

Jakub Zwoliński

***Próba oceny sprawdzalności numerycznych
prognoz meteorologicznych dla Poznania
w półroczu 01.09.2003 do 29.02.2004
w oparciu o dane modelu LM DWD***

Praca wykonana pod kierunkiem
Prof. zw. dr hab. Alojzego Wosia

Poznań, maj 2004 r.

Spis treści

1. Wstęp	4
1.1 Modele numeryczne w prognozowaniu pogody	
1.1.1 Prognoza pogody	
1.1.2 Historia rozwoju numerycznych prognoz pogody na świecie	
1.1.3 Sytuacja aktualna, zasady działania modeli meteorologicznych	
1.2 Zastosowanie modeli numerycznych w Polsce	
1.3 Cel i zakres pracy	
1.4 Zastosowane metody badawcze	
2. Charakterystyka modelu LM DWD	16
3. Opis analizowanej stacji pomiarowej	20
3.1 Położenie geograficzne	
3.2 Warunki klimatyczne	
4. Wyniki analizy sprawdzalności prognoz	25
4.1 Wyniki obliczeń z poszczególnych miesięcy	
4.1.1 Wrzesień	
4.1.2 Październik	
4.1.3 Listopad	
4.1.4 Grudzień	
4.1.5 Styczeń	
4.1.6 Luty	
4.2 Zestawienie półroczne	
5. Podsumowanie i ważniejsze wnioski	48
Materiały źródłowe	50
Spis tabel i rysunków	52
Aneks	55

1. Wstęp

1.1 Modele numeryczne w prognozowaniu pogody

1.1.1 Prognoza pogody

Pogodą nazywamy fizyczny stan stosunków atmosferycznych występujących w danej chwili lub w ciągu pewnego odcinka czasu nad danym obszarem lub w danym punkcie. Stosunki te opisywane są za pomocą podstawowych składników, nazywanych elementami meteorologicznymi. Najważniejsze z tych składników to: temperatura powietrza, zachmurzenie, ciśnienie atmosferyczne, kierunek i prędkość wiatru, zamglenie, wilgotność powietrza, opady i osady atmosferyczne. Wartości tych elementów ulegają nieustannym zmianom (Woś A., 1999).

Prognozowanie pogody polega na określeniu, jaki będzie stan atmosfery w przyszłości, tj. powiedzmy za 12 godzin, 1 dzień, 2 dni, miesiąc itd. W skrócie prognozy można podzielić na krótkoterminowe (do dwóch dni) i długoterminowe. Należy jednak zaznaczyć, że bardzo duża czasowa i przestrzenna zmienność, a przede wszystkim ilość możliwych alternatywnych schematów rozwoju pogody, powoduje że prognozowanie na dłuższe okresy nie jest łatwe i oczywiście, co za tym idzie, jest mniej wiarygodne. Sprawdzalność w dużej mierze zależy od aktualnych warunków meteorologicznych. W niektórych okolicznościach, kiedy stabilna pogoda sprzyja temu (na przykład długo utrzymujący się stacjonarny wyż), pogodę można przewidzieć dokładnie nawet z kilkudniowym wyprzedzeniem. Kiedy indziej, przy wyjątkowo niestabilnej pogodzie (na przykład dynamicznie rozwijający się niż), nawet prognoza krótkotrwała może być mało wiarygodna. W ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat nastąpił ogromny postęp w jakości prognoz pogody, jednak nadal pewne zjawiska są bardzo trudne do precyzyjnego prognozowania (opady, burze). O ile prognozy opadu związanego z frontami atmosferycznymi są jeszcze dość dokładne, to już prognozy lokalnych opadów (konwekcyjnych) często zawodzą. Przy trafnie określonym miejscu i czasie ilość

opadu jest często zawyżona lub zaniżona. Opracowywanie i interpretacja prognoz meteorologicznych w ciągu ostatnich lat znacznie się zmienił. Jeszcze niedawno większość czynności związanych z prognozami, zaczynając od pomiarów i obserwacji, poprzez naniesienie danych na mapę synoptyczną (dla zanalizowania sytuacji), aż po wydanie ostatecznego komunikatu prognostycznego, trzeba było wykonać ręcznie. Na ostateczny wynik największy wpływ miało profesjonalne przygotowanie synoptyka, jego znajomość procesów rządzących ruchami atmosfery, intuicja i nabyte doświadczenie. Taka zależność powodowała, że korzystając z identycznej mapy synoptycznej kilku synoptyków może wydać różne prognozy pogody. Obecność takich czynników jak doświadczenie i intuicja, powoduje że końcowa prognoza jest bardzo subiektywna (Tamulewicz J., 1997).

1.1.2 Historia rozwoju numerycznych prognoz pogody na świecie

Przełomem w prognozowaniu pogody stało się wprowadzenie do obliczeń i symulacji komputerów. Początkowo stosowane tylko do wspomagania czysto matematycznych prac, dzięki szybkiemu postępowi techniki, w krótkim czasie zaczął przejmować dominującą rolę w prognozowaniu pogody. Za początek badań nad Numerycznymi Prognozami Pogody można przyjąć już rok 1904, kiedy to Norweski specjalista od hydrodynamiki, V. Bjerknes, jako pierwszy zasugerował, że pogoda może być prognozowana przy użyciu zestawu hydrodynamicznych i termodynamicznych równań opisujących podstawowe procesy atmosferyczne. Jednak brak teoretycznych i praktycznych możliwości zatrzymał badania na tym etapie. Następny krok został uczyniony krótko po Drugiej Wojnie Światowej, rozwój technologiczny sprawił, że pomysł Norwega być mógł wypróbowany w praktyce. Pierwsze poważne eksperymenty zostały przeprowadzone w roku 1950, jednak, z powodu wciąż niedostatecznego poziomu techniki, tylko najprostsze modele miały szansę na realizację. Jednak nawet te proste modele dały zaskakująco dobre rezultaty: przepływ nizu na Amerykę Północną został przewidziany na 24 godziny wcześniej z niespotykaną we wcześniejszych, subiektywnych prognozach,

dokładnością. Pierwszy globalny model atmosfery zaczął pracować w 1966 roku w Waszyngtonie – miał 300 kilometrowe pola siatki i sześć poziomów pionowych. Do końca lat siedemdziesiątych na świecie działało już kilkanaście innych modeli globalnych i regionalnych, które działały w coraz większej rozdzielczości i pobierały wartości graniczne z większych modeli. Wraz ze wzrostem liczby meteorologicznych satelitów, dostarczających informacji również z niedostępnych dotąd górnych części atmosfery, modele atmosferyczne zyskały nową jakość dzięki zwiększeniu zasięgu pionowego. Największym przełomem w Numerycznych Prognozach Pogody ostatnich 15 lat jest jednak gwałtowne zwiększenie jakości i ilości danych ze zdalnych obserwacji (satelity, samoloty, automatyczne stacje) oraz mocy maszyn obliczeniowych. Radiosondy i satelity pełnią podstawową funkcję już nie tylko na półkuli południowej (brak możliwości konwencjonalnych obserwacji) ale także na półkuli północnej - znaczna poprawa dokładności i zasięgu (www.ecmwf.int).

1.1.3 Sytuacja aktualna, zasady działania modeli meteorologicznych

Dzięki najnowszym implementacjom modeli atmosfery oraz zastosowaniu coraz potężniejszych maszyn obliczeniowych, stało się możliwe tworzenie dokładnych cyfrowych prognoz meteorologicznych, wolnych od czynnika, jakim jest ludzka omyłność (przy porównywaniu map synoptycznych). Modele te opierają się na zastosowaniu skomplikowanych równań matematycznych opisujących zachowanie atmosfery. Dzięki takiemu podejściu końcowy efekt, czyli prognoza pogody, jest całkowicie obiektywna. Niezależnie od ilości powtórzonych obliczeń, wynik końcowy będzie zawsze taki sam. Zastosowanie identycznych algorytmów uzależnia prognozę od dokładności wprowadzonych informacji, a nie od obliczeń (wynik obliczeń dla początkowego stanu atmosfery będzie identyczny niezależnie od liczby powtórzenia obliczeń).

Stopień skomplikowania i dynamizm atmosfery ziemskiej wymusza zastosowanie równań tak złożonych (nieliniowe cząstkowe równania różniczkowe),

że uzyskanie poprawnego rezultatu jest możliwe tylko dzięki użyciu metod numerycznych do przybliżania wyników. Każdy model ma jednak swoje ograniczenia. Wymuszona jest pewna generalizacja cech środowiska. Atmosfera jest przedstawiona jako pola opisane przez skończoną liczbę punktów. Punkty, na których dokonywane są obliczenia to punkty węzłowe siatki (węzły). Pozioma odległość między poszczególnymi węzłami określa rozdzielczość poziomą danego modelu. Mniejsza odległość równa się większej rozdzielczości i zarazem większej szczegółowości elementów przedstawionych w modelu. Aby uzyskać obraz atmosfery zbliżony jak najbardziej do rzeczywistości (a co za tym idzie, dokładniejszą prognozę), oprócz rozdzielczości poziomej, model musi odnosić się także do różnych warstw atmosfery. Pionowa rozdzielczość jest zdefiniowana przez ilość i rozkład wprowadzonych poziomów. Zwłaszcza duży wpływ ma określenie i opisanie warstwy granicznej (zależnie od warunków od kilkuset metrów do kilku kilometrów, średnio przyjęta jest jako jeden kilometr). Najtrudniejszym elementem jest wybranie potrzebnej skali (kompromis między mocą obliczeniową zastosowanych komputerów, a zasięgiem przestrzennym modelu). Szeroki zakres skal przestrzennych procesów atmosferycznych stanowi tu poważne utrudnienie. Model globalny może dość dobrze opisać wielkoskalowe ruchy, ale już pewne znaczące procesy małoskalowe mogą być obliczone niedokładnie lub wręcz znaleźć się poza rozdzielczością danego modelu. Jest to o tyle istotne, że procesy małoskalowe mają często duże znaczenie i pominięcie ich w obliczeniach spowoduje uzyskanie błędnego wyniku. Jednym ze sposobów rozwiązania tego problemu jest parametryzacja tych zjawisk i procesów, która ma na celu uwzględnienie ich wpływu na wielkoskalowe procesy. Na przykład istotnym, dla ogólnej wymiany mas powietrza, zjawiskiem jest konwekcja. Jej wpływ jest istotny dla pionowej wymiany ciepła i wilgotności w atmosferze, ale jej skala (poniżej 10 kilometrów) jest mniejsza od rozdzielczości obecnie używanych modeli prognostycznych. Biorąc pod uwagę zasięg przestrzenny modeli, można podzielić je na globalne (pokrywające całą kulę ziemską), regionalne i mezoskalowe. Dla każdego modelu, niezależnie od zasięgu, podaje się jego rozdzielczość –

zwiększona rozdzielczość modelu to większa ilość punktów węzłowych siatki (mniejsze poszczególne pola), czyli zwiększona ilość potrzebnych do przeprowadzenia obliczeń. Oczywiście jest, że im większa rozdzielczość, tym lepiej. Ograniczone możliwości używanych obecnie komputerów jednak wymuszają pewne kompromisy. Model globalny, pracujący z bardzo dużą rozdzielczością (na przykład siedem kilometrów), byłby idealnym rozwiązaniem ale ilość punktów obliczeniowych byłaby w takim modelu tak duża, że przerosłoby to możliwości obecnie używanych maszyn (jest to możliwe technicznie, ale czas takich obliczeń czyni taki model nieopłacalnym i nieprzydatnym). Duża nadzieja jest pokładana w rozwoju techniki, a głównie w planach zastosowania sztucznych sieci neuronowych. Na dzień dzisiejszy tymczasowym rozwiązaniem tego problemu jest stosowanie tak zwanych modeli zagnieżdżonych. Oznacza to, że w modelu globalnym, liczącym z niewielką rozdzielczością, jest zagnieżdżany model o mniejszej skali, ale z większą od nadrzędnego rozdzielczością, i tak dalej aż po najmniejszy przestrzennie model o największej rozdzielczości. Każdy model (nadrzędny i podrzędny) korzysta z wartości brzegowych innego. Taki system umożliwia uzyskanie dość dokładnej prognozy w odpowiednio krótkim czasie korzystając z dostępnej techniki.

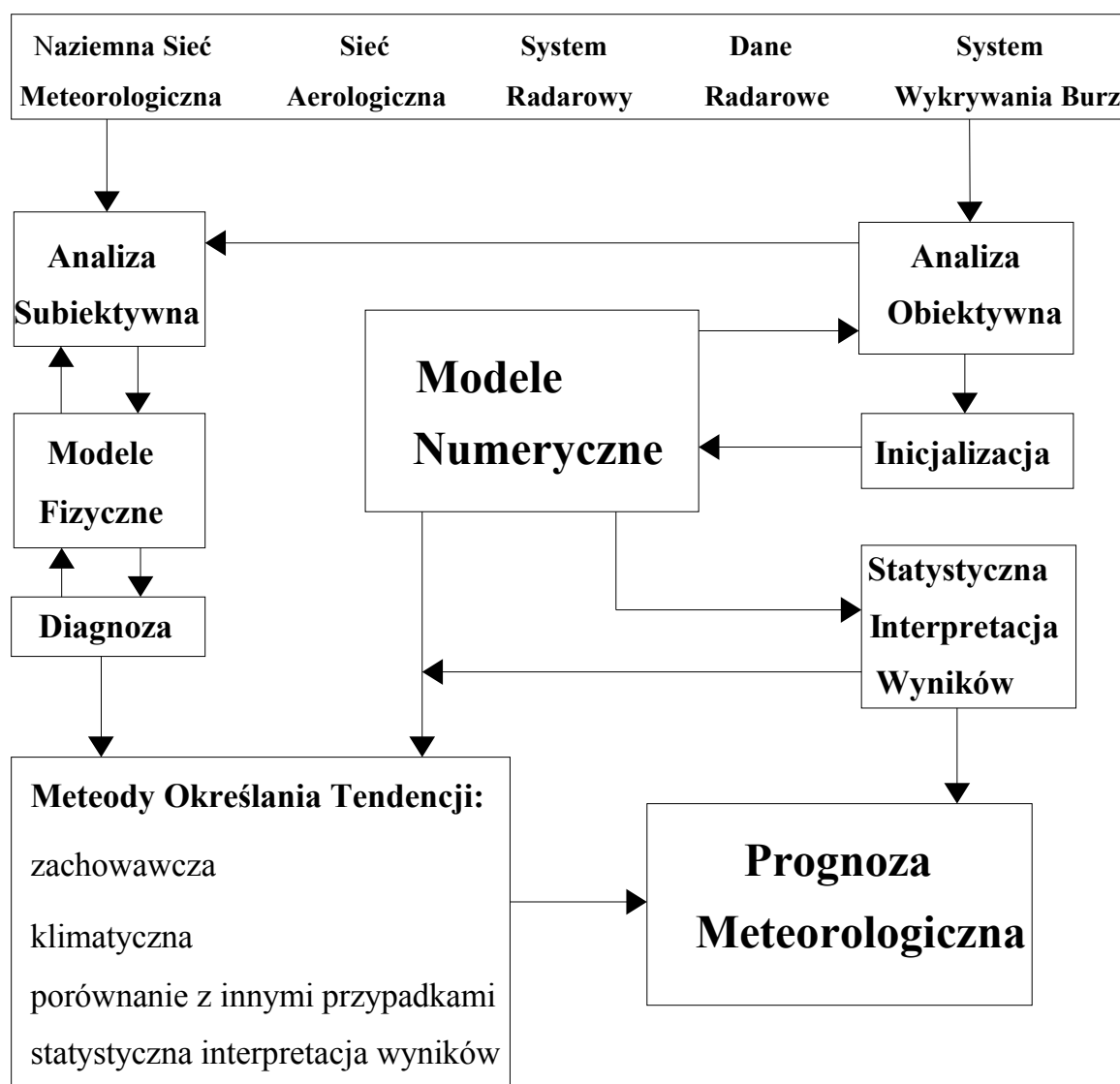
Obecnie najczęściej używanymi modelami są modele mezoskalowe. System numerycznych prognoz mezoskalowych charakteryzuje się dość dużą (porównując z modelami globalnymi i regionalnymi) rozdzielczością czasową i przestrzenną. Obecnie obliczenia prognostyczne są prowadzone na siatce obliczeniowej o polach wielkości kilku kilometrów i z krokiem czasowym około kilkunastu minut. W związku z tym modele dają możliwość zobiektywizowanego prognozowania zjawisk atmosferycznych dobrze zlokalizowanych w czasie i w przestrzeni. Ważną cechą tego typu modeli jest możliwość ilościowego prognozowania zjawisk, takich jak: opady, prędkość wiatru, prądy pionowe. Rozwój badań nad modelami i wzrost mocy komputerów prowadzi do rozwoju nowej klasy modeli - modeli niehydrostatycznych, o znacznie większej rozdzielczości czasowej i przestrzennej oraz większej dokładności prognozowania.

1.2 Zastosowanie modeli numerycznych w Polsce

Zastosowanie meteorologicznych modeli numerycznych zostało po raz pierwszy w pełni docenione w 1997 roku. W tym roku dzięki danym uzyskanym z trzech modeli, niemieckiego (EM), brytyjskiego (UMPL) - obliczanego w Polsce oraz francuskiego (ALADIN), obliczanego w Czechach przewidziano z dwudniowym wyprzedzeniem wystąpienie dwu fal opadów, jednej od 6 lipca, drugiej od 18 lipca. Szczególnie w przypadku drugiej fali, użycie modeli pozwoliło trafnie podać prognozę czasu, miejsca i intensywności opadu. Opady te nie mogłyby być z takim wyprzedzeniem prognozowane przy użyciu tradycyjnych metod synoptycznych. Istotne przy tych prognozach było to, że te trzy niezależne modele podały prawie identyczną prognozę miejsca, czasu i intensywności opadów. Od tego czasu w Polsce rozpoczął się dynamiczny rozwój tych narzędzi meteorologicznych. Katastrofalna powódź z 1997 roku i związane z tym zwiększone zainteresowanie społeczne coraz doskonalszym prognozowaniem pogody, spowodowała nowe możliwości pozyskania funduszy na rozwój metod prognozowania pogody. Dzięki kredytom z Banku Światowego w 2002 roku zainstalowany został w Instytucie Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie, najnowocześniejszy i najszybszy w Polsce (w obecnym czasie), 100-procesorowy superkomputer SGI Origin 3800. Umożliwiło to wprowadzenie do pracy na terenie Polski dwóch numerycznych modeli meteorologicznych. Pierwszy z nich otrzymany został z konsorcjum COSMO, którego członkiem jest Polska (LM DWD), drugi wprowadzony we współpracy z francuską służbą Meteo-France (ALADIN). Do tego czasu polskie służby musiały korzystać głównie z wyników obliczeń spoza naszego kraju (jedyne działający wcześniej w kraju model to UMPL, opracowywany przez Interdyscyplinarne Centrum Modelowania Matematycznego i Komputerowego przy Uniwersytecie Warszawskim od 1997 roku). Wraz z rozbudową naziemnych automatycznych stacji pomiarowych, sieci radarowych i sodarowych oraz zwiększonego dostępu do zdjęć lotniczych i satelitarnych zwiększyła się też ilość dostępnych danych, stanowiących punkt wyjścia dla modeli numerycznych. Tak

więc, samo uruchomienie modelu jest początkiem rozbudowy nowoczesnego systemu prognostycznego w Polsce (rys. 1.2.1).

Rys. 1.2.1 Miejsce numerycznych modeli prognostycznych w prognozowaniu pogody (<http://www.imgw.pl>)



1.2 Cel i zakres pracy

Dla współczesnych synoptyków określenie stopnia sprawdzalności numerycznych prognoz pogody jest niezmiernie istotne. Weryfikacja prognozy jest wręcz niezbędnym procesem przy obróbce danych wyjściowych modelu meteorologicznego. Od najprostszego pytania o sprawdzalność pogody, aż po próby znalezienia regularności w występowaniu błędów (czy określone warunki meteorologiczne mogą wpływać na jakość prognoz) – na takie pytania można znaleźć odpowiedź dzięki regularnie prowadzonej weryfikacji. Odnalezienie tych regularności jest podstawą do doskonalenia modeli numerycznych. Badania sprawdzalności prognoz numerycznych są prowadzone w Polsce w dwóch ośrodkach: ICM w Warszawie i w IMGW w Warszawie. Badanie prowadzone są dla określonych stacji meteorologicznych.

Opracowanie jest próbą statystycznej identyfikacji i oceny systematycznych rozbieżności między wartościami prognozowanymi a obserwowanymi na stacji naziemnej. Ma ono na celu także, próbę stwierdzenia zależności między stopniem jakości prognozy, a wyprzedzeniem z jakim jest ona utworzona. Wyniki powyższego badania mogą być podstawą do dalszych prac nad dokładnością prognoz (możliwość ewentualnych korekt wyników). Porównania dokonano na podstawie materiałów dostarczonych przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie. Zakres przestrzenny analizy obejmuje wartości obserwowane w stacji synoptycznej IMGW Poznań – Ławica, porównywane z wartościami uzyskanymi z modelu LM DWD, liczonego w IMGW w Warszawie. Badaniu zostały poddane miesięczne zbiory wartości. Dla pogłębienia analizy i uzyskania dokładniejszych wyników, zakres czasowy został rozszerzony do sześciu miesięcy t.j. od początku września 2003 do końca lutego 2004. Zastosowany przedział pozwala na uzyskanie wyników dotyczących prognoz dla bardzo szerokiego zakresu temperatur. Dane objęte analizą to wartości temperatur maksymalnych i minimalnych, ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (wartość z godziny 12

GMT), opadu oraz prędkości wiatru na poziomie stacji (godzina 12 GMT). Ekstrema i wartości dobowe zostały wyselekcjonowane z obserwacji z głównych terminów pomiarowych: 00, 06, 12, 18, 21 GMT. Analizie poddano trzy prognozy: prognozę bieżącą, prognozę z wyprzedzeniem jednodniowym i prognozę z wyprzedzeniem dwudniowym. W pracy zastosowano szereg technik i metod badawczych, wybranych ze względu na możliwość jak najdokładniejszej analizy wybranego problemu. Do podstawowych metod badawczych użytych w pracy należą techniki statystyczne.

1.4 Zastosowane metody badawcze

Za podstawową metodę służącą do weryfikacji prognozy pogody, możliwą do zastosowania przy elementach o charakterze ciągłym (temperatura), jest utworzenie diagramu korelacyjnego oraz wykresu wartości prognozowanych i obserwowanych w połączeniu z wybraną skalą czasową. Metody te wybrane zostały dla uzyskania poglądowego spojrzenia na zależności między prognozą a obserwacją. Bardzo dobrze ukazują one zależność odchylenia od przedziałów danych i pewne generalne tendencje w czasie. Korzystając z tych dwóch metod nie można otrzymać jednak liczbowych wskaźników dokładności prognozy. W pracy, dla uzyskania konkretnych danych dotyczących wielkości błędu zostały użyte inne statystyczne metody, wybrane na podstawie ich zastosowania przy tego typu obliczeniach na całym świecie. W przypadku wartości takich jak: temperatury maksymalne i minimalne, ciśnienie atmosferyczne oraz siła wiatru charakter danych pozwala na użycie ujednoliconych wskaźników sprawdzalności dla wszystkich tych elementów meteorologicznych. Jako pierwszy obliczony został błąd średni prognozy (Mean Error, odchylenie). Wzór według którego przeprowadzone zostały obliczenia ma następującą postać:

$$ME = (1 / n) \Sigma (progn - obs)$$

Jego podstawową zaletą jest możliwość odczytania przy pomocy tego wskaźnika nie tylko bezwzględną wartość błędu ale także kierunek odchylenia (zawyżanie lub zaniżanie wartości). Wskaźnik ten, uśredniony w przedziale miesięcznym, można zinterpretować jako systematyczne obciążenie prognozy pogody. Dla uzyskania wyniku bezwzględnego, obrazującego rozmiar zjawiska użyto wskaźnika średniego błędu kwadratowego (Root Mean Square Error), o postaci:

$$\text{RMSE} = \sqrt{(1/n) \sum (\text{progn} - \text{obs})^2}$$

Średni błąd kwadratowy jest miarą mówiącą o przedziale odchylenia badanych wartości. Dla ukazania ogólnej tendencji ważne było uśrednienie tego błędu w dwóch przedziałach: miesięcznym i półrocznym.

Dla błędu w prognozowaniu dobowych temperatur ekstremalnych użyto jeszcze jeden, dodatkowy wskaźnik - diagram korelacyjny. Pozwala on odkryć zmiany błędu prognozy w zależności od zakresu temperatury.

Najtrudniejszym elementem pogody, zarówno do prognozowania, jak i do sprawdzenia jakości prognozy, jest opad atmosferyczny. Ze względu na ograniczenia wynikające z charakteru otrzymanych danych, w pracy został pominięty aspekt czasowy wystąpienia opadu i badanie zostało skupione na sprawdzalności prognozy opad/brak opadu i prognozy ilościowej. Aby uzyskać wymierne wartości dotyczące jakości prognozy opadu zastosowano tablice wielodzielne (pola 2 x 2). Tablice zostały zbudowane dla poszczególnych progów opadowych (rys. 1.4.1). Dla bardziej pogładowego spojrzenia na problem, za dolny próg graniczny opadu przyjęto wartość 0,3 mm (Nurmi P., 1994). Kolejne progi to: 1, 2, 4, 8, 16 i 32 mm. Dla poszczególnych progów korzystając z tablic można wyliczyć kolejne wskaźniki. Aby uzyskać wizualizację tendencji prognoz opadu użyto następującego wzoru:

$$B = (d + c) / (d + b)$$

Dzięki niemu można zaobserwować tendencje do nadprognozy ($B > 1$) lub podprognozy ($B < 1$). Przy wartości 1, prognoza jest pozbawiona ogólnych tendencji.

Pierwszym wskaźnikiem zastosowanym do uzyskania wymiernych wartości to wskaźnik trafień (Hit Rate), opisujący prawdopodobieństwo trafnie przewidzianego rzeczywistego opadu. Opierając się na polach obliczeniowych powyższej tablicy, wyprowadzono następujący wzór:

$$HR = d / (b + d)$$

Rys. 1.4.1 Metoda obliczania występowania opadu w poszczególnych progach opadowych (Nurmi P., 2003)

		zjawisko obserwowane	
		< prog	>= prog
zjawisko prognozowane	< prog	trafiony brak opadu	nie trafiona prognoza
	>= prog	fałszywy alarm	trafiony opad

		zjawisko obserwowane	
		< prog	>= prog
zjawisko prognozowane	< prog	a	b
	>= prog	c	d

Nierozłącznie związany ze wskaźnikiem trafień jest wskaźnik fałszywego alarmu (False Alarm Ratio):

$$FAR = c / (c + d)$$

Jest on wskaźnikiem ukazującym, jak często był prognozowany opad powyżej zadanego progu, gdy w rzeczywistości nie wystąpił (był poniżej przyjętego progu). Jest to stosunek błędnej prognozy opadu do wszystkich prognoz opadu. Wskaźniki HR i FAR są ze sobą związane i powinny być rozpatrywane razem. Prognoza z właściwym opadem w każdym punkcie daje wskaźnik trafień 1 i wskaźnik fałszywego alarmu równy zero. Rozpatrywane razem niosą informację o dokładności wystąpienia alternatywnych prognoz.

W celu otrzymania informacji na temat jakości prognozy (trafność ilości i czasu) należy wprowadzić dodatkowy element, krytyczny wskaźnik sukcesu (Threat Score):

$$TS = d / (b + c + d)$$

Odnosi on wartość dobrze przewidzianej prognozy do wszystkich możliwych wystąpień opadu zarówno zaprognozowanych jak i zaobserwowanych. Im większa wartość tego wskaźnika tym lepiej został przewidziany i umiejscowiony opad.

Ostatnim narzędziem sprawdzania jakości prognozy opadu jest wskaźnik Hansena-Kuipera (Hansen-Kuipers Score):

$$HKS = d / (d + b) - b / (a + b)$$

Jest on podobny jest do dwóch pierwszych charakterystyk (trafień i fałszywego alarmu) rozpatrywanych razem. Odejmuje on od prawdopodobieństwa dobrej prognozy udział tych przypadków rzeczywistych opadów, których wielkość była prognozowana poniżej zadanego progu.

W przypadku progów opadowych, przy pojedynczych opadach w zadanym progu, wskazane jest opuszczenie go ze względu na mało reprezentatywny wynik.

2. Charakterystyka modelu LM DWD.

Obecnie w DWD są w użyciu dwa rodzaje modeli: mezoskalowy LM (model lokalny) o siatce wielkości średnio 10 km dla Europy Centralnej i GME (model globalny) o siatce 60-kilometrowej. Całkowanie równań różniczkowych na ograniczonym obszarze wymaga zadawania odpowiednich warunków brzegowych w trakcie całego okresu prognozy. Podczas obliczeń wartości skrajne GME przekazywane są do brzegów LM (teleskopizacja). Warunki początkowe, niezbędne dla modelu, określane są dzięki obserwacjom z całego świata. Dane są pozyskiwane z różnorodnych platform pomiarowych: stacji naziemnych, statków, automatycznych stacji pomiarowych, radiosond, radarów meteorologicznych, satelitów i samolotów.

Model Lokalny jest hydrodynamicznym atmosferycznym modelem prognostycznym o ograniczonym zasięgu. Został zaprojektowany do tworzenia, w wysokiej rozdzielczości, operacyjnych numerycznych prognoz pogody (NPP) i jako dostawca danych dla naukowych aplikacji mezoskalowych. LM jest oparty na “pierwotnych” równaniach termo- i hydrodynamicznych (równania wyprowadzone z zasad zachowania podstawowych zmiennych fizycznych takich jak pęd, masa i energia termodynamiczna) opisujących przepływ mas powietrza w atmosferze. Równania te są zapisane tak, że zmiany czasowe wielkości w danym punkcie siatki powinny być równe odpowiednim czynnikom zmian. Na przykład w przypadku równania pędu poziomego są to: adwekcja, siła gradientu ciśnienia, siła Coriolisa, transport konwekcyjny czy wirowy. Równania są całkowane we współrzędnych sferycznych z wykorzystaniem hybrydowej współrzędnej pionowej. W troposferze, a szczególnie w warstwie granicznej, jest to bezwymiarowa współrzędna, będąca stosunkiem ciśnienia na danym poziomie do ciśnienia na powierzchni Ziemi. W warstwach górnych współrzędną pionową jest ciśnienie. Taki wybór został podyktowany względami praktycznymi: współrzędna pionowa w warstwie granicznej powinna opisywać ukształtowanie terenu, co nie jest potrzebne w

stratosferze. Możliwe jest uwzględnienie dowolnej liczby poziomów, jednakże parametryzacja procesów fizycznych jest ściśle związana z przyjętym sposobem digitalizacji. Równania są opracowane w oparciu o “przemieszczane” współrzędne geograficzne (biegun obliczeniowy modelu jest przemieszczany tak, aby równik modelu wypadał nad modelowanym obszarem) i zgeneralizowany obraz terenu (na podstawie wysokości). Dla uzyskania prognozy niezbędne jest dołączenie do modelu dodatkowych komponentów, takich jak: aplikacje przetwarzające i wprowadzające dane początkowe (asymilacja danych), interpolujące warunki graniczne z modelu nadrzędnego (GME) i zaawansowane narzędzia służące do “postprocessingu” (możliwe np. użycie sztucznych sieci neuronowych).

Aktualna rozdzielczość modelu LM używanego przez IMGW to 7 km. Kluczową zadaniem jest dokładna NPP bliskopowierzchniowych warunków pogodowych. Skoncentrowana jest na zachmurzeniu, zamgleniu, opadach frontalnych i wywołanych przez lokalne czynniki termiczne zmian wiatru. W najbliższym czasie planowane jest zwiększenie rozdzielczości modelu do 2 km, co pozwoli włączyć do obliczeń i symulacji zjawiska pogodowe zainicjowane przez ruchy konwekcyjne takie jak burze lub gwałtowne i obfite opady śniegu.

Najważniejsze cechy i charakterystyki modelu LM DWD:

- Zmienne prognostyczne - składowe pionowe i poziome wiatru w układzie kartezyjskim, ciśnienie atmosferyczne, temperatura, wilgotność, zawartość wody w chmurach. Opcjonalnie mogą być dodane – zawartość lodu w chmurach, turbulentna energia kinetyczna, skład opadów deszczu i śniegu.
- Zmienne diagnostyczne – gęstość powietrza, spływy opadowe.
- System współrzędnych – zgeneralizowane współrzędne pionowe osadzone w przemieszczanych współrzędnych geograficznych, z definiowaną przez użytkownika ilością poziomów.
- Siatka pomiarowa - regularna siatka geograficzna, z rozmieszczeniem zmiennych zgodnie ze schematem "B" Arakawy, pionowy podział wg Lorenza.
- Warunki początkowe – interpolowane z różnoskalowych modeli (GME, ECMWF, LM) lub zdefiniowane przez użytkownika.

-
- Parametryzacja fizyczna:
 - Model powierzchni lądu - wielowarstwowy model temperatury gruntu i schemat prognozy wilgotności gruntu. Do określenia albedo powierzchni Ziemi wykorzystuje się informację o różnych typach gruntu. Do schematu włączono model wegetacji szaty roślinnej. Wilgoć może pozostawać w listowiu lub być przekazywana do gruntu bądź atmosfery. Stosuje się różne typy wegetacji.
 - Warstwa graniczna - turbulencyjny transport pionowy zmiennych podstawowych w warstwie granicznej. W obliczeniach współczynników wymiany uwzględnia się obecność lub brak chmur.
 - Wielkoskalowe zachmurzenie i opad - chmury wielkoskalowe są opisane przez ich zawartość ciekłej wody (lub lodu). W obliczeniach promieniowania wykorzystuje się całkowitą grubość optyczną chmur. Opad wielkoskalowy jest określany w funkcji zawartości wody lub lodu w chmurze. Uwzględnia się ochładzanie atmosfery na skutek parowania opadu.
 - Konwekcja - konwekcyjne procesy podskalowe są modelowane prostym modelem chmury. Konwekcja wpływa na wielkoskalową atmosferę poprzez kompensujące osiadanie, oddawanie powietrza z chmury do otaczającego środowiska, parowanie i opad.
 - Promieniowanie - W obliczeniach przenoszenia promieniowania w atmosferze wykorzystuje się sześć pasm dla promieniowania długofalowego i cztery dla promieniowania Słońca. Uwzględnia się wpływ pary wodnej, ozonu, dwutlenku węgla oraz rozkład chmur wielkoskalowych i konwekcyjnych.
 - Model glebowy – dwuwarstwowy model gleby (wg Jacobsen/Heise 1982). Możliwość dołączenia nowego modelu wielowarstwowego.
 - Asymilacja danych:
 - Metoda podstawowa – ciągła czterowymiarowa asymilacja oparta na obserwacjach, rozszerzonych o hydrostatyczną korekcję temperatury dla przypowierzchniowych zmian ciśnienia, poprawę oddziaływanie wiatru

geostroficznego i hydrostatyczną poprawkę ciśnienia.

- Obserwacje atmosferyczne – radiosondy (wiatr, temperatura, wilgotność), samoloty (wiatr i temperatura), dane powierzchniowe (ciśnienie, wiatr, wilgotność).
- Obserwacje powierzchni i gleby – dwuwymiarowa analiza wilgotności gleby (oddziaływanie na temperaturę w warstwie 2 m), analiza powierzchni wodnych i analiza powierzchni z okrywą śniegową.

3. Opis analizowanej stacji pomiarowej

3.1 Położenie geograficzne

Poznań zajmuje rozległe obszary wysoczyzn morenowych wzdłuż osi północ-południe przełomu Warty, rozciągających się po obu stronach rzeki. Na zachód znajduje się tzw. Wysoczyzna Poznańska, a na wschód – Wysoczyzna Gnieźnieńska. Osiągają one wysokości około 80-90 metrów n.p.m. Rzeźba terenu miasta i okolicy jest typu polodowcowego. Na zróżnicowanie klimatu w mieście wpływają czynniki środowiska przyrodniczego, a szczególnie rzeźba terenu. Głównym elementem jest wcięta tarasami dolina rzeki Warty oraz dopływów: Cybiny, Głównej i Bogdanki. Najwyższym punktem Poznania jest Góra Moraska, licząca ponad 150 m n.p.m., a najniższym – Dolina Warty na północy, leżąca na wysokości 60 m n.p.m. Szerokość doliny Warty na terenie Poznania waha się w granicach od około 4 km do 1,5 km. Na klimat silnie oddziałuje także rodzaj podłoża – znaczna część obszaru aglomeracji poznańskiej to gleby piaszczyste i gliniasto-piaszczyste z glebami bagiennymi w obniżeniach terenu. Leżące na peryferiach miasta większe obszary leśne wpływają dodatnio na ogólny klimat Poznania.

3.2 Warunki klimatyczne

Nad Poznaniem obserwuje się przewagę przechodzenia frontów chłodnych (67 dni w roku), z towarzyszącymi opadami o znacznym natężeniu, dużymi wahaniami ciśnienia, spadkami temperatur i silnymi wiatrami. Fronty ciepłe z dużym zachmurzeniem i długotrwałymi opadami obserwowane są przez 42 dni w roku, fronty zokludowane przez 27 dni, reszta (230 dni) to okres bez frontów przechodzących nad obszarem miasta. Na układ klimatyczny Poznania przemożny

wpływ mają masy powietrza. Największy udział (80%) mają masy powietrza polarno-morskiego, rzadziej obserwowane jest polarno-kontynentalne. Zimą i wiosną notowane jest napływanie mas powietrza arktycznego. Najmniejszy udział w kształtowaniu stosunków klimatycznych Poznania ma powietrze zwrotnikowe, jego udział w ogólnej cyrkulacji to tylko 2%. Ważnym czynnikiem cyrkulacji powietrza nad Poznaniem jest ciśnienie atmosferyczne. Średnia roczna wartość ciśnienia wynosi w mieście 1005 hPa. Obserwowano lata ze średnią dobową wartością ciśnienia w granicach 1035 hPa i 958 hPa. Największe wahania ciśnienia notuje się w miesiącach zimowych (73 hPa), najmniejsze w okresie letnim (34 hPa).

Tabela 3.1 Średnie sumy opadów atmosferycznych, liczba dni z opadem atmosferycznym i liczba dni z pokrywą śnieżną. Poznań, 1951-1990 r.

(Farat R., 1996)

miesiące	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
średnie sumy opadów [mm]	29	25	26	36	49	61	73	57	43	35	36	38	508
dni z opadem (pow. 0,1 mm)	16	13	12	12	12	12	14	12	11	12	15	17	158
1 – 10 mm	7,8	6,7	6,1	6,6	7	6,7	7,9	7,1	6,2	6	7,9	9	85
pow. 10 mm	0,2	0,2	0,3	0,8	1,3	1,8	2	1,7	1	0,8	0,5	0,5	11,1
dni z pokrywą śnieżną	17,8	12,8	6,1	0,5	0,1	0	0	0	0	0	2,1	10,5	49,6

Lokalne stosunki klimatyczne Poznania, jak innych dużych aglomeracji miejskich, kształtowane są nie tylko w wyniku frontów atmosferycznych i mas powietrza, ale również w wyniku zmian naturalnego podłoża, emisji do atmosfery sztucznie wytworzonego ciepła i zanieczyszczeń powietrza. Taki układ powoduje, że w stosunku do terenów pozamiejskich obserwuje się jest częstsze budowanie się chmur o budowie pionowej, częściej występujące opady atmosferyczne, większą liczbę dni z dużym zachmurzeniem, wyższe temperatury powietrza (miejska wyspa ciepła), częstsze występowanie mgieł, mniejsze nasilenie wiatru i pojawianie się

silnych zawirowań powietrza (turbulencje). W obrębie samego miasta występują znaczne różnice klimatyczne. Najcieplejsze są dzielnice centralne (bardzo małe pokrycie szatą roślinną), najchłodniejsze obszary peryferyjne. Różnice między tymi strefami mogą dochodzić w okresie lata do skrajnych wartości kilkunastu stopni. W obszarach niżej położonych dolin rzecznych występują inwersje termiczne z występowaniem silnych mgieł i zamgleń. W ciągu sezonu zimowego, przy zwiększonej emisji ciepła i zanieczyszczeń, nad obszarami pozbawionego zieleni śródmieścia można zaobserwować tworzenie się warstw dymu.

Ilość i wielkość opadów atmosferycznych w okolicach Poznania odznacza się wyraźnym rozkładem rocznym. Zaobserwowano następujące zmiany natężenia: opady o największym natężeniu notowane są w lecie, natomiast w miesiącach zimowych (listopad - styczeń) występuje największa ilość dni z opadem (próg opadowy 0,1 mm, ponad 15 dni/miesiąc). Opady powyżej 1mm/dzień występują w większości w okresie letnim, o szczególnej intensywności (powyżej 10 mm) od czerwca do września. W ciągu całego roku można zaobserwować średnio 50 dni z pokrywą śnieżną. Najczęściej utrzymuje się w okresie od grudnia do lutego (tab. 2).

Tabela 3.2 Charakterystyka zachmurzenia oraz średnie wartości miesięczne wilgotności względnej powietrza. Poznań, 1951-1990 r. (Farat R., 1996)

miesiące	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
liczba dni pogodnych	2,1	2,3	3,4	3,1	3,5	2,6	2,5	4	3,8	3,5	1,4	1,6	33,7
liczba dni pochmurnych	16,3	12,8	11,7	7,9	6,7	6,7	6,9	5,3	6,2	9,2	15,5	17,9	123,3
średnie zachmurzenie [%]	74	70	63	61	58	59	60	56	57	61	75	77	64
średnia wilgotność [%]	86	85	78	72	68	69	73	73	78	83	87	88	78

Największa liczba dni z zachmurzeniem (ponad 10 dni/miesiąc) występuje w chłodnej porze roku, średnio największą liczbę dni pogodnych (4 dni/miesiąc)

można zaobserwować w sierpniu i wrześniu. Proporcjonalnie do ilości dni pochmurnych można określić średnie zachmurzenie, określane jako liczbę godzin z zachmurzeniem w określonym czasie. Roczne średnie zachmurzenie dla Poznania wynosi 64%. Największą wilgotność względną powietrza obserwuje się zimą (do 88%), najmniejszą latem (do 70%). (tab. 3)

Tabela 3.3 Średnia liczba dni charakterystycznych pod względem termicznym.

Poznań 1951- 1990 r. (Farat R., 1996)

miesiące	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
dni ciepłe	0	0	2	10	24	29	31	31	24	10	0	0	161
dni gorące	0	0	0	0	3	7	10	8	3	0	0	0	31
dni b. gorące	0	0	0	0	0	1	2	2	0	0	0	0	5
dni z przymr.	12	13	15	8	1	0	0	0	0	4	9	12	74
dni chłodne	24	22	18	8	1	0	0	0	0	4	11	20	107
dni mroźne	11	9	3	0	0	0	0	0	0	0	2	8	33
dni b. mroźne	0,9	0,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,4	1,7

Roczna średnia temperatura powietrza dla Poznania wynosi 8,3°C. Za najzimniejszy miesiąc przyjmuje się styczeń ze średnią temperaturą -1,9°C. W niektórych latach minimum temperatury notowano również w miesiącach grudniu i lutym. Rocznie można zaobserwować średnio 107 dni chłodnych o temperaturze minimalnej poniżej zera. W ciągu tego okresu średnio 35 dni jest mroźnych o temperaturze maksymalnej nie przekraczającej zera. Średnio dwa dni w roku zdarzają się bardzo mroźne, o temperaturze maksymalnej poniżej -10°C. Można też zaobserwować (oprócz dni chłodnych) także średnio 74 dni z przymrozkami (temperatura powietrza późnym wieczorem lub nad ranem przechodzi przez wartość zero). W ciągu roku można wyodrębnić w przybliżeniu 44% dni o temperaturze powietrza wyższej od 15°C (dni ciepłe). Wśród nich zdarza się średnio 36 dni z temperaturą przekraczającą 25°C (dni gorące), ale już tylko około 5 dni z maksymalną temperaturą sięgającą 35°C. Najczęściej występują w lipcu,

obserwowane są w całym okresie w okresie od czerwca do września (tab. 4).

Wiatry wiejące na obszarze Poznania to, w przeważającej ilości, wiatry z kierunku zachodniego (tab. 5). W okresie zimowym notowane są największe wartości prędkości wiatru, najslabsze wiatry obserwowane są w okresie letnim. W ciągu roku większość obserwowanych wiatrów to wiatry słabe (2-5 m/s) oraz bardzo słabe (0-2 m/s) – odpowiednio 42,7% i 26,8%. Wiatry umiarkowane (5-7 m/s) stanowią 13,1%, dość silne (7-10 m/s) to 10%, silne (10-15 m/s) to 0,8% oraz bardzo silne (ponad 15 m/s) stanowiące 0,02% (Farat R., 1996).

Tabela 3.4 Rozkład kierunków wiatru. Poznań 1961-1990 r. (Farat R., 1996)

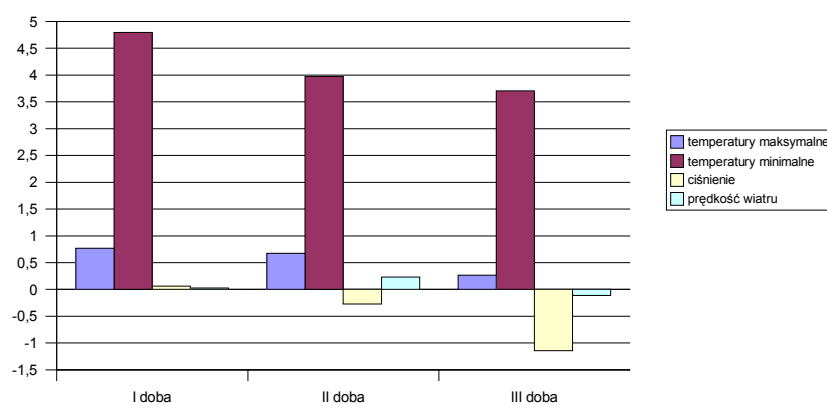
kierunki	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	cisza
%	5,6	7,2	11,3	12,2	8,5	16,1	19,4	13,1	6,6
m/s	3,1	3,6	3,7	4	4,2	4	3,3	2,8	

4. Wyniki analizy sprawdzalności prognoz

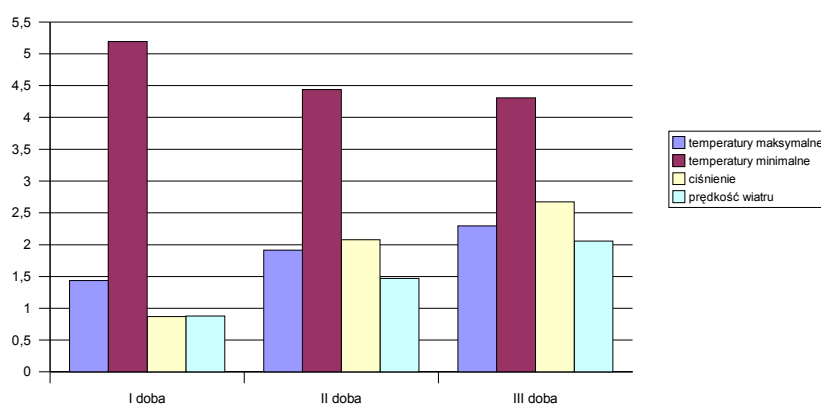
4.1 Wyniki obliczeń z poszczególnych miesięcy

4.1.1 Wrzesień

Rys. 4.1.1.1 Błąd średni (ME) we wrześniu. Poznań 2003



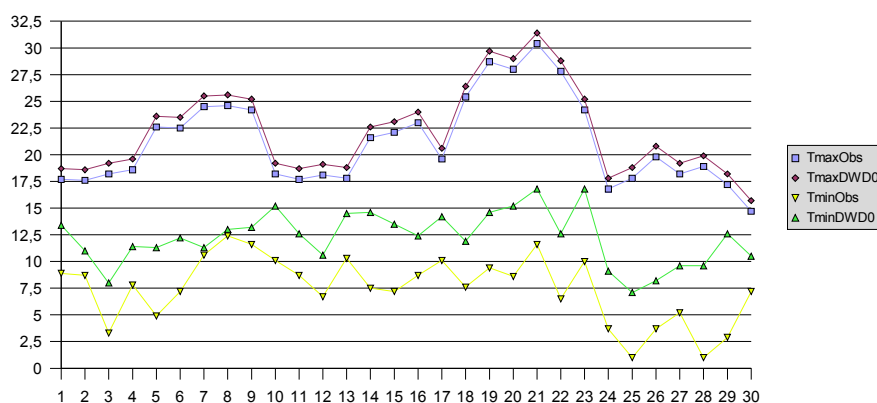
Rys. 4.1.1.2 Błąd średni kwadratowy (RMSE) we wrześniu. Poznań 2003



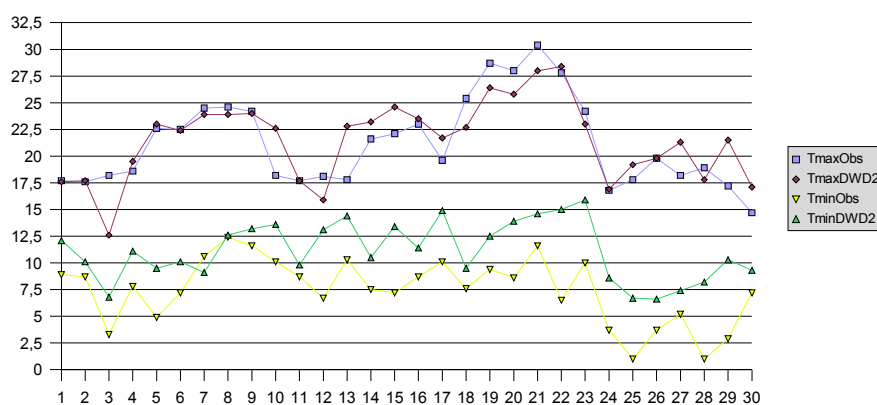
Błąd średni prognozy dla Poznania dla temperatury maksymalnej, jest bardzo niewielki (rys.4.1.1.1). Dość zgodne przebiegi maksymalnych dobowych temperatur obserwowanych i prognozowanych można prześledzić na wykresach ekstremów

dobowych (rys. 4.1.1.3). Tak duża zgodność występuje jednak tylko w przypadku prognozy bieżącej, przy prognozie jedno- i dwudniowej obraz przebiegu temperatur minimalnych i maksymalnych zrównuje się (rys. 4.1.1.4).

Rys. 4.1.1.3 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych we wrześniu. Prognoza bieżąca. Poznań 2003



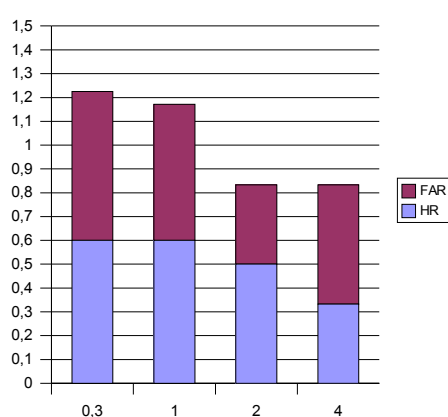
Rys. 4.1.1.4 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych we wrześniu. Prognoza dwudniowa. Poznań 2003



Błąd średni (rys. 4.1.1.1) jest dużo większy dla temperatury minimalnej niż dla pozostałych parametrów. Jak widać na wykresach, wrześniowa prognoza dla Poznania zmniejsza swoją dokładność wraz z wzrostem wyprzedzenia prognozy (jeden element nie wykazujący tej zależności to temperatura minimalna).

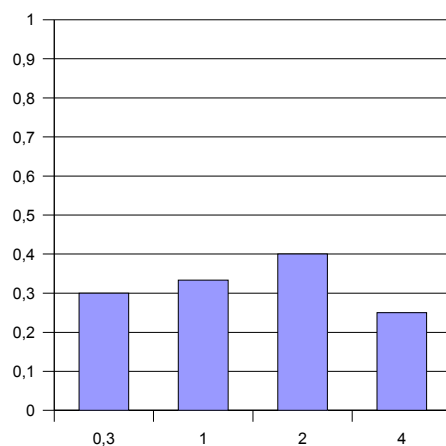
Wszystkie prognozowane elementy w Poznaniu są wyższe niż obserwowane. Można zauważyć, że z największą precyzją przewidziany został poziom ciśnienia i prędkość wiatru, (błąd rzędu 0,5 hPa i m/s), największy błąd, zaobserwowany w przypadku temperatury minimalnej osiągnął ponad 5°C.

Rys. 4.1.1.5 Trafienia/fałszywy alarm (HR+FAR) dla września. Poznań 2003

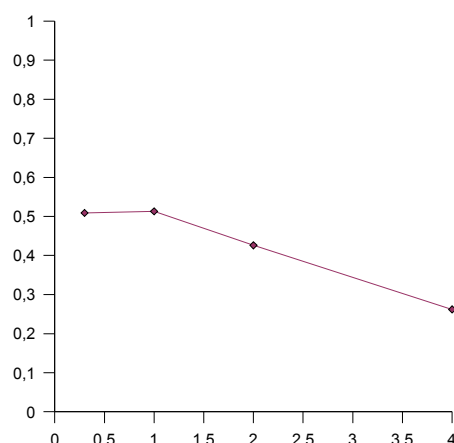


Opad we wrześniu przewidziany został z małą precyzją. Jak można zauważyć (rys. 4.1.1.5), dla najniższego progu (opad/brak opadu) wystąpiła taka sama liczba trafnych prognoz jak i fałszywych alarmów, przy czym wystąpiła niewielka nadprognoza opadu ($HR+FAR > 1$), dla wyższych progów błąd jeszcze się powiększył, przy czym zmieniła się orientacja – występowało niedoszacowanie opadu. Jak można odczytać ze wskaźnika TS i HKS (rys. 4.1.1.6), ogólna trafność prognozy opadu we wrześniu była bardzo słaba. Dla wszystkich progów trafność nie przekraczała 40% sumy wszystkich opadów.

Rys. 4.1.1.6 Krytyczny wskaźnik sukcesu (TS) dla września. Poznań 2003



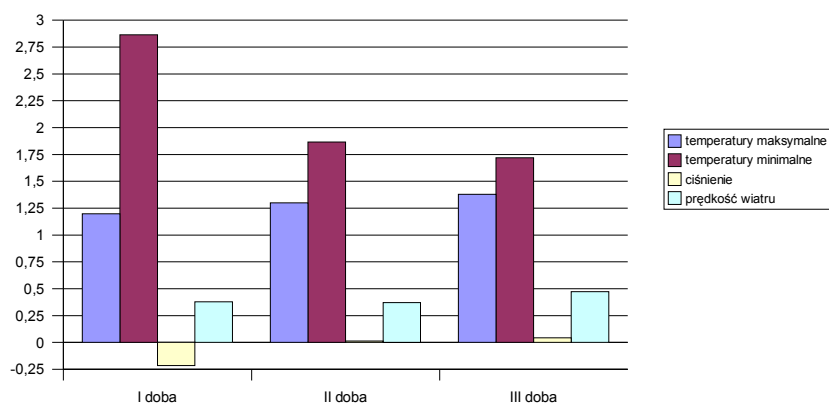
Rys. 4.1.1.7 Wskaźnik Hansena-Kuipera (HKS) dla września. Poznań 2003



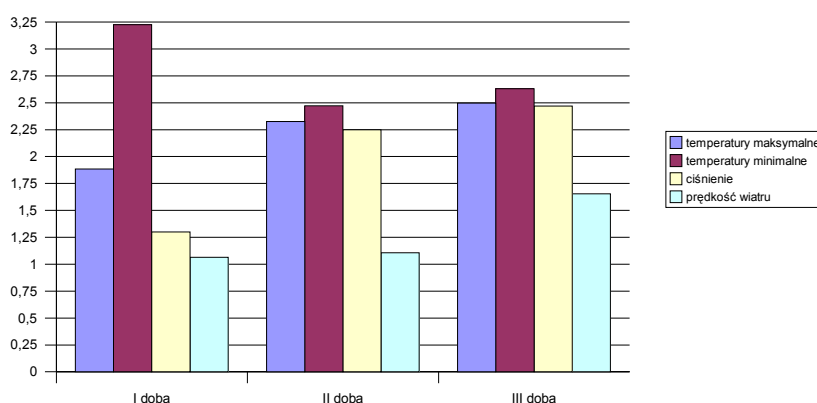
4.1.2 Październik

Średni błąd prognozy dla Poznania w październiku jest dodatni dla wszystkich elementów za wyjątkiem wartości ciśnienia (rys. 4.1.2.1). Wskaźnik RMSE ukazuje bardzo wyrównany rozkład wielkości błędu w zależności od wyprzedzenia prognozy. Wszystkie elementy prognozowane są z gorszą dokładnością wraz z tym przesunięciem czasowym – z niewielkim odstępstwem w przypadku temperatury minimalnej w prognozie bieżącej (rys. 4.1.2.2). Średni błąd temperatury maksymalnej wynosi $1,76^{\circ}\text{C}$ i rośnie o kolejne $0,5^{\circ}\text{C}$ z kolejnym dniem.

Rys. 4.1.2.1 Błąd średni (ME) w październiku. Poznań 2003



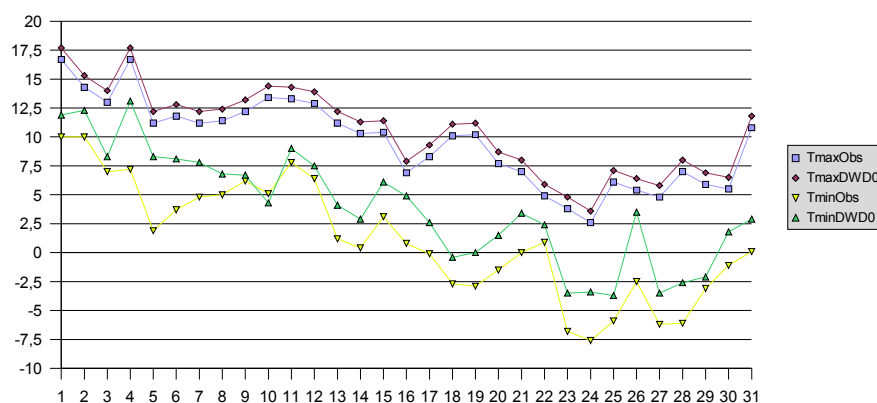
Rys. 4.1.2.2 Błąd średni kwadratowy (RMSE) w październiku. Poznań 2003



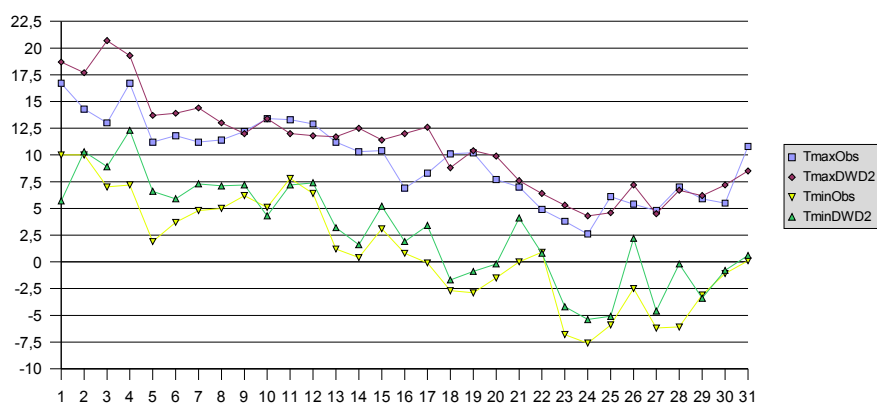
Błąd kwadratowy ukazuje zbliżoną skalę błędów dla temperatury maksymalnej, ciśnienia i prędkości wiatru z wyraźnie większym błędem dla temperatury minimalnej. Prognoza ciśnienia i siły wiatru cechowała się niewielkim błędem, zwiększającym się około 0,6 hPa dla ciśnienia i 0,75 m/s dla wiatru. Przebiegi temperatur charakteryzowały się dość dobrą zgodnością dla temperatur, przy czym w przypadku minimalnych występowały większe przesunięcia (rys. 4.1.2.3), jednak w dominującej ilości przypadków temperatura prognozowana charakteryzowała się wartościami wyższymi od obserwowanych. Badając przebiegi prognoz jedno- i dwudniowych nie zauważono dużych zmian w rozkładzie przebiegów, dostrzegalne jest jednak jednodniowe przesunięcie czasowe w

przypadku temperatur maksymalnych (rys. 4.1.2.4).

Rys. 4.1.2.3 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w październiku. Prognoza bieżąca. Poznań 2003

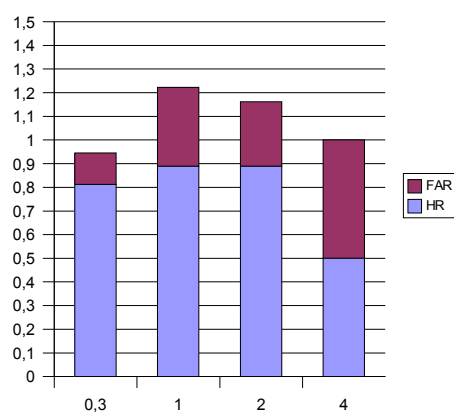


Rys. 4.1.2.4 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w październiku. Prognoza dwudniowa. Poznań 2003

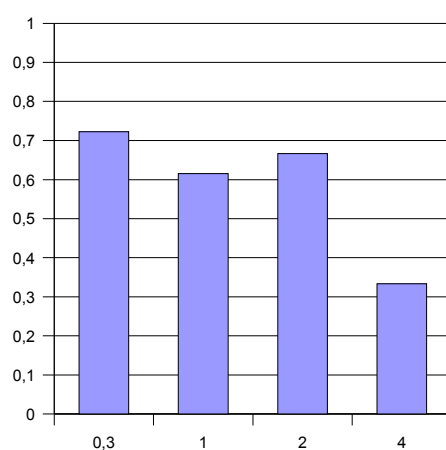


Prognoza opadu w październiku bardzo dobrze przewidywała wystąpienie i niewystąpienie opadu. W pierwszym progu występuje niewielkie niedoszacowanie ilości opadów, przy progach 1 mm i 2 mm wystąpiło przeszacowanie (przy jednoczesnych bardzo wysokich wskaźnikach trafności wystąpienia opadu). W ostatnim progu opadowym można zaobserwować gwałtowne zmniejszenie ilości trafionych prognoz, jednocześnie ilość opadów została przewidziana bardzo dobrze (rys. 4.1.2.5).

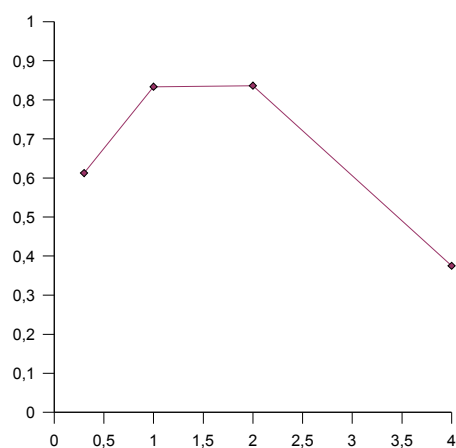
Rys. 4.1.2.5 Trafienia/falszywy alarm (HR + FAR) dla października. Poznań 2003



Rys. 4.1.2.6 Krytyczny wskaźnik sukcesu dla października. Poznań 2003



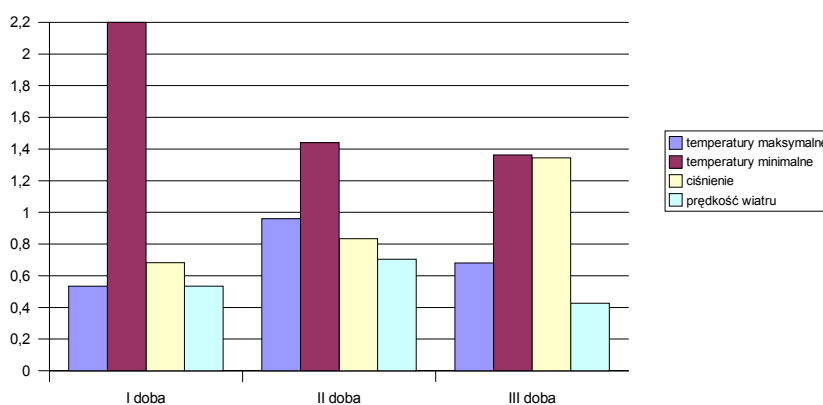
Rys. 4.1.2.7 Wskaźnik Hansena-Kuipera dla października. Poznań 2003



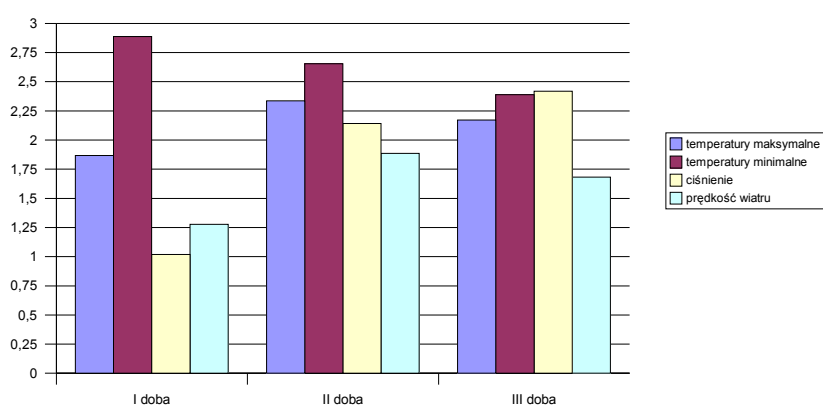
Wskaźniki sukcesu i Hansena-Kuipera plasują się nieco powyżej średniej, szczególnie dobrze wypada prognoza dla środkowych progów opadowych – powyżej 80% (rys.4.1.2.7).

4.1.3 Listopad

Rys. 4.1.3.1 Błąd średni w (ME) listopadzie. Poznań 2003



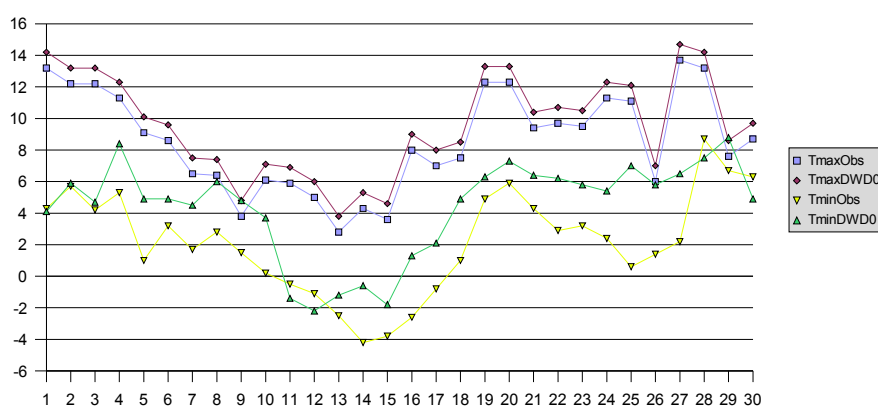
Rys. 4.1.3.2 Błąd średni kwadratowy (RMSE) w listopadzie. Poznań 2003



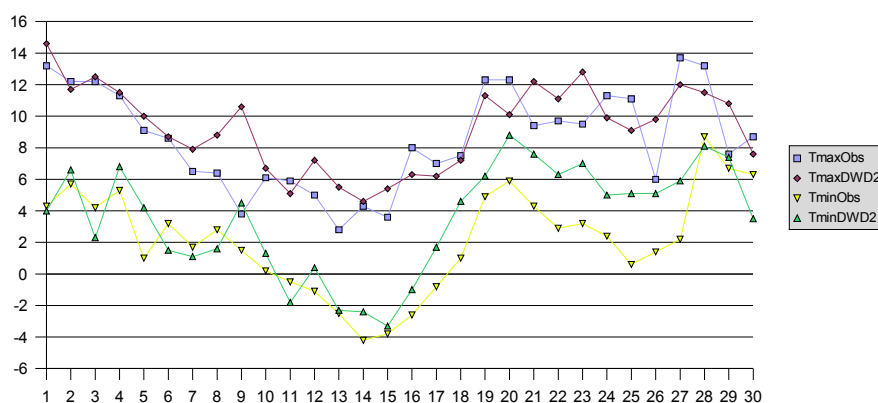
W listopadowej prognozie średni błąd badanych elementów utrzymuje się na niskim poziomie (do 1,4 w jednostkach badanego elementu). Wystąpiło charakterystyczne dla tego miesiąca zjawisko zmniejszenia błędu prognozy przy zwiększonym wyprzedzeniu (prognoza). Błąd prognozowanych temperatur,

zwiększonym wyprzedzeniu (prognoza). Błąd prognozowanych temperatur, utrzymuje się na podobnym poziomie, natomiast błąd przewidywanego poziomu ciśnienia i siły wiatru rośnie i przy dwudniowej prognozie zrównuje się z błędami temperatur ekstremalnych, nawet go przewyższa (rys. 4.1.3.2). Przebieg temperatur w czasie jest dość wyrównany w przypadku temperatur maksymalnych prognozowanych na bieżąco (rys. 4.1.3.3) i z niewielkimi zakłóceniami przy wartościach minimalnych. Wraz z wydłużeniem czasu prognozowania znacznie zmienia się na niekorzyść przebieg temperatur maksymalnych. Przy tej samej prognozie przesunięcie wartości minimalnych w stosunku do prognozy bieżącej jest prawie niezauważalne (rys. 4.1.3.4).

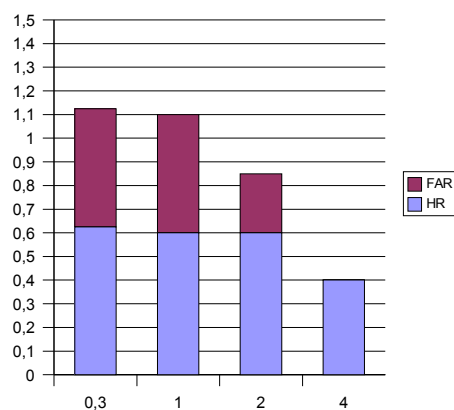
Rys. 4.1.3.3 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w listopadzie. Prognoza bieżąca. Poznań 2003



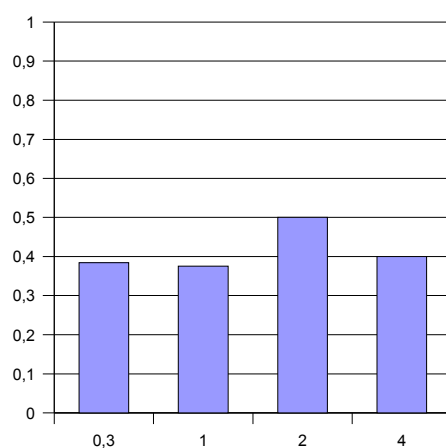
Rys. 4.1.3.4 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w listopadzie. Prognoza dwudniowa. Poznań 2003



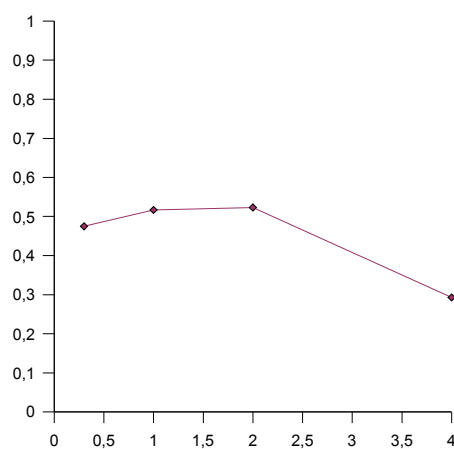
Rys. 4.1.3.5 Trafienia/falszywy alarm (HR + FAR) dla listopada. Poznań 2003



Rys. 4.1.3.6 Krytyczny wskaźnik sukcesu (TS) dla listopada. Poznań 2003



Rys. 4.1.3.7 Wskaźnik Hansena-Kuipera (HKS) dla listopada. Poznań 2003

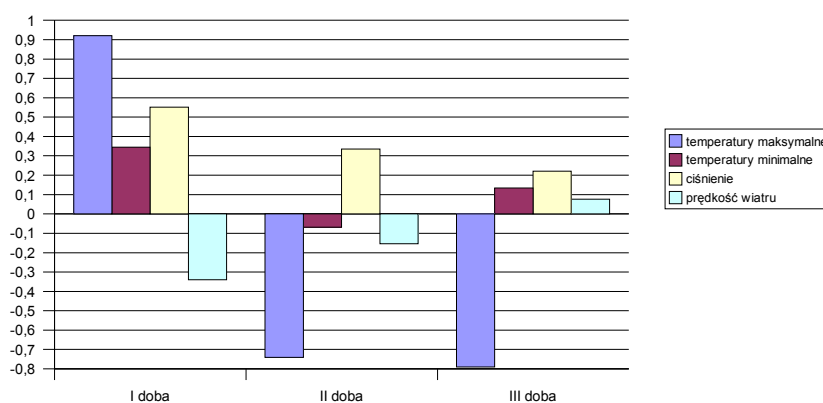


Wskaźnik trafności przewidywanego opadu jest bardzo wyrównany dla wszystkich

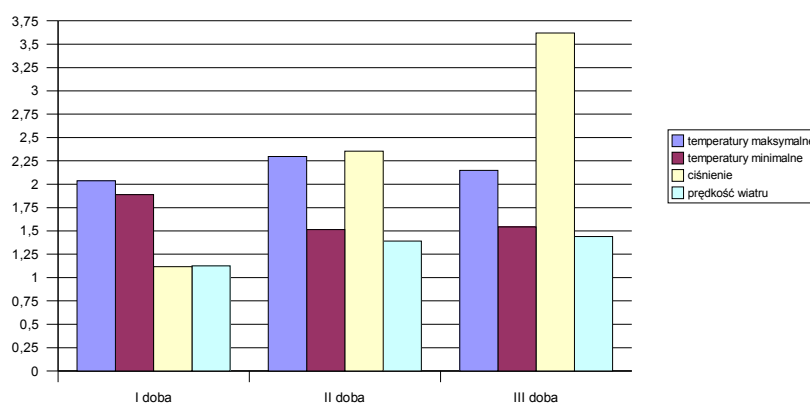
progów opadowych. Zaobserwowano niewielką ilość fałszywych alarmów, cała prognoza opadu była nadprognozowana dla dwóch pierwszych progów opadowych i silnie niedoszacowana przy dwóch kolejnych (rys. 4.1.3.5). Wskaźniki Hansena-Kuipera i sukcesu pokazują małą trafność prognozowanych wartości – nie przekraczające 50% (rys. 4.1.3.6 i rys. 4.1.3.7).

4.1.4 Grudzień

Rys. 4.1.4.1 Błąd średni w (ME) grudniu. Poznań 2003

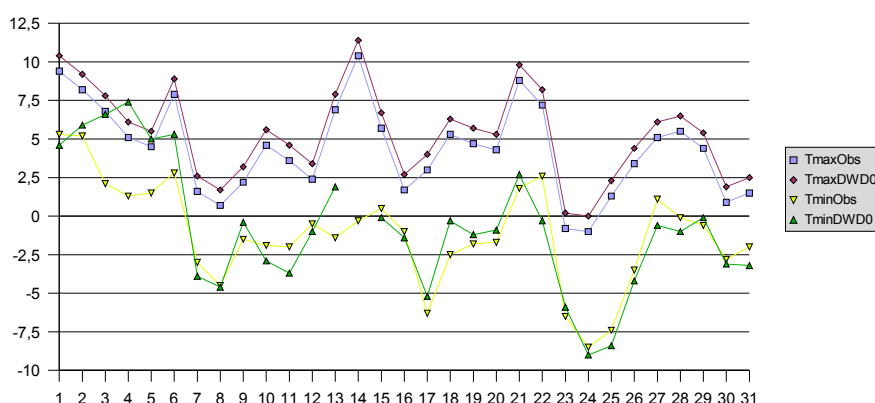


Rys. 4.1.4.2 Błąd średni kwadratowy (RMSE) w grudniu. Poznań 2003

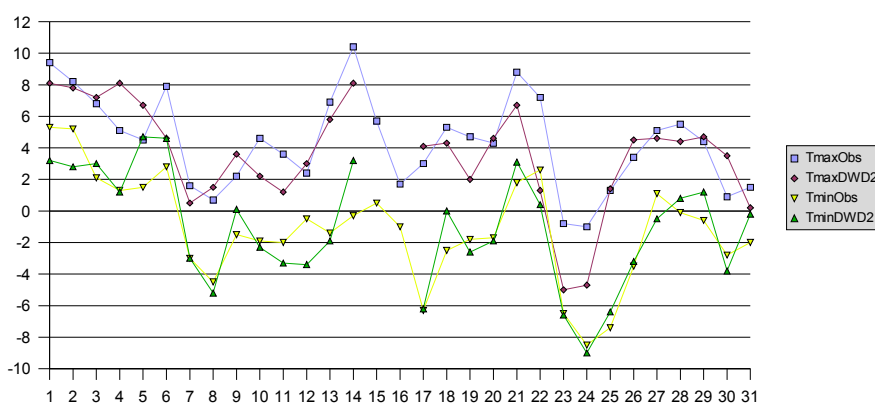


Prognoza dla grudnia charakteryzuje się dużą odmiennością od poprzednich opisywanych miesięcy. Przede wszystkim, w średnim błędzie można zauważyć, niewystępujący wcześniej spory błąd ujemny dla temperatur maksymalnych i prędkości wiatru, oprócz tego z wyprzedzeniem prognozy ulegają zmniejszeniu wielkości błędu dla wszystkich elementów (rys. 4.1.4.1). Niewidoczna jest jakakolwiek zależność wielkości błędu od czasu wyprzedzenia prognozy w przypadku temperatur. Wielkości błędu ciśnienia i siły wiatru układają się w sposób zaobserwowany podczas wcześniejszych miesięcy (rys. 4.1.4.2).

Rys. 4.1.4.3 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w grudniu. Prognoza bieżąca. Poznań 2003

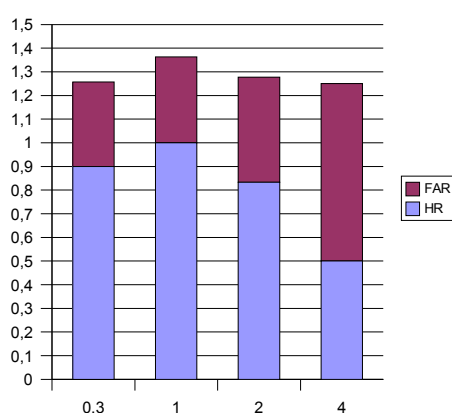


Rys. 4.1.4.4 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w grudniu. Prognoza dwudniowa. Poznań 2003

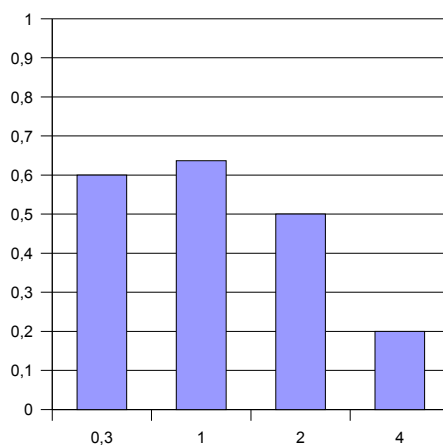


Rozkład czasowy prognozowanych i obserwowanych temperatur jest bardzo zbliżony do układu z listopada – zbliżony przebieg obserwowanych i prognozowanych wartości w prognozie bieżącej, zachwianie tej równowagi w prognozie dwudniowej przy jednoczesnym utrzymaniu takiego samego przebiegu temperatur minimalnych.

Rys. 4.1.4.5 Trafienia/fałszywy alarm (HR + FAR) dla grudnia. Poznań 2003



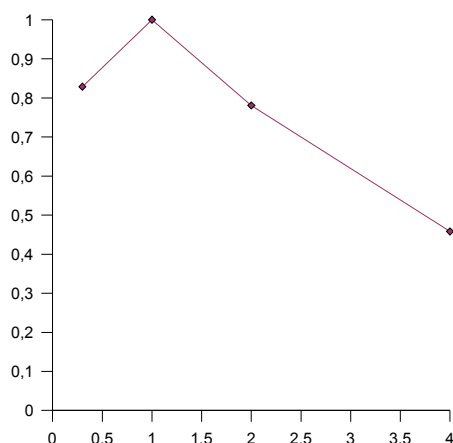
Rys. 4.1.4.6 Krytyczny wskaźnik sukcesu (TS) dla grudnia. Poznań 2003



Prognoza opadu charakteryzuje się bardzo wysokim odsetkiem trafnie przewidzianych (ilościowo) opadów, ale jednocześnie wystąpiła spora nadprognoza we wszystkich progach opadowych (rys. 4.1.4.6). Wskaźnik sukcesu prognozy nie jest wysoki, na co miało wpływ duże przeszacowanie opadów (rys.

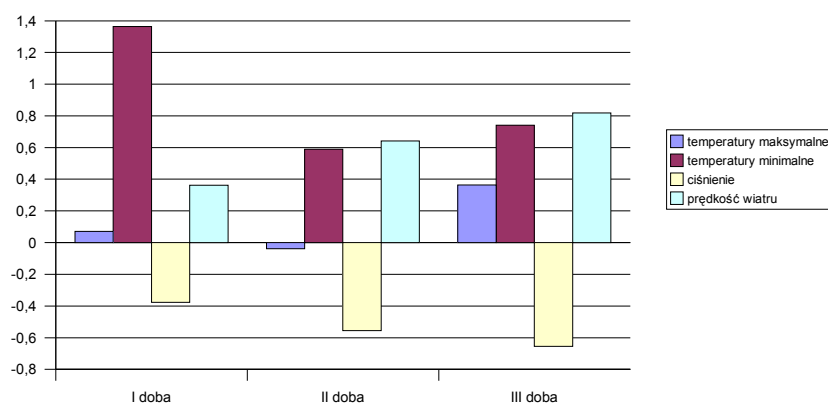
4.1.4.6). Obserwując wskaźnik HKS, widać jednak, że prognoza określająca wystąpienie zjawiska była trafna.

Rys. 4.1.4.7 Wskaźnik Hansena-Kuipera (HKS) dla grudnia. Poznań 2003



4.1.5 Styczeń

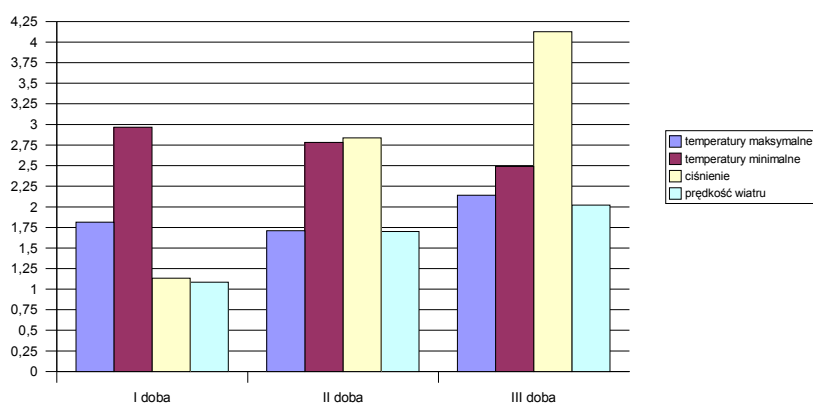
Rys. 4.1.5.1 Błąd średni (ME) w styczniu. Poznań 2003



Wartości średniego błędu i średniego błędu kwadratowego w styczniu wskazują na niecodzienny układ błędu wysokości ciśnienia. Wystąpił, zwiększający się z czasem, ujemny błąd prognozy tego elementu. Pozostałe wartości utrzymują się na niewielkim dodatnim poziomie, z większym odchyleniem w przypadku temperatur minimalnych (rys.4.1.5.1). Podobnie jak w grudniu, błąd szacunkowy

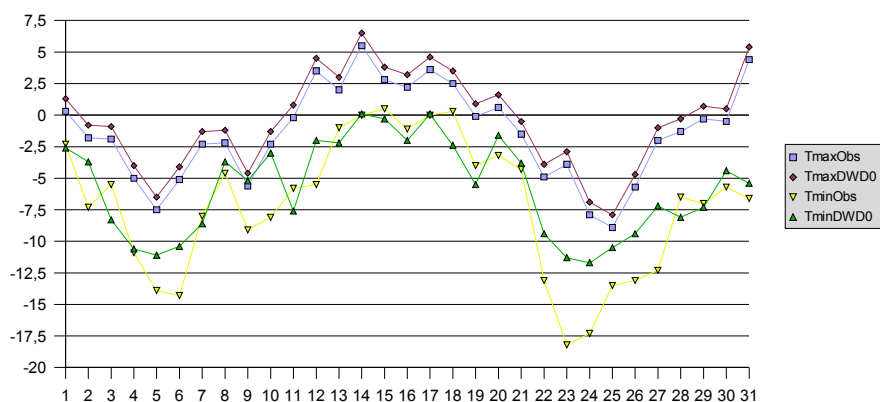
temperatur ekstremalnych nie wykazuje zależności z wyprzedzeniem czasowym prognozy (rys. 4.1.5.2).

Rys. 4.1.5.2 Błąd średni kwadratowy (RMSE) w styczniu. Poznań 2003

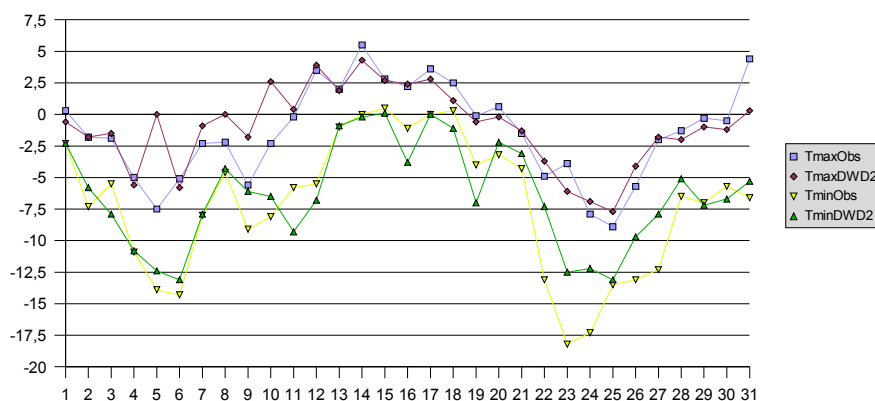


Przebieg miesięczny i jego zależność czasowa jest zbliżona do układu w poprzednich miesiącach (rys. 4.1.5.3 i rys. 4.1.5.4). Wyjątkowo duża zbieżność wystąpiła w przypadku temperatur minimalnych (prognoza bieżąca i dwudniowa).

Rys. 4.1.5.3 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w styczniu. Prognoza bieżąca. Poznań 2003

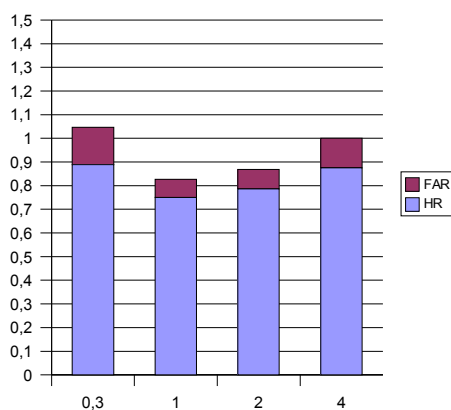


Rys. 4.1.5.4 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w styczniu. Prognoza dwudniowa. Poznań 2003



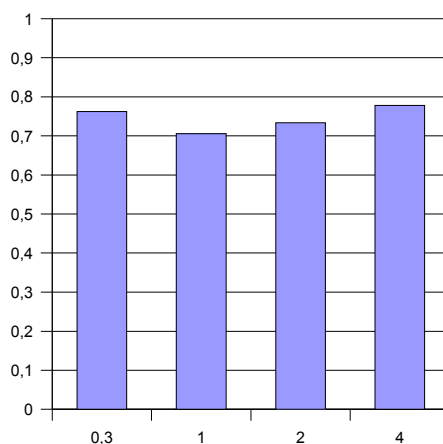
Prognoza opadu charakteryzuje się bardzo dobrą jakością. Wystąpiła wysoka ilość trafnych prognoz opadu przy jednocześnie małej ilości fałszywych alarmów. Prognoza jest prawie optymalnie oszacowana – małe przeszacowanie wystąpienia zjawiska i niedoszacowanie środkowych progów opadowych.

Rys. 4.1.5.5 Trafienia/fałszywy alarm (HR + FAR) dla stycznia. Poznań 2003

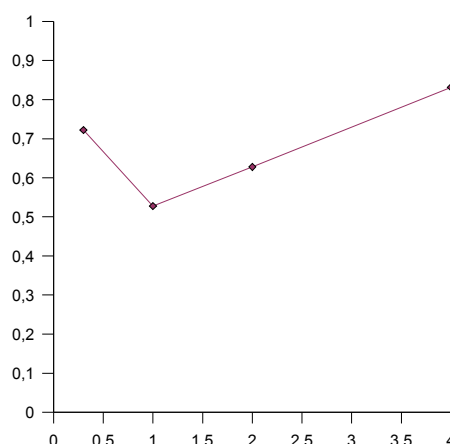


Biorąc pod uwagę wskaźniki TS i HKS widać charakterystyczne zwiększenie jakości prognozy w wyższych progach opadowych. Ogólna sprawdzalność tej prognozy mieści się w okolicach 70%.

Rys. 4.1.5.4 Krytyczny wskaźnik sukcesu (TS) dla stycznia. Poznań 2003



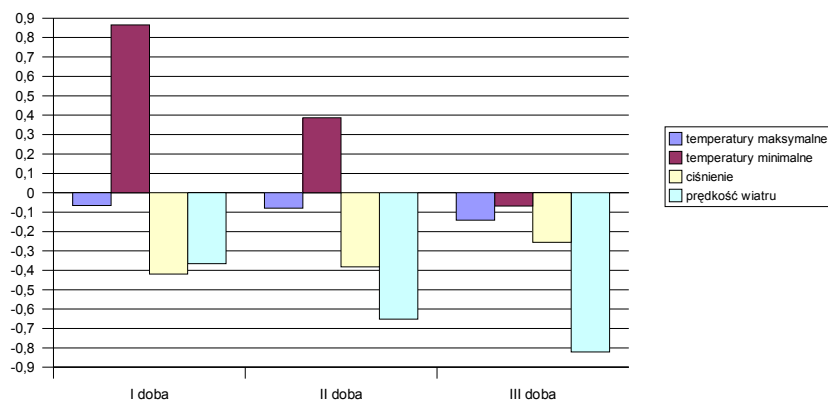
Rys. 4.1.5.5 Wskaźnik Hansena-Kuipera (HKS) dla stycznia. Poznań 2003



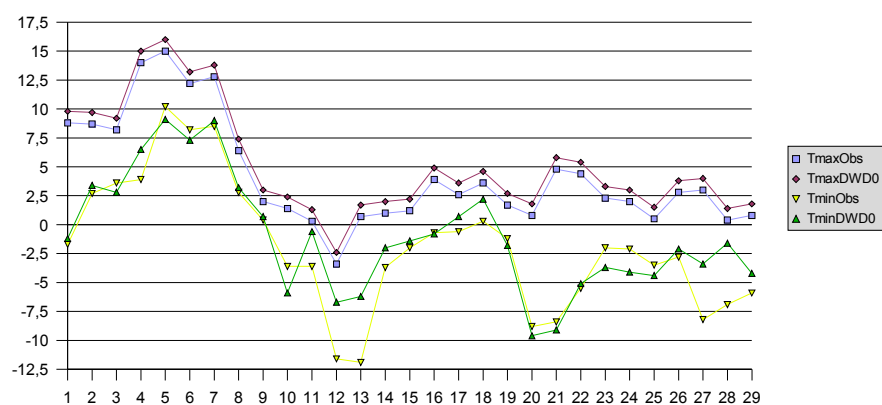
4.1.6 Luty

Dla wszystkich terminów prognozy średni błąd temperatur maksymalnych, ciśnienia i siły wiatru w Poznaniu był ujemny, mniejszy w ciągu pierwszej doby a większy drugiego dnia prognozy. Błąd standardowy nieco wzrasta z terminem prognozy. Ciekawie zachowuje się błąd temperatury minimalnej, który maleje z kolejną dobą prognozy (rys. 4.1.6.1). Analizując RMSE widać typowy w poprzednich miesiącach układ - wzrost błędu w przypadku wszystkich elementów oprócz temperatury minimalnej. Błąd tego elementu, niezależnie od wyprzedzenia, utrzymuje się na jednakowym poziomie (rys. 4.1.6.2).

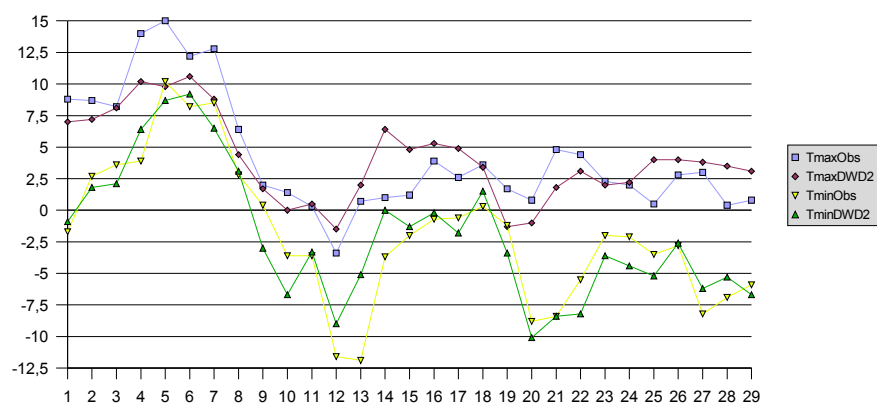
Rys. 4.1.6.1 Błąd średni w (ME) lutym. Poznań 2003



Rys. 4.1.6.3 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w lutym. Prognoza bieżąca. Poznań 2003

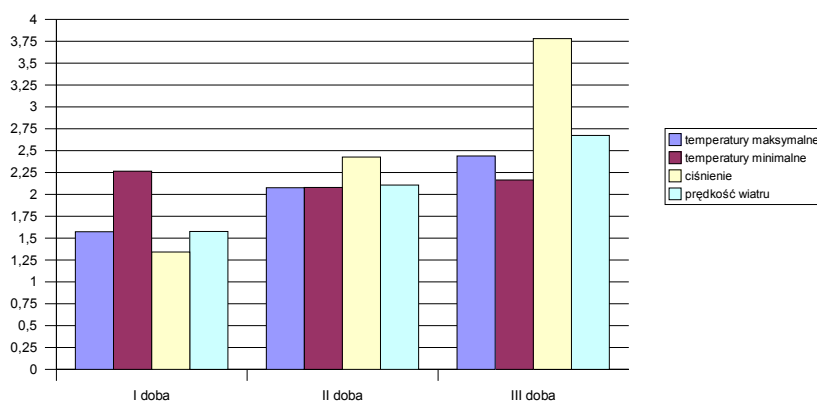


Rys. 4.1.6.4 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w lutym. Prognoza dwudniowa. Poznań 2003

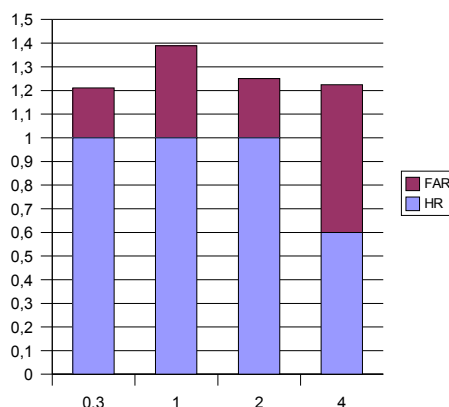


W miesięcznym przebiegu temperatur widzimy bardzo zgodny przebieg prognozowanych i obserwowanych temperatur ekstremalnych w ciągu całego miesiąca. W drugiej dobie przy stałym błędzie dla temperatury minimalnej, pojawiają się znaczne rozbieżności w przebiegu temperatur maksymalnych.

Rys. 4.1.6.5 Błąd średni kwadratowy (RMSE) w lutym. Poznań 2003



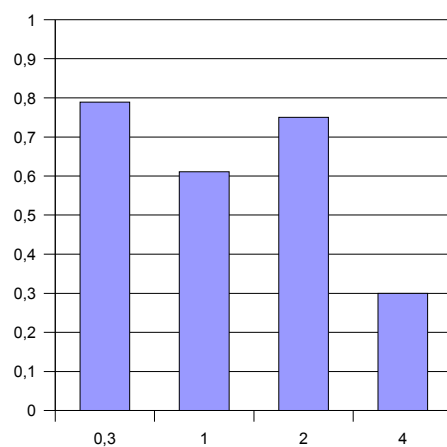
Rys. 4.1.6.6 Trafienia/fałszywy alarm (HR + FAR) dla lutego. Poznań 2003



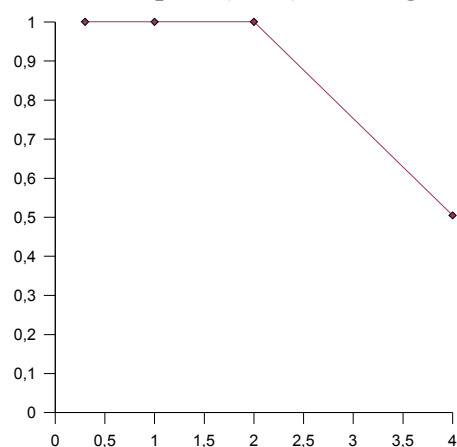
Bardzo dobre wskaźniki opadu dla pierwszych czterech progów opadowych.

Wskaźnik trafień wyraźnie przekracza wskaźnik fałszywego alarmu (rys. 4.1.6.5) stąd też dobre wartości pozostałych wskaźników opadowych (rys. 4.1.6.6 i rys. 4.1.6.7) aż do progu 4 mm – gdzie występuje pogorszenie trafności.

Rys. 4.1.6.7 Krytyczny wskaźnik (TS) sukcesu dla lutego. Poznań 2003

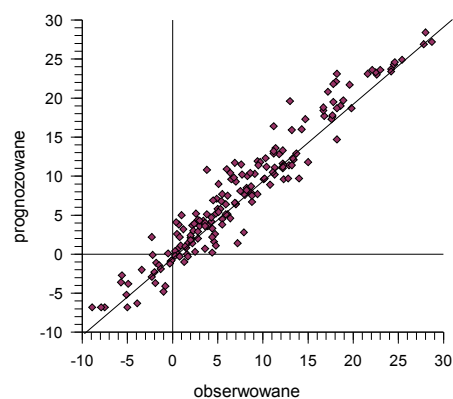


Rys. 4.1.6.5 Wskaźnik Hansena-Kuipera (HKS) dla lutego. Poznań 2003



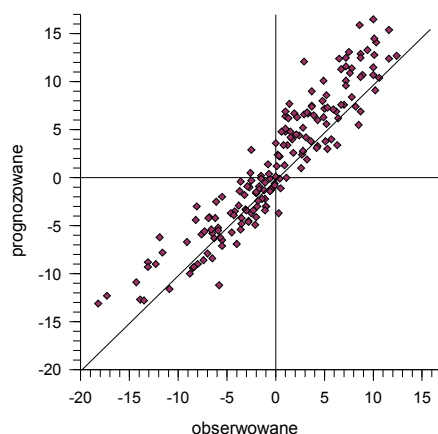
4.2 Zestawienie półroczne

Rys. 4.2.1 Korelogram temperatur maksymalnych. Poznań 2003/2004

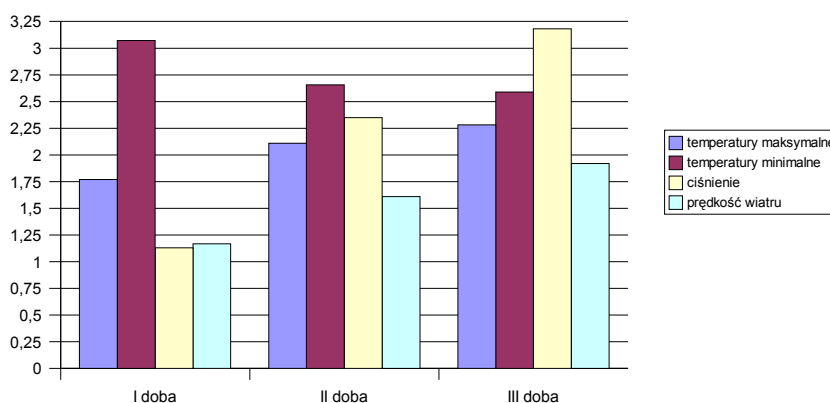


Diagramy korelacyjne sześciomiesięcznych temperatur maksymalnych i minimalnych dobrze przedstawiają ogólną tendencję w układzie błędów tej prognozy. W przypadku temperatur maksymalnych widać niewielkie zawyżanie temperatury w całym zakresie (rys. 4.2.1). Ważniejszym, wydaje się być korelogram temperatur minimalnych – można wyraźnie zauważyć znaczne (do 6°C) zawyżanie temperatury w zakresie od -10°C do -20°C i ponownie powyżej +10°C rzeczywistych temperatur. W zakresie -10°C do +10°C średnio błąd wynosi 1 – 2°C (rys. 4.2.2).

Rys. 4.2.2 Korelogram temperatur minimalnych. Poznań 2003/2004



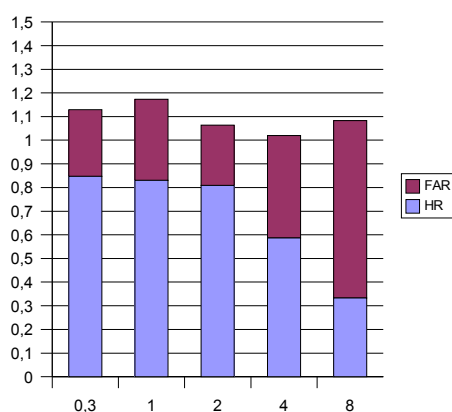
Rys. 4.2.3 Błąd średni kwadratowy (RMSE) dla półrocza. Poznań 2003/2004



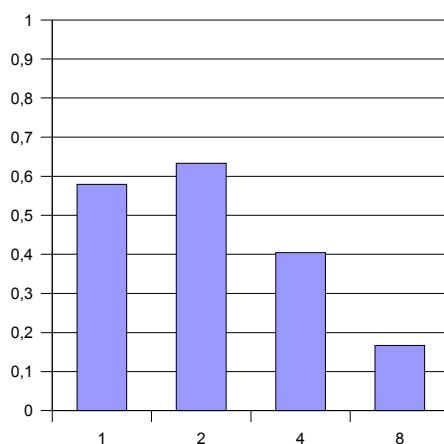
Średni błąd kwadratowy z uśrednionych wartości, zebranych w ciągu półrocza, ukazuje rozkład błędów między poszczególnymi elementami pogody. Jedynie błąd prognozy temperatur minimalnych wydaje się niezwiązany w

wyprzedzeniem danej prognozy. Pozostałe elementy – temperatury maksymalne, wartość ciśnienia atmosferycznego oraz siła wiatru – wykazują określony wzrost błędu w czasie. Najbardziej podatne na oddalenie prognozy są wartości ciśnienia. Przy błędzie rzędu 1 hPa w prognozie bieżącej, w prognozie dwudniowej wartość ta urasta do ponad 3 hPa. Błąd temperatur minimalnych jest średnio 100% większy od błędu temperatur maksymalnych w pierwszej dobie i tylko 11% w ostatniej.

Rys. 4.2.4 Trafienia/falszywy alarm (HR + FAR) dla półrocza. Poznań 2003



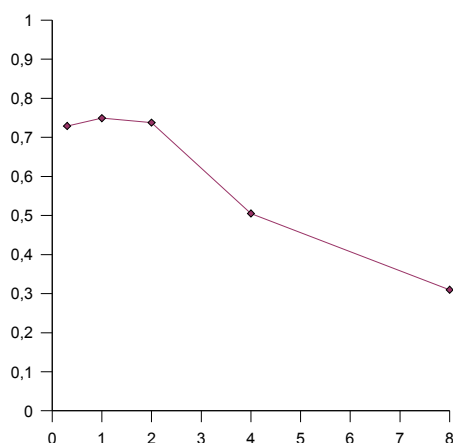
Rys. 4.2.5 Krytyczny wskaźnik sukcesu (TS) dla półrocza. Poznań 2003



Przy obliczeniach dla progów 0.3 mm i 1 mm (rys. 4.2.4) można zaobserwować wysokie wartości wskaźnika trafnego opadu. Dla kolejnych progów

wartość ta ulega obniżeniu. Wskaźniki dla wszystkich progów są zbliżone do zrównoważonej prognozy. Analizując uśredniony przebieg wskaźnika Hansena-Kuipera (rys. 4.2.6) widzimy przebieg będący wypadkową wszystkich miesięcy. Dobra prognoza dla progów 0.3 mm, 1 mm i 2 mm sięgająca 70-80% spada przy progu 4 mm do około 50%. Dla progu 8 mm wskaźnik osiąga dolną granicę 30%. Wskaźnik dla progu 8 mm liczony dla pojedynczych przypadków nie do końca jednak może być uznany reprezentatywny.

Rys. 4.2.6 Wskaźnik Hansena-Kuipera (HKS) dla półrocza. Poznań 2003



5. Podsumowanie i ważniejsze wnioski

Przeprowadzone badanie wykazało istnienie systematycznych odchyleń między prognozami temperatury, opadu, ciśnienia i wiatru, a ich zaobserwowanymi i zmierzonymi wartościami. Dotyczy to w każdym razie stacji synoptycznej Poznań Ławica. Zauważono wyraźne zjawisko pogarszania się prognoz wraz z czasem ich wyprzedzenia, nie dotyczy ono jednak temperatur minimalnych. Ponieważ badanie dotyczyło jednej stacji, trudno odpowiedzieć na pytanie czy jest to ogólna tendencja, czy też przypadkowy układ. Trudno, korzystając z użytych tu danych, definitywnie rozstrzygnąć czy może być to błąd samej prognozy lub też wynik małej reprezentatywności przestrzennej pomiarów. W powyższym opracowaniu, jest możliwe wykrycie systematycznych różnic, ale niemożliwe jest, bez dodatkowych danych, rozwiązanie problemu dotyczącego zależności między wielkością błędu a konkretnymi chwilowymi warunkami. Badając temperaturę powietrza należałoby uwzględnić wpływ podłoża i adwekcję oraz zachmurenia i wilgotności. W przypadku tego konkretnego punktu pomiarowego, nie można też zapomnieć o jego miejskim położeniu, co wpływa na modyfikację elementów pogody w jego pobliżu. Na razie rozdzielnosc dostępnych modeli nie pozwala jednak uwzględnić w dostateczny sposób tych wszystkich zjawisk. Ocena sprawdzalności na podstawie obserwacji zawiera w sobie składnik przedstawiający udział procesów o skali mniejszej niż rozdzielnosc siatki modelu i błędy mogą być większe niż gdyby do oceny przyjęto analizy. Z drugiej strony ocena sprawdzalności na podstawie wyników obserwacji zapewnia większą niezależność od procesu asymilacji. Powstają wtedy jednak problemy z jakością obserwacji oraz potrzebną ilością punktów obserwacyjnych i ich równomiernym rozmieszczeniem. W przypadku opadów możliwe było zaobserwowanie jakości prognozy ilości opadu w ciągu doby, wynik tego badania daje jednak tylko poglądowy obraz na charakter błędu w prognozie opadu. Dla pełnego zbadania problemu niezbędne byłoby uwzględnienie aspektu przestrzennego i dokładniejszych wartości (godziny) – pozwoliłoby to na

określenie, oprócz błędu ilościowego, także możliwe przesunięcie w czasie i rozkład powierzchniowy opadu. Dalsze badania należałoby koniecznie przeprowadzać na większej ilości punktów pomiarowych, a także podjąć próby porównania prognozy z analizami. Niewątpliwie w powyższym opracowaniu udało się zaobserwować, że ogólna jakość krótkoterminowej prognozy pogody wykonanej na modelu LM DWD charakteryzuje się dużą dokładnością i trafnością. Regularny układ odchyłeń poszczególnych błędów pozwala mieć nadzieję, że dzięki zaawansowanym metodom “postprocessingu”, uwzględniającym te zależności, jest możliwe w najbliższym czasie dalsze poprawienie (nie uwzględniając rozwoju technologicznego samych modeli) jakości numerycznych prognoz pogody.

Materiały źródłowe

Literatura

- Doms G., Schattler U., 2002: *Technical Documentation of LM model*, Consortium for Small-Scale Modelling, Deutscher Wetterdienst, Offenbach
- Farat R., 1996: *Klimat Poznania, w: Środowisko naturalne miasta Poznania*. Kurek L. (redaktor), Część I, Wydział Ochrony Środowiska Urzędu miejskiego w Poznaniu, Poznań.
- Johnson L.E ., Olsen B.G., 1998: *Assessment of Quantitative Precipitation Forecasts*. Weather and Forecasting, tom 13,nr 1,75-83
- Klejnowski R., Parfiniewicz J., 2000: *Instalacja superkomputera i wdrażanie do praktyki operacyjnej numerycznego mezoskalowego modelu prognostycznego*. Gazeta Obserwatora Listopad- Grudzień, Rok XLIX
- Mesinger F. 1998: *Comparison of quantitative precipitation forecasts by the 48- and by 29-km ETA Model*. 12th Conference on Numerical Weather Prediction, J22-J23
- Nurmi P. 2003: *Recomendations on the verification of local weather forecasts*. Consultancy Report. ECMWF Operations Department
- Razinger M., 2003: *Present Status of ALADIN Verification Project*. Enviromental Agency of Republic of Slovenia
- Schwartz B.E , Benjamin S.G. 1998: *Verification of RUC-2 and Eta model precipitation forecasts*. 12th Conference on Numerical Weather Prediction, J19-J21
- Tamulewicz J., 1997: *Wielka Encyklopedia Geografii Świata, Pogoda i Klimat Ziemi*, Wydawnictwo Kurpisz
- Woś A., 1999: *ABC Meteorologii*, Wydawnictwo Naukowe UAM

Internet

- <http://meteo.icm.edu.pl>
Numeryczne Prognozowanie Pogody w ICM
- http://www.imgw.pl/wl/internet/smok/html/b2_4.html
Numeryczne Prognozowanie Pogody w IMGW
- <http://www.dwd.de/en/FundE/Analyse/Modellierung/Modellierung.htm>
Numerical Modelling in DWD
- http://www.bom.gov.au/bmrc/wefor/staff/eee/verif/verif_web_page.html
WMO/WWRP Working Group on Verification
- http://www.rap.ucar.edu/research/verification/ver_wkshp1.html
Making Verification More Meaningful Workshop (Boulder, 2002)
- <http://www.chmi.cz/meteo/ov/wmo>
WMO/WWRP Workshop on Verification of QPF (Prague, 2001)
- <http://wwwt.emc.ncep.noaa.gov/gmb/ens/verif.html>
NOAA EPS Verification
- <http://www.wmo.ch/web/www/DPS/SVS-for-LRF.html>
WMO/CBS Standardised Verification System for Long-Range Forecast
- <http://www.ecmwf.int/products/forecasts/d/charts/verification/eps>
Verification of ECMWF Ensemble Prediction System

Spis tabel i rysunków

Rozdział 1

- 1.2.1 Miejsce numerycznych modeli prognostycznych w prognozowaniu pogody (<http://www.imgw.pl>)
- 1.2.2 Metoda obliczania występowania opadu w poszczególnych progach opadowych (Nurmi P., 2003)

Rozdział 3

- 3.1 Średnie sumy opadów atmosferycznych, liczba dni z opadem atmosferycznym i liczba dni z pokrywą śnieżną. Poznań, 1951-1990 r. (Farat R., 1996)
- 3.2 Charakterystyka zachmurzenia oraz średnie wartości miesięczne wilgotności względnej powietrza. Poznań, 1951-1990 r. (Farat R., 1996)
- 3.3 Średnia liczba dni charakterystycznych pod względem termicznym. Poznań 1951- 1990 r. (Farat R., 1996)
- 3.4 Rozkład kierunków wiatru. Poznań 1961-1990 r. (Farat R., 1996)

Rozdział 4

- 4.1.1.1 Błąd średni (ME) we wrześniu. Poznań 2003
- 4.1.1.2 Błąd średni kwadratowy (RMSE) we wrześniu. Poznań 2003
- 4.1.1.3 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych we wrześniu. Prognoza bieżąca. Poznań 2003
- 4.1.1.4 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych we wrześniu. Prognoza dwudniowa. Poznań 2003
- 4.1.1.5 Trafienia/fałszywy alarm (HR+FAR) dla września. Poznań 2003
- 4.1.1.6 Krytyczny wskaźnik sukcesu (TS) dla września. Poznań 2003
- 4.1.1.7 Wskaźnik Hansena-Kuipera (HKS) dla września. Poznań 2003
- 4.1.2.1 Błąd średni (ME) w październiku. Poznań 2003

-
- 4.1.2.2 Błąd średni kwadratowy (RMSE) w październiku. Poznań 2003
 - 4.1.2.3 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w październiku. Prognoza bieżąca. Poznań 2003
 - 4.1.2.4 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w październiku. Prognoza dwudniowa. Poznań 2003
 - 4.1.2.5 Trafienia/fałszywy alarm (HR + FAR) dla października. Poznań 2003
 - 4.1.2.6 Krytyczny wskaźnik sukcesu dla października. Poznań 2003
 - 4.1.2.7 Wskaźnik Hansena-Kuipera dla października. Poznań 2003
 - 4.1.3.1 Błąd średni w (ME) listopadzie. Poznań 2003
 - 4.1.3.2 Błąd średni kwadratowy (RMSE) w listopadzie. Poznań 2003
 - 4.1.3.3 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w listopadzie. Prognoza bieżąca. Poznań 2003
 - 4.1.3.4 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w listopadzie. Prognoza dwudniowa. Poznań 2003
 - 4.1.3.5 Trafienia/fałszywy alarm (HR + FAR) dla listopada. Poznań 2003
 - 4.1.3.6 Krytyczny wskaźnik sukcesu (TS) dla listopada. Poznań 2003
 - 4.1.3.7 Wskaźnik Hansena-Kuipera (HKS) dla listopada. Poznań 2003
 - 4.1.4.1 Błąd średni w (ME) grudniu. Poznań 2003
 - 4.1.4.2 Błąd średni kwadratowy (RMSE) w grudniu. Poznań 2003
 - 4.1.4.3 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w grudniu. Prognoza bieżąca. Poznań 2003
 - 4.1.4.4 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w grudniu. Prognoza dwudniowa. Poznań 2003
 - 4.1.4.5 Trafienia/fałszywy alarm (HR + FAR) dla grudnia. Poznań 2003
 - 4.1.4.6 Krytyczny wskaźnik sukcesu (TS) dla grudnia. Poznań 2003
 - 4.1.4.7 Wskaźnik Hansena-Kuipera (HKS) dla grudnia. Poznań 2003

-
- 4.1.5.1 Błąd średni (ME) w styczniu. Poznań 2003
 - 4.1.5.2 Błąd średni kwadratowy (RMSE) w styczniu. Poznań 2003
 - 4.1.5.3 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w styczniu. Prognoza bieżąca. Poznań 2003
 - 4.1.5.4 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w styczniu. Prognoza dwudniowa. Poznań 2003
 - 4.1.5.5 Trafienia/fałszywy alarm (HR + FAR) dla stycznia. Poznań 2003
 - 4.1.5.4 Krytyczny wskaźnik sukcesu (TS) dla stycznia. Poznań 2003
 - 4.1.5.5 Wskaźnik Hansena-Kuipera (HKS) dla stycznia. Poznań 2003
 - 4.1.6.1 Błąd średni w (ME) lutym. Poznań 2003
 - 4.1.6.3 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w lutym. Prognoza bieżąca. Poznań 2003
 - 4.1.6.4 Miesięczny przebieg obserwowanych i prognozowanych temperatur maksymalnych i minimalnych w lutym. Prognoza dwudniowa. Poznań 2003
 - 4.1.6.5 Błąd średni kwadratowy (RMSE) w lutym. Poznań 2003
 - 4.1.6.6 Trafienia/fałszywy alarm (HR + FAR) dla lutego. Poznań 2003
 - 4.1.6.7 Krytyczny wskaźnik (TS) sukcesu dla lutego. Poznań 2003
 - 4.1.6.5 Wskaźnik Hansena-Kuipera (HKS) dla lutego. Poznań 2003
 - 4.2.1 Korelogram temperatur maksymalnych. Poznań 2003/2004
 - 4.2.2 Korelogram temperatur mminimalnych. Poznań 2003/2004
 - 4.2.3 Błąd średni kwadratowy (RMSE) dla półrocza. Poznań 2003/2004
 - 4.2.4 Trafienia/fałszywy alarm (HR + FAR) dla półrocza. Poznań 2003
 - 4.2.5 Krytyczny wskaźnik sukcesu (TS) dla półrocza. Poznań 2003
 - 4.2.6 Wskaźnik Hansena-Kuipera (HKS) dla półrocza. Poznań 2003

Dane źródłowe i szczegółowe wyniki obliczeń