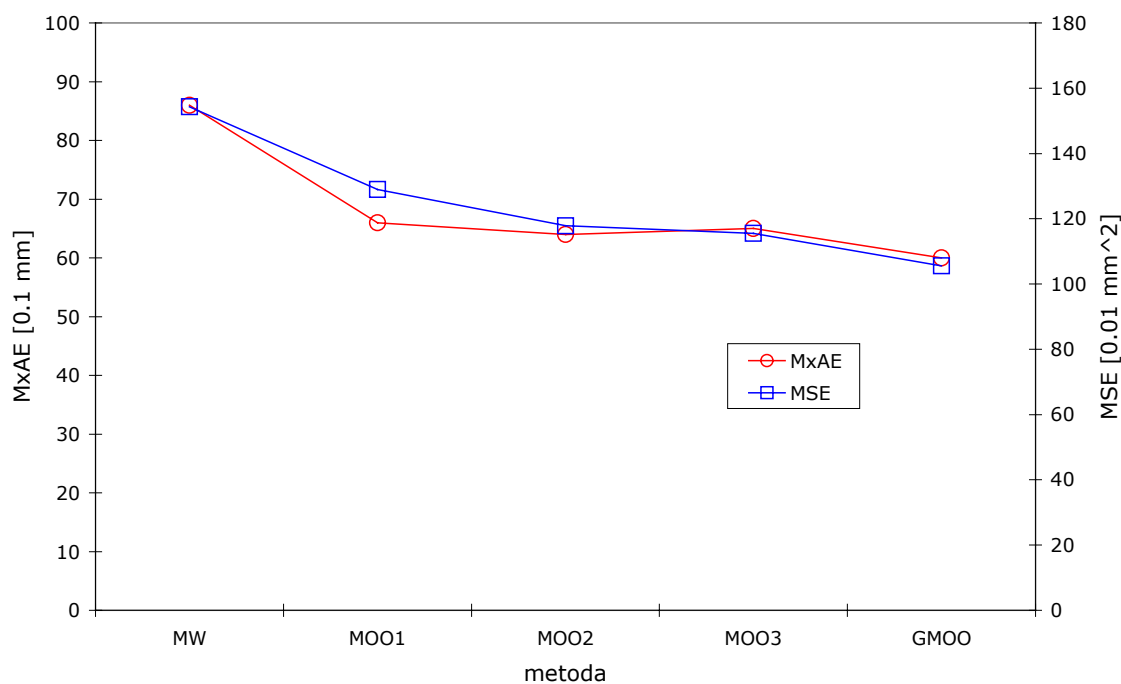
Rysunek X.32. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) godzinowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni potoku Wielka Puszca dla sierpnia 1997.
 Źródło: opracowanie własne

Analiza kolejnych miar weryfikujących uzyskane wyniki utwierdza w przekonaniu, że w przypadku tej zlewni przy rozdzielczościach czasowych rzędu godziny, stosowanie bardzo wyszukanych metod przestrzennego rozkładu opadu jest niecelowe. Ma to szczególnie znaczenie w kontekście aplikacyjnym, gdy konieczne jest jak najszybsze oszacowanie przestrzennej zmienności pola opadu dla potrzeb ochrony przeciwpowodziowej.



Rysunek X.33. Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) godzinowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla sierpnia 1997.
Źródło: opracowanie własne

Patrząc na zestawienie zbiorcze (rys. X.34) trudno oprzeć się wrażeniu, że zmniejszenie błędów szacowania o 15% w wyniku zastosowania metody GMOO, w kontekście potencjalnych błędów na etapie gromadzenia danych pomiarowych (rzędu 40%, patrz rozdział VIII), wydaje się być całkowicie bezcelowe. Zagadnienie to wymaga jednak dalszych badań, gdyż nie można wykluczyć, że przy tak krótkich krokach dyskretyzacji czasowej, analizowane wysokości opadów zbliżają się niebezpiecznie blisko do dokładności metod pomiarowych. Tym ciekawsza okaże się analiza wyników działania modeli dla okresów 10-minutowych.

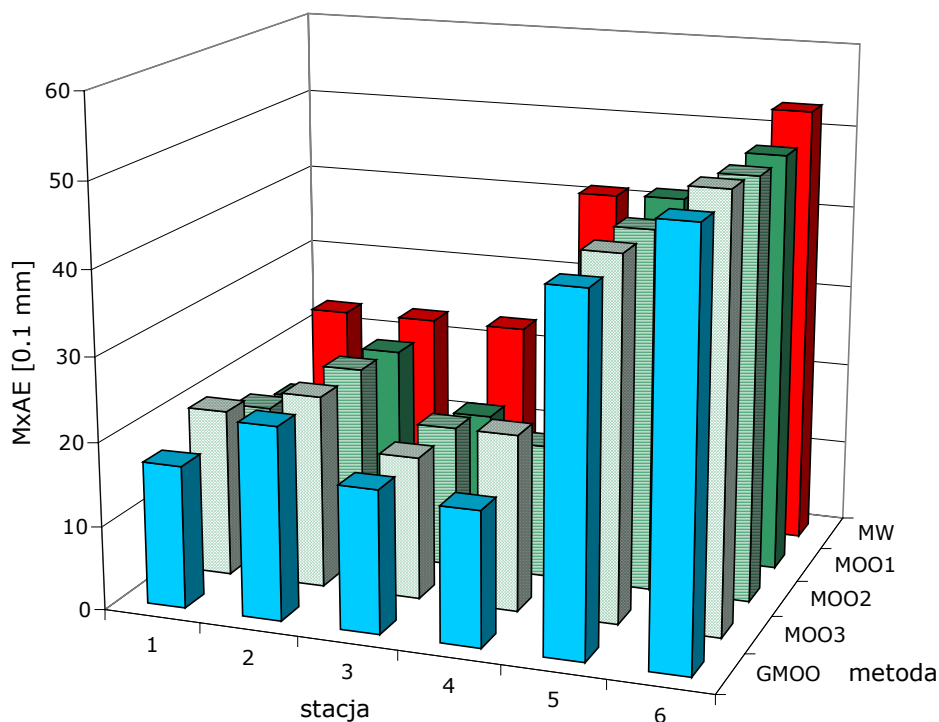


Rysunek X.34. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) godzinowej wysokości opadu w zlewni potoku Wielka Puszcza dla okresu lipiec÷sierpień 1997.
Źródło: opracowanie własne

X.5. Opady 10-minutowe

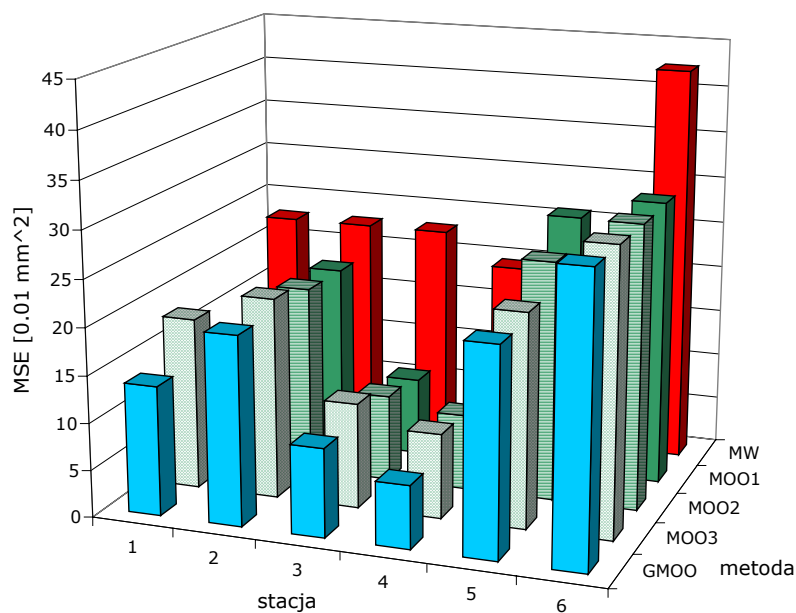
10-minutowe sumy opadów były analizowane jedynie dla zlewni potoku Wielka Puszca.

Uzyskane rezultaty częściowo potwierdzają tezy przedstawione przy okazji analizy danych godzinowych dla tej samej zlewni. Wyniki uzyskane przy zastosowaniu poszczególnych metod generują zbliżone błędy (rys. X.35). Jedynie dla posterunku 4 metoda wieloboków dała maksymalny bezwzględny błąd oszacowania dwukrotnie większy od pozostałych metod. Błędy generowane na posterunkach położonych w wyższych częściach zlewni są znacząco większe. Należy jednak zauważyć, że za wyjątkiem posterunków położonych najwyżej (5 i 6), obliczone wartości MxAE są 10-krotnie większe od czułości instrumentów pomiarowych.

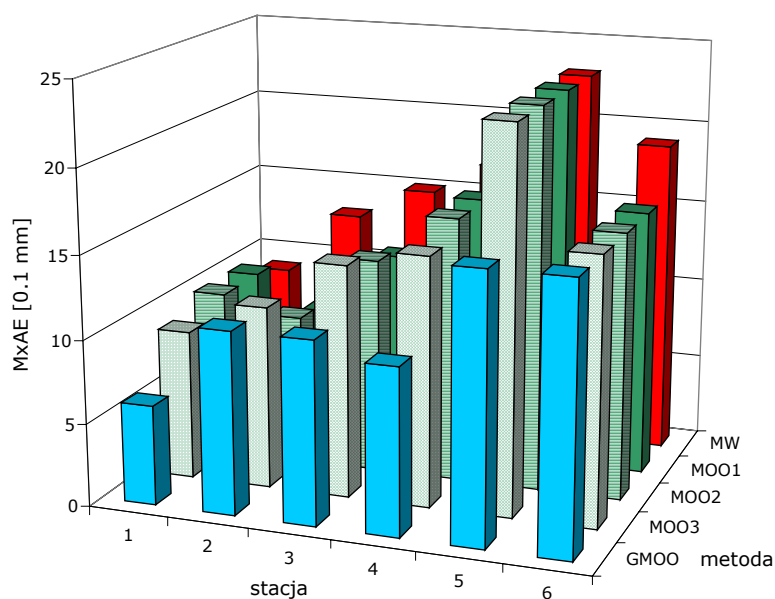


Rysunek X.35. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) 10-minutowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni potoku Wielka Puszca dla lipca 1997.

Źródło: opracowanie własne



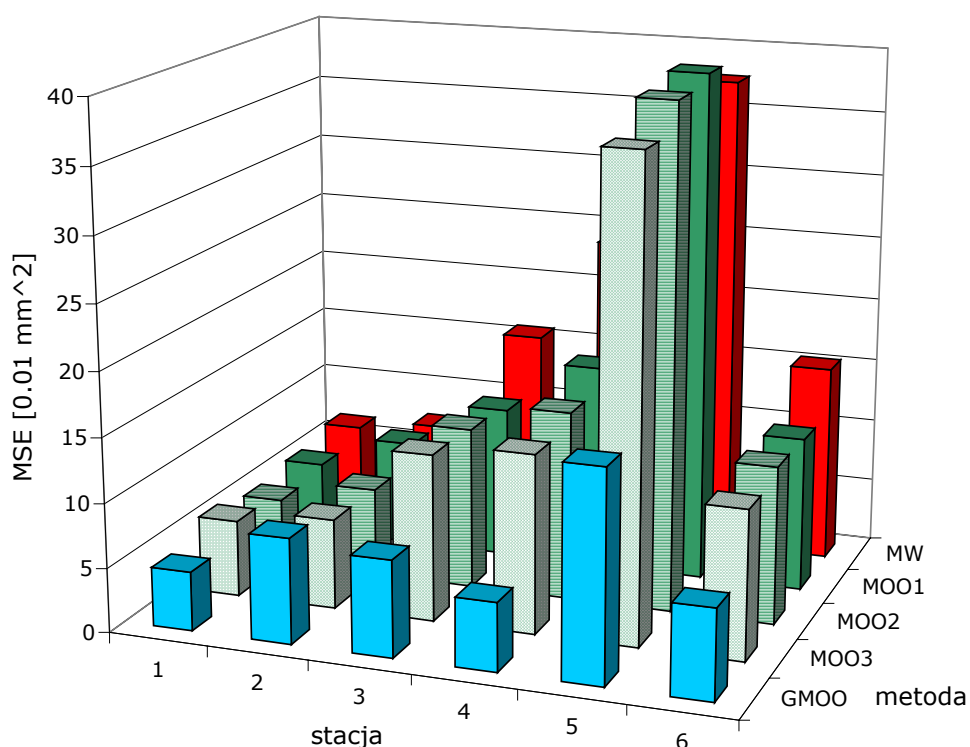
Rysunek X.36. Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) 10-minutowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni potoku Wielka Puszca dla lipca 1997.
 Źródło: opracowanie własne



Rysunek X.37. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) 10-minutowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni potoku Wielka Puszca dla sierpnia 1997.
 Źródło: opracowanie własne

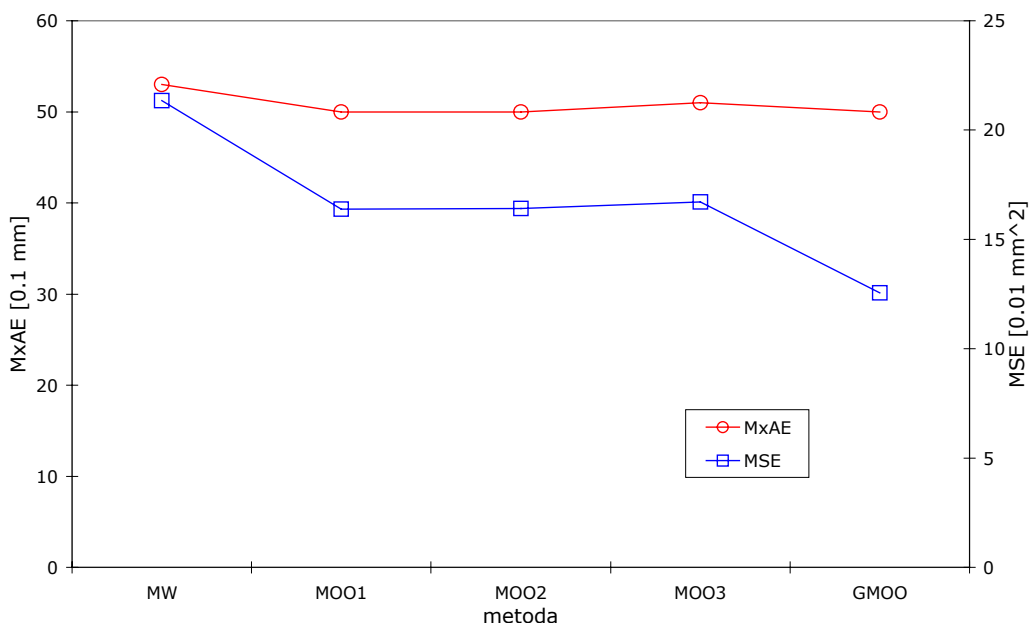
Dla danych z sierpnia 1997 daje się zauważyć wyraźniejsze zróżnicowanie wyników (rys. X.37). Dotyczy to w szczególności metody GMOO. Dla posterunków 1, 4 i 5 różnice MxAE wyników metody GMOO w porównaniu z innymi metodami są rzędu 30-40%. Taka redukcja błędu jest już znacząca. Jeszcze wyraźniej widać to na przykładzie MSE (rys. X.38). W tym przypadku błąd oszacowania może zostać zmniejszony nawet 3-krotnie.

Podobnie jak w pozostałych przypadkach najgorsze wyniki uzyskano stosując metodę wieloboków. Potwierdza się zatem opinia o niedostosowaniu tej metody do specyfiki obszarów górskich.

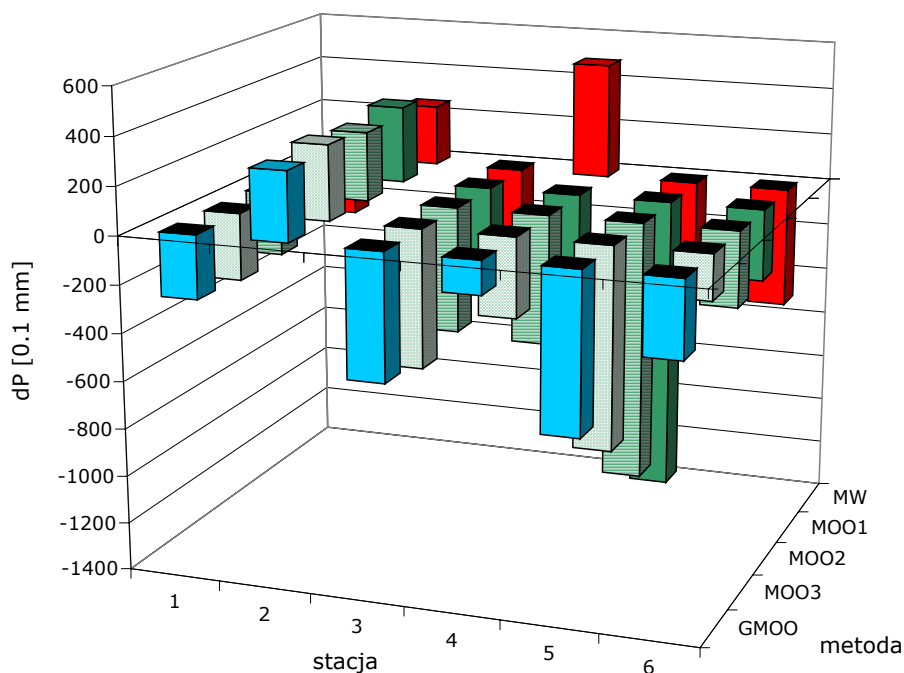


Rysunek X.38. Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) 10-minutowej wysokości opadu na poszczególnych posterunkach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla sierpnia 1997.
Źródło: opracowanie własne

Skąd wynika tak duże zróżnicowanie i nieliniowa charakterystyka wyników poszczególnych modeli w różnych rozdzielczościach czasowych? Prawdopodobnie jest to efekt dużej losowości zjawiska opadu. Metoda, która jest zdecydowanie najlepsza dla opadów dobowych i 10-minutowych, daje zbliżone rezultaty w przypadku opadów godzinowych.



Rysunek X.39. Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) 10-minutowej wysokości opadu w zlewni potoku Wielka Puszcza dla okresu lipiec÷sierpień 1997.
 Źródło: opracowanie własne



Rysunek X.40. Sumaryczne błędy oszacowania 10-minutowych wysokości opadu w zlewni potoku Wielka Puszcza dla okresu lipiec÷sierpień 1997.
 Źródło: opracowanie własne

Zastosowanie najlepszej spośród wykorzystanych metod (GMOO) wydaje się być uzasadnione, gdyż powoduje widoczną redukcję błędów (rys. X.39).

Metoda odwrotnych odległości wydaje się nie być czuła na wykładnik potęgowy. Wszystkie jej odmiany dają wyniki niemal identyczne. Jedynie analizując sumaryczne błędy oszacowania można zauważyć pewne różnice.

Podobnie jak w poprzednich przypadkach, najgorsze wyniki daje stosowanie metody wieloboków.

Z analizy MxAE na rysunku X.39 wynika, że jeżeli interesuje nas wyłącznie maksymalny bezwzględny błąd oszacowania, to wybór metody nie ma najmniejszego znaczenia. Różnice pomiędzy poszczególnymi metodami nie są większe niż 5%.

XI. Podsumowanie wyników badań

Podsumowanie uzyskanych wyników ujęto w trzy grupy zagadnień:

- Wnioski szczegółowe – wnioski odniesione bezpośrednio do wyników badań przeprowadzonych na zgromadzonym materiale.
- Wnioski aplikacyjne – wnioski mające charakter bardziej ogólny, uwzględniające możliwości wykorzystania wyników prac w funkcjonujących oraz planowanych systemach osłony przeciwpowodziowej.
- Ogólne podsumowanie prac – syntetyczne zestawienie najważniejszych celów osiągniętych w dysertacji.

Wnioski szczegółowe

- Dla rocznych oraz miesięcznych sum opadów (zlewnie Peristerony i Wielkiej Puszczy) uzyskano znaczące różnice przy zastosowaniu poszczególnych metod. Najlepsze rezultaty uzyskano stosując gradientową metodę odwrotnych odległości.
- Dla miesięcznych sum opadów, przy umiarkowanie gęstej sieci pomiarowej (zlewnia Peristerony), wykładnik potęgi w metodzie odwrotnych odległości nie ma istotnego znaczenia.
- Dla miesięcznych sum opadów, przy gęstej sieci pomiarowej (zlewnia Wielkiej Puszczy), zmiana wykładnika potęgi w metodzie odwrotnych odległości może zmieniać generowane błędy nawet o 50%.
- Dla opadów dobowych przy rzadkiej (zlewnia Soły) i umiarkowanie gęstej sieci pomiarowej (zlewnia Peristerony) stosując metodę wieloboków uzyskano znacznie gorsze rezultaty w porównaniu z innymi metodami. Przy gęstej sieci (zlewnia Wielkiej Puszczy) metoda wieloboków dała wyniki zbliżone do pozostałych metod.
- Dla opadów godzinowych (zlewnia Wielkiej Puszczy) najgorsze wyniki uzyskano stosując metodę wieloboków. Pozostałe metody dały wyniki zbliżone do siebie.
- Dla opadów 10-minutowych (zlewnia Wielkiej Puszczy) wyniki uzyskane przy zastosowaniu poszczególnych metod były zbliżone.
- Wykładnik potęgi w metodzie odwrotnych odległości w przypadku opadów godzinowych i 10-minutowych w zlewniach o gęstej sieci pomiarowej (Wielka Puszcza) nie ma praktycznie żadnego znaczenia.
- Najgorsze wyniki uzyskano stosując metodę wieloboków równego zadeszczenia dla wszystkich zlewni i wszystkich rozdzielczości czasowych. Jest

to potwierdzeniem faktu, że jest to metoda niedostosowana do modelowania opadu w zlewniach górskich.

- Dla dolnych partii zlewni, większość z analizowanych metod dawała zbliżone rezultaty. Wybór metody ma zatem znaczenie drugorzędne.
- Dla górnych partii zlewni najlepsze wyniki uzyskano stosując gradientową metodę odwrotnych odległości oraz kriging.
- Wysokości opadu na najwyższych posterunkach są zwykle niedoszacowywane. Wyjątkiem jest jedynie gradientowa metoda odwrotnych odległości. Niedoszacowanie jest wynikiem nieuwzględnienia w modelach faktu, że wraz ze wzrostem wysokości terenu wzrasta również wysokość opadów.
- Średnie błędy kwadratowe oszacowania wysokości opadu na posterunkach najwyżej położonych są 3-krotnie większe niż na posterunkach najniższych. Jest to związane z jednej strony z trudnością modelowania opadów w obszarach wymagających ekstrapolacji, z drugiej zaś strony z wyższymi sumami opadów w tych obszarach. Błędy z tym związane mogą w sposób istotny wpływać na wyniki uzyskiwane w modelach typu opad-odpływ.

Wnioski aplikacyjne

- Metodę przestrzennego rozkładu opadu należy dostosować do konkretnej zlewni, jak również do konkretnej rozdzielczości czasowej. Stosując odpowiednie metody można zmniejszyć uzyskiwane błędy nawet 3-krotnie. Wybór metody wymaga każdorazowej analizy specyfiki lokalnej.
- Możliwości zastosowania poszczególnych metod są zdeterminowane dostępnością danych. Najprostsze metody deterministyczne (metoda wieloboków, metoda odwrotnych odległości) można zastosować w każdym praktycznie przypadku. Bardziej skomplikowane metody (np. gradientowa metoda odwrotnych odległości) wymagają estymacji parametrów oraz informacji dodatkowych (np. numerycznego modelu terenu). Najbardziej wymagające pod względem danych są metody geostatystyczne.
- Gradientowa metoda odwrotnych odległości ze względu na swoją skuteczność oraz ograniczona liczbę parametrów do estymacji wydaje się być najbardziej uniwersalną do powszechnego stosowania w obszarach górskich.
- Ze względu na fakt, że opady w górnych częściach zlewni są wyższe niż w dolnych partiach, prawidłowe oszacowanie wysokości opadu w tych obszarach może mieć istotne znaczenie przy ogólnym bilansie wody w zlewni.
- Stosując metodę odwrotnych odległości należy w zlewniach górskich przyjmować wykładnik potęgowy równy 2.
- Wszystkie z opisanych metod można z powodzeniem wykorzystać przy modelach typu opad-odpływ. Bardziej zaawansowane metody (kriging, gradientowa metoda odwrotnych odległości) mogą być z powodzeniem wykorzystywane w modelach o parametrach dyskretnie rozłożonych bazujących na systemach GIS.
- Metoda wieloboków jest niedostosowana do modelowania opadu w zlewniach górskich.
- Analizując skuteczność potencjalnych metod należy pamiętać, że uzyskane wyniki mogą zależeć od przyjętych kryteriów oceny. Nie powinno się zatem dokonywać wyboru w oparciu o tylko jedno kryterium.
- Mając na względzie wydajność systemu przetwarzania danych, warto rozważyć zapis opadów w postaci liczb całkowitych przyjmując jako podstawową jednostkę opadu [0.1 mm]. Ma to szczególne znaczenie w przypadku aplikacji działających w czasie rzeczywistym.

Podsumowanie

W ramach prowadzonych prac udało się zrealizować następujące zadania o charakterze nowatorskim:

- Opracowano gradientową metodę odwrotnych odległości służącą do przestrzennego rozkładu opadu w zlewniach górskich. Metoda została opracowana przez zespół autorski (mgr inż. R.Szczepanek, dr inż. W.Gądek, mgr inż. P.Łabuda) w wyniku prac nad modelem WISTOO. Jest to model fizyczny o parametrach rozłożonych uznany przez Ministerstwo Środowiska za standard przy modelowaniu transformacji opadu w odpływ dla zlewni górskich w Polsce.
- Dokonano analizy porównawczej najpopularniejszych metod przestrzennego rozkładu pola opadu. Najlepsze wyniki uzyskano stosując metodę krigingu i gradientową metodę odwrotnych odległości dla rocznych, miesięcznych i dobowych sum opadów.
- Po raz pierwszy dokonano przekrojowej analizy gradientowej metody odwrotnych odległości dla różnych zlewni i różnych rozdzielczości czasowych. Podobnie jak i inne rozbudowane metody daje ona znaczącą poprawę wyników dla sum opadów od rocznych do dobowych łącznie. Dla krótszych okresów dyskretyzacji zasadność jej stosowania nie została wykazana i wymaga dalszych badań.
- Dokonano oceny poziomu uniwersalności poszczególnych metod oraz możliwości ich adaptacji dla zlewni górskich w różnych strefach klimatycznych na przykładzie Karpat (Polska) oraz gór Tróödos (Cypr). Z powodzeniem wykorzystano gradientową metodę odwrotnych odległości dla zlewni cypryjskiej uzyskując lepsze rezultaty, niż dla zlewni polskich.
- Prawdopodobnie po raz pierwszy w Polsce wykorzystano geostatystyczne metody analiz dla potrzeb przestrzennego modelowania opadu.
- Niezależnie od prowadzenia badań czysto teoretycznych przedstawionych w niniejszej dysertacji, zaprezentowana gradientowa metoda odwrotnych odległości została z powodzeniem zaimplementowana w modelu WISTOO. Model jako całość pomyślnie przeszedł proces praktycznej weryfikacji na wielu zlewniach górskich (Szczepanek, Gądek 2002). W ten sposób zamknięto pierwszą część aplikacji, która potwierdza zasadność przyjętych założeń i pozwala na powszechne stosowanie tej metodyki analizy odpływu na obszarze południa Polski.

Spis tabel

	str.
Tabela III.1 Zestawienie danych wykorzystywanych przez różnych autorów do modelowania pola opadu atmosferycznego.....	17
Tabela V.1 Dane niezbędne do wykorzystania wybranych metod przestrzennego rozkładu opadu.....	28
Tabela VI.1 Wybrane charakterystyki obszarów badań.....	33
Tabela VI.2 Charakterystyki klimatyczne masywu Tróödos.....	36
Tabela VII.1 Zestawienie posterunków opadowych monitorujących zlewnię rzeki Peristerony.....	40
Tabela VII.2 Wykorzystane dobowe sumy opadów dla zlewni Soły.....	41
Tabela VII.3 Zestawienie posterunków opadowych monitorujących zlewnię rzeki Soły.....	43
Tabela VII.4 Wykorzystane 10-minutowe sumy opadów dla zlewni potoku Wielka Puszcza.....	43
Tabela VII.5 Zestawienie posterunków opadowych monitorujących zlewnię potoku Wielka Puszcza.....	44
Tabela VIII.1 Test sumy rang dla wszystkich analizowanych posterunków opadowych zlewni rzeki Peristerony dla sum dobowych z okresu 1917-1998.....	47
Tabela VIII.2 Test sumy rang dla wszystkich analizowanych posterunków opadowych zlewni rzeki Peristerony dla sum dobowych z okresu 1917-1998 z podziałem na miesiące.....	47
Tabela VIII.3 Test sumy rang dla wszystkich analizowanych posterunków opadowych zlewni rzeki Peristerony dla sum dobowych z okresu 1970-1998.....	48
Tabela VIII.4 Test sumy rang dla sześciu analizowanych ciągów opadowych – posterunki w zlewni rzeki Soły.....	49
Tabela VIII.5 Test sumy rang dla sześciu analizowanych ciągów opadowych – posterunki w zlewni rzeki Soły. Kombinacje ciągu 1 z pozostałymi ciągami.....	50
Tabela VIII.6 Test sumy rang dla pięciu analizowanych ciągów opadowych – posterunki w zlewni rzeki Soły.....	51
Tabela VIII.7 Test sumy rang dla ciągów opadowych z lipca i sierpnia 1996 – posterunki w zlewni potoku Wielka Puszcza.....	52
Tabela IX.1 Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów miesięcznych w poszczególnych miesiącach oraz kwadrat współczynnika korelacji Pearsona.....	58

Tabela IX.2	Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów dobowych dla zlewni rzeki Peristerony.....	61
Tabela IX.3	Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów dobowych dla zlewni rzeki Soły	63
Tabela IX.4	Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów miesięcznych dla zlewni potoku Wielka Puszcza	67
Tabela IX.5	Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów dobowych dla zlewni potoku Wielka Puszcza.....	67
Tabela IX.6	Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów godzinowych dla zlewni potoku Wielka Puszcza.....	68
Tabela IX.7	Wyznaczone współczynniki kierunkowe a dla opadów 10-minutowych dla zlewni potoku Wielka Puszcza	68
Tabela X.1	Błędy szacowania rocznych wysokości opadu dla zlewni rzeki Peristerony w odniesieniu do rocznych sum opadu	76
Tabela X.2	Błędy szacowania rocznych wysokości opadu dla zlewni rzeki Peristerony w odniesieniu do rocznych sum opadu z lat 1999-2000 przy założeniu stosowania różnych metod dla obszarów nizinnych oraz górskich.....	77

Spis rysunków

	str.
Rysunek III.1 Przykład zastosowania metody wieloboków równego zadeszczenia	7
Rysunek III.2 Przykład zastosowania metody odwrotnych odległości dla wykładników potęgi $k = 1, 2, 3$	8
Rysunek III.3 Schemat ideowy metody triangulacji	10
Rysunek III.4 Przykład zastosowania metody interpolacji wielomianowej – pierwszego, drugiego i trzeciego rzędu	11
Rysunek III.5 Przykład zastosowania metody krigingu	12
Rysunek III.6 Zasada tworzenia semiwariogramu eksperymentalnego.....	13
Rysunek III.7 Parametry semiwariogramu teoretycznego	14
Rysunek IV.1 Schemat ideowy gradientowej metody odwrotnych odległości ...	23
Rysunek IV.2 Przykład zastosowania gradientowej metody odwrotnych odległości.....	24
Rysunek V.1 Struktura bazy danych meteorologicznych.....	25
Rysunek VI.1 Lokalizacja obszarów badań - Polska i Cypr	33
Rysunek VI.2 Lokalizacja zlewni rzeki Peristerony na Cyprze	34
Rysunek VI.3 Dorzecze Górnej Wisły z zaznaczonymi zlewniami rzeki Soły oraz potoku Wielka Puszcza	34
Rysunek VI.4 Topografii zlewni rzeki Peristerony oraz jej najbliższego sąsiedztwa – widok z północy	35
Rysunek VI.5 Topografia zlewni rzeki Soły – widok z północy.....	37
Rysunek VI.6 Topografia zlewni potoku Wielka Puszcza oraz jej najbliższego sąsiedztwa – widok z północy.....	38
Rysunek VII.1 Rozmieszczenie posterunków opadowych monitorujących zlewnię rzeki Peristerony oraz granice zlewni	40
Rysunek VII.2 Rozmieszczenie posterunków pomiarowych w zlewni rzeki Soły.	42
Rysunek VII.3 Rozmieszczenie posterunków pomiarowych w zlewni potoku Wielka Puszcza.	44
Rysunek VII.4 Zestawienie zbiorcze zakresu prowadzonych analiz w odniesieniu do rozdzielczości czasowych i wysokości terenu dla poszczególnych zlewni	45
Rysunek VIII.1 Analiza średniej ruchomej sum opadów rocznych dla posterunku numer 4 w zlewni rzeki Peristerony	48

Rysunek IX.1 Korelacja pomiędzy sumaryczną wysokością opadu w okresie 1917-2000 a wysokością bezwzględną terenu dla sześciu analizowanych posterunków na Cyprze.....	53
Rysunek IX.2 Korelacja pomiędzy średnim opadem rocznym w okresie 1970-1998 a wysokością bezwzględną terenu dla sześciu analizowanych posterunków na Cyprze.....	54
Rysunek IX.3 Korelacja pomiędzy średnim opadem grudnia w okresie 1970-1998 a wysokością bezwzględną terenu dla sześciu analizowanych posterunków na Cyprze.....	56
Rysunek IX.4 Korelacja pomiędzy średnim opadem września w okresie 1970-1998 a wysokością bezwzględną terenu dla sześciu analizowanych posterunków na Cyprze.....	56
Rysunek IX.5 Wartości współczynnika kierunkowego a oraz współczynnik korelacji R^2 określonych dla korelacji liniowej pomiędzy sumą wysokości opadu a wysokością terenu w poszczególnych miesiącach dla sześciu posterunków zlewni Peristerony.....	57
Rysunek IX.6 Średnia liczba dni z opadem w poszczególnych miesiącach dla sześciu posterunków na Cyprze obliczona na podstawie dobowych opadów z lat 1970-1998	59
Rysunek IX.7 Obliczone współczynniki kierunkowe a równania regresji (wys.opadu – wys. terenu) dla wartości miesięcznych i dobowych dla sześciu posterunków na Cyprze z lat 1970-1998.....	60
Rysunek IX.8 Porównanie dwóch metod określania współczynnika kierunkowego równania regresji liniowej i) w oparciu o liczbę dni z opadem, ii) w oparciu o całkowitą liczbę dni w miesiącu.....	60
Rysunek IX.9 Korelacja pomiędzy sumaryczną wysokością opadu dla wybranych epizodów opadowych a wysokością bezwzględną terenu dla piętnastu analizowanych posterunków w zlewni rzeki Soły	62
Rysunek IX.10 Wartości współczynnika kierunkowego a dla opadów dobowych oraz współczynnik korelacji R^2 określonych dla korelacji liniowej pomiędzy sumą wysokości opadu a wysokością terenu w poszczególnych miesiącach na podstawie danych z piętnastu posterunków zlewni Soły	63
Rysunek IX.11 Zależność pomiędzy wysokością terenu a sumą opadu w październiku 1997 dla pięciu analizowanych posterunków zlewni potoku Wielka Puszcza.....	65
Rysunek IX.12 Zależność pomiędzy wysokością terenu a sumą opadu w lipcu 1996 dla czterech posterunków zlewni potoku Wielka Puszcza.....	66
Rysunek IX.13 Zależność pomiędzy wysokością terenu a sumą opadu w sierpniu 1996 dla czterech posterunków zlewni potoku Wielka Puszcza	66

Rysunek IX.14 Przebieg semiwariogramu teoretycznego wraz z punktami semiwariogramu eksperymentalnego dla zlewni rzeki Soły	69
Rysunek X.1 Wysokości opadu na sześciu posterunkach w zlewni rzeki Peristerony dla rocznej sum opadu dla roku 1999	71
Rysunek X.2 Wysokości opadu na sześciu posterunkach w zlewni rzeki Peristerony dla rocznej sum opadu dla roku 2000	72
Rysunek X.3 Sumaryczne błędy oszacowania wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni rzeki Peristerony w roku 1999	73
Rysunek X.4 Sumaryczne błędy oszacowania wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni rzeki Peristerony w roku 2000	74
Rysunek X.5 Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) rocznych wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni rzeki Peristerony w latach 1999-2000	74
Rysunek X.6 Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) rocznych wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni rzeki Peristerony w latach 1999-2000	75
Rysunek X.7 Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania rocznej wysokości opadu w zlewni rzeki Peristerony w latach 1999-2000	76
Rysunek X.8 Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni rzeki Peristerony dla stycznia w latach 1999-2000	78
Rysunek X.9 Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni rzeki Peristerony dla stycznia w latach 1999-2000	79
Rysunek X.10 Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni rzeki Peristerony dla lutego w latach 1999-2000	80
Rysunek X.11 Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni rzeki Peristerony dla lutego w latach 1999-2000	81
Rysunek X.12 Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) miesięcznej wysokości opadu w zlewni rzeki Peristerony w latach 1999-2000	81
Rysunek X.13 Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla okresu lipiec-sierpień 1997	82
Rysunek X.14 Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla okresu lipiec-sierpień 1997	83

Rysunek X.15	Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) miesięcznej wysokości opadu w zlewni potoku Wielka Puszcza dla okresu lipiec-sierpień 1997 ...	84
Rysunek X.16	Sumaryczne błędy oszacowania miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla lipca 1997	84
Rysunek X.17	Sumaryczne błędy oszacowania miesięcznej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla sierpnia 1997	85
Rysunek X.18	Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) dobowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni rzeki Peristerony dla lat 1999-2000	86
Rysunek X.19	Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni rzeki Peristerony dla lat 1999-2000	87
Rysunek X.20	Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu w zlewni rzeki Peristerony dla lat 1999-2000	88
Rysunek X.21	Sumaryczne błędy oszacowania wysokości opadu dobowego na poszczególnych stacjach w zlewni rzeki Peristerony dla danych z lat 1999-2000	88
Rysunek X.22	Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) dobowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni rzeki Soły dla okresu maj-sierpień 1995.....	90
Rysunek X.23	Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni rzeki Soły dla okresu maj-sierpień 1995.....	90
Rysunek X.24	Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu w zlewni rzeki Soły dla okresu maj-sierpień 1995	91
Rysunek X.25	Częstość uzyskania najlepszych (+) lub najgorszych (-) wyników na poszczególnych posterunkach. Miarą jest maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) dobowej wysokości opadu w zlewni rzeki Soły dla okresu maj-sierpień 1995	92
Rysunek X.26	Częstość uzyskania najlepszych (+) lub najgorszych (-) wyników na poszczególnych posterunkach. Miarą jest średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu w zlewni rzeki Soły dla okresu maj-sierpień 1995	93
Rysunek X.27	Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) dobowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla okresu lipiec-sierpień 1997	94

Rysunek X.28 Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla okresu lipiec-sierpień 1997	94
Rysunek X.29 Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) dobowej wysokości opadu w zlewni potoku Wielka Puszcza dla okresu lipiec-sierpień 1997 ...	95
Rysunek X.30 Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) godzinowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla lipca 1997.....	96
Rysunek X.31 Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) godzinowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla lipca 1997	97
Rysunek X.32 Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) godzinowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla sierpnia 1997	97
Rysunek X.33 Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) godzinowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla sierpnia 1997.....	98
Rysunek X.34 Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) godzinowej wysokości opadu w zlewni potoku Wielka Puszcza dla okresu lipiec-sierpień 1997 ...	99
Rysunek X.35 Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) 10-minutowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla lipca 1997.....	100
Rysunek X.36 Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) 10-minutowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla lipca 1997	101
Rysunek X.37 Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) 10-minutowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla sierpnia 1997	101
Rysunek X.38 Średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) 10-minutowej wysokości opadu na poszczególnych stacjach w zlewni potoku Wielka Puszcza dla sierpnia 1997.....	102
Rysunek X.39 Maksymalny bezwzględny błąd oszacowania (MxAE) oraz średni błąd kwadratowy oszacowania (MSE) 10-minutowej wysokości opadu w zlewni potoku Wielka Puszcza okresu lipiec-sierpień 1997.....	103
Rysunek X.40 Sumaryczne błędy oszacowania 10-minutowych wysokości opadu w zlewni potoku Wielka Puszcza dla okresu lipiec-sierpień 1997 .	103

Spis oznaczeń

(alfabetycznie)

- a – współczynnik kierunkowy równania regresji [0.1 mm/m]
 b – współczynnik równania regresji [0.1 mm]
 C_0 – podstawa [0.01 mm²]
 C_0+C_1 – próg [0.01 mm²]
 d_i – odległość pomiędzy punktem P_x a posterunkiem P_i [m]
 dP – błąd oszacowania [0.1 mm]
 h – dystans [m]
 H – wysokość bezwzględna terenu [m n.p.m.]
 H_{MOO} – wysokość bezwzględna terenu obliczona metodą odwrotnych odległości [m n.p.m.]
 k – wykładnik potęgi [-]
 K – liczba porównywanych prób [-]
 K_h – liczba dystansów [-]
 MSE – średni błąd kwadratowy [0.01 mm²]
 $MxAE$ – maksymalny błąd bezwzględny [0.1 mm]
 n – liczba obserwacji [-]
 n_i – liczebność i -tej próby [-]
 N – liczba posterunków pomiarowych [-]
 N_h – liczba par punktów dla dystansu h [-]
 N_t – liczba okresów poprzedzających [-]
 P – wysokość opadu [0.1 mm]
 P_i – wysokość opadu obserwowana na posterunku i [0.1 mm]
 P_{obl} – obliczona wysokość opadu [0.1 mm]
 P_{obs} – obserwowana wysokość opadu [0.1 mm]
 P_r – normalny opad roczny [mm]
 P_{MOO} – wysokość opadu obliczona metodą odwrotnych odległości [0.1 mm]
 P_x – wysokość opadu interpolowana w punkcie x [0.1 mm]
 P_t – wysokość opadu obliczona dla chwili t [0.1 mm]
 P_{t-i} – wysokość opadu obserwowana w chwili $t-i$ [0.1 mm]
 r – zasięg (*ang.range*) [m]
 s – liczba stopni swobody [-]
 R^2 – kwadrat współczynnika korelacji Pearsona [-]
 T_i – suma rang [-]
 w_i – waga przypisana posterunkowi i [-]
 $\gamma(h)$ – semiwariancja teoretyczna dla dystansu h [0.01 mm²]
 $\hat{\gamma}(h_k)$ – semiwariancja eksperymentalna [0.01 mm²]
 μ – parametr Lagrange’a [0.01 mm²]
 $\omega(h_k)$ – waga dla dystansu h_k [m⁻¹]

Literatura

Pozycje cytowane w tekście pogrubiono

1. **Al-Zahrani M.**, Husain T., 1998, *An algorithm for designing a precipitation network in the south-western region of Saudi Arabia*, Journal of Hydrology, 205, 205–216
2. Austin G.L., 1985, *Application of Pattern-Recognition and Extrapolation Techniques to Forecasting*, European Space Agency Journal vol. 9 no. 2, 147-155
3. **Azimi-Zonooz A.**, Krajewski W.F., Bowles D.S., Seo D.J., 1989. *Spatial rainfall estimation by linear and non-linear cokriging of radar-rainfall and raingage data*. Stochastic Hydrol. Hydraul. 3, 51–67.
4. Bac S., Koźmiński C., Rojek M., 1993, *Agrometeorologia*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa
5. Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1993, *Hydrologia ogólna*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa (Wyd.2, 1996)
6. **Bárdossy A.**, Lehmann W., 1998, *Spatial distribution of soil moisture in a small catchment. Part 1: geostatistical analysis*. Journal of Hydrology, 206, 1-15.
7. **Bartosik A.**, 1999, *Rola orografii w kształtowaniu stosunków opadowych na obszarze Beskidu Śląskiego*, praca magisterska, Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Sosnowiec
8. Bogdanowicz E., Stachý J., 1998, *Maksymalne opady deszczu w Polsce – charakterystyki projektowe*, IMGW Seria Hydrologia i Oceanografia – 23, Warszawa
9. **Borga M.**, Vizzaccaro A., 1997. *On the interpolation of hydrologic variables: formal equivalence of multiquadratic surface fitting and kriging*. J. Hydrol. 195 (1-4), 160–171.
10. **Burrough P.A.**, 1986, *Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment*, Monographs on Soil and Resources Survey No. 12, Oxford Science Publications.
11. Browning K.A. 1982, *Nowcasting*, Academic Press, London
12. Browning K.A. 1985, *Conceptual Models of Precipitation Systems*, European Space Agency Journal vol. 9 no. 2, 157-180
13. **Byczkowski A.**, 1996, *Hydrologia – tom II*, Wydawnictwo SGGW, Warszawa
14. Carroll S., Cressie N., 1997, *Spatial modelling of snow water equivalent using covariances estimated from spatial and geomorphic attributes*, Journal of Hydrology 190, 42–59
15. Caughey S.J., 1984, *The use of anomaly maps in local forecasting*, Meteor. Mag., pp. 177-187

16. Chao-yi Lang, *Kriging Interpolation project*, Cornell University, <http://www.nbb.cornell.edu/neurobio/land/OldStudentProjects/cs490-94to95/clang/kriging.html>
17. **Chaubey** I., Haan C.T., Grunwald S., Salisbury J.M., 1999, *Uncertainty in the model parameters due to spatial variability of rainfall*, Journal of Hydrology, 220, 48–61
18. Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*, Wiad. Sł. Meteor. i Hydr., t.2, z.3.
19. **Conway** D., Jones P.D., 1998, *The use of weather types and air flow indices for GCM downscaling*, Journal of Hydrology, 212–213, 348–361
20. **Creutin** J.D., Obled C., 1982, *Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison*. Water Resour. Res. 18 (2), 413–431.
21. **Creutin** J.D., Delrieu G., Lebel T., 1988. *Rain measurement by raingage-radar combination: a geostatistical approach*. J. Atm. Oceanic Tech. 5 (1), 102–115.
22. **Czerwiński** J.B., Iwasiewicz A., Paszek Z., Sikorski A., 1992, *Metody statystyczne dla chemików*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa
23. **Cukierska** Z. (red), 1997, *Geograficzny atlas świata, wydanie szóste*, Polskie Przedsiębiorstwo Wydawnictw Kartograficznych, Warszawa
24. **Deutsch** C.V., 2001, *Reservoir modeling with GSLIB*, www.gslib.com
25. **Dirks** K.N., Hay J.E., Stow C.D., Harris D., 1998, *High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island Part II: interpolation of rainfall data*. J. Hydrol. 208 (3-4), 187–193.
26. **Dubin** M., 2000, *Cypr – przewodnik praktyczny*, Pascal.
27. **Dubois** G., Malczewski J., de Cort M., 1998, *Spatial Interpolation Comparison 1997*, Special Issue of the Journal of Geographic Information and Decision Analysis, 2(2).
28. **Dubois** G., 1999, *The contribution of Geographic Information Systems to geostatistics: current situation and future perspectives*, *StatGIS*
29. **Dynowska** I., Maciejewski M. (red.), 1991, *Dorzecze górnej Wisły*, PWN, Warszawa-Kraków
30. Eagleson P.S. 1978, *Hydrologia dynamiczna*, PWN-Warszawa
31. Forbes G.S., Pielke R.A., 1985, *Use of Observational and Model-Derived Fields and Regime Model Output Statistics in Mesoscale Forecasting*, European Space Agency Journal vol. 9 no. 2, 207-225
32. **Gądek** W., Szczepanek R., 1997, *Metoda przestrzennego rozkładu opadu z uwzględnieniem topografii terenu*, Konferencja „Współczesne problemy inżynierii wodnej”, Wisła
33. **Gądek** W., Szczepanek R., Banach W., 1997, *Czasoprzestrzenne modelowanie procesów hydrologicznych*, Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu – CCXCIV, 303-309

34. **Gądek** W., Banach W., Bodziony M., Książczyński W., Łabuda P., Szczepanek R., Szypułka P., 1998, *Integral distributed rainfall-runoff model*, Międzynarodowa konferencja „Forest and Water”, Kraków
35. Golding B.W., Leslie L.M., Mills G.A., 1985, *Mesoscale Dynamical Models and Practical Weather Prediction*, European Space Agency Journal vol. 9 no. 2, 181-193
36. **Goovaerts** P., 2000, *Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall*, Journal of Hydrology, 228, 113-129
37. **Grimes** D.I.F., Pardo-Igúzquiza E., Bonifacio R., 1998, *The use of geostatistics in rainfall estimation for hydrological forecasting in the seasonally arid tropics*, Proceedings of the 24th Annual Conference and Exhibition of the Remote Sensing Society, The University of Greenwich, 44-50
38. **Grimes** D.I.F., Pardo-Igúzquiza E., Bonifacio R., 1999, *Optimal areal rainfall estimation using raingauges and satellite data*, Journal of Hydrology, 222, 93-108
39. Guennia L., Hutchinson M.F., 1998, *Spatial interpolation of the parameters of a rainfall model from ground-based data*, Journal of Hydrology, 212-213, 335-347
40. Gumbricht T., Lindholm H., Arke A., Szczepanek R., Hessling M., McCarthy J., 1997, *GIS Integrated Modelling of a Himalayan Landscape*, Water Resources Development
41. Gyasi-Agyei Y., 1999, *Identification of regional parameters of a stochastic model for rainfall disaggregation*, Journal of Hydrology, 223, 148-163
42. Gyasi-Agyei Y., Willgoose G.R., 1999, Technical note: *Generalisation of a hybrid model for point rainfall*, Journal of Hydrology, 219, 218-224
43. **Hess** M., 1965, *Piętra klimatyczne w Karpatach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe UJ Prace Geograficzne, z.11, Kraków.
44. **Hevesi** J.A., Flint A.L., Istok J.D., 1992a, *Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. Part I: structural analysis*. J. Appl. Meteor. 31, 661-676.
45. **Hevesi** J.A., Flint A.L., Istok J.D., 1992b. *Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. Part II: Isohyetal maps*. J. Appl. Meteor. 31, 677-688.
46. Hill F.F., Browning K.A., Bader M.J., 1981, *Radar and rain-gauge observations of orographic rain over south Wales*, Quart. J. Roy. Met. Soc., pp. 643-670
47. Ibbitt R.P., Henderson R.D., Copeland J., Wratt D.S., 2001, *Simulating mountain runoff with meso-scale weather model rainfall estimates: a New Zealand experience*, Journal of Hydrology, 239, 19-32
48. Isaaks, Srivastava, 1989, *An Introduction to Applied Geostatistics*, Oxford University Press
49. Jimoh O.D., Webster P., 1999, *Stochastic modelling of daily rainfall in Nigeria: intra-annual variation of model parameters*, Journal of Hydrology, 222, 1-17

50. **Journel** A. G., Huijbregts Ch. J., 1978, *Mining Geostatistics*. Academic Press, London. p. 207.
51. **Kaczmarek** Z., 1970, *Metody statystyczne w hydrologii i meteorologii*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa
52. Koren V.I., Finnerty B.D., Schaake J.C., Smith M.B., Seo D.-J., Duan Q.-Y., 1999, *Scale dependencies of hydrologic models to spatial variability of precipitation*, *Journal of Hydrology*, 217, 285–302
53. Krivoruchko K., Gribov A., Ver Hoef J.M., 2001a, *Predicting Exact, Filtered, and New Values using Kriging, Stochastic Modeling and Geostatistics*, AAPG Computer Applications in Geology, Vol.2, Edited by J.M.Yarus, R.L.Chambers
54. **Krivoruchko** K., 2001b, *Using linear and non-linear kriging interpolators to produce probability maps*, Annual Conference of the International Association for Mathematical geology, Cancun, Mexico.
55. **Krivoruchko** K., 2002, *ArcGIS Geostatistical Analyst – Frequently Asked Questions*, <http://www.esri.com/software/arcgis/arcgisextensions/geostatistical/faqs.html>.
56. **Lambor** J., 1971, *Hydrologia inżynierska*, Wydawnictwo Arkady, Warszawa
57. de Lima M.J.P., Grasman J., 1999, *Multifractal analysis of 15-min and daily rainfall from a semi-arid region in Portugal*, *Journal of Hydrology*, 220, 1–11
58. **Loof** R., Hjorth P., Raut O.B., 1994, *Rainfall Network Design Using the Kriging Technique: A Case Study of Karnali River Basin, Nepal*, *Water Resources Development*, Vol.10, No.4, 497-513.
59. **Lorenc** H., 1979, *Czasowo-przestrzenny rozkład opadów deszczu o określonym natężeniu na terytorium Polski*, IMGW, MP, Warszawa
60. **Lubieńska** K., 1997, *Wyznaczanie opadu średniego w zlewni przy użyciu Systemu Informacji Geograficznej GIS*, Praca magisterska, Politechnika Krakowska.
61. Luk K.C., Ball J.E., Sharma A., 1999, *A study of optimal model lag and spatial inputs to artificial neural network for rainfall forecasting*, *Journal of Hydrology*, 227, 56–65
62. **Łabuda** P., Szczepanek R., 1997, *Przegląd wyników projektu badawczego pt. Wykorzystanie GIS w modelowaniu odpływu powierzchniowego ze zlewni górskiej (PB-562/P06/95/09)*, Politechnika Krakowska
63. **Magnuszewski** A., 1999, *GIS w geografii fizycznej*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
64. **Martínez-Cob** A., 1996, *Multivariate geostatistical analysis of evapotranspiration and precipitation in mountainous terrain*, *Journal of Hydrology*, 174, 19-35.
65. **Meijerink** A.M.J., de Brouwer H.A.M., Mannaerts C.M., Valenzuela C.R., 1994, *Introduction to use of geographic information systems for practical hydrology*, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, The Netherlands

66. Micovic Z., Quick M.C., 1999, *A rainfall and snowmelt runoff modelling approach to flow estimation at ungauged sites in British Columbia*, Journal of Hydrology, 226, 101–120
67. **Mikulski Z.**, 1998, Systematyka i definicje nauk o wodzie (w ujęciu historycznym), Seria: Nauki o Ziemi – Zeszyt 1; Zeszyty Terminologiczne, Towarzystwo Naukowe Warszawskie
68. Nachlik E. (red.), 2001, Lokalny plan ograniczenia skutków powodzi i profilaktyki powodziowej dla powiatu żywieckiego, maszynopis, Kraków-Żywiec
69. **Niemczynowicz J.**, 1984a, *An investigation of the areal and dynamic properties of rainfall and its influence on runoff generating processes*, Department of Water Resources Engineering, Lunds Institute of Technology/University of Lund, Report No 1005, Lund
70. Niemczynowicz J., 1984b, *Areal Rainfall – an Improved Input for Modelling of Runoff*, Proceedings of Third International Conference on Urban Storm Drainage, Gothenburg, Sweden, Vol 1, 335-344
71. **Nowak E.**, 1999, Algorytmy numeryczne w geodezji, Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej, Warszawa
72. Oliver M.A., Webster R., 1990, *Kriging: a method of interpolation for geographical information system*, Int. J. Geographical Information Systems, vol. 4, No. 3, 313-332
73. **Ostrowski M.**, 1999, Meteorologia dla lotnictwa sportowego, Aeroklub Polski, Wydawnictwo JANTAR, Warszawa
74. **Ośródk**a L., Niedźwiedz T., 1993, Klimat województwa bielsko-bialskiego, Katowice-Kraków
75. **Ozga-Zielińska M.**, Brzeziński J., 1994, Hydrologia stosowana, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa
76. **Ozga-Zielińska M.**, Gądek W., Książyński K., Nachlik E., Szczepanek R., 2002, *Mathematical model of rainfall-runoff transformation – WISTOO*, Mathematical Models of Large Watershed Hydrology, Ed. V.P.Singh, D.K.Frevert, Water Resources Publications
77. **Ozga-Zieliński R.**, 1987, *Badanie statystycznej niejednorodności ciągów pomiarowych*, Gospodarka Wodna 10/1987, 226-228
78. Pardo-Igúzquiza E., 1998, *Optimal selection of number and location of rainfall gauges for areal rainfall estimation using geostatistics and simulated annealing*, Journal of Hydrology, 210, 206–220
79. Pegram G.G.S., Clothier A.N., 2001, *High resolution space–time modelling of rainfall: the “String of Beads” model*, Journal of Hydrology, 241, 26–41
80. **Phillips D.L.**, Dolph J., Marks D., 1992, *A comparison of geostatistical procedures for spatial analysis of precipitations in mountainous terrain*. Agr. Forest Meteor. 58, 119–141.

81. Pierre-Humbert R.T., 1984, *Linear results on the barrier effects of mesoscale mountains*, J. Atmos. Sci., pp.1356-1367
82. **Press and Information Office** (PIO), 2002, Official web site of the Republic of Cyprus, <http://www.pio.gov.cy/cyprus/land.htm>
83. **Price** D.T., McKenney D.W., Nalder I.A., Hutchinson M.F., Kesteven J.L., 2000, *A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of Canadian monthly mean climate data*, Agricultural and Forest Meteorology, 101, 81-94.
84. **Puchalski** T., 1978, Statystyka, PWN, Warszawa
85. Retallack B.J., 1991, Podstawy meteorologii, IMGW-WMO, Warszawa
86. Rhea O.J., 1977, *Orographic precipitation model for hydrometeorological use*, PhD dissertation, Dept. of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, Colorado
87. **Roman** K., 1999, *Czasoprzestrzenny rozkład opadu w zlewni górskiej*, praca magisterska, Wydział Inżynierii Środowiska, Politechnika Krakowska, Kraków
88. **Romer** E., 1949, Regiony klimatyczne Polski, Prace Wrocławskiego Towarzystwa naukowego, seria B, nr.16, Wrocław
89. Roth G.D., 2000, Pogoda i klimat, Świat Książki, Warszawa
90. Rózdżyński K., 1995, Miernictwo meteorologiczne, IMGW, Warszawa
91. Rudolf B., 2001, *Satellite-based global precipitation estimates and validation results*, Global Precipitation Climatology Centre, Offenbach, Germany
92. Sansó B., Guenni L., 1999, *A stochastic model for tropical rainfall at a single location*, Journal of Hydrology, 214, 64-73
93. Şen Z., Habib Z.Z., 1998, *Point cumulative semivariogram of areal precipitation in mountainous regions*, Journal of Hydrology, 205, 81-91
94. Seo D.J., 1998, *Real-time estimation of rainfall fields using rain gauge data under fractional coverage conditions*, Journal of Hydrology, 208, 25-36
95. Seo D.J., 1998, *Real-time estimation of rainfall fields using radar rainfall and rain gauge data*, Journal of Hydrology, 208, 37-52
96. Seo D.J., Breidenbach J.P., Johnson E.R., 1999, *Real-time estimation of mean field bias in radar rainfall data*, Journal of Hydrology, 223, 131-147
97. **Shaw** E.M., 1990, Hydrology in Practice, second edition, Chapman and Hall Ltd, London, 195-208.
98. **Shoji** T., Kitaura H., 2001, *Statistical and Geostatistical Analysis of Rain Fall in Central Japan*, 2001 Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology, Cancún, Mexico
99. **Shibli** S.A.R., 1997, Geostatistics FAQ, <http://www.ai-geostats.org/faqs.htm>

100. Sivapalan M., Blöschl G., 1998, *Transformation of point rainfall to areal rainfall: Intensity-duration frequency curves*, Journal of Hydrology, 204, 150–167
101. Smith K.T., Austin G.L., 2000, *Nowcasting precipitation - a proposal for a way forward*, Journal of Hydrology, 239, 34–45
102. Soczyńska U. (red.), 1997a, *Hydrologia dynamiczna*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa
103. **Soczyńska** U. (red.), 1997b, *Prognoza opadów i wezbrań o zadanym czasie powtarzalności*, Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa
104. Strupczewski W.G., Mitosek H.T., 1990, *Deterministic model of rainfall surface with topographic information*. Acta Geophysica Polonica. Vol. 38/2.
105. **Subyani** A.M., 2001, *On the Space-Time Variogram Models. An Application to Seasonal Precipitation*, 2001 Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology, Cancún, Mexico
106. Sun X., Mein R.G., Keenan T.D., Elliott J.F., 2000, *Flood estimation using radar and raingauge data*, Journal of Hydrology, 239, 4–18
107. **Szczepanek** R., Gądek W., 2002, *GIS-based mathematical model of rainfall-runoff transformation for mountain environment*, EnviroMount – Conference on GIS and RS in Mountain Environment Research, Zakopane
108. **Tabios** G.Q., Salas T.D., 1985, *A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation*, Water Resources Bulletin, 21(3), 365–380.
109. **Thiessen** A.H., 1911. *Precipitation averages for large areas*. Monthly Weather Rev. 39 (7), 1082–1084.
110. Thompson R., 1999, *A time-series analysis of the changing seasonality of precipitation in the British Isles and neighbouring areas*, Journal of Hydrology, 224, 169–183
111. **Thorne** V., Coakeley P., Grimes D., Dugdale G., 2001, *Comparison of TAMSAT and CPC rainfall estimates with raingauges, for southern Africa*, International Journal of Remote Sensing, Vol.22, No.10, 1951–1974
112. Todini E., Pellegrini F., Mazzetti C., 2001, *Influence of parameter estimation uncertainty in Kriging: Part 2 – Test and case study applications*, Hydrology and Earth System Sciences, 5(2), 225–232
113. Tsintikidis D., Georgakakos K.P., Artan G.A., Tsonis A.A., 1999, *A feasibility study on mean areal rainfall estimation and hydrologic response in the Blue Nile region using METEOSAT images*, Journal of Hydrology, 221, 97–116
114. Ustrnul Z., 1997, *Zmienność cyrkulacji atmosfery na półkuli północnej w XX wieku*, IMGW Seria Meteorologia – 27, Warszawa
115. **Węglarczyk** S., 1995, *O wyższości metody odwrotnych odległości obliczania średniego opadu obszarowego nad metodą wieloboków równego*

- opadu, Seminarium „Badania naukowe w Hydrologicznej Stacji Badawczej w Stróży”, Politechnika Krakowska, Monografia nr 188, Kraków, s. 51-57
116. **Węglarczyk S.**, 1996, *Porównanie trzech metod obliczania średniego opadu obszarowego na terenie górkim*, Seminarium Naukowe „Modelowanie matematyczne w hydrologii”, Politechnika Krakowska
117. **Węglarczyk S.**, 1998, *The interdependence and applicability of some statistical quality measures for hydrological models*, Journal of Hydrology, 206, 98-103
118. Wilby R.L., 1998, *Modelling low-frequency rainfall events using airflow indices, weather patterns and frontal frequencies*, Journal of Hydrology, 212-213, 380-392
119. Willems P., 2000, *Compound intensity/duration/frequency-relationships of extreme precipitation for two seasons and two storm types*, Journal of Hydrology, 233, 189-205
120. Wingle W.L. 1997, *Evaluating Subsurface Uncertainty Using Modified Geostatistical Techniques*, rozprawa doktorska, Colorado School of Mines, Golden, USA
121. Woś A., 1997, *Meteorologia dla geografów*, PWN Warszawa
122. Wotling G., Bouvier Ch., Danloux J., Fritsch J.-M., 2000, *Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment*, Journal of Hydrology, 233, 86-101
123. Wratt D.S., Revell M.J., Sinclair M.R., Gray W.R., Henderson R.D., Chater A.M., 2000, *Relationships between air mass properties and mesoscale rainfall in New Zealand's Southern Alps*, Atmospheric Research, 52, 261-282

Załącznik 1

Wartości krytyczne charakterystyki $\chi^2(\alpha, s)$ rozkładu χ^2 -Pearsona dla s stopni swobody oraz poziomów istotności $\alpha = 0,1$ i $\alpha = 0,05$

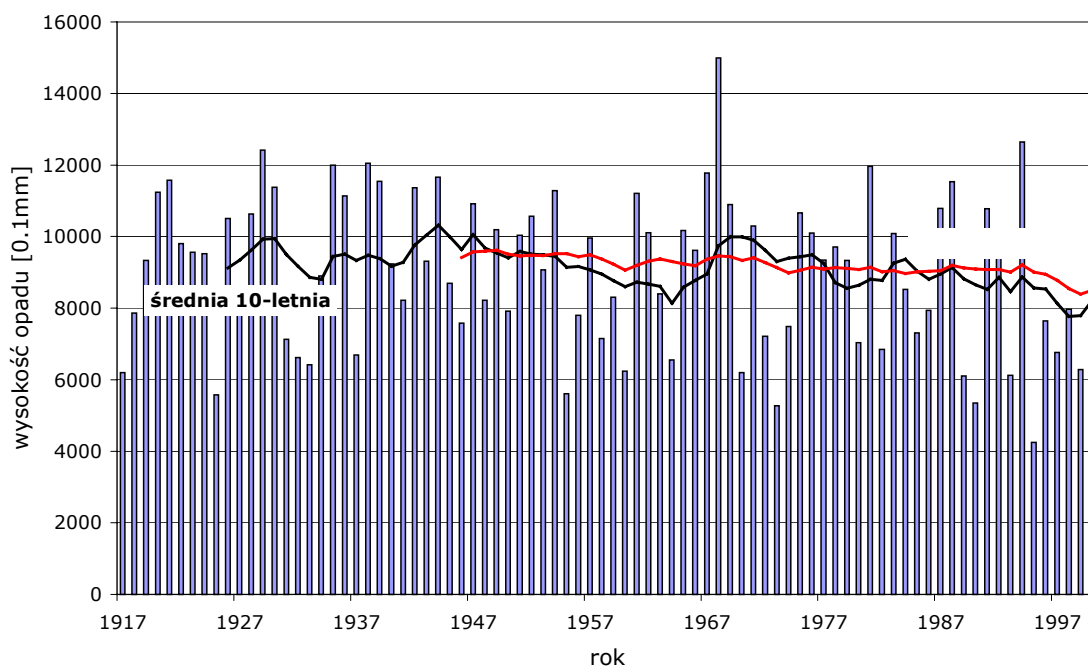
Źródło: Kaczmarek, 1970

s	$\alpha = 0,1$	$\alpha = 0,05$	s	$\alpha = 0,1$	$\alpha = 0,05$
1	2,706	3,841	16	23,542	26,296
2	4,605	5,991	17	24,769	27,587
3	6,251	7,815	18	25,989	28,869
4	7,779	9,488	19	27,204	30,144
5	9,236	11,070	20	28,412	31,410
6	10,645	12,592	21	29,615	32,671
7	12,017	14,067	22	30,813	33,924
8	13,362	15,507	23	32,007	35,172
9	14,684	16,919	24	33,196	36,415
10	15,987	18,307	25	34,382	37,652
11	17,275	19,675	26	35,563	38,885
12	18,549	21,026	27	36,741	40,113
13	19,812	22,362	28	37,916	41,337
14	21,064	23,685	29	39,087	42,557
15	22,307	24,996	30	40,256	43,773

Załącznik 2

Średnie ruchome sum opadów rocznych dla posterunku numer 1 w zlewni rzeki Peristerony.

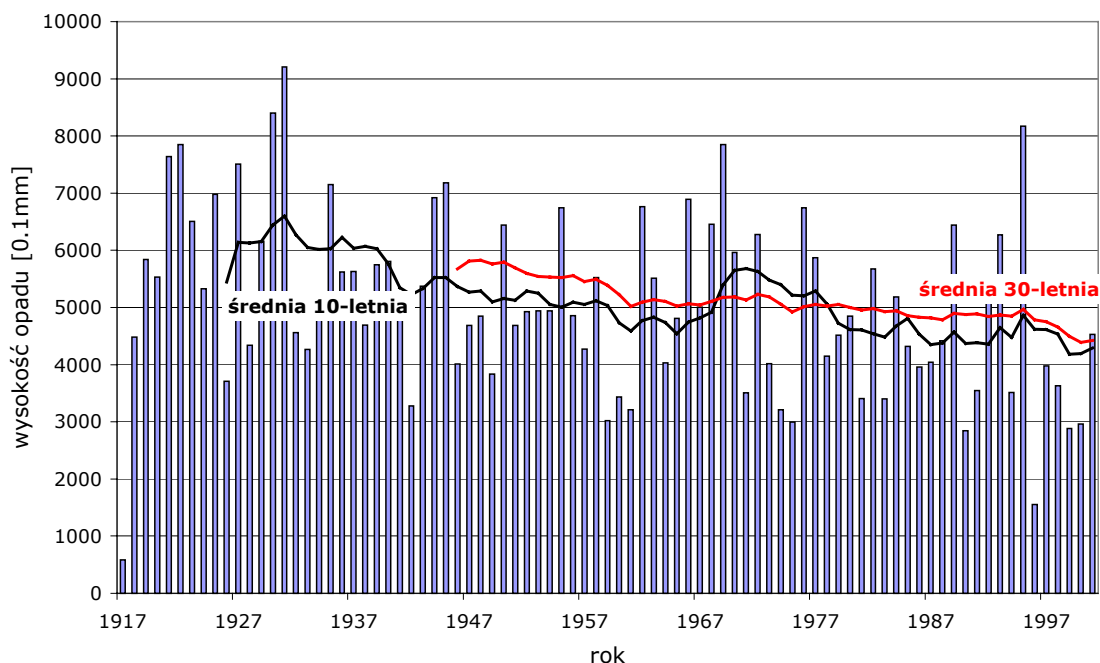
Źródło: opracowanie własne



Załącznik 3

Średnie ruchome sum opadów rocznych dla posterunku numer 2 w zlewni rzeki Peristerony.

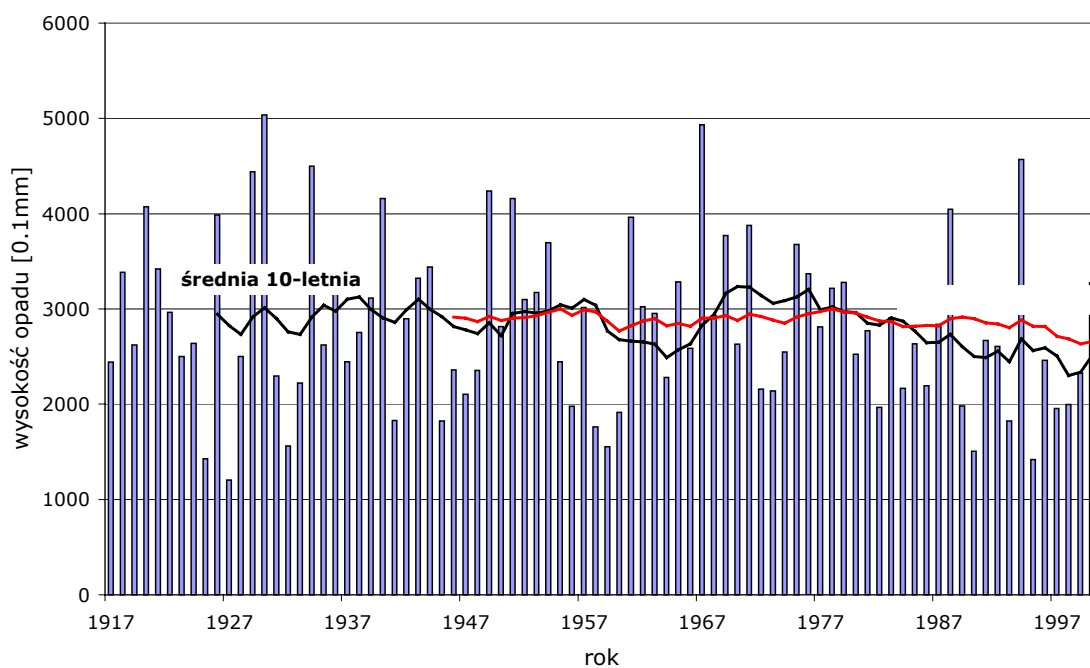
Źródło: opracowanie własne



Załącznik 4

Średnie ruchome sum opadów rocznych dla posterunku numer 3 w zlewni rzeki Peristerony.

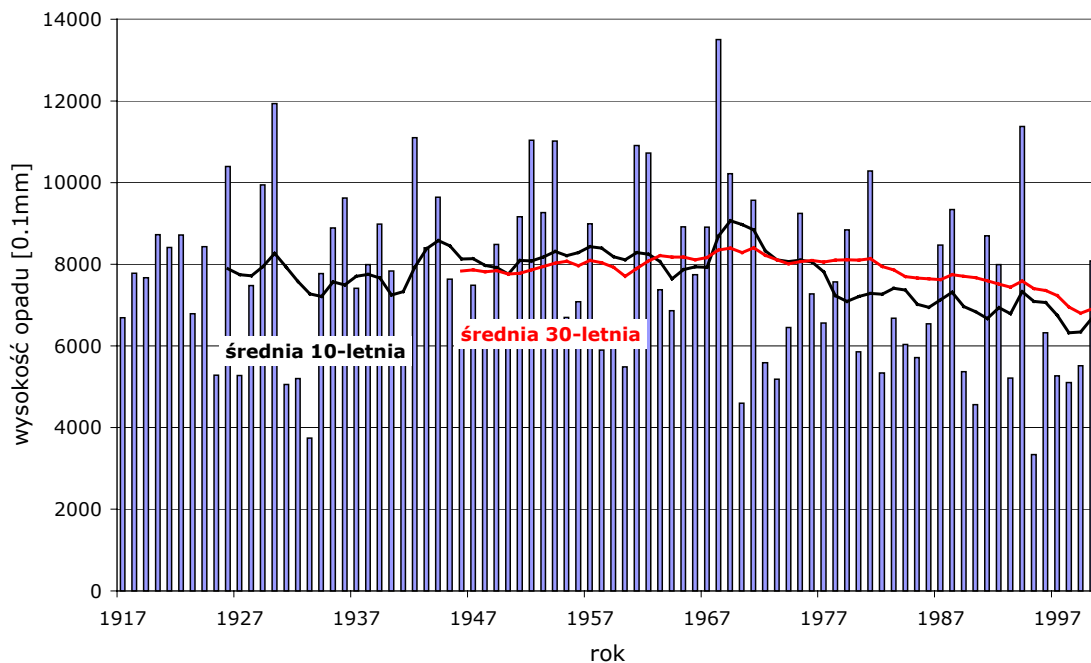
Źródło: opracowanie własne



Załącznik 5

Średnie ruchome sum opadów rocznych dla posterunku numer 5 w zlewni rzeki Peristerony.

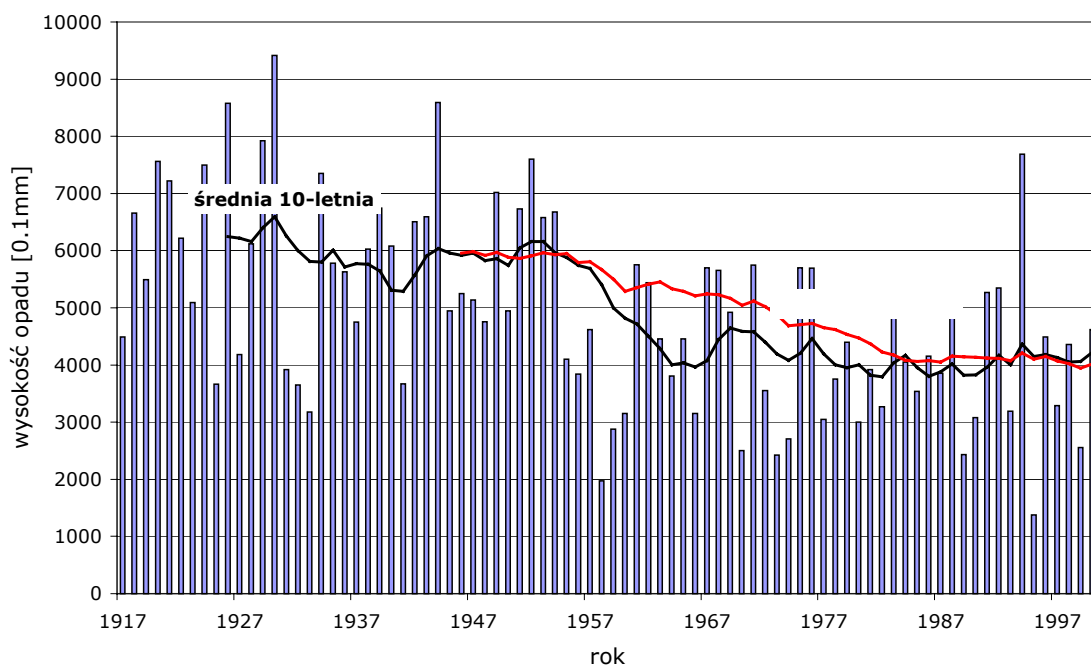
Źródło: opracowanie własne



Załącznik 6

Średnie ruchome sum opadów rocznych dla posterunku numer 6 w zlewni rzeki Peristerony.

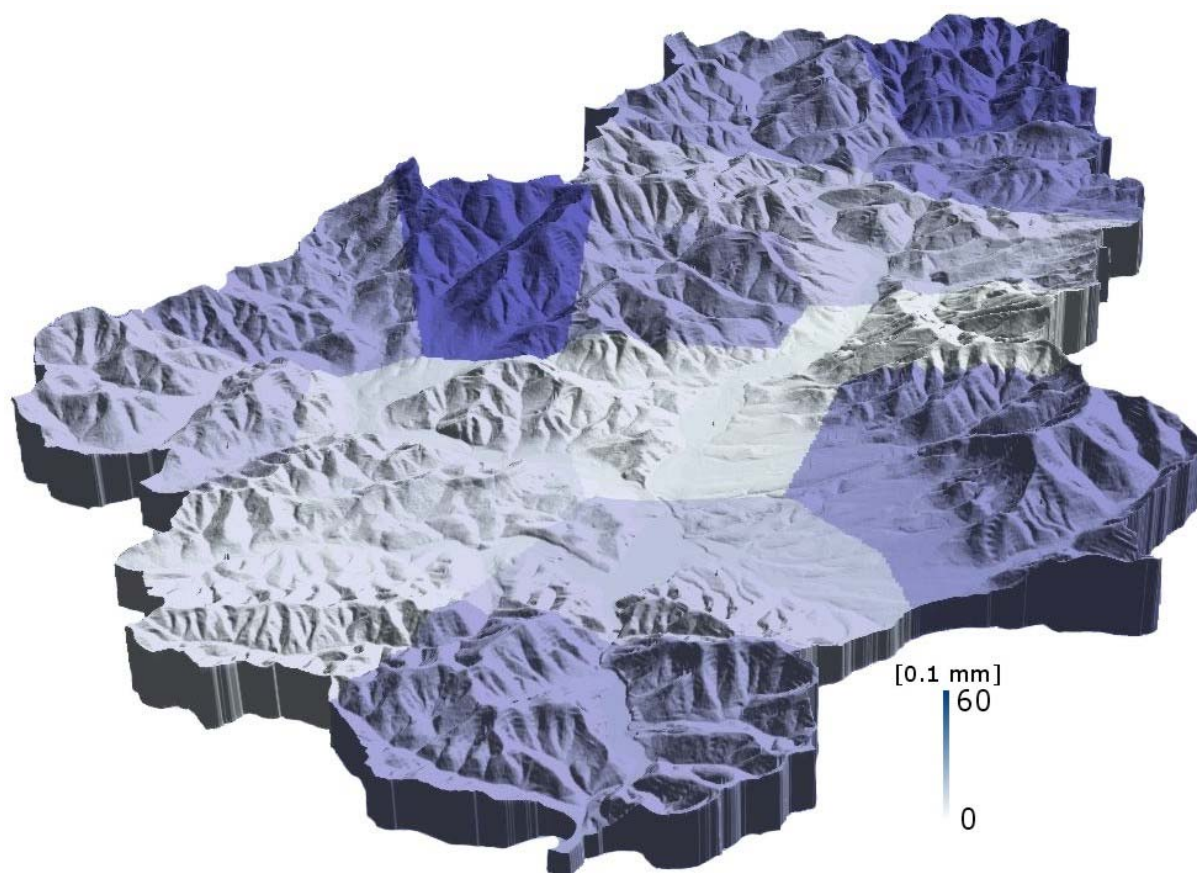
Źródło: opracowanie własne



Załącznik 7

Przestrzenny rozkład opadów dla zlewni rzeki Soły w dniu 12.05.1995 uzyskany metodą wieloboków równego zadeszczenia na tle numerycznego modelu terenu.

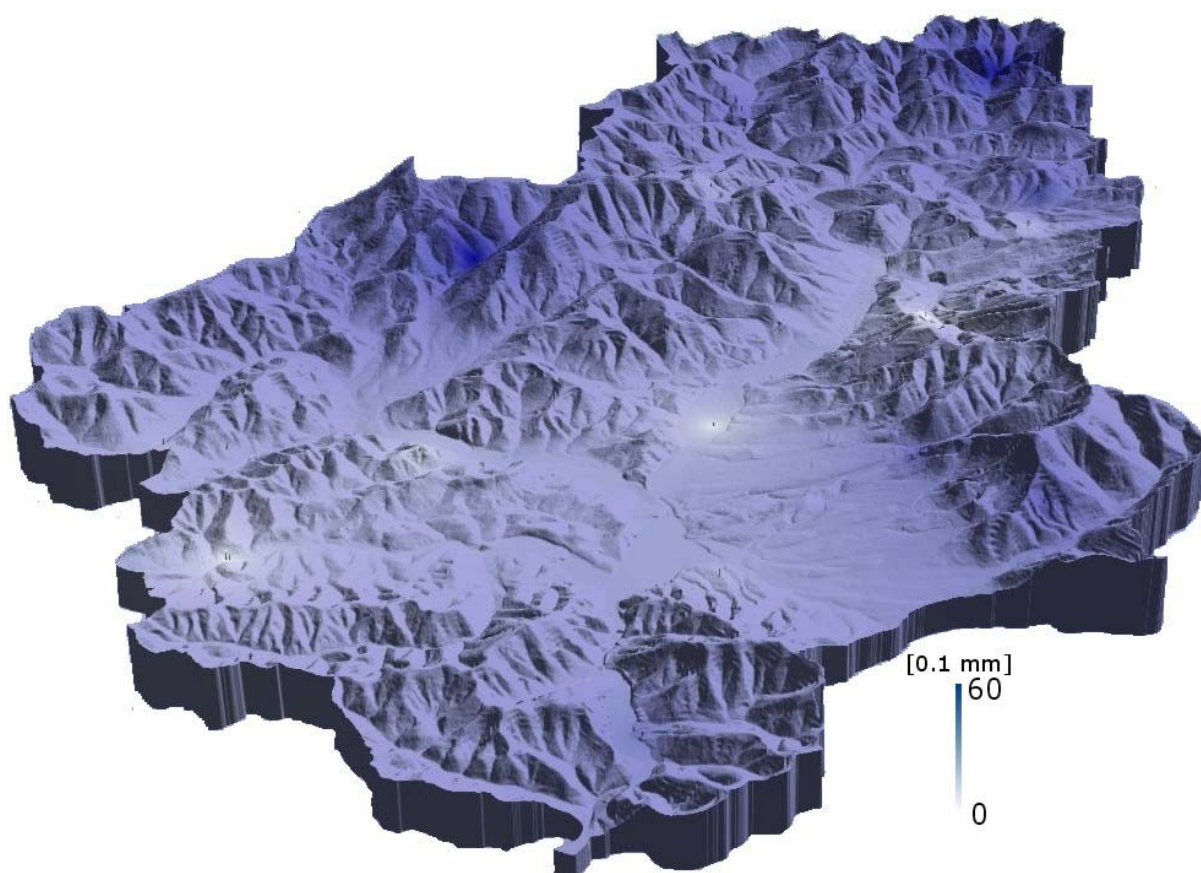
Źródło: opracowanie własne



Załącznik 8

Przestrzenny rozkład opadów dla zlewni rzeki Soły w dniu 12.05.1995 uzyskany metodą odwrotnych odległości z wykładnikiem potęgowym $k=1$, na tle numerycznego modelu terenu.

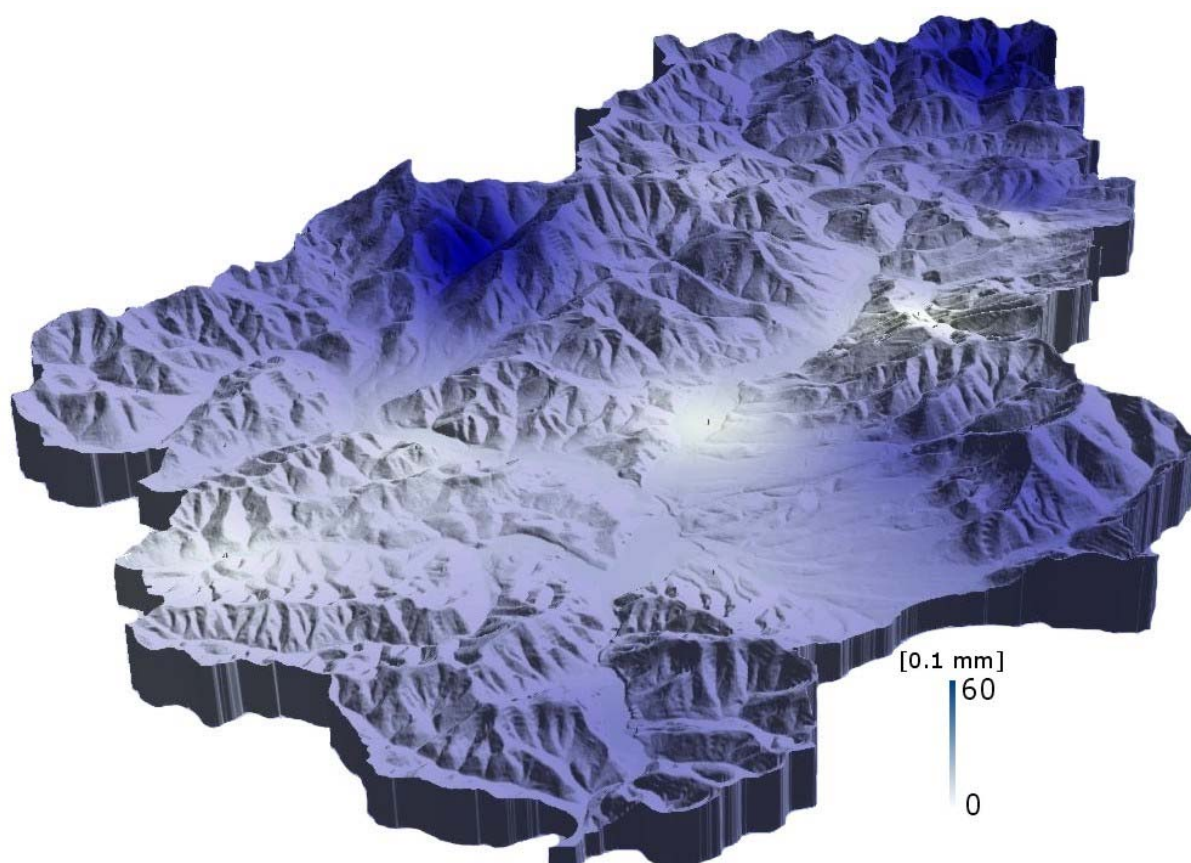
Źródło: opracowanie własne



Załącznik 9

Przestrzenny rozkład opadów dla zlewni rzeki Soły w dniu 12.05.1995 uzyskany metodą odwrotnych odległości z wykładnikiem potęgowym $k=2$, na tle numerycznego modelu terenu.

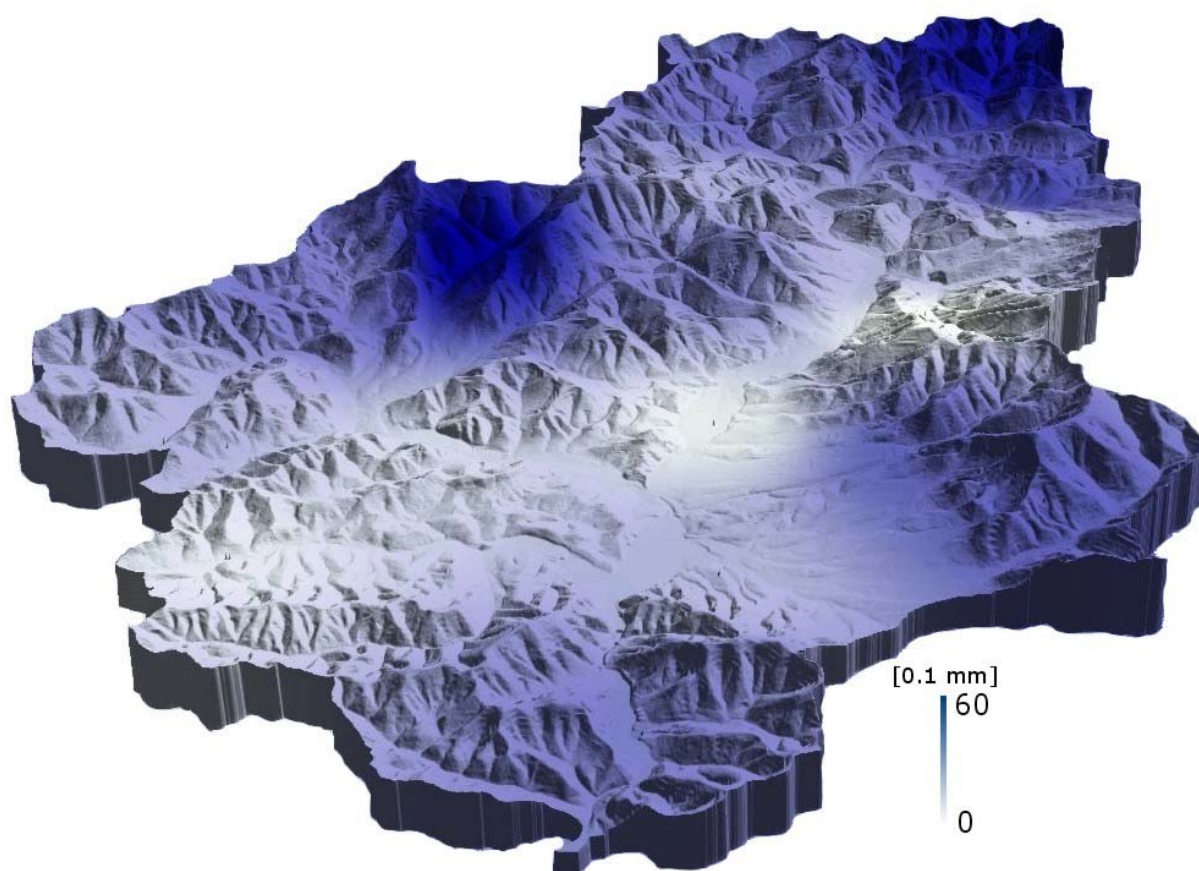
Źródło: opracowanie własne



Załącznik 10

Przestrzenny rozkład opadów dla zlewni rzeki Soły w dniu 12.05.1995 uzyskany metodą odwrotnych odległości z wykładnikiem potęgowym $k=3$, na tle numerycznego modelu terenu.

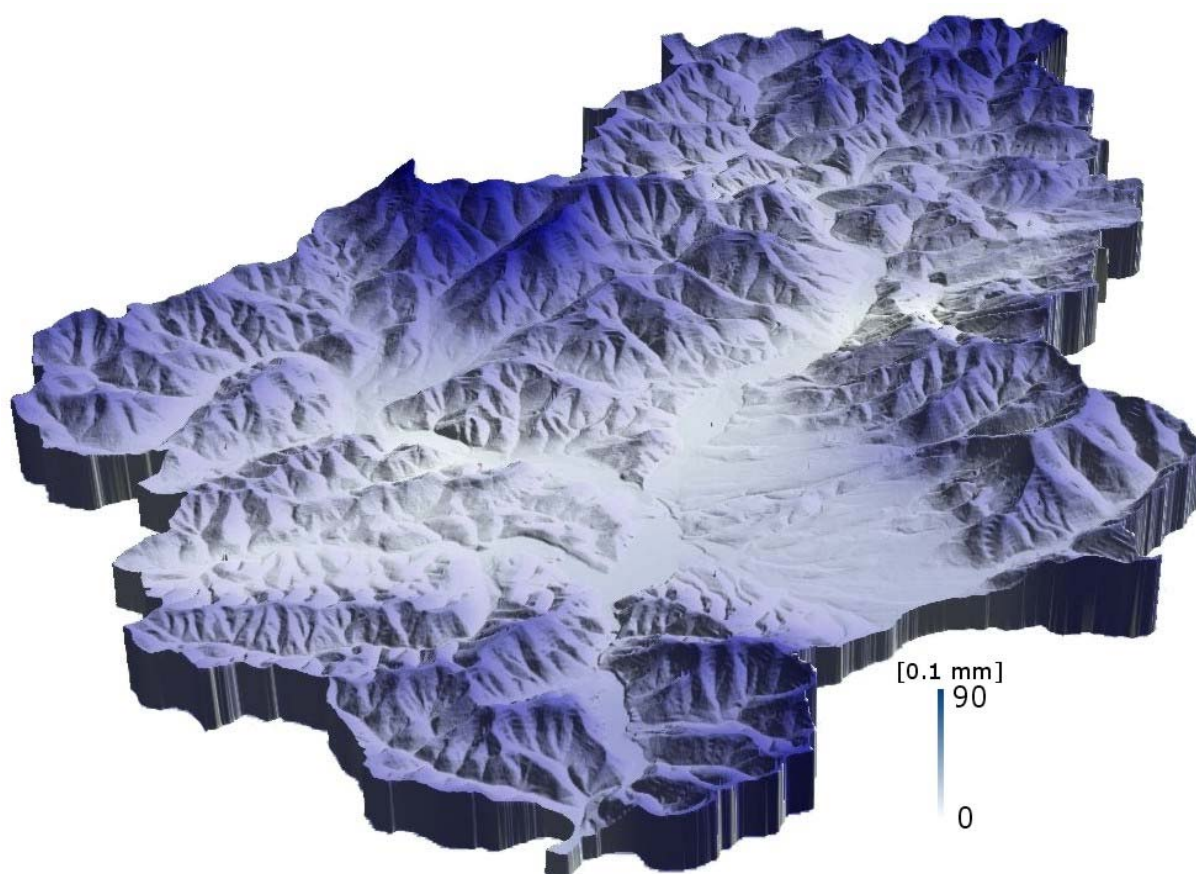
Źródło: opracowanie własne



Załącznik 11

Przestrzenny rozkład opadów dla zlewni rzeki Soły w dniu 12.05.1995 uzyskany gradientową metodą odwrotnych odległości z wykładnikiem potęgowym $k=2$, na tle numerycznego modelu terenu.

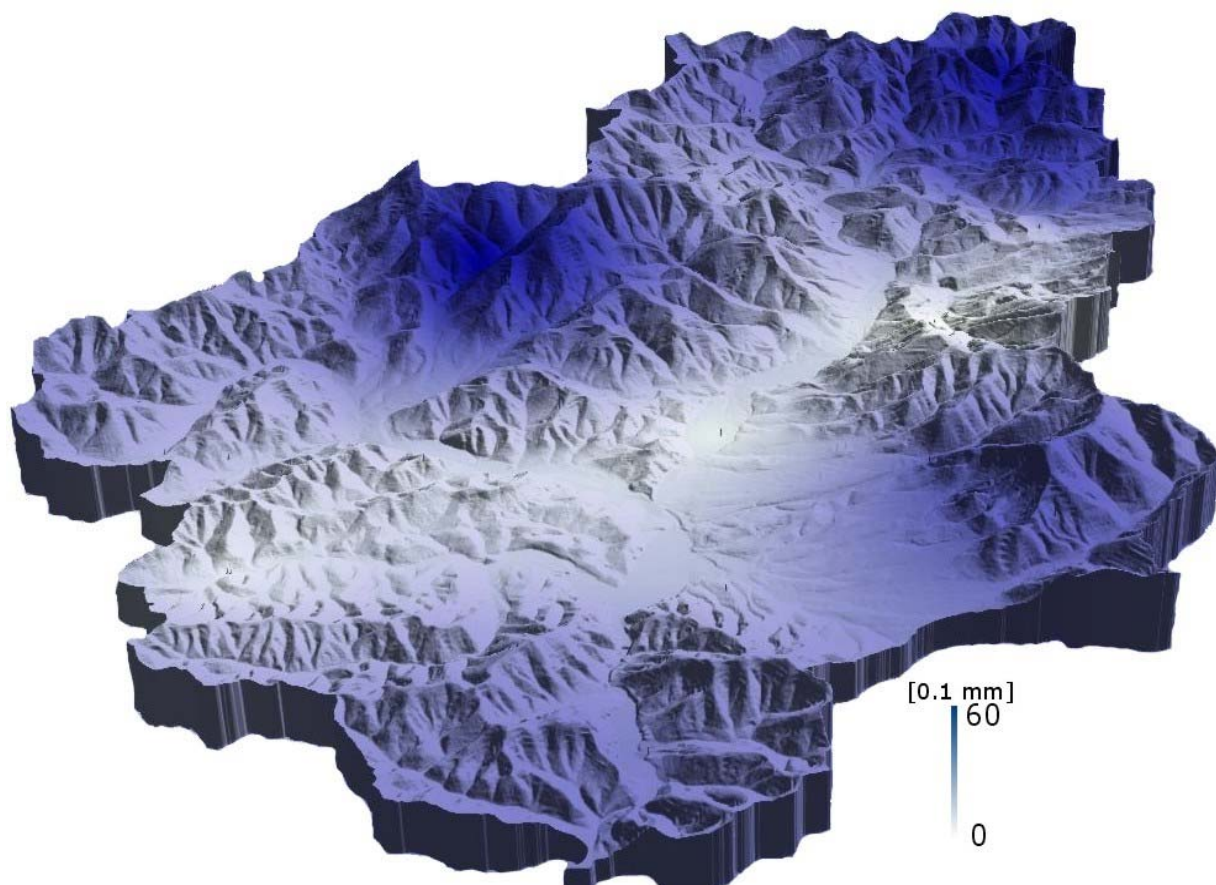
Źródło: opracowanie własne



Załącznik 12

Przestrzenny rozkład opadów dla zlewni rzeki Soły w dniu 12.05.1995 uzyskany metodą zwykłego krigingu, na tle numerycznego modelu terenu.

Źródło: opracowanie własne



Załącznik 13

Przestrzenny rozkład wariacji opadów dla zlewni rzeki Soły w dniu 12.05.1995 uzyskany metodą zwykłego krigingu, na tle numerycznego modelu terenu.

Źródło: opracowanie własne

