

atlas

WSPÓŁZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE

Naturalne i antropogeniczne zmiany
klimatu Warszawy

MARIA STOPA-BORYCZKA
JERZY BORYCZKA
ELŻBIETA BŁAŻEK
JAN SKRZYPCZUK

**IX. NATURAL AND ANTHROPOGENIC CHANGES
OF THE CLIMAT OF WARSAW**

atlas

OF INTERDEPENDENCE
OF METEOROLOGICAL
AND GEOGRAPHICAL
PARAMETERS
IN POLAND

WARSZAWA 1995

MARIA STOPA-BORYCZKA
JERZY BORYCZKA
ELŻBIETA BŁAŻEK
JAN SKRZYPCZUK

**IX. NATURALNE I ANTROPOGENICZNE ZMIANY
KLIMATU WARSZAWY**

atlas

**WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE**

WARSZAWA 1995

Pod redakcją naukową
Marii Stopy-Boryczki

Redaktor
Władysław Żakowski

Redaktor techniczny
Joanna Świętochowska

Książka dotowana przez Komitet Badań Naukowych

© Copyright by Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego 1995

ISBN 83-230-9970-7

Wydanie I. Ark. wyd. 18,83 Ark. druk. 21,50 Papier offset. kl.III.

Druk i oprawa: Zakład Graficzny UW, zam 501

PRZEDMOWA

Zakład Klimatologii Instytutu Nauk Fizycznogeograficznych Uniwersytetu Warszawskiego przedstawia kolejny tom „Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce”. IX tom zatytułowany „Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy” jest syntezą badań autorów dotyczących cech termicznych klimatu miast.

Celem pracy było rozróżnienie wpływu czynników antropogenicznych i fizycznogeograficznych, mianowicie określenie deformacji pól zmiennych meteorologicznych spowodowanej przez miasta. Modelowej próby rozwiązania tego problemu dokonano na przykładzie Warszawy. Wnioski o wpływie czynników antropogenicznych na klimat są wiarygodne, gdyż pomiary na terenie Warszawy są wykonywane na mniej więcej tej samej wysokości n.p.m. Peryferyjna stacja meteorologiczna Okęcie, reprezentująca warunki pozamiejskie jest zlokalizowana w strefie najmniejszego oddziaływania miasta na klimat — od strony południowo-zachodniej, przy przeważających wiatrach z sektora zachodniego. Stacja ta jest też dobrym punktem odniesienia w badaniach modelowych dla Środkowej Polski, a nawet całej Europy.

W pracy można wyodrębnić kilka rozwiązywanych problemów. Jeden z nich dotyczy udziału poszczególnych czynników fizycznogeograficznych: szerokości geograficznej, odległości od Oceanu Atlantyckiego i wysokości n.p.m. w kształtowaniu klimatu miast europejskich, a w szczególności polskich. Ogólne cechy termiczne klimatu miast Europy i Polski wskazują profile: południkowe, równoleżnikowe i hipsometryczne średniego pola temperatury powietrza i jego gradientów geograficznych. Warszawę w tych profilach charakteryzują: równoleżnik $\varphi = 52,1^\circ\text{N}$, południk $\lambda = 21^\circ\text{E}$ i wzniesienie nad poziom morza $H = 110\text{ m}$.

Różnice temperatury powietrza między wybranymi punktami na terenie Polski i średnimi z całej Polski wskazują miejsca najcieplejsze i najchłod-

niejsze w ciągu roku. Wybrano stacje meteorologiczne w pobliżu większych miast, reprezentujące różne części Polski; np: Pobrzeże Południowobałtyckie — Kołobrzeg, północno-wschodnią Polskę — Suwałki, zachodnią część Polski — Poznań, południowo-wschodnią część Polski — Lublin, Zamość, środkową część Polski — Warszawa itd. Przebiegi roczne różnic temperatury powietrza (średniej dobowej, maksymalnej, minimalnej, dobowej amplitudy) wskazują, jak duży jest zakres zmienności, wywołanej przez czynniki fizycznogeograficzne, od których zależy klimat miast. Czynniki antropogeniczne odgrywają rolę drugorzędną.

Interesujący jest rozdział o deformacji pola temperatury powietrza przez miasto — wyodrębnienie różnych powierzchni: zabudowy zwartej, luźnej, zieleni parkowej. Uwzględnienie zabudowy miasta w całości umożliwiło określenie intensywności miejskiej wyspy ciepła, zależnie od stanu atmosfery.

Oryginalne wyniki badań podano w kolejnym rozdziale o zmianach dobowych miejskiej wyspy ciepła w Warszawie. Wnosi on sporo nowych wyników dotyczących śródmiejskiej wyspy ciepła — terminów pojawiania się i jej zaniku, tempa ogrzewania się miasta względem otoczenia oraz warunków meteorologicznych sprzyjających jej dużej intensywności.

Ważne problemy klimatologii zawarte są w końcowym rozdziale: „Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu miast Europy w XVII–XXI wieku”. Na podstawie istniejących ciągów chronologicznych: temperatury powietrza, cyrkulacji atmosferycznej, aktywności Słońca i erupcji wulkanów autorzy wnioskuje o naturalnych przyczynach ocieplenia klimatu w ostatnich dwóch stuleciach — wzrostu temperatury powietrza w Warszawie o $0,6^{\circ}\text{C}/100$ lat. To ocieplenie klimatu przypisują oni wzrostowi aktywności Słońca w latach 1700–1980 o $9,5/100$ lat i spadkowi aktywności wulkanicznej w latach 1680–1980 — rzadszym wybuchom wulkanów i mniejszej emisji pyłów wulkanicznych do atmosfery (jej oczyszczaniem się).

Jest to dość przekonujące, gdyż minimum wiekowe temperatury powietrza wystąpiło podczas minimum wiekowego aktywności Słońca — w latach wzmożonej aktywności wulkanicznej Ziemi.

Ponadto temperatura powietrza ulega podobnej cykliczności jak aktywność Słońca (i z nią związaną cyrkulacja atmosferyczna) i erupcje wulkanów. Wskazują na to tzw. gęste widma oscylacji — krótkie i długie cykle wahań. Interesujące jest, że zmiany zachodzące w Układzie Słonecznym ulegają również zbliżonej okresowości. Świadczyć to może o astronomicznych przyczynach współczesnych wahań klimatu Ziemi.

W pracy oszacowano także zmienność temperatury powietrza w ostatnich dwóch stuleciach, wynikającą z czynników antropogenicznych. Antropogeniczny wzrost temperatury powietrza w Warszawie wynosi $0,15^{\circ}\text{C}/100$

lat. Jest on wynikiem głównie rozbudowy miasta — miejskiej wyspy ciepła (większej akumulacji ciepła przez powierzchnie sztuczne).

W zakończeniu oprócz najważniejszych wyników badań i wniosków końcowych omówiono procesy fizyczne zachodzące w mieście, a także pozytywne i negatywne skutki miejskiej wyspy ciepła, w szczególności problem zanieczyszczenia atmosfery.

Prof. dr Jerzy Kondracki

Warszawa, październik 1994 r.

I. WSTĘP

Celem pracy jest określenie zakresu oddziaływania czynników naturalnych i sztucznych na pole temperatury powietrza w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy.

Badania przeprowadzono pod kątem wpływu czynników geograficznych i antropogenicznych na pole temperatury powietrza w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Najpierw opisano empirycznymi wzorami rozkłady temperatury powietrza w Europie w trzydziestoleciu 1931–1960, potem w Polsce w dziesięcioleciu 1951–1960. W ten sposób zbadano zależności temperatury powietrza od szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza. Empiryczne wzory (tab. 1, rys. 13–24) to wielomiany 4 stopnia, które umożliwiły wyznaczenie średnich gradientów w profilach południkowym, równoleżnikowym i hipsometrycznym (rys. 1–24).

Dynamikę zmian (tendencję czasową) pola temperatury powietrza wskazują różnice między średnimi z poszczególnych punktów (32 miast) i całej Polski obliczone dla poszczególnych miesięcy w dziesięcioleciach 1951–1960 i 1981–1990. Intensywność procesów cieplnych zachodzących w różnych porach doby i roku w pobliżu powierzchni Ziemi w wybranych miejscowościach Polski odzwierciedlają podstawowe charakterystyki temperatury powietrza: średnia dobowa (T), maksymalna (T_{\max}), minimalna (T_{\min}) i dobowa amplituda temperatury (A). Wpływ czynników lokalnych na pole temperatury powietrza w Polsce obrazują przebiegi roczne różnic zmierzonych i wyznaczonych z równań sinusoid aproksymujących dane z poszczególnych stacji położonych w pobliżu większych miast (tab. 2–9, rys. 25–65).

Szczegółowe badania pod kątem wpływu czynników antropogenicznych na klimat lokalny przeprowadzono na przykładzie Warszawy, miasta nizinnego (85–110 m n.p.m.), położonego średnio na równoleżniku $\varphi = 52^\circ\text{N}$, w umiarkowanej odległości ($\lambda = 21^\circ\text{E}$) od Oceanu Atlantyckiego (rys. 66–69).

Miarami oddziaływania miasta na klimat lokalny są różnice między wartościami temperatury zmierzonymi w mieście i poza miastem oraz ich zależ-

ności od stanu atmosfery. Różnice takie wyznaczono w odniesieniu do całego miasta i wybranych fragmentów ze szczególnym uwzględnieniem Śródmieścia. Istotne znaczenie poznawcze ma określenie tempa nagrzewania i wychładzania terenów zabudowanych oraz terminów pojawiania i zanikania miejskiej wyspy ciepła. Ważne są także wartości progowe takich elementów, jak temperatura powietrza, zachmurzenie i prędkość wiatru, przy których deformacja pola temperatury powietrza jest największa (rys. 70–98).

Wpływ miasta na pole temperatury powietrza zależy głównie od pory doby i pory roku. Opisują go przebiegi dobowe i roczne oraz sinusoidy regresji wyznaczone z danych wszystkich stacji meteorologicznych całego miasta, fragmentów miasta o zabudowie zwartej i luźnej oraz terenów zieleni parkowej w latach 1961–1965. Najwięcej przykładów pochodzi z 1992 r., a dotyczą one zmian dobowych intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła albo inaczej warunków meteorologicznych sprzyjających powstawaniu miejskiej wyspy ciepła w śródmieściu Warszawy (rys. 99–193).

Materiałami źródłowymi w przypadku badań klimatu Warszawy są dane nie tylko ze stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, lecz także wyniki pomiarów prowadzonych przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w latach 1961–1965, 1969 i 1992.

Poznane prawidłowości oddziaływania czynników geograficznych i antropogenicznych na pole temperatury powietrza w Polsce oraz próba ich oddzielenia mają istotne znaczenie w modelowaniu i prognozach przestrzennie-czasowych zmian warunków termicznych.

Innym istotnym problemem jest identyfikacja przyczyn naturalnych zmian klimatu, przedstawiona w rozdziale pt. „Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu miast w Europie w XVII–XXI wieku”. W tym celu porównano tzw. gęste widma oscylacji zmiennych astronomicznych (parametrów Układu Słonecznego, aktywności Słońca), zmiennych geologicznych (erupcji wulkanów) i zmiennych klimatologicznych (cyrkulacji atmosferycznej, temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, odpływów rzek) — rys. 194–201.

W identyfikacji przyjęto zasadę, że widma oscylacji (rzeczywiste okresy) przyczyn i skutków powinny być zbliżone. Stwierdzono dwojakiego rodzaju wpływ parametrów Układu Słonecznego na klimat Ziemi:

1. parametry US → aktywność Słońca → cyrkulacja atmosferyczna,
2. parametry US → erupcje wulkanów → promieniowanie.

Wyodrębniono także składniki antropogeniczne (liniowe) trendów czasowych: temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, oddzielając zmienność naturalną (okresową). Dokonano tego na podstawie dostatecznie długich ciągów chronologicznych (200–300-letnich) — rys. 202–207.

Nowością są dwojakiego rodzaju prognozy tendencji zmian klimatu w XXI wieku: klimatologiczne — na podstawie gęstych widm oscylacji i astro-

nomiczne — wg zmian wiekowych parametrów Układu Słonecznego (rys. 206).

Obliczenia komputerowe były wykonane w Centrum Informatycznym Uniwersytetu Warszawskiego na maszynie elektronicznej IBM-3090 przez zespół pracowników: mgr Annę Góraj, mgr Teresę Desperat i mgr Grażynę Woźniakowską pod kierunkiem mgr Hanny Złomaniec. Autorzy serdecznie dziękują za modyfikację programów i poprawne wykonanie wszystkich obliczeń.

II. ZASTOSOWANE METODY BADAŃ KLIMATU MIAST

Zmierzone wartości temperatury powietrza w mieście T_1, \dots, T_n w momentach czasu t_1, \dots, t_n są sumą dwóch składników: naturalnego T_0 i antropogenicznego ΔT — wypadkową oddziaływania czynników naturalnych i antropogenicznych:

$$T = T_0 + \Delta T$$

Różnica temperatury powietrza między miastem i jego okolicami:

$$\Delta T = T - T_0$$

jest miarą antropogenicznych zmian klimatu miasta.

Składnik naturalny T_0 ulega okresowym zmianom — głównie dobowym i rocznym, a także cyklom wieloletnim. Są one uwarunkowane przede wszystkim: ruchem obrotowym Ziemi, ruchem obiegowym Ziemi dookoła Słońca, jak też cyklicznymi zmianami aktywności Słońca (cyrkulacji atmosferycznej) i erupcji wulkanów. Cykle aktywności Słońca i erupcji wulkanów są skorelowane z analogicznymi cyklami parametrów Układu Słonecznego (np. przyspieszeniem Słońca względem środka masy US, siłami przyptywowymi na Słońcu — wynikającymi z przyciągania grawitacyjnego planet i innymi (zob. rozdz. VIII). Składnik naturalny T_0 można traktować za stały (przestrzenie) na niezbyt dużym obszarze Ziemi.

Składnik antropogeniczny ΔT ulega jedynie krótkookresowym wahaniom: dobowym i rocznym. W mieście zależy on głównie od sztucznych powierzchni czynnych — od wysokiej zabudowy. Duża powierzchnia czynna w mieście jest główną przyczyną akumulowania w dzień dużych ilości ciepła — względem otoczenia — tzw. miejskiej wyspy ciepła. Miasto mimo dużej powierzchni absorbującej promieniowanie słoneczne ogrzewa się wolniej od otoczenia, ze względu na dużą masę wysokiej zabudowy, obszary zacienione, zieleń parkową itp. Tempo ogrzewania się w dzień miasta jest mniejsze od

ogrzewania się terenów otwartych. W nocy jest przeciwnie, miasto ochładza się wolniej niż jego otoczenie. Miejska wyspa ciepła nasila się w nocy ze względu na duży zasób ciepła.

$$\Delta q = m \cdot c \cdot \Delta T$$

wynikający głównie z małego albedo i dużej masy budynków, akumulujących ciepło (m — masa, c — ciepło właściwe powierzchni sztucznych). Istnieje więc bezwładność cieplna miasta względem terenów pozamiejskich (analogia: wody oceanów — ląd).

Drugorzędną rolę w mieście odgrywają pyły przemysłowe i gazy szklarniowe np. CO_2 , a także tzw. sztuczne ciepło. Pyły przemysłowe absorbują w dzień część promieniowania słonecznego, a w nocy zmniejszają wypromiowanie długofalowe (cieplne) Ziemi. Dwutlenek węgla CO_2 — przezroczysty dla krótkofalowego promieniowania słonecznego zmniejsza w nocy tempo ochładzania się miasta.

Składnik antropogeniczny ΔT ma stałą wieloletnią (wiekową) tendencję wzrostową, wynikającą głównie z rozbudowy miast, jak również z systematycznego wzrostu zawartości CO_2 i pyłów przemysłowych w atmosferze. Z przyrostem powierzchni w miastach wiąże się wzrost akumulacji energii słonecznej — wzrost intensywności miejskiej wyspy ciepła.

W badaniach miejskiej wyspy ciepła — różnic temperatury powietrza między miastem i jego otoczeniem ma sens określenie ściślej samego otoczenia miasta — warunków pozamiejskich (naturalnych). Punkt należący do otoczenia miasta reprezentujący tylko składową naturalną T_0 musi spełniać pewien warunek. Różnice temperatury powietrza między otoczeniem T_0 i dalszym otoczeniem miasta T_{00} powinny być stałe: $T_0 - T_{00} = \text{const.}$ i małe.

Ponadto, współczynnik regresji różnic $T_0 - T_{00}$ względem temperatury powietrza dalej od miasta (a)

$$T_0 - T_{00} = a_0 + aT_{00}$$

nie powinien być istotny statystycznie na poziomie istotności 5%.

Peryferie Warszawy (Okęcie) na ogół spełniają ten warunek — z wyjątkiem pory letniej.

1. Badania zależności miejskiej wyspy ciepła od stanu atmosfery

Do tego celu zastosowano regresję wielokrotną — wyznaczając równanie hiperpłaszczyzny regresji

$$\Delta T = a_0 + a_1 x_1 + \dots + a_k x_k$$

weryfikowano testem Fishera-Snedecora o $n_1 = 1$ i $n_2 = n - 2$ stopniach swobody, bądź też testem Studenta.

Ekstrema miejskiej wyspy ciepła wyznaczono posługując się równaniem paraboli regresji — wielomianem 2-ego stopnia względem zmiennych meteorologicznych (x):

$$\Delta T = a_0 + a_1 x + a_2 x^2$$

Teoretycznie zagadnienie sprowadza się do wyznaczenia płaszczyzny regresji

$$\Delta T = a_0 + a_1 z_1 + a_2 z_2$$

względem zmiennych $z_1 = x, z_2 = x^2$.

Dokładność aproksymacji określa współczynnik korelacji wielokrotnej R (jak w p. 1). Weryfikowano go testem Fishera-Snedecora o $n_1 = 2$ i $n_2 = n - 3$ stopniach swobody.

Ekstrema paraboli ($a_2 < 0$ — maksimum lub $a_2 > 0$ — minimum):

$$x_e = \frac{a_1}{2a_2}$$

wskazują np. przy jakiej temperaturze powietrza ($x = T$) różnice temperatury między Śródmieściem i peryferiami są najmniejsze. Wskazywać też mogą przy jakim zachmurzeniu nieba ($x = N$), miejska wyspa ciepła jest najintensywniejsza $(\Delta T)_{\max}$. Przecięcia paraboli z prostą $\Delta T = 0$ (pierwiastki równania kwadratowego), określać mogą np. prędkość wiatru ($x = v$) przy której zanika miejska wyspa ciepła.

2. Ekstrema roczne miejskiej wyspy ciepła i daty ich występowania

W tym celu należy wyznaczyć równanie sinusoidy regresji o okresie $\Theta = 365,25$ dni:

$$\Delta T = f(t) = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta}t + c\right)$$

gdzie: b — amplituda rocznych zmian, c — przesunięcie fazowe.

Równanie sinusoidy regresji (względem czasu t) otrzymuje się sprowadzając zagadnienie aproksymacji do wyznaczenia równania płaszczyzny regresji

$$\Delta T = a_0 + a_1 z_1 + a_2 z_2$$

względem zmiennych czasowych — trygonometrycznych:

$$z_1 = \sin \omega t,$$

$$z_2 = \cos \omega t,$$

$$\omega = \frac{2\pi}{\Theta}.$$

Przekształceniem odwrotnym jest

$$b = \sqrt{a_1^2 + a_2^2}, \quad \operatorname{tg} c = \frac{a_2}{a_1}$$

Ekstrema roczne różnic temperatury powietrza między miastem i peryferiami — ekstrema sinusoidy regresji (maksimum i minimum) oblicza się z wzorów:

$$\text{maksimum} \quad t_{\max} = \frac{1}{\omega} \left(\frac{\pi}{2} - c \right), \quad (\Delta T)_{\max} = a_0 + b$$

$$\text{minimum} \quad t_{\min} = \frac{1}{\omega} \left(\frac{3}{2}\pi - c \right), \quad (\Delta T)_{\min} = a_0 - b$$

$$\text{lub} \quad t_{\min} = t_{\max} + \frac{\Theta}{2}$$

Weryfikacji amplitudy rocznej można dokonać obliczając współczynnik korelacji wielokrotnej R :

$$R = \left(1 - \frac{\varepsilon^2}{S_T^2} \right)^{1/2}$$

gdzie ε^2 — wariancja resztowa; $\varepsilon^2 = \frac{1}{n} \sum [\Delta T_i - f(t_i)]^2$

Hipoteza zerowa H ($\hat{R} = 0$) jest równoważna hipotezie H ($\hat{b} = 0$), gdzie \hat{R} , \hat{b} — to współczynniki korelacji wielokrotnej, amplituda roczna w populacji.

Stosujemy test Fishera-Snedecora o $n_1 = 2$ i $n_2 = n - 3$ stopniach swobody.

3. Oddzielenie deformacji pola temperatury powietrza przez ukształtowanie powierzchni Ziemi i miasta

Pole temperatury powietrza w Polsce jest najbardziej deformowane przez góry i Ocean Atlantycki, a także przez duże miasta. Żeby wyodrębnić deformację pola temperatury powietrza przez miasta, aproksymowano je hiperpowierzchniami regresji — wielomianami regresji 4-go stopnia. Pole temperatury powietrza w Polsce opisano wielomianami regresji 4-go stopnia

względem: szerokości geograficznej (φ), długości geograficznej (λ) i wysokości nad poziom morza (H):

$$T = f(\varphi, \lambda, H)$$

Gradienty: południkowy $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$, równoleżnikowy $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, hipsometryczny $\frac{\partial T}{\partial H}$ wskazują zmienność temperatury powietrza wynikającą ze zmian szerokości geograficznej (południe — północ), długości geograficznej (zachód — wschód) i wysokości n.p.m. (w pionie).

Nieźłą miarą deformacji pola temperatury powietrza przez miasta są reszty ε_i — różnice temperatury powietrza między zmierzonymi (T_i) a obliczonymi z modeli $f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$ wartościami temperatury powietrza:

$$\varepsilon_i = T_i - f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$$

Duże reszty wielomianowe ε_i wskazują miejsca o największej lokalnej deformacji pola temperatury powietrza wywołanej przez zbiorniki wodne, miasta.

Na przykład miejska wyspa ciepła w Warszawie wyróżnia się dużą wartością reszty wielomianowej ε_i (powyżej 1°C), gdy na peryferiach miasta (Okęcie) o zbliżonych współrzędnych $\varphi_i, \lambda_i, H_i$ jest ona zbliżona do zera ($\varepsilon_i \approx 0$).

III. WPŁYW CZYNNIKÓW GEOGRAFICZNYCH NA POLE TEMPERATURY POWIETRZA

Ogólne cechy pola temperatury powietrza w Europie i Polsce opisują profile: południkowy, równoleżnikowy i hipsometryczny, określone wielomianami 4 stopnia względem szerokości i długości geograficznej wyrażonych w setkach kilometrów (100 km) oraz wysokości nad poziomem morza (H m). Profile te (tab. 1, rys. 1–5, 13–17) charakteryzują obserwowane pole temperatury powietrza w wybranych miesiącach reprezentujących różne pory roku: zima — styczeń, wiosna — kwiecień, lato — lipiec, jesień — październik i rok.

Aproksymacji pola temperatury powietrza w Europie dokonano na podstawie danych z lat 1931–1960 z $n = 276$ stacji meteorologicznych (Stopa-Boryczka, Boryczka i inni 1994).

Dynamikę zmian pola temperatury powietrza w Europie i w Polsce wskazują profile gradientów południkowych i równoleżnikowych — przyrostów temperatury powietrza na jeden stopień szerokości geograficznej φ i długości λ oraz gradientu hipsometrycznego, wyrażonego na 100 m wysokości H (rys. 6–12, 18–22).

1. Profile temperatury powietrza w Europie

Profil gradientu **południkowego** charakteryzuje zmienność temperatury powietrza w Europie w kierunku południe — północ, wyrażoną przyrostem temperatury na $1^\circ\varphi$. Najmniejsze spadki temperatury powietrza występują w pasie nizin mniej więcej między równoleżnikami $\varphi = 52$ – 56° : $-0,6^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ w styczniu i $-0,3^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ w lipcu. Natomiast największe spadki temperatury powietrza występują na samej północy Europy: od $-4,0^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ w styczniu do $-0,5^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$ w lipcu, jak też na południu: od $-2,6^\circ\text{C}/1^\circ\varphi$

w styczniu do $-1,2^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$ w lipcu. Polska znajduje się w pasie tych najmniejszych spadków wynoszących: $-0,6^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$ w styczniu do $-0,4^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$ w lipcu.

Gradient południkowy rocznej amplitudy temperatury powietrza w Europie ma minimum $0^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$ na równoleżniku $\varphi = 51,4^{\circ}$ — przecinającym obszar Polski. Na północ i południe od tego równoleżnika gradient południkowy rocznej amplitudy rośnie, osiągając $1,4^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$ na szerokości geograficznej $\varphi = 36^{\circ}$ i ponad $2^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$ w szerokościach najwyższych w Europie.

Gradientsy **równoleżnikowe** wyrażają zmienność temperatury powietrza w $^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$. Krzywa równoleżnikowych zmian temperatury powietrza cechuje się dwoma ekstremami: minimum występuje w pobliżu południka zerowego, a maksimum na wschód od Warszawy ($\lambda = 25^{\circ}$). Ekstrema te mało się różnią od siebie: minimum = $-0,4^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$, maksimum = $-0,2^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ w styczniu, $0^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ — minimum i $0,2^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ — maksimum w lipcu. Skrajne wartości gradientów równoleżnikowych na badanym obszarze Europy wynoszą: od 0,6 do $-0,6^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ w styczniu i od 0,5 do $-0,2^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ w lipcu. Należy zauważyć, że gradientsy równoleżnikowe zmieniają znak w ciągu roku: w zimie — na krańcach zachodnich Europy, a w lecie w pobliżu południków $\lambda = 0^{\circ}$, $\lambda = 35^{\circ}$. Dla południka, na którym leży Warszawa ($\lambda = 21^{\circ}$), gradient przyjmuje wartości: $-0,2^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ w styczniu, $0,2^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ w lipcu.

Gradient równoleżnikowy rocznej amplitudy temperatury powietrza w Europie ma maksimum $0,4^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ w pobliżu południka $\lambda = 10^{\circ}$ i minimum (mało różniące się od maksimum) $0,32^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ przy długości geograficznej $\lambda = 34,2^{\circ}$. Gradient równoleżnikowy amplitudy jest ujemny na zachód od południka $\lambda = -15^{\circ}$, a dodatni — na wschód. Gradient zerowy $\frac{dA}{d\lambda} = 0$ przypada mniej więcej na południk -15° . W Warszawie równoleżnikowy przyrost rocznej amplitudy temperatury powietrza z zachodu na wschód wynosi $0,38^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$.

Najważniejszą cechą profilu gradientu **hipsometrycznego** temperatury powietrza w Europie są dwa ekstrema. W styczniu: maksimum $0^{\circ}\text{C}/100$ m na wysokości 900 m n.p.m. i minimum $-1,0^{\circ}\text{C}/100$ m na wysokości 2600 m n.p.m. Natomiast w lipcu jest przeciwnie: minimum $-0,8^{\circ}\text{C}/100$ m na wysokości 1200 m n.p.m., a maksimum $-0,4^{\circ}\text{C}/100$ m na poziomie 2500 m. Ponadto gradient hipsometryczny zmienia znak. W styczniu temperatura wzrasta ze wzrostem wysokości nad poziomem morza na wysokości powyżej 3200 m, a w lipcu — poniżej 300 m n.p.m. Na wysokości położenia Warszawy ($H = 108$ m) gradient hipsometryczny wynosi: $-1,4^{\circ}\text{C}/100$ m w styczniu i $0,3^{\circ}\text{C}/100$ m w lipcu. A wartości średnie temperatury powietrza kształtują się odpowiednio od 3°C w styczniu do 19°C w lipcu.

Gradient hipsometryczny rocznej amplitudy temperatury powietrza w Europie ma dwa ekstrema: minimum ujemne $-0,86^{\circ}\text{C}/100$ m na wysokości 1110 m n.p.m. i maksimum dodatnie $0,51^{\circ}\text{C}/100$ m na poziomie 2590

m. Gradient hipsometryczny rocznej amplitudy temperatury powietrza w Europie zmienia znak na trzech poziomach: $H = 500$ m (z dodatniego na ujemny), $H = 2000$ m (z ujemnego na dodatni) i $H = 3100$ m (ponownie z dodatniego na ujemny). Na wysokości $H = 108$ m (poziom położenia Warszawy) gradient hipsometryczny rocznej amplitudy temperatury powietrza jest dodatni i średnio w granicach Europy wynosi $1,78^{\circ}\text{C}/100$ m.

2. Profile temperatury powietrza w Polsce

Modele statystyczne pola temperatury powietrza — wielomiany 4 stopnia — najlepiej symulują też zmienność strefową uwarunkowaną szerokością geograficzną, oddziaływaniem Oceanu Atlantyckiego i wpływem ukształtowania powierzchni na klimat Polski.

Aproksymacji pola temperatury powietrza dokonano na podstawie danych sieci obserwacyjnej Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej z lat 1951–1960 ($n = 322$; Stopa-Boryczka, Boryczka i inni 1990).

Zastosowaniem modeli wielomianowych jako „narzędzia” badań ogólnych cech termicznych klimatu Polski są profile południkowe, równoleżnikowe i hipsometryczne temperatury powietrza (rys. 13–17) i jej gradientów (rys. 18–24).

W profilu **południkowym** temperatura wzrasta ze wzrostem szerokości geograficznej ze względu na obniżenie terenu ku północy Polski. Temperatura powietrza na granicy południowej Polski wynosi średnio: w styczniu $-3,5^{\circ}\text{C}$, w lipcu $16,5^{\circ}\text{C}$. W pobliżu granicy północnej wartości temperatury są wyższe i wynoszą: w styczniu $-1,5^{\circ}\text{C}$, w lipcu $18,0^{\circ}\text{C}$.

Gradient południkowy temperatury maleje ze wzrostem szerokości geograficznej od $0,55^{\circ}\text{C}/100$ km — w styczniu i $0,65^{\circ}\text{C}/100$ km — lipcu na południowej granicy Polski ($\varphi = 49^{\circ}$) do wartości poniżej zera na granicy północnej ($\varphi = 55^{\circ}$).

Zakres zmian rocznej amplitudy temperatury powietrza w Polsce w zależności od szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza zilustrowano również profilami wyznaczonymi z wielomianów (rys. 23).

W profilu południkowym roczna amplituda temperatury powietrza wzrasta powoli z południa na północ Polski od 20°C na krańcach południowych ($\varphi = 49^{\circ}$) do 21°C w Pasie Wielkich Dolin ($\varphi = 52\text{--}53^{\circ}$) w rejonie Warszawy. Krzywa cechuje się małym spadkiem rocznej amplitudy, ale już na samej północy ($\varphi = 55^{\circ}$).

Profil południkowy gradientu rocznej amplitudy względem szerokości (rys. 24) jest zbliżony do prostej o spadku od $0,6^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$ na południu do

$-0,4^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$ na granicy północnej. Zmiana znaku gradientu następuje mniej więcej w pobliżu równoleżnika 53° (na północ od Warszawy).

Profile **równoleżnikowe** są odmienne w półroczu chłodnym i ciepłym, co widać na przykładzie wybranych miesięcy. W miesiącach pory zimowej (styczeń) zachodnia część Polski cechuje się temperaturą powietrza wyższą od średniej w Polsce, a wschodnia Polska — niższą. W półroczu ciepłym (lipiec) najniższe wartości temperatury obserwuje się w pobliżu granicy zachodniej ($17,0^{\circ}\text{C}$), a najwyższe na wschodzie ($19,0^{\circ}\text{C}$).

Gradient równoleżnikowy w obydwu miesiącach zmienia znak: z ujemnego w środkowej Polsce na dodatni we wschodniej i zachodniej części kraju. Na przykład w lipcu w pobliżu granicy zachodniej ($\lambda = 14^{\circ}$) temperatura wzrasta w kierunku wschodnim o $0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$, a przy granicy wschodniej ($\lambda = 24^{\circ}$) o około $1,5^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$. Z kolei w styczniu gradient równoleżnikowy kształtuje się w granicach $-0,1^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$ na zachodzie do $0,8^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$ na wschodzie Polski. W Warszawie ($\lambda = 21^{\circ}$) gradienty równoleżnikowe przyjmują pośrednie wartości od około $-0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$ w styczniu do $0,0^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$ w lipcu. W obydwu miesiącach Warszawa znajduje się na początku części krzywej wzrostu „wschodniego”.

W profilu równoleżnikowym wzrasta roczna amplituda temperatury szybciej dopiero od południka Warszawy ($\lambda = 21^{\circ}$), gdzie wynosi około 21°C . Ogólnie zmienia się ona w przedziale 5°C — od 19°C na zachodzie Polski (mniej więcej na południku 14°) do 24°C na krańcach wschodnich ($\lambda = 24^{\circ}$).

W profilu równoleżnikowym rocznej amplitudy temperatury powietrza zdecydowanie wyróżnia się wschodnia część Polski, gdzie gradienty dochodzą do $1,2^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$, od pozostałej części kraju z gradientami w przedziale $0,2-0,5^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$. Warszawę cechują gradienty równoleżnikowe zbliżone do $0,5^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$.

W profilu **pionowym** temperatura powietrza we wszystkich miesiącach spada ze wzrostem wysokości nad poziomem morza: w styczniu od $-1,5^{\circ}\text{C}$ na poziomie $H = 0$ do $-9,0^{\circ}\text{C}$ na wysokości 2000 m. W miesiącach letnich spadki temperatury ze wzrostem wysokości są większe niż w styczniu. Warunki termiczne Warszawy kształtują się mniej więcej na poziomie przeciętnych Polski, co potwierdzają odczytane z trzech profili dane: $-2,2^{\circ}\text{C}$; $-3,1^{\circ}\text{C}$; $-2,0^{\circ}\text{C}$ w styczniu i $18,0^{\circ}\text{C}$; $17,5^{\circ}\text{C}$; $18,0^{\circ}\text{C}$ w lipcu.

W pionowym profilu gradientu hipsometrycznego największe spadki temperatury powietrza występują w pobliżu poziomu morza ($H = 0$) w styczniu: $-0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Najważniejszą cechą profilu hipsometrycznego w lipcu są dwa ekstrema lokalne: maksimum $-0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ na wysokości około 500–600 m i minimum $-0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ na poziomie 1300–1400 m. Przy dalszym wzroście wysokości spadki temperatury na 100 m ponownie rosną

do $-1,7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ na wysokości 2000 m nad poziomem morza. Według pionowego profilu gradientu hipsometrycznego w Warszawie obserwuje się stonkowo wysokie spadki temperatury powietrza — w granicach $-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ w styczniu i $0,2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ w lipcu.

Profil hipsometryczny rocznej amplitudy temperatury powietrza w Polsce potwierdza ogólnie znaną prawidłowość, że w miarę wzrostu wysokości wartości jej maleją od około 20°C na poziomie morza do 15°C na wysokości 2000 m n.p.m. Należy jednak zauważyć, że ten spadek nie jest jednakowy na wszystkich 100-metrowych poziomach. Najpierw obserwuje się wzrost rocznej amplitudy temperatury powietrza od poziomu morza do wysokości 200–300 m n.p.m. Wzrost ten mieści się w granicach 1°C . Po osiągnięciu głównego maksimum roczna amplituda temperatury powietrza spada o około 3°C na wysokości 1000 m. Wyżej utrzymuje się ona na jednakowym poziomie, tj. w pobliżu 18°C do wysokości 1700 m n.p.m. Po przekroczeniu tego progu wysokości roczna amplituda już szybciej spada do 15°C na wysokości 2000 m n.p.m. Warszawa jako miasto nizinne ma na tej krzywej hipsometrycznej wartość zbliżoną do 21°C .

Nieregularny spadek rocznej amplitudy temperatury powietrza w profilu hipsometrycznym wiązać można nie tylko ze stanami równowagi atmosfery, ale i z lokalizacją stacji meteorologicznych, głównie w kotlinach śródgórskich, jak też nierównomiernym ich rozmieszczeniem.

Gradient hipsometryczny rocznej amplitudy temperatury powietrza w Polsce ma dwa ekstrema: minimum ujemne $-0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ na wysokości 600 m i maksimum bliskie zera na wysokości 1400 m nad poziomem morza. Gradient hipsometryczny rocznej amplitudy w Polsce zmienia się od $1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ na poziomie morza do $-1,8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ na wysokości 2000 m n.p.m. Na wysokości położenia Warszawy ($H = 108\text{ m}$) gradienty hipsometryczne rocznej amplitudy temperatury powietrza kształtują się na poziomie średniej dla Polski, czyli $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

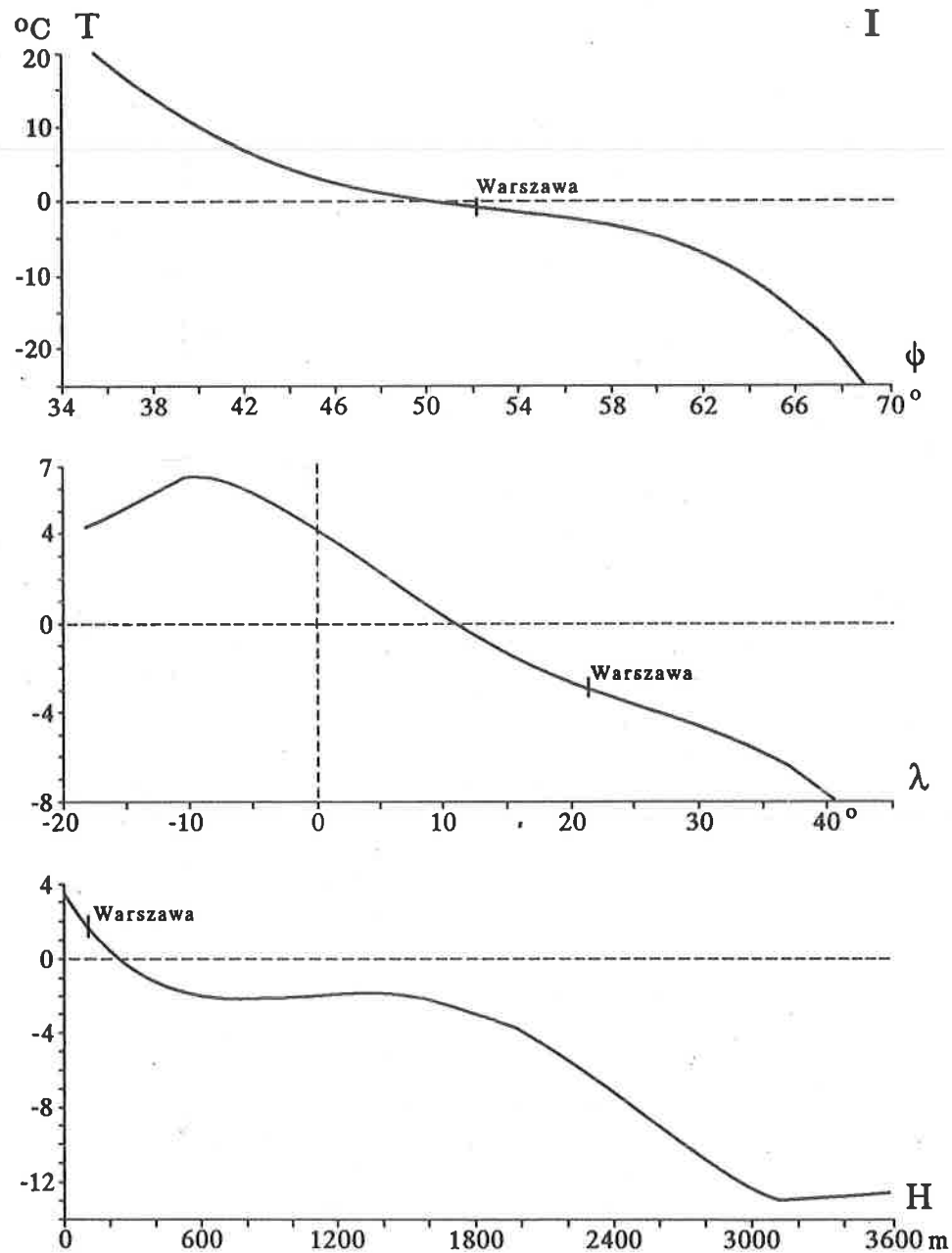
Aproksymacja pola temperatury powietrza w Europie — profile średniej temperatury powietrza i geograficznych gradientów świadczą, że klimat miast jest głównie uwarunkowany położeniem geograficznym. Miasta położone w zachodniej Europie cechują się klimatem oceanicznym, a zlokalizowane we wschodniej części Europy — kontynentalnym. Analogiczna prawidłowość występuje w Polsce. Warszawa znajduje się w strefie oddziaływań mas powietrza polarne morskiego i kontynentalnego. Profile temperatury powietrza: południkowy, równoleżnikowy, hipsometryczny wskazują, że strefowość klimatu Europy jest najbardziej deformowana przez góry (głównie Alpy) i Ocean Atlantycki. Znaczną deformację pola temperatury powietrza powodują duże miasta. W miastach rozbieżność między wartościami temperatury otrzymanymi z modeli statystycznych i zmierzonymi jest największa. W przypadku Warszawy różnice temperatury powietrza są rzędu 1°C .

Tab. 1. Wielomiany 4 stopnia regresji temperatury powietrza (T) względem szerokości geograficznej (φ), długości geograficznej (λ) i wysokości nad poziomem morza (H) w Europie.

Fourth order regression polynomials for air temperature (T) with respect to latitude (φ), longitude (λ) and height above the sea level (H) in Europe.

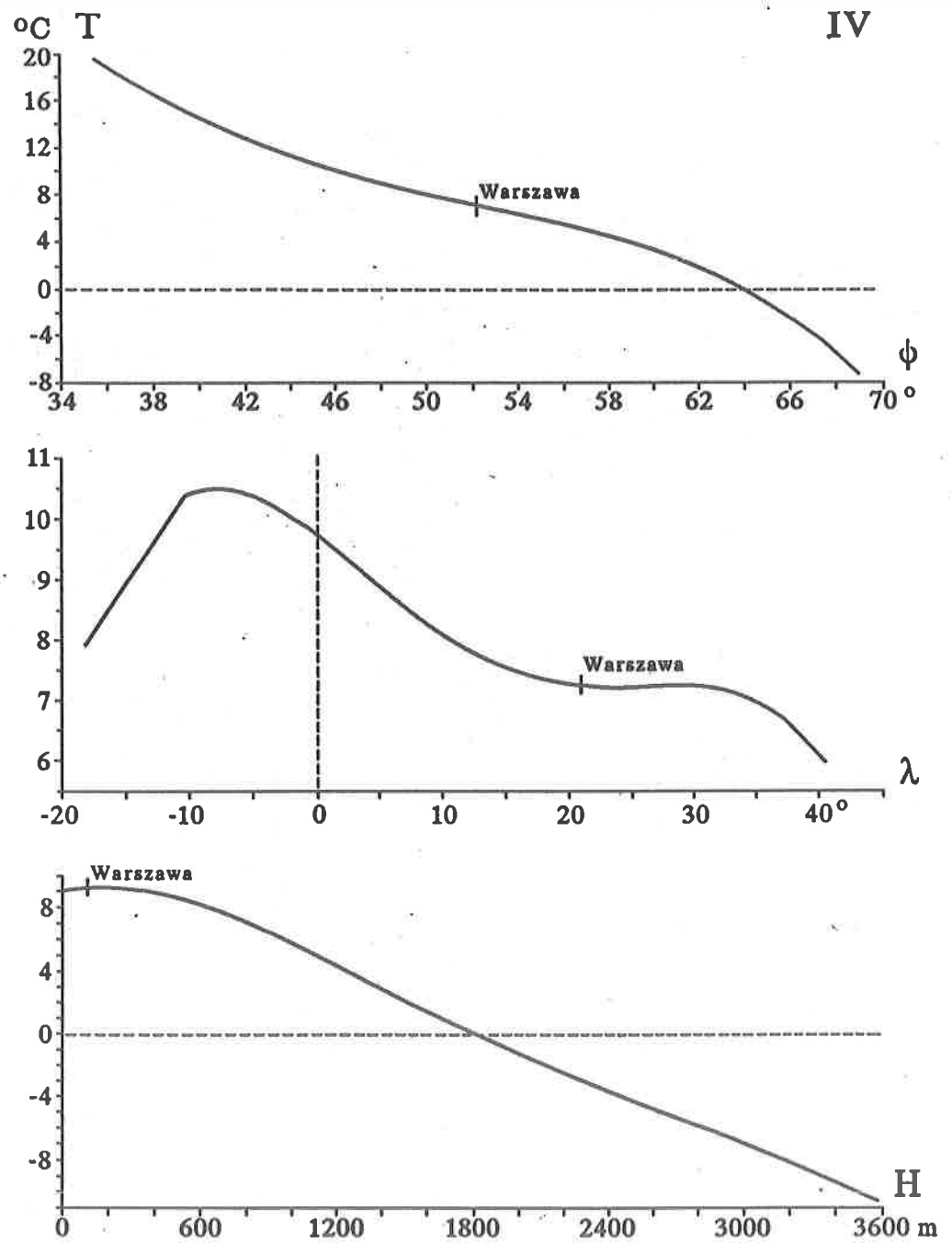
	$T = f(\varphi)$,	$T = f(\lambda)$,	$T = f(H)$	R	F
I	$T = 152,4 - 0,0092\varphi - 0,3076\varphi^2 + 0,0076\varphi^3 - 0,00005\varphi^4$			0,565	31,8
IV	$T = 75,25 - 0,0037\varphi - 0,1258\varphi^2 + 0,0030\varphi^3 - 0,00002\varphi^4$			0,705	66,8
VII	$T = 72,56 - 0,0026\varphi - 0,0886\varphi^2 + 0,0019\varphi^3 - 0,00001\varphi^4$			0,631	44,8
X	$T = 119,0 - 0,0063\varphi - 0,2101\varphi^2 + 0,0051\varphi^3 - 0,00004\varphi^4$			0,706	67,5
I-XII	$T = 103,0 - 0,0053\varphi - 0,1789\varphi^2 + 0,0043\varphi^3 - 0,00003\varphi^4$			0,699	63,5
I		$T = 4,210 - 0,3696\lambda - 0,0066\lambda^2 + 0,0006\lambda^3 - 0,00001\lambda^4$		0,676	56,9
IV		$T = 9,734 - 0,1602\lambda - 0,0040\lambda^2 + 0,0004\lambda^3 - 0,00001\lambda^4$		0,324	7,9
VII		$T = 17,89 - 0,0032\lambda - 0,0010\lambda^2 + 0,0003\lambda^3 - 0,00001\lambda^4$		0,211	3,2
X		$T = 11,69 - 0,1806\lambda - 0,0042\lambda^2 + 0,0005\lambda^3 - 0,00001\lambda^4$		0,394	12,4
I-XII		$T = 10,88 - 0,1733\lambda - 0,0038\lambda^2 + 0,0004\lambda^3 - 0,00001\lambda^4$		0,377	11,2
I			$T = 3,538 - 1,939H + 0,2259H^2 - 0,0102H^3 + 0,00014H^4$	0,454	17,6
IV			$T = 9,088 + 0,255H - 0,0857H^2 + 0,0031H^3 - 0,00004H^4$	0,571	32,8
VII			$T = 18,37 + 0,6447H - 0,1396H^2 + 0,0056H^3 - 0,00007H^4$	0,592	36,6
X			$T = 11,61 - 0,7779H + 0,0647H^2 - 0,0034H^3 + 0,00005H^4$	0,508	23,5
I-XII			$T = 10,67 - 0,4418H + 0,0152H^2 - 0,0012H^3 + 0,00002H^4$	0,542	29,2

φ
 λ
 H
 I - 0,0000532
 VII - 0,0000116
 I-XII - 0,00003
 - 0,000009
 - 0,0000055
 - 0,0000067
 + 0,00014
 - 0,0000739



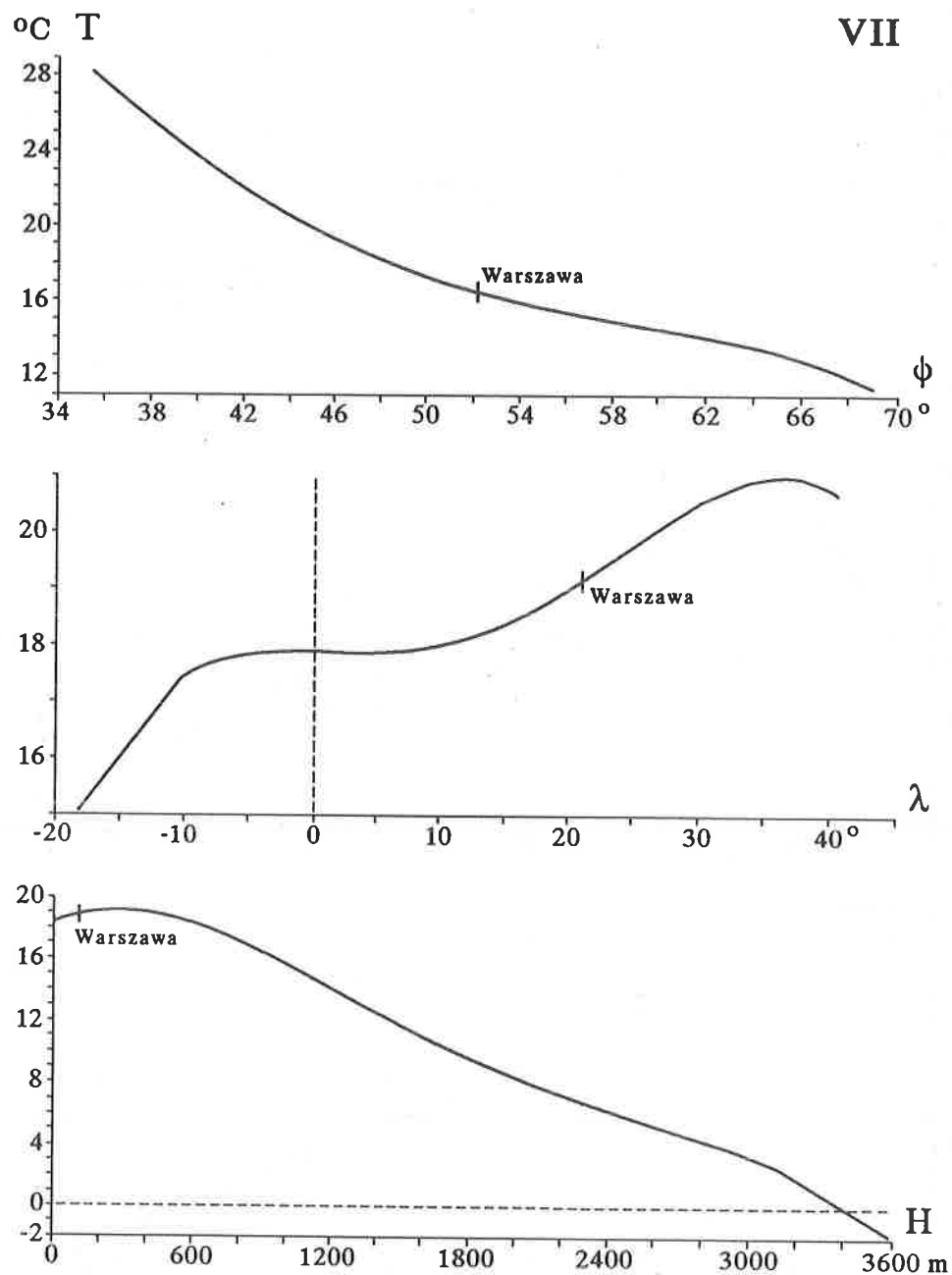
Rys. 1. Profile temperatury powietrza w Europie: południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ — styczeń.

Profiles of air temperature in Europe: longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$ and hypsometric $T(H)$ — January.



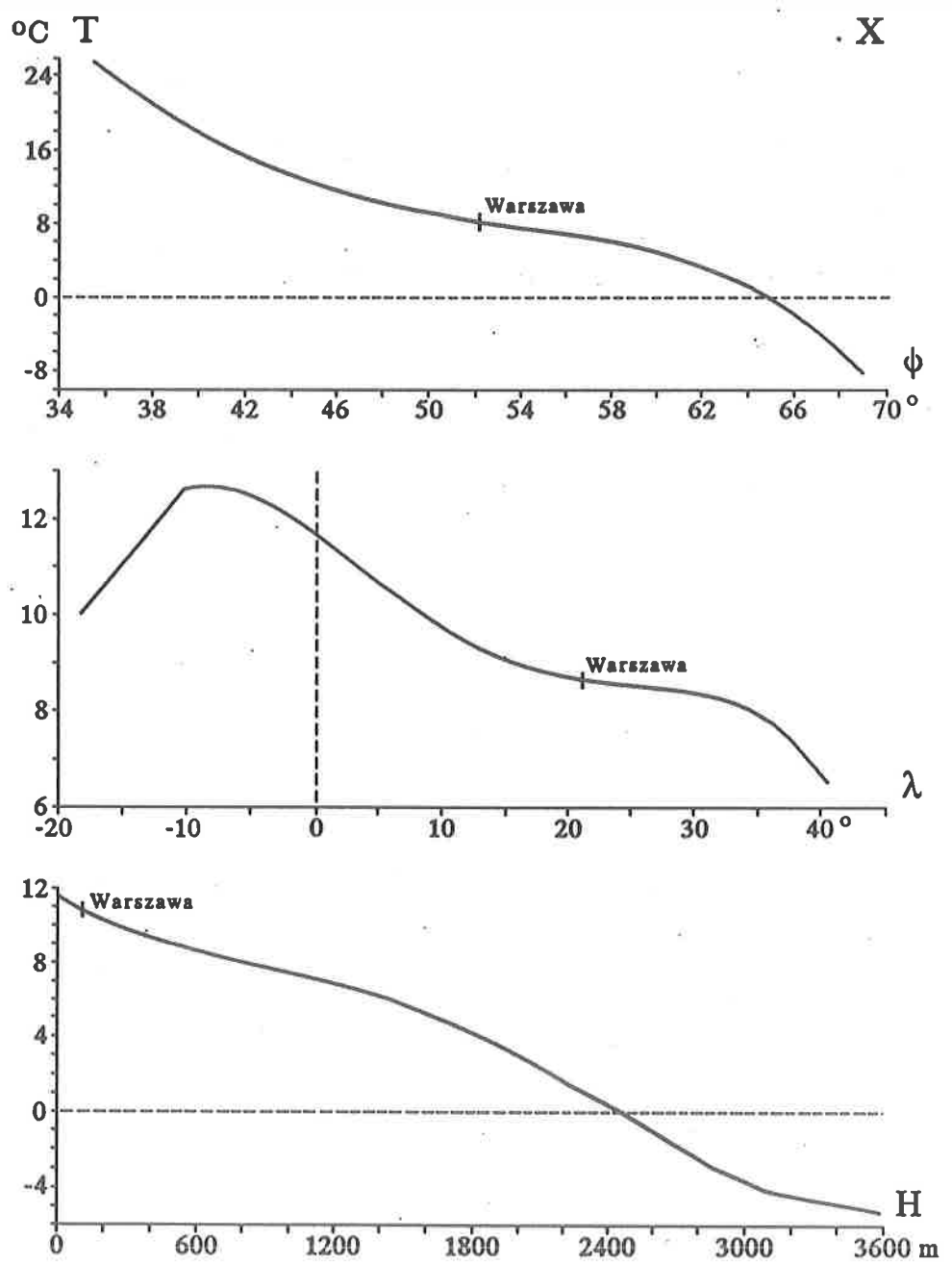
Rys. 2. Profile temperatury powietrza w Europie: południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ — kwiecień.

Profiles of air temperature in Europe: longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$ and hypsometric $T(H)$ — April.



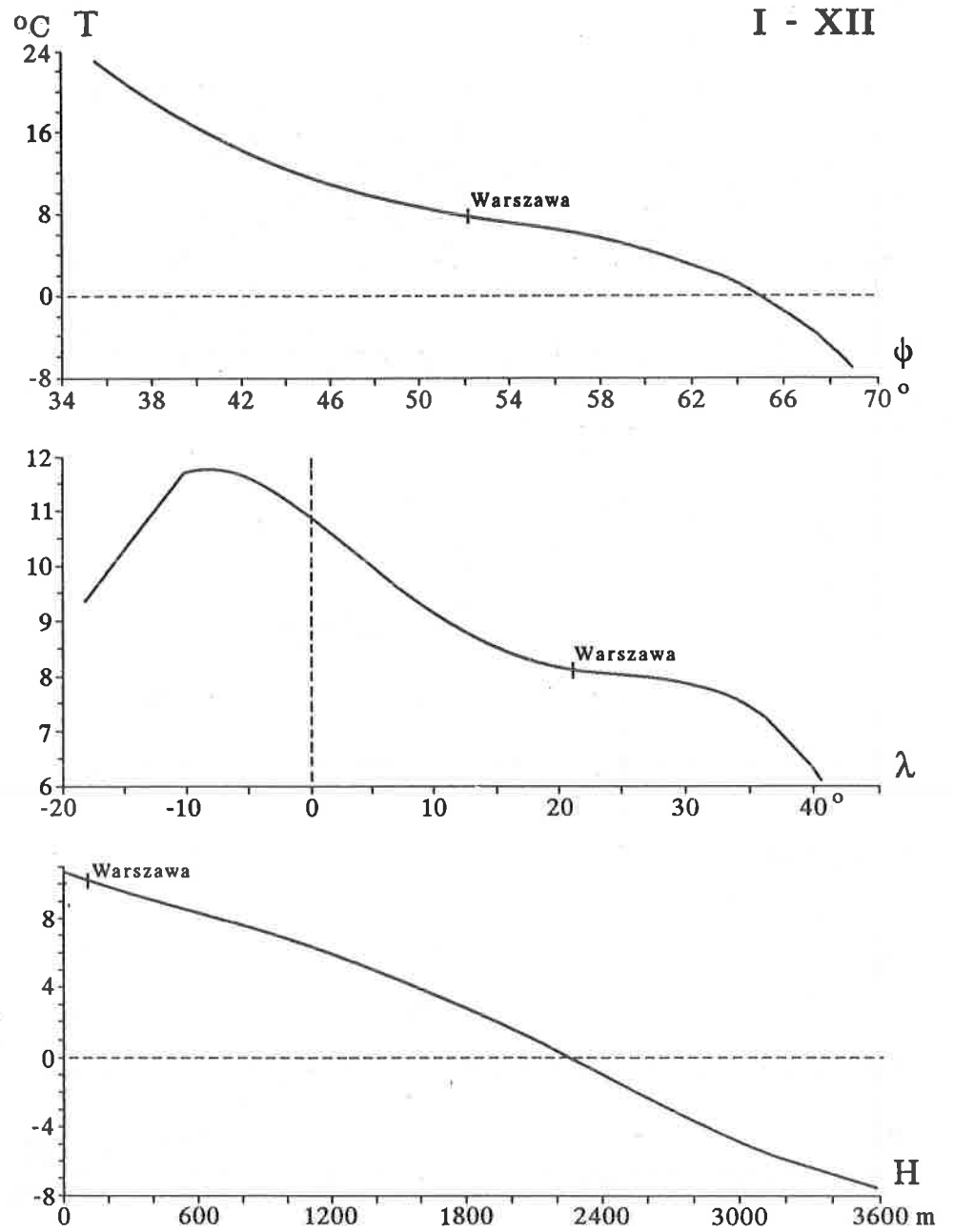
Rys. 3. Profile temperatury powietrza w Europie: południkowy $T(\phi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ — lipiec.

Profiles of air temperature in Europe: longitudinal $T(\phi)$, latitudinal $T(\lambda)$ and hypsometric $T(H)$ — July.



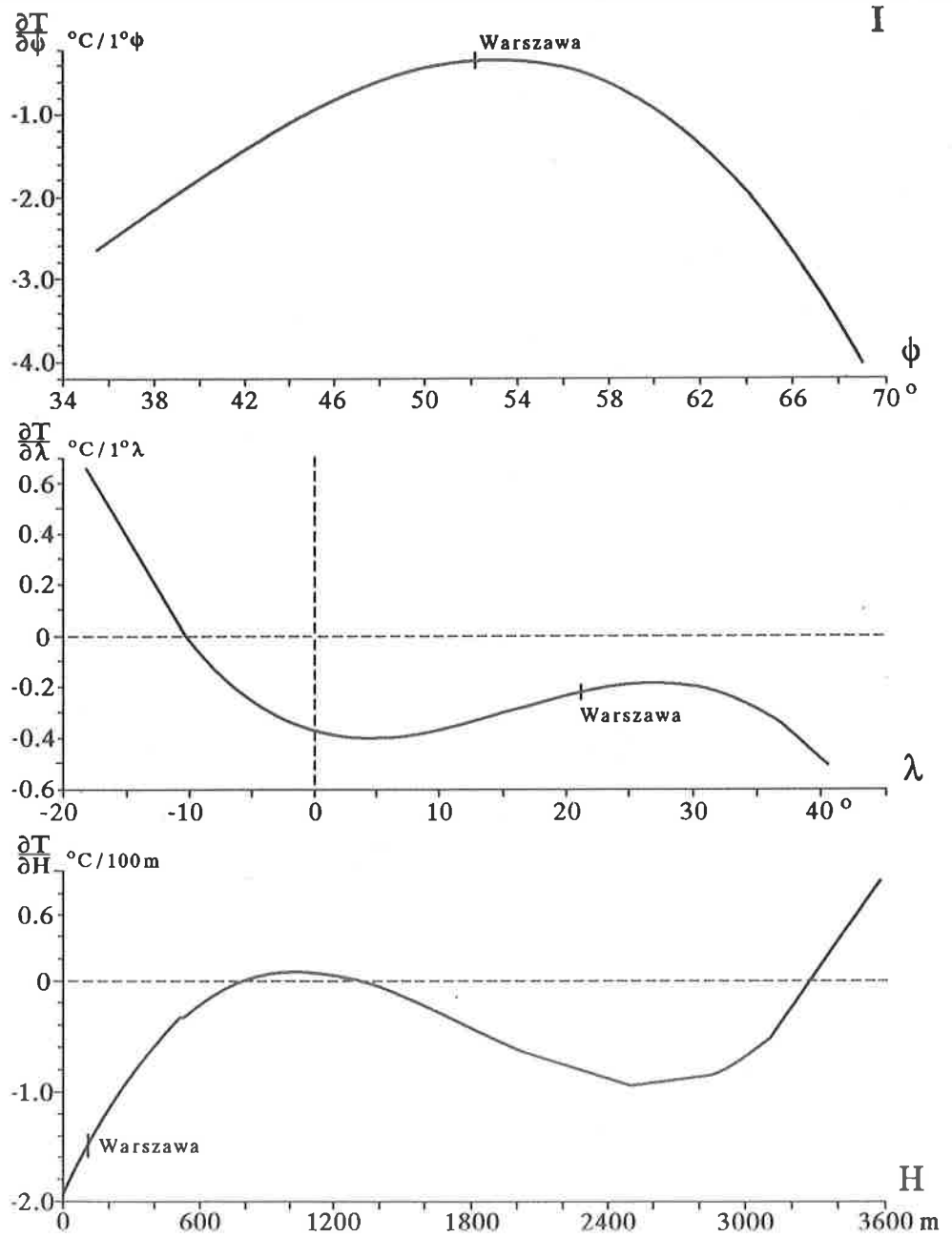
Rys. 4. Profile temperatury powietrza w Europie: południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ — październik.

Profiles of air temperature in Europe: longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$ and hypsometric $T(H)$ — October.



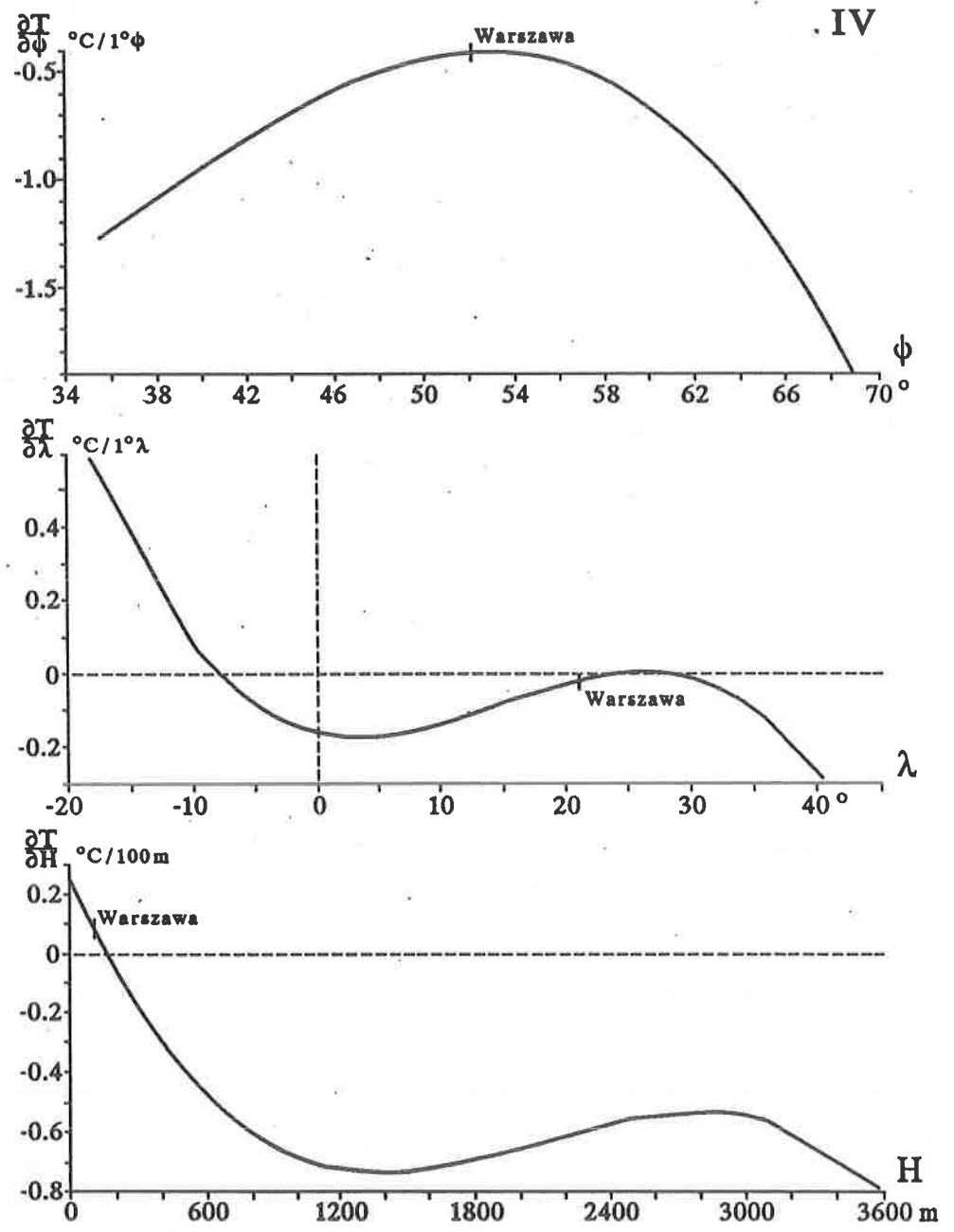
Rys. 5. Profile temperatury powietrza w Europie: południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ — rok.

Profiles of air temperature in Europe: longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$ and hypsometric $T(H)$ — Year.



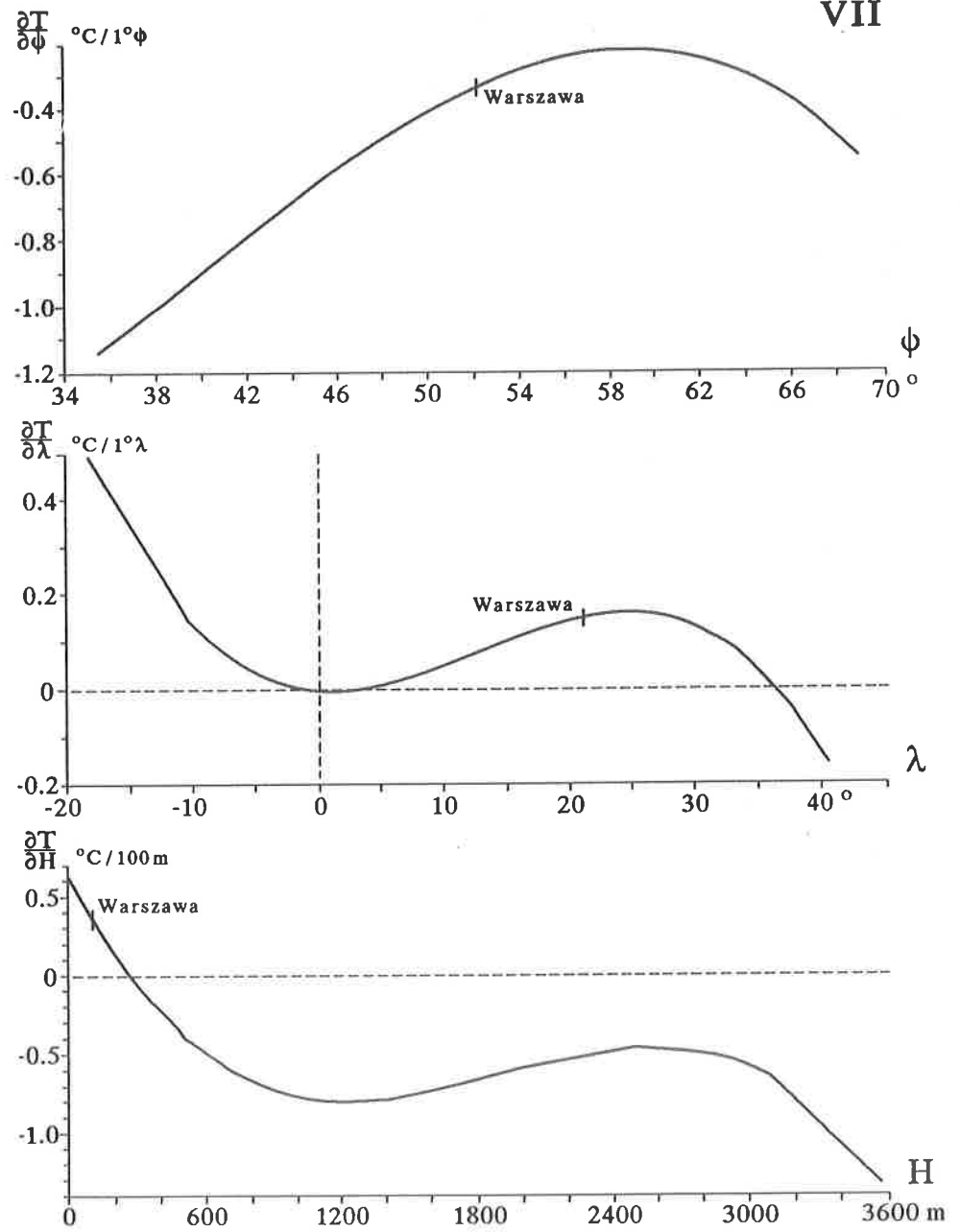
Rys. 6. Profile gradientów temperatury powietrza w Europie: południkowy $\frac{\partial T}{\partial \phi}$, równoleżnikowy $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, hipsometryczny $\frac{\partial T}{\partial H}$ — styczeń.

Profiles of gradients of air temperature in Europe: longitudinal $\frac{\partial T}{\partial \phi}$, latitudinal $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ and hypsometric $\frac{\partial T}{\partial H}$ — January.



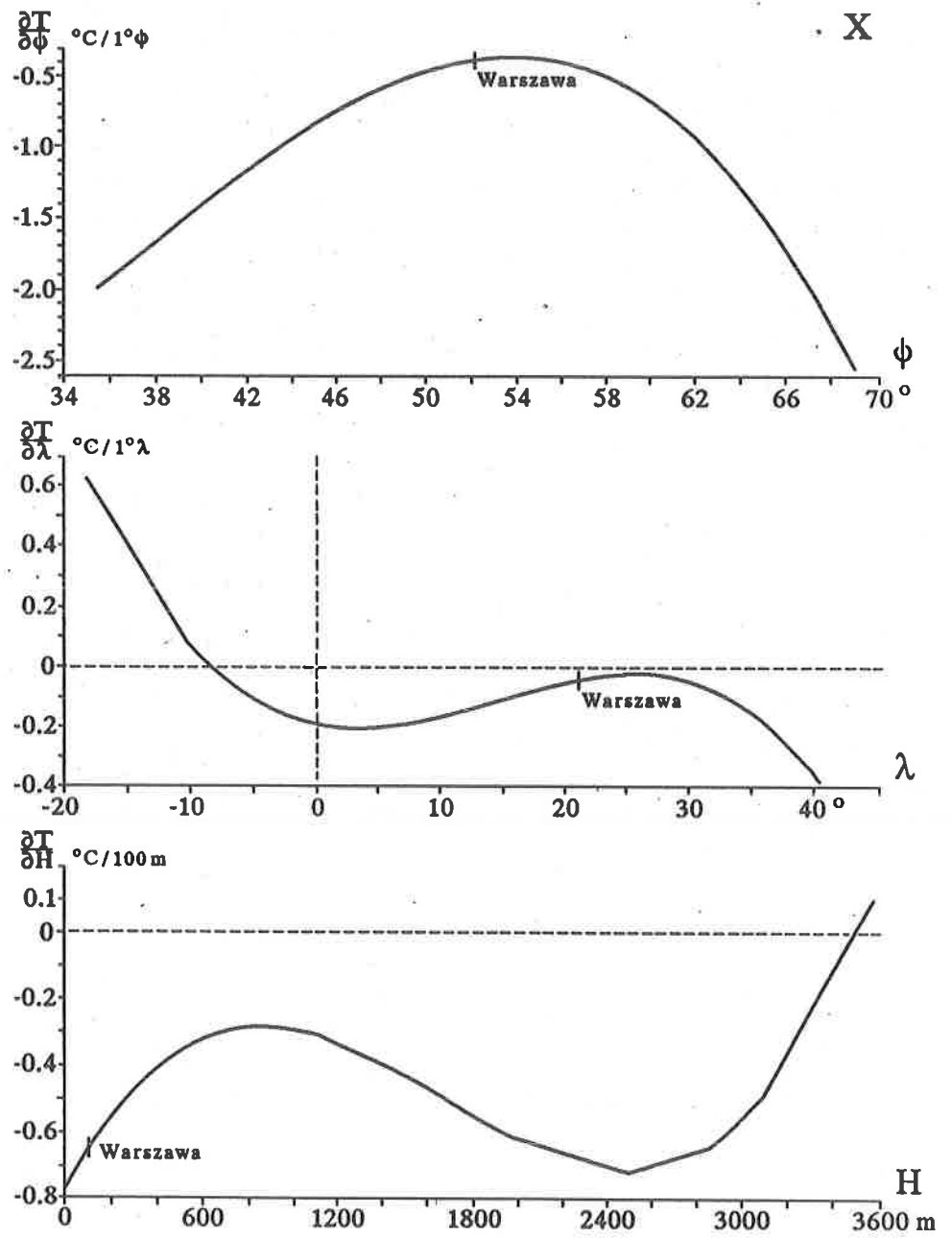
Rys. 7. Profile gradientów temperatury powietrza w Europie: południkowy $\frac{\partial T}{\partial \phi}$, równoleżnikowy $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, hipsometryczny $\frac{\partial T}{\partial H}$ — kwiecień.

Profiles of gradients of air temperature in Europe: longitudinal $\frac{\partial T}{\partial \phi}$, latitudinal $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ and hypsometric $\frac{\partial T}{\partial H}$ — April.



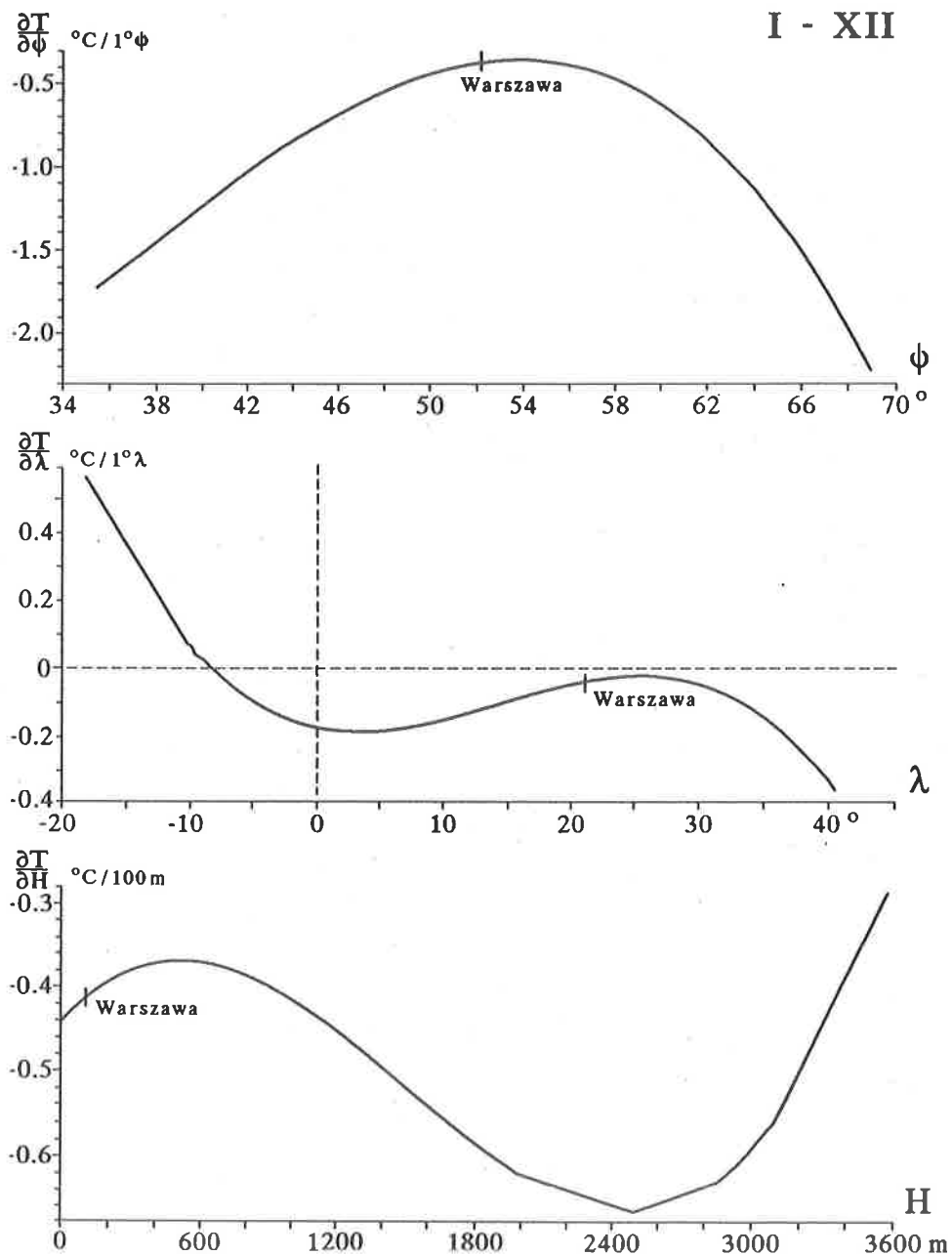
Rys. 8. Profile gradientów temperatury powietrza w Europie: południkowy $\frac{\partial T}{\partial \phi}$, równoleżnikowy $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, hipsometryczny $\frac{\partial T}{\partial H}$ — lipiec.

Profiles of gradients of air temperature in Europe: longitudinal $\frac{\partial T}{\partial \phi}$, latitudinal $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ and hypsometric $\frac{\partial T}{\partial H}$ — July.



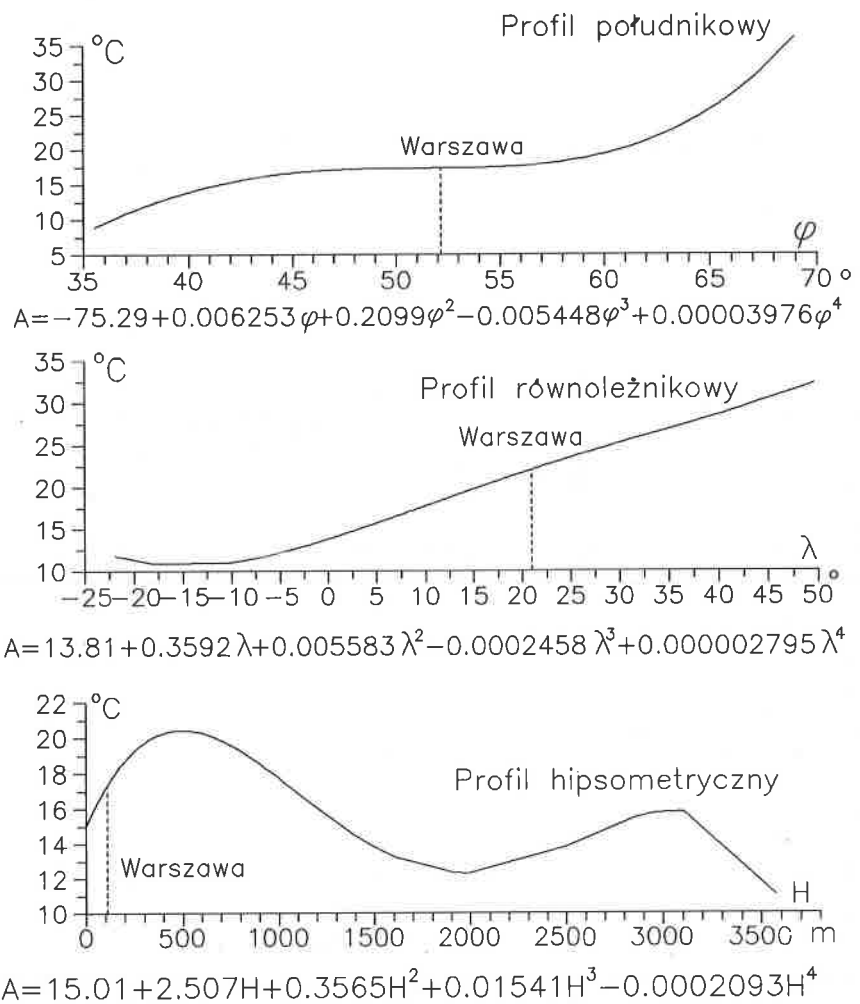
Rys. 9. Profile gradientów temperatury powietrza w Europie: południkowy $\frac{\partial T}{\partial \phi}$, równoleżnikowy $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, hipsometryczny $\frac{\partial T}{\partial H}$ — październik.

Profiles of gradients of air temperature in Europe: longitudinal $\frac{\partial T}{\partial \phi}$, latitudinal $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ and hypsometric $\frac{\partial T}{\partial H}$ — October.

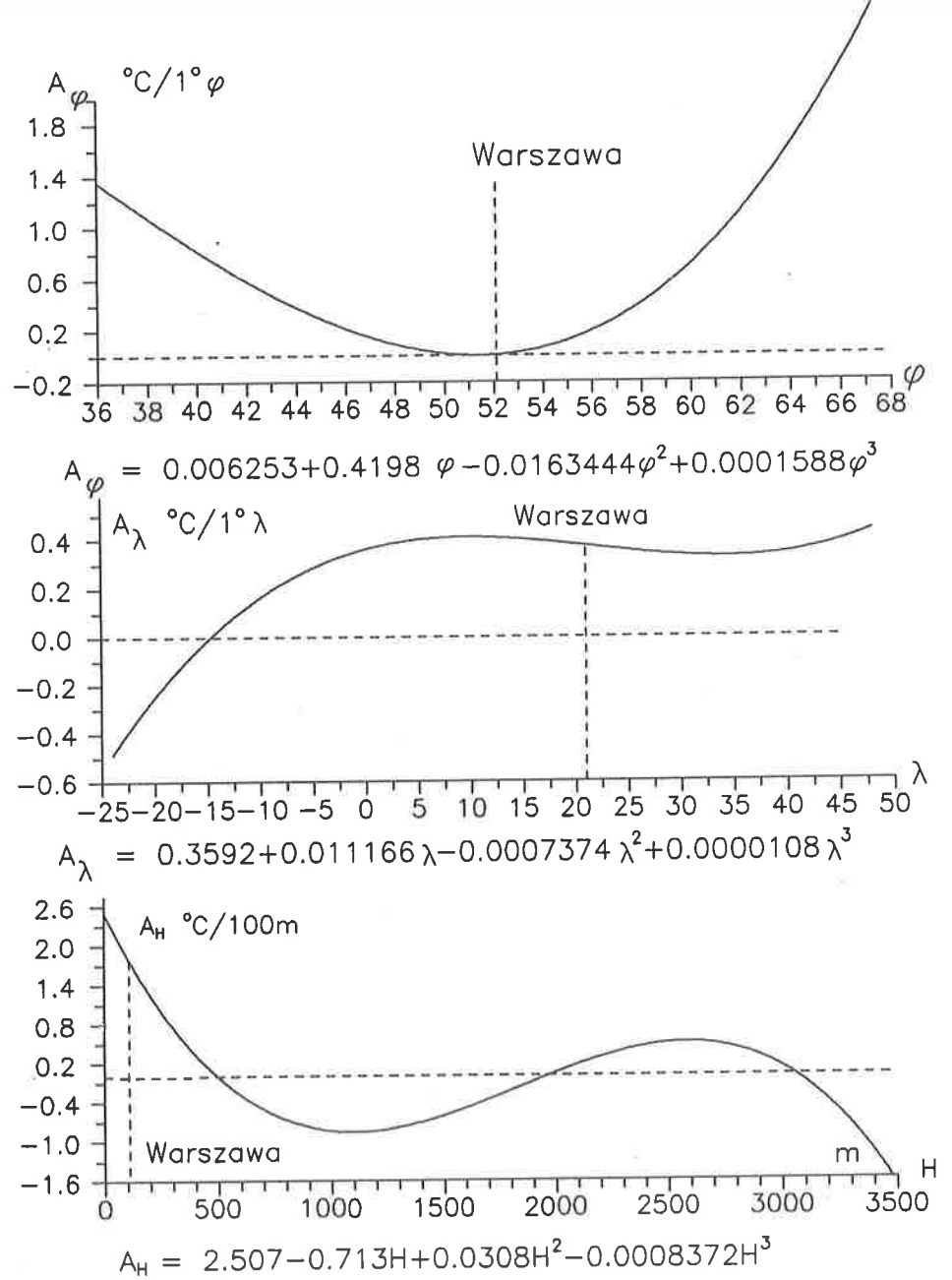


Rys. 10. Profile gradientów temperatury powietrza w Europie: południkowy $\frac{\partial T}{\partial \phi}$, równoleżnikowy $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, hipsometryczny $\frac{\partial T}{\partial H}$ — rok.

Profiles of gradients of air temperature in Europe: longitudinal $\frac{\partial T}{\partial \phi}$, latitudinal $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ and hypsometric $\frac{\partial T}{\partial H}$ — Year.

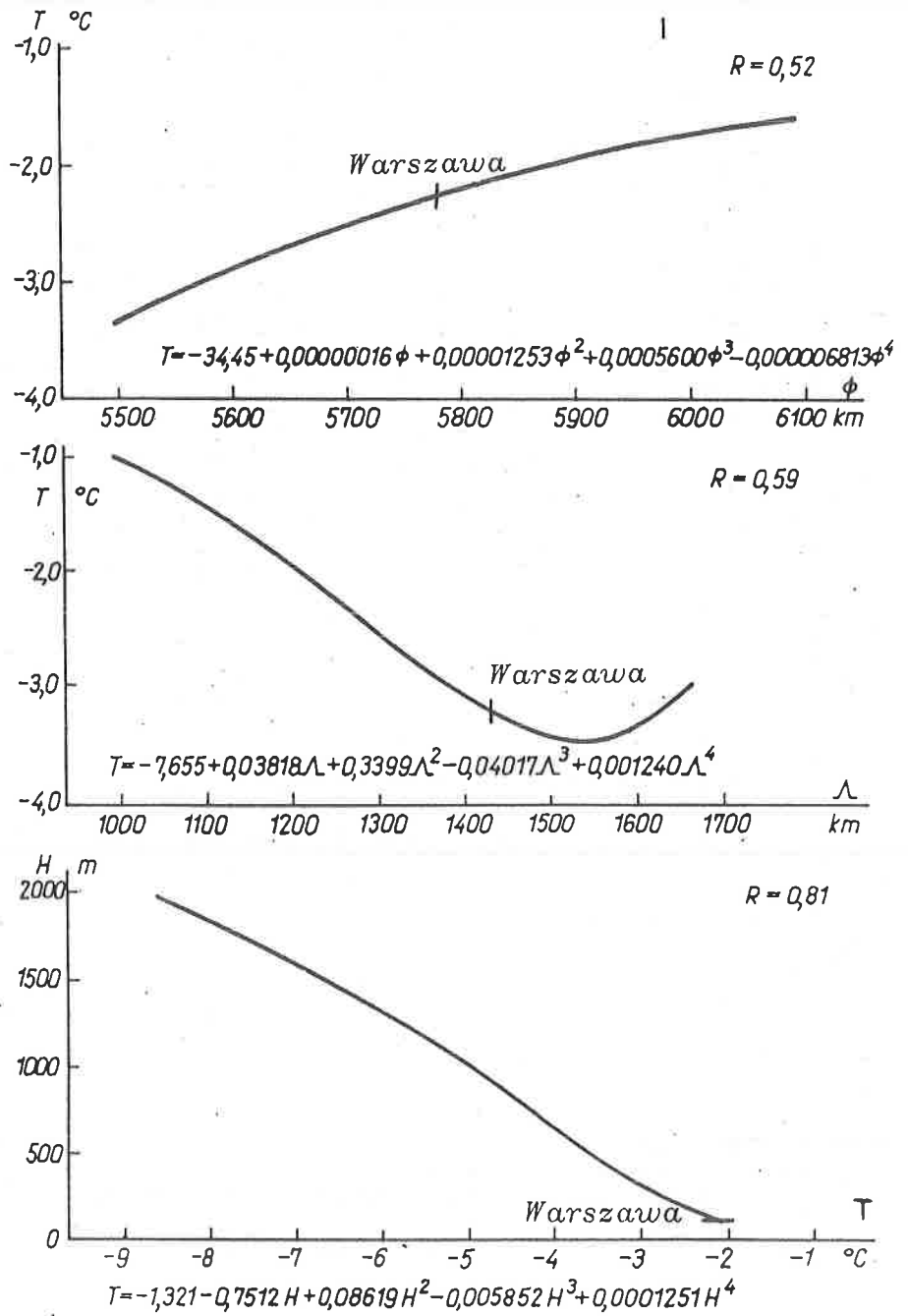


Rys. 11. Profile rocznej amplitudy temperatury powietrza w Europie: południkowy $A(\varphi)$, równoleżnikowy $A(\lambda)$, hipsometryczny $A(H)$.
 Profiles of annual amplitudes of air temperature in Europe: longitudinal $A(\varphi)$, latitudinal $A(\lambda)$, hypsometric $A(H)$.



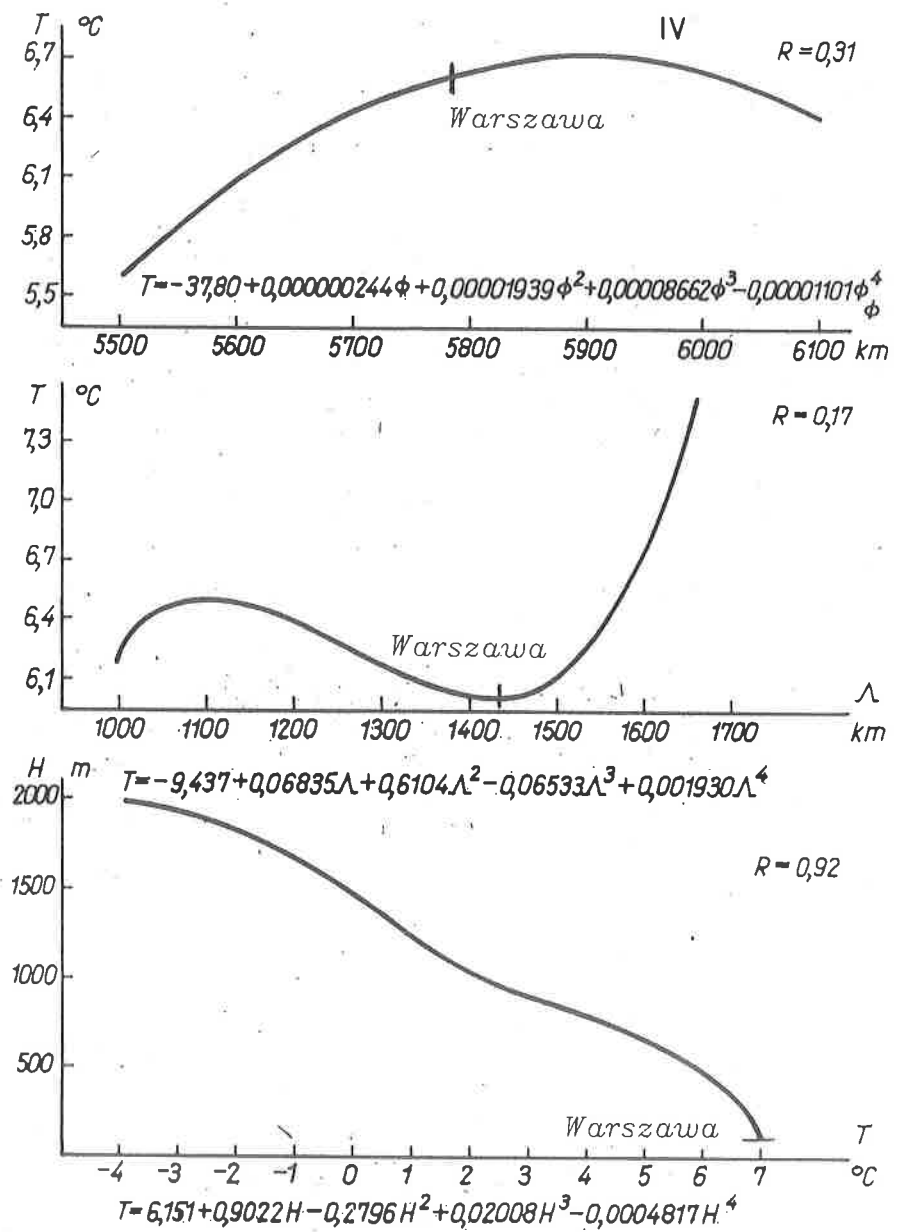
Rys. 12. Profile gradientów rocznej amplitudy temperatury powietrza w Europie: południkowy A_φ , równoleżnikowy A_λ , hipsometryczny A_H .

Profiles of gradients of annual amplitudes of air temperature in Europe: longitudinal $A(\varphi)$, latitudinal $A(\lambda)$ and hypsometric $A(H)$.



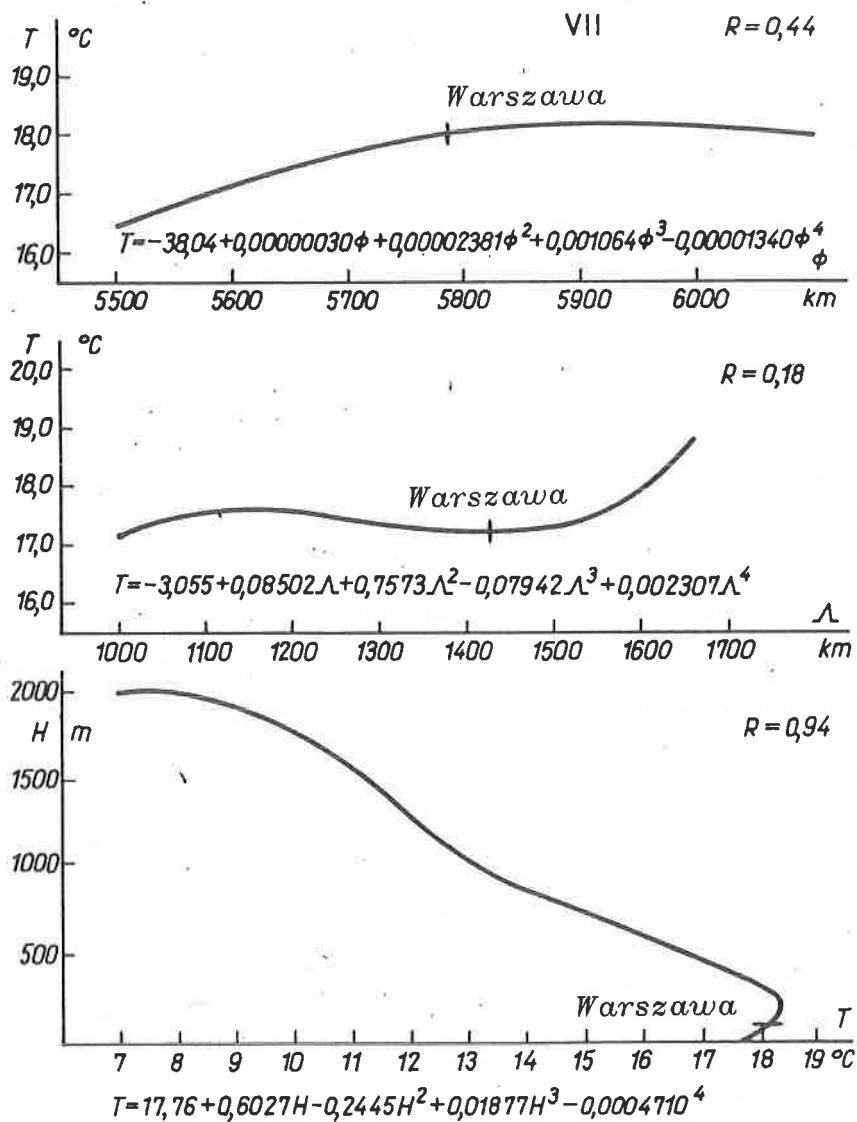
Rys. 13. Profile temperatury powietrza w Polsce: południkowy $T(\phi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ — styczeń.

Profiles of air temperature in Poland: longitudinal $T(\phi)$, latitudinal $T(\lambda)$ and hypsometric $T(H)$ — January.



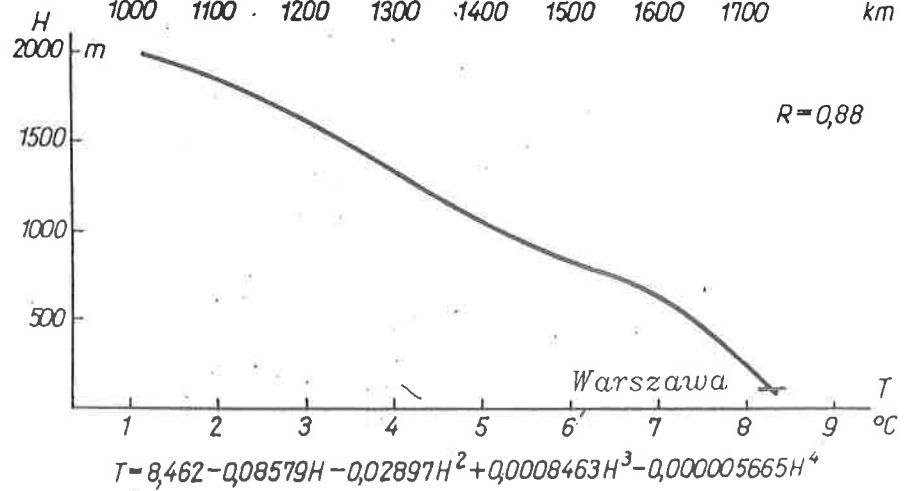
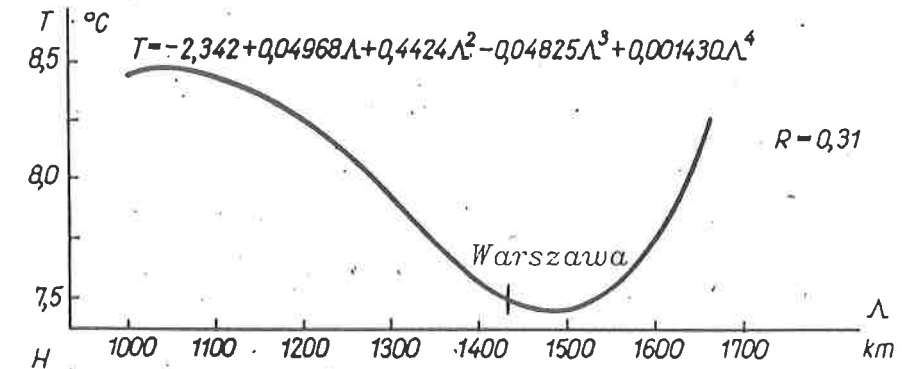
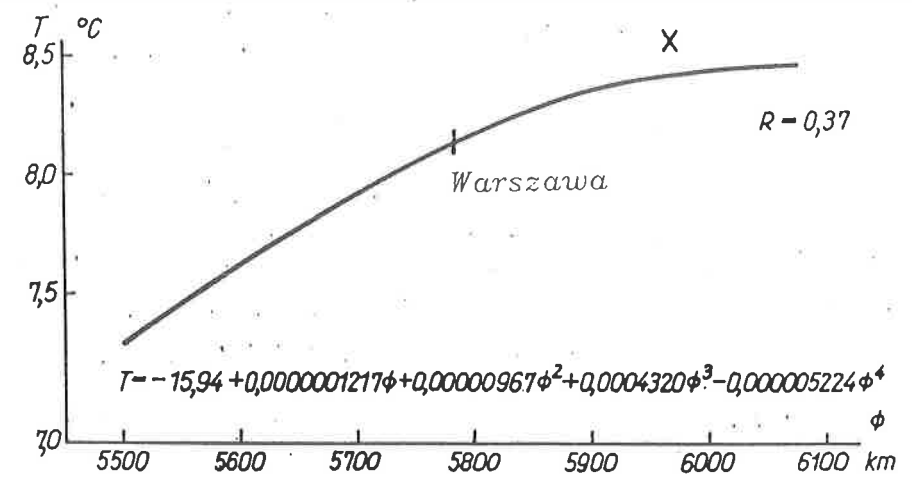
Rys. 14. Profile temperatury powietrza w Polsce: południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ — kwiecień.

Profiles of air temperature in Poland: longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$ and hypsometric $T(H)$ — April.



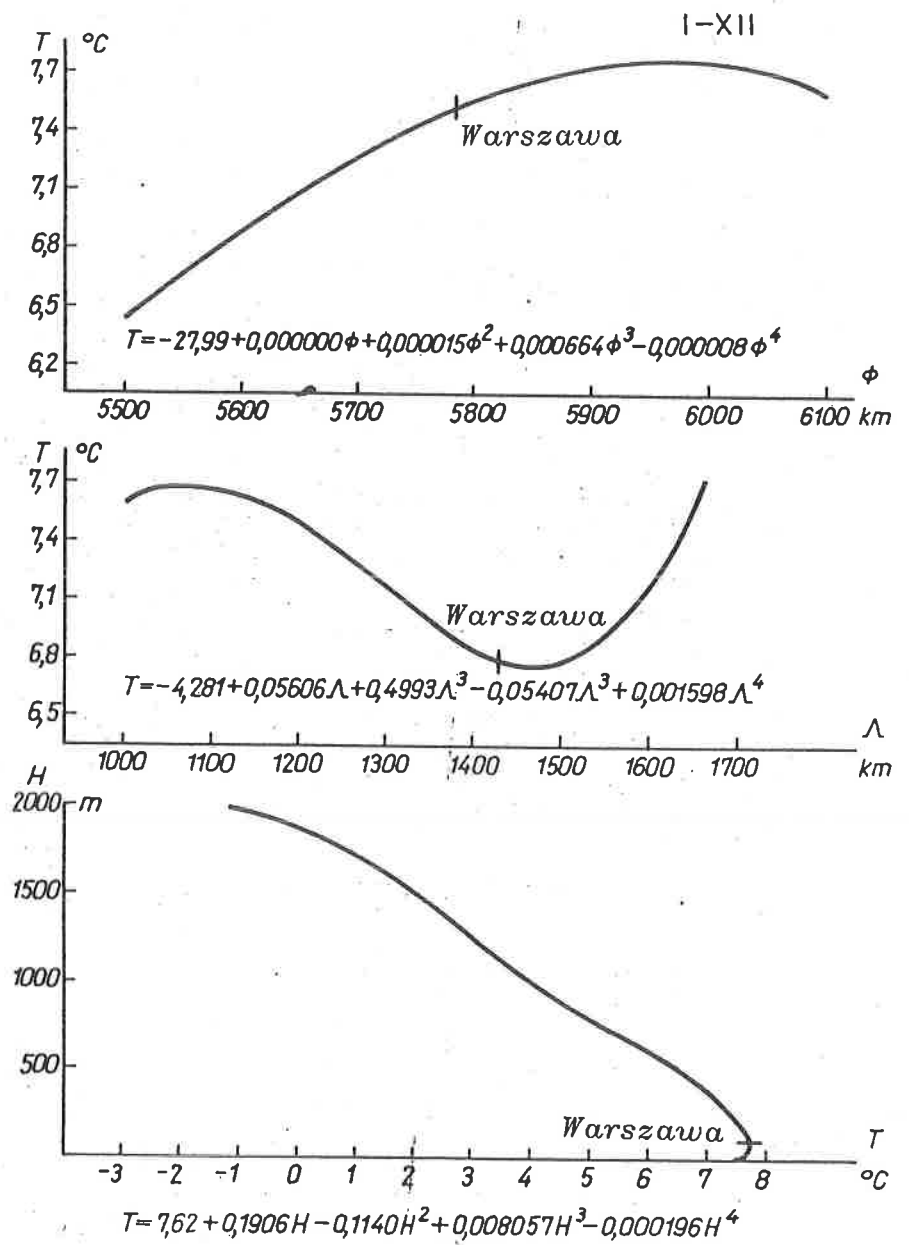
Rys. 15. Profile temperatury powietrza w Polsce: południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ — lipiec.

Profiles of air temperature in Poland: longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$ and hypsometric $T(H)$ — July.



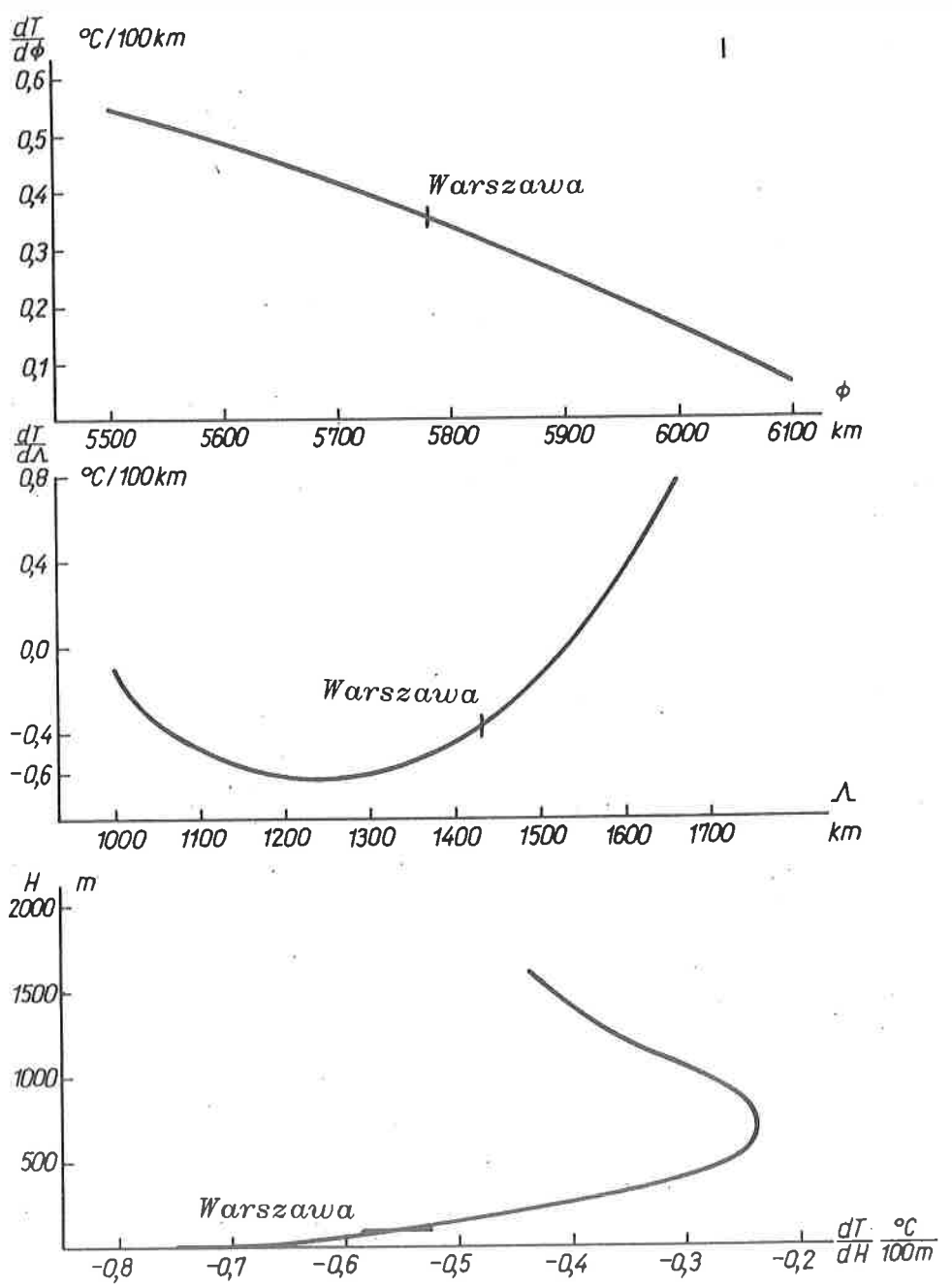
Rys. 16. Profile temperatury powietrza w Polsce: południkowy $T(\phi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ — październik.

Profiles of air temperature in Poland: longitudinal $T(\phi)$, latitudinal $T(\lambda)$ and hypsometric $T(H)$ — October.



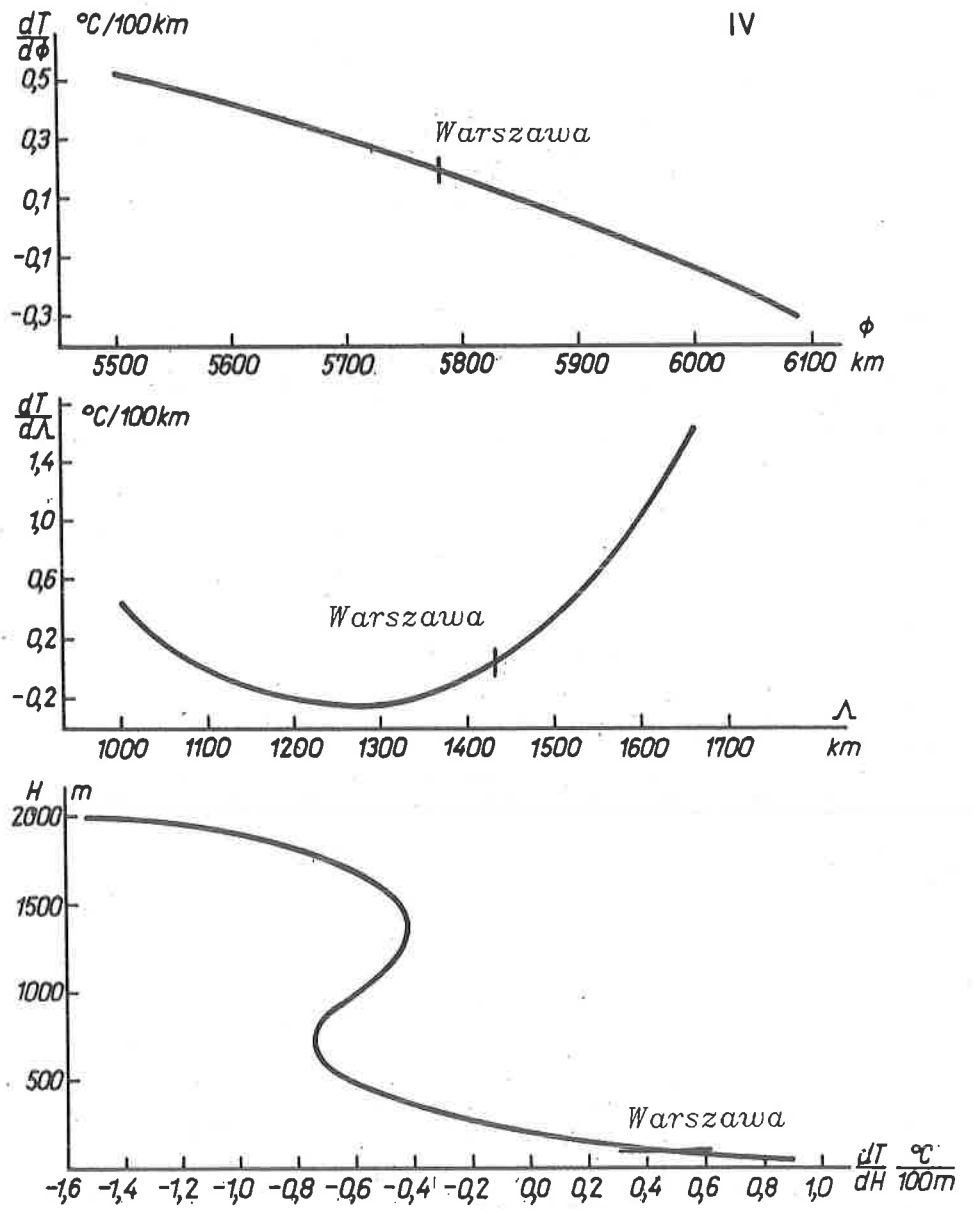
Rys. 17. Profile temperatury powietrza w Polsce: południkowy $T(\varphi)$, równoleżnikowy $T(\lambda)$, hipsometryczny $T(H)$ — rok.

Profiles of air temperature in Poland: longitudinal $T(\varphi)$, latitudinal $T(\lambda)$ and hypsometric $T(H)$ — Year.



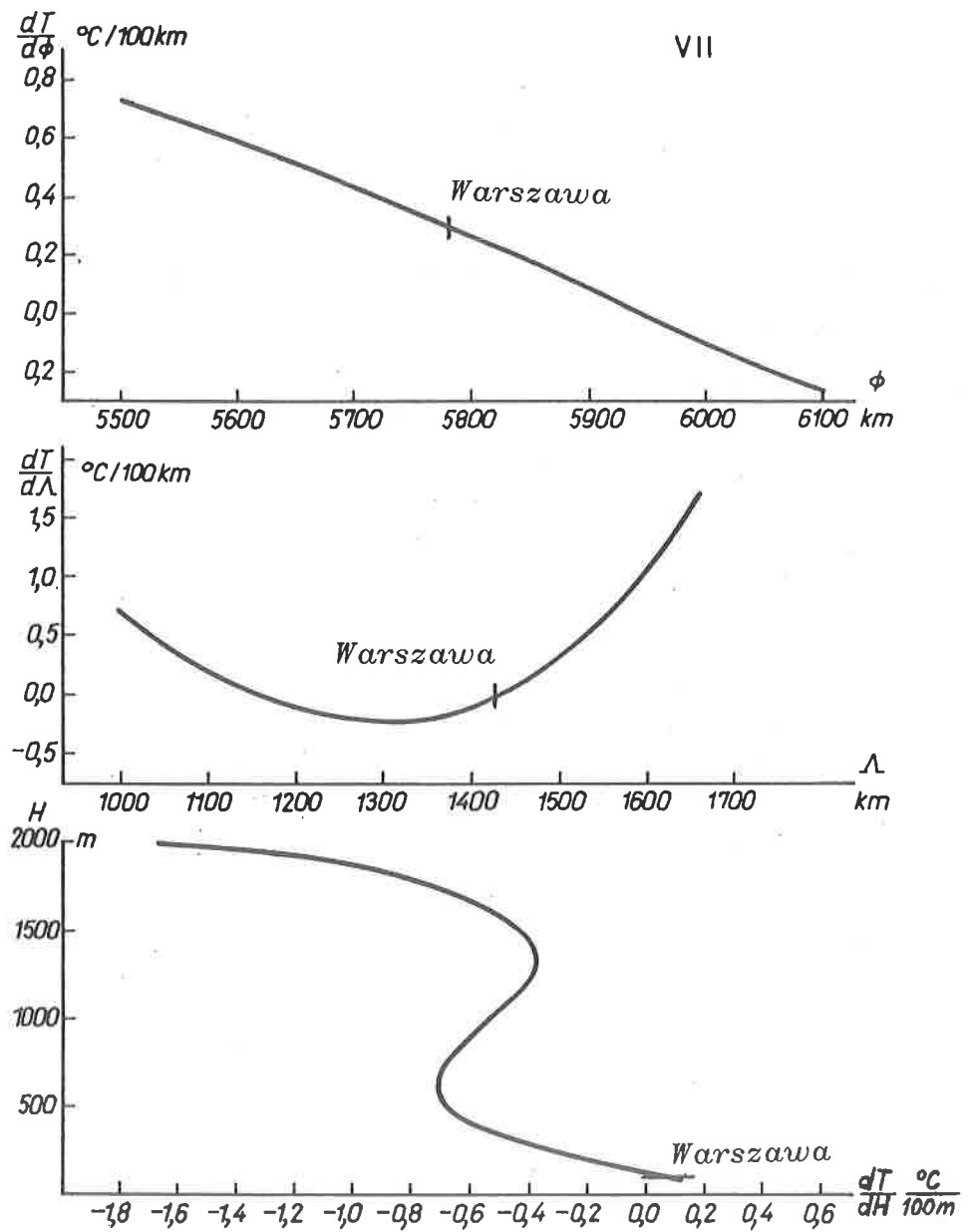
Rys. 18. Profile gradientów temperatury powietrza w Polsce: południkowy $\frac{dT}{d\phi}$, równoleżnikowy $\frac{dT}{d\lambda}$, hipsometryczny $\frac{dT}{dH}$ — styczeń.

Profiles of gradients of air temperature in Poland: longitudinal $\frac{dT}{d\phi}$, latitudinal $\frac{dT}{d\lambda}$ and hypsometric $\frac{dT}{dH}$ — January.



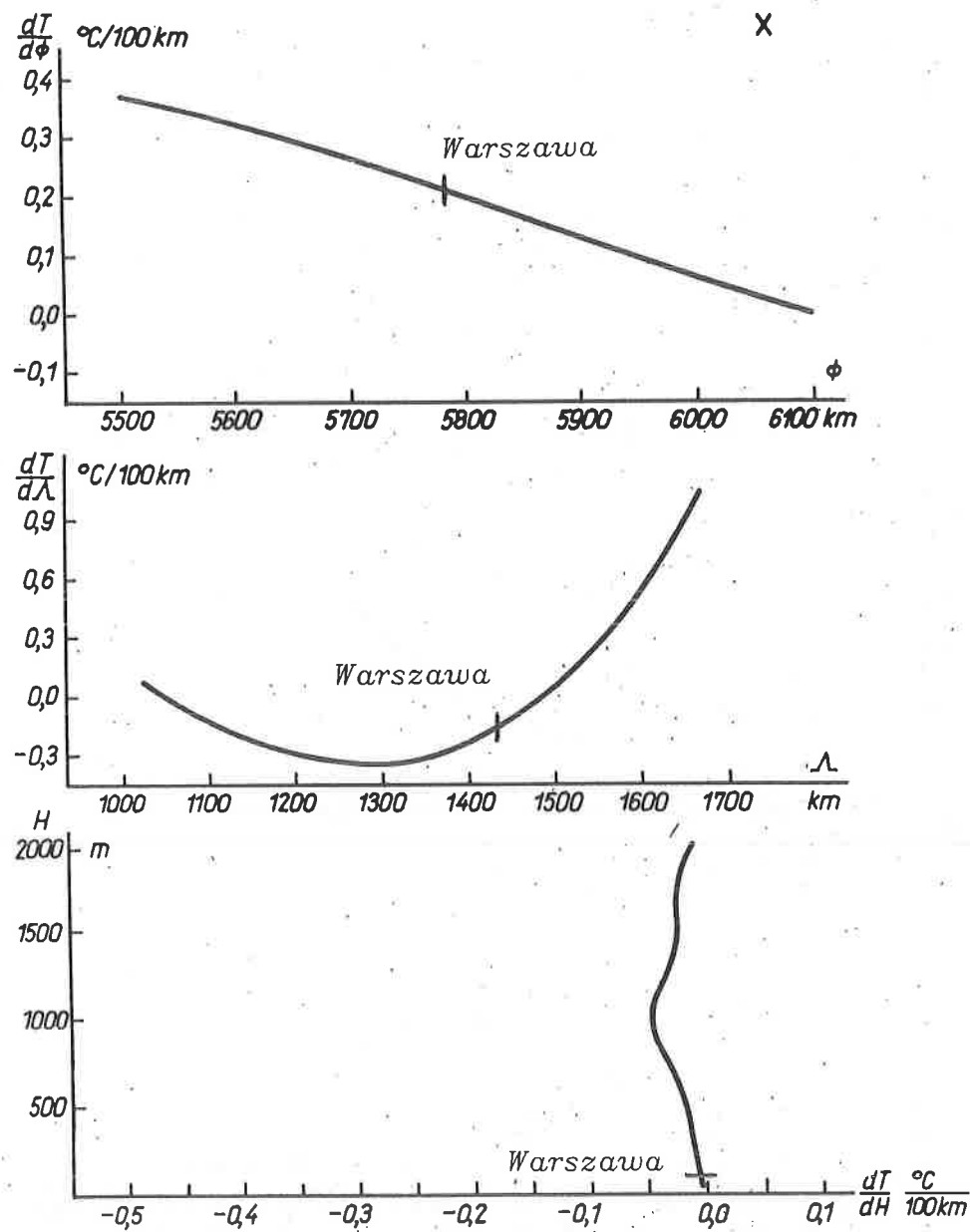
Rys. 19. Profile gradientów temperatury powietrza w Polsce: południkowy $\frac{dT}{d\phi}$, równoleżnikowy $\frac{dT}{d\lambda}$, hipsometryczny $\frac{dT}{dH}$ — kwiecień.

Profiles of gradients of air temperature in Poland: longitudinal $\frac{dT}{d\phi}$, latitudinal $\frac{dT}{d\lambda}$ and hypsometric $\frac{dT}{dH}$ — April.



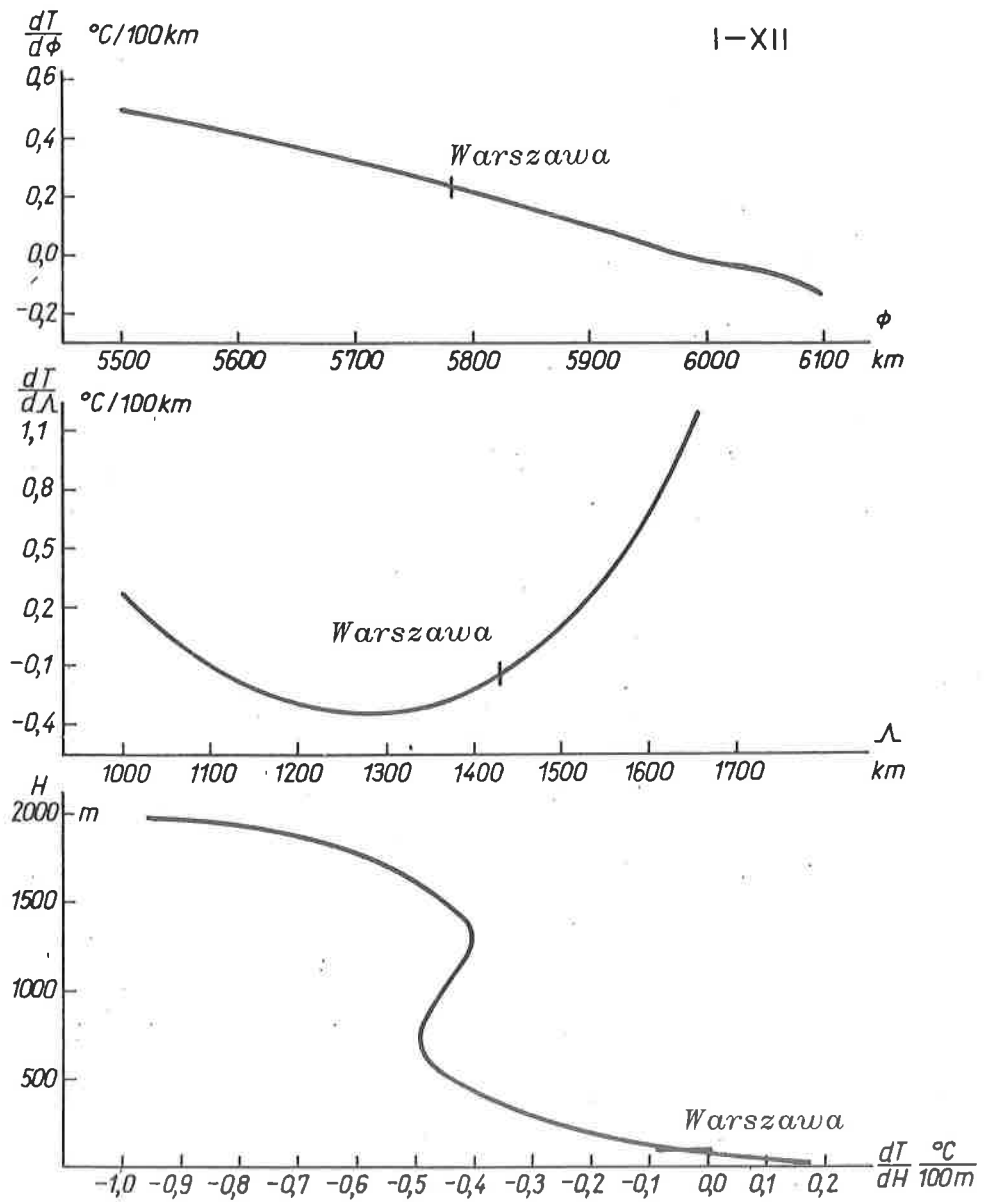
Rys. 20. Profile gradientów temperatury powietrza w Polsce: południkowy $\frac{dT}{d\phi}$, równoleżnikowy $\frac{dT}{d\lambda}$, hipsometryczny $\frac{dT}{dH}$ — lipiec.

Profiles of gradients of air temperature in Poland: longitudinal $\frac{dT}{d\phi}$, latitudinal $\frac{dT}{d\lambda}$ and hypsometric $\frac{dT}{dH}$ — July.



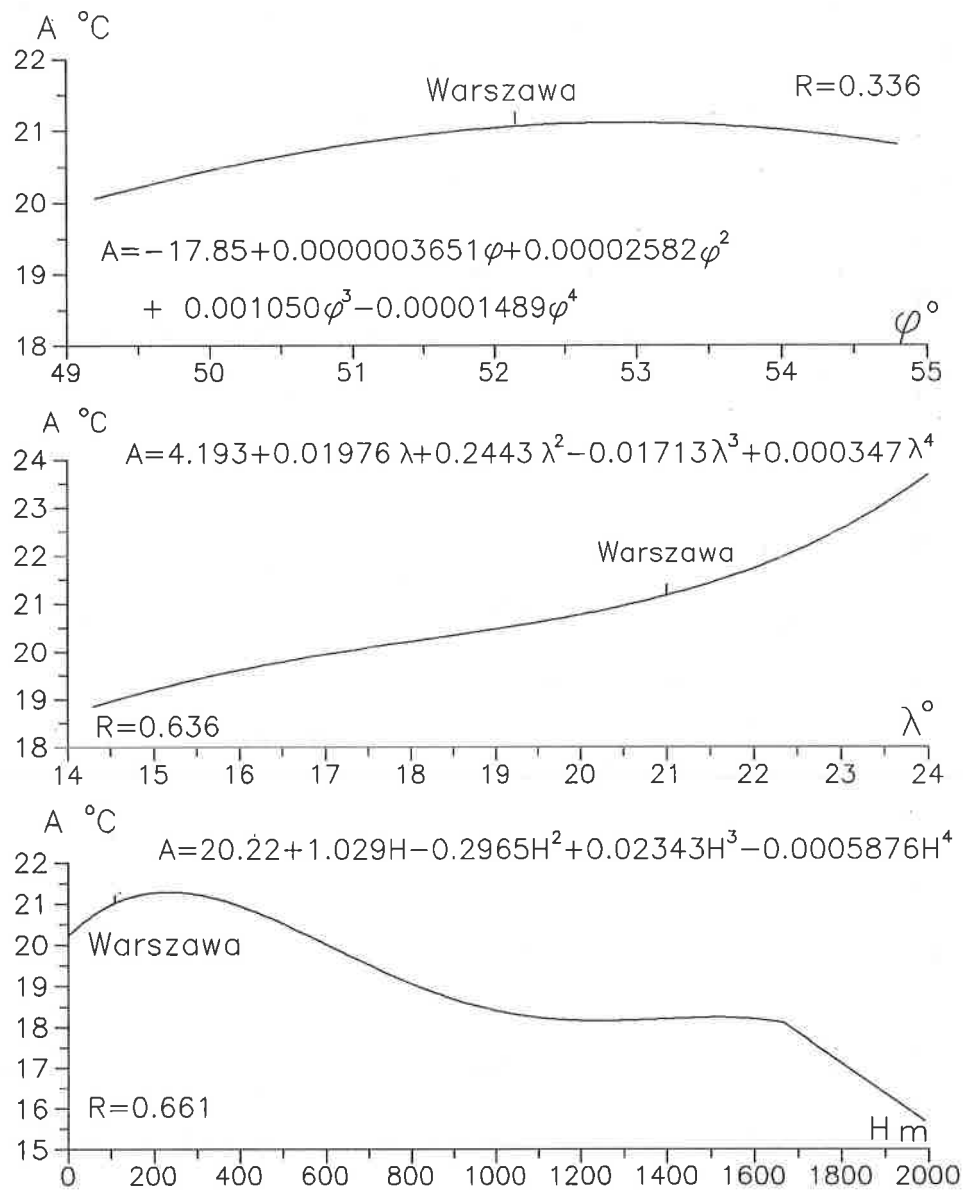
Rys. 21. Profile gradientów temperatury powietrza w Polsce: południkowy $\frac{dT}{d\phi}$, równoleżnikowy $\frac{dT}{d\lambda}$, hipsometryczny $\frac{dT}{dH}$ — październik.

Profiles of gradients of air temperature in Poland: longitudinal $\frac{dT}{d\phi}$, latitudinal $\frac{dT}{d\lambda}$ and hypsometric $\frac{dT}{dH}$ — October.



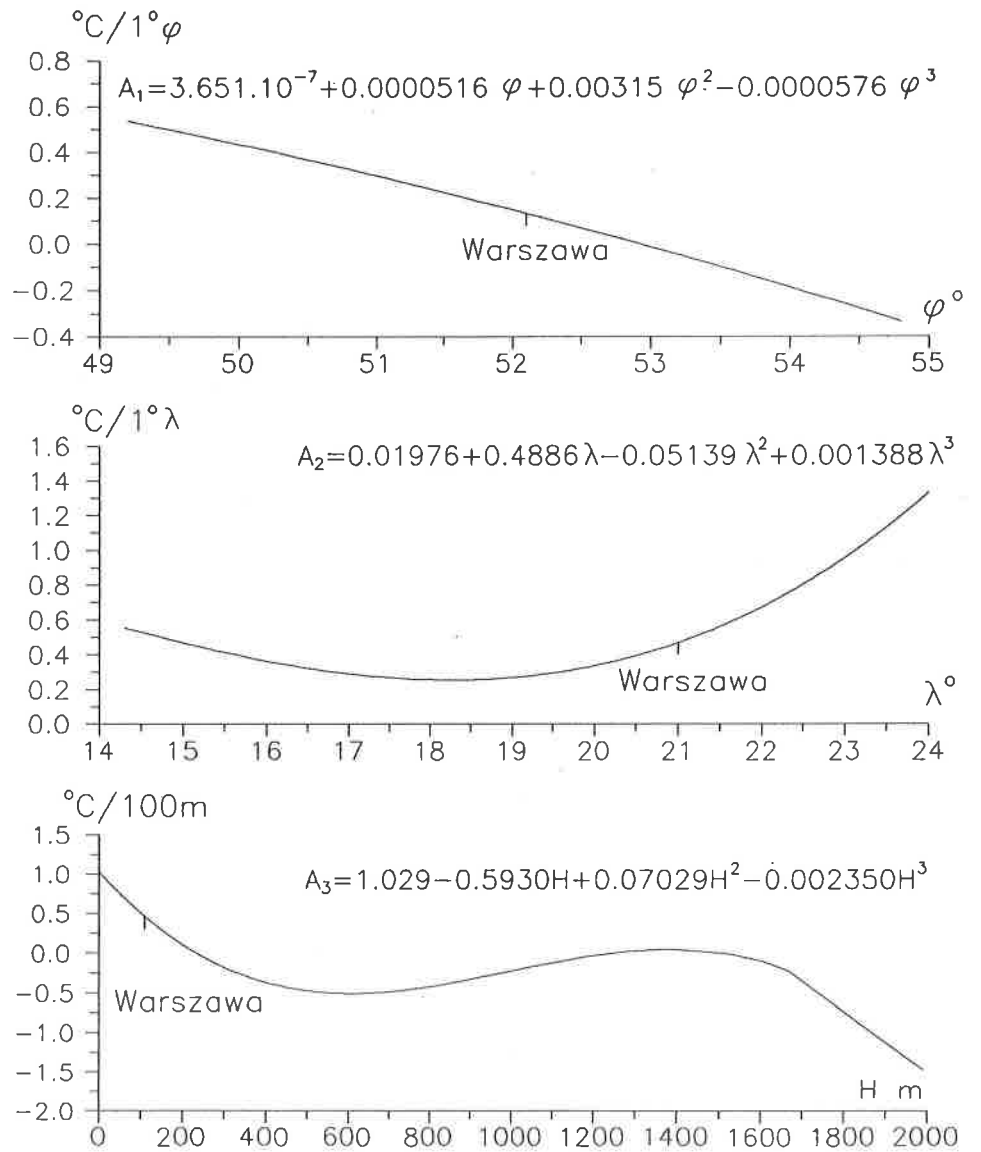
Rys. 22. Profile gradientów temperatury powietrza w Polsce: południkowy $\frac{dT}{d\phi}$, równoleżnikowy $\frac{dT}{d\lambda}$, hipsometryczny $\frac{dT}{dH}$ — rok.

Profiles of gradients of air temperature in Poland: longitudinal $\frac{dT}{d\phi}$, latitudinal $\frac{dT}{d\lambda}$ and hypsometric $\frac{dT}{dH}$ — Year.



Rys. 23. Profile rocznej amplitudy temperatury powietrza w Polsce: południkowy $A(\varphi)$, równoleżnikowy $A(\lambda)$, hipsometryczny $A(H)$.

Profiles of annual amplitudes of air temperature in Poland: longitudinal $A(\varphi)$, latitudinal $A(\lambda)$ and hypsometric $A(H)$.



Rys. 24. Profile gradientów rocznej amplitudy temperatury powietrza w Polsce: południkowy $A_1(\varphi)$, równoleżnikowy $A_2(\lambda)$, hipsometryczny $A_3(H)$.

Profiles of gradients of annual amplitudes of air temperature in Poland: longitudinal $A_1(\varphi)$, latitudinal $A_2(\lambda)$ and hypsometric $A_3(H)$.

IV. CECHY TERMICZNE KLIMATU MIAST W POLSCE

Najistotniejsze cechy termiczne klimatu Polski określają roczne przebiegi temperatury powietrza uśrednione dla całego kraju (rys. 25–28).

Zmiany roczne pola temperatury powietrza aproksymowano średnimi miesięcznymi i równaniami sinusoid regresji.

Na podstawie równań wykreślono sinusoidy rocznych zmian temperatury powietrza: średniej dobowej (T), maksymalnej (T_{\max}), minimalnej (T_{\min}) i dobowej amplitudy temperatury (A). Oprócz sinusoid na wykresach przedstawiono średnie, obliczone z bezpośrednich pomiarów z dziesięciolecia 1951–1960 i trzydziestolecia 1951–1980.

Przebiegi roczne średniej temperatury powietrza z całej Polski należy traktować jako wypadkową kompleksowego wpływu czynników geograficznych i antropogenicznych na pole temperatury powietrza.

1. Zmiany roczne temperatury powietrza w latach 1951–1990

Temperatura powietrza należy do elementów bezpośrednio związanych z obiegiem ciepła nad obszarem Polski.

Dopływ energii słonecznej do powierzchni Ziemi jest znacznie większy w porze letniej (czerwiec — $54,4 \text{ kJ/cm}^2$) niż zimowej (grudzień — 38 kJ/cm^2). Jest to uwarunkowane większym kątem padania promieni słonecznych podczas przesilenia letniego 22.VI niż zimowego 22.XII oraz różnicą długości dnia. Na przykład w Warszawie ($\varphi = 52,1^\circ$) wysokość Słońca w czasie górowania zmienia się w ciągu roku od $61,4^\circ$ do $14,4^\circ$, a długość dnia odpowiednio od 16,7 do 7,7 godzin.

Suma roczna promieniowania całkowitego na obszarze Polski średnio wynosi $345,0 \text{ kJ/cm}^2$. Promieniowanie pochłonięte przez powierzchnię Ziemi

zależnie od albedo jest równe $278,9 \text{ kJ/cm}^2$, co stanowi 80,8% promieniowania całkowitego.

Czas trwania usłonecznienia w Polsce jest stosunkowo krótki — maksymalnie wynosi 50% możliwego.

Promieniowanie zaabsorbowane przez powierzchnię Ziemi wpływa na intensywność wymiany ciepła między Ziemią i atmosferą. Powoduje ono wzrost temperatury powietrza w miesiącach letnich, a jej spadek w zimowych. Dlatego też istnieją dość duże powiązania między sumami promieniowania całkowitego i pochłoniętego a temperaturą dolnej warstwy troposfery. Determinuje to najwyższą temperaturę powietrza w lecie (lipiec — MAX), a najniższą w zimie (styczeń, luty — MIN):

	T_{MAX}	T_{MIN}	\bar{T}
Średnia dobowa T	17,3	-3,4	7,2°C
Średnia maksymalna T_{max}	22,8	0,1	11,2°C
Średnia minimalna T_{min}	12,3	-8,5	2,9°C
Dobowa amplituda A	11,7	6,9	8,5°C

Stąd wynika dość duży zakres zmian pola temperatury powietrza w ciągu roku: średnia dobowa — $20,7^\circ\text{C}$, maksymalna — $22,7^\circ\text{C}$, minimalna — $20,8^\circ\text{C}$, dobowa amplituda — $4,8^\circ\text{C}$. Jeszcze większe kontrasty termiczne między zimą i latem występują między maksymalną temperaturą powietrza w najcieplejszym miesiącu (lipiec: $22,8^\circ\text{C}$) i minimalną w najchłodniejszym miesiącu (luty: $-8,5^\circ\text{C}$). Ten zakres wahań osiąga $31,3^\circ\text{C}$. Różnica między maksimum i minimum absolutnym temperatury powietrza w Polsce może wynosić nawet $76,5^\circ\text{C}$: od $-36,9^\circ\text{C}$ (10.II.1956 r.) — Jelenia Góra do $39,6^\circ\text{C}$ (11.VII.1959 r.) — Kończewice (Stopa-Boryczka, Boryczka i inni 1989).

Tempo wzrostu temperatury powietrza jest największe na przełomie marca i kwietnia: średniej dobowej — 5,7, maksymalnej — 6,4, minimalnej — $5,0^\circ\text{C/miesiąc}$. Spadek zaś temperatury jest największy na przełomie października i listopada i wynosi odpowiednio: $-4,9$, $-6,8$, $-3,2^\circ\text{C/miesiąc}$.

Tendencję roczną zmian temperatury powietrza w Polsce opisują sinusoidy, które dość dobrze aproksymują wyniki pomiarów. Wartości obliczone z równań sinusoid są zbliżone do zmierzonych (rys. 25–28). Na dokładność wyznaczonych równań wskazują współczynniki korelacji wielokrotnej R .

Wyjątkiem jest miesięczne przesunięcie obliczonego terminu minimum temperatury (styczeń) względem rzeczywistego (luty). Wynika to z anomalii temperatury w badanym dziesięcioleciu 1951–1960, kiedy to najniższą temperaturę powietrza zanotowano podczas niezwykle ostrej zimy w lutym 1956 roku.

2. Przestrzenne zróżnicowania temperatury powietrza w Polsce

Najistotniejsze cechy termiczne klimatu miast w Polsce określają roczne przebiegi różnic temperatury powietrza między poszczególnymi miejscowościami i średnimi z całego kraju (tab. 1.1-9, rys. 28.1-65).

Zmiany roczne pola temperatury powietrza w pojedynczych miejscowościach charakteryzują nie tylko zmierzone wartości, lecz także równania sinusoid:

$$\Delta T = a + b \sin \left(\frac{2\pi}{365,25} t + c \right)$$

o amplitudzie b i przesunięciu fazowym c .

Na podstawie tych równań wykreślono sinusoidy rocznych wahań różnic ΔT temperatury powietrza (wykresy dolne b).

Na tych samych wykresach różnic ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , A : temperatury średniej dobowej, maksymalnej, minimalnej, amplitudy dobowej podano wartości zmierzone (wykresy górne a).

Najpierw porównano przebiegi roczne wartości interpolowanych z równań sinusoid regresji i zmierzonych w latach 1951-1960. Następnie przedstawiono zakres rocznych zmian różnic średnich miesięcznych w dziesięcioleciu 1981-1990 (rys. 61-65).

Przebiegi roczne różnic temperatury powietrza między wybranymi miejscowościami (32 stacje meteorologiczne) i średnimi z całej Polski należy traktować jako wypadkową łącznego wpływu czynników naturalnych (głównie geograficznych) i antropogenicznych na pole temperatury powietrza w Polsce.

Istnieje ogólna prawidłowość: sinusoidalnych zmian różnic ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , w ciągu roku — o ekstremach w lecie lub w zimie. Maksima sinusoid przypadają na ogół na porę letnią, natomiast minima — na porę zimową. W półroczu ciepłym największymi odchyleniami od średniej z całej Polski (in plus) wyróżniają się miasta położone w takich jednostkach geograficznych jak: Wyżyna Lubelska, Wyżyna Małopolska, Nizina Sandomierska, Nizina Śląska i Pas Wielkich Dolin. Miejscowości zlokalizowane w tych regionach geograficznych należą do „uprzywilejowanych” termicznie latem. Przeważają różnice dodatnie, które w przypadku temperatury maksymalnej nie przekraczają 2°C ($1,8^{\circ}\text{C}$ — Zamość, Wrocław, $1,7^{\circ}\text{C}$ — Lublin, Kraków, Sandomierz).

Na szczególną uwagę zasługują największe miasta, np. Warszawa, Kraków, Wrocław, Poznań, Łódź, Lublin, w przypadku których całe odcinki sinusoid rocznych zmian znajdują się powyżej prostych: $\Delta T = 0$, $\Delta T_{\max} = 0$, $\Delta T_{\min} = 0$. Po prostu odchylenia od średniej z całej Polski są dodatnie, mimo różnego położenia geograficznego tych miast. Jest to m.in. wynikiem ocieplającego wpływu miast na pole temperatury powietrza.

W półroczu chłodnym największy zakres odchyień od średniej z całej Polski (do 5°C) występuje na wybrzeżu Bałtyku i Pojezierzu Suwalskim. Różnica temperatury powietrza zmienia się wtedy od $\Delta T_{\min} = 2,1^{\circ}\text{C}$, $\Delta T = \Delta T_{\max} = 2,0^{\circ}\text{C}$ (Kołobrzeg) do $\Delta T_{\max} = -2,9^{\circ}\text{C}$, $\Delta T = -2,4^{\circ}\text{C}$, $\Delta T_{\min} = -2,2^{\circ}\text{C}$ (Suwałki). Jest to rezultat dominującego wpływu mas powietrza polarnego morskiego i polarnego kontynentalnego.

Wyjątek stanowią miejscowości położone w kotlinach śródgórskich, gdzie niezależnie od pory roku różnice dobowej amplitudy temperatury powietrza (ΔA) są największe: Zakopane — $3,4^{\circ}\text{C}$, Jelenia Góra — $3,0^{\circ}\text{C}$ (grudzień). W kotlinach śródgórskich obserwuje się duże spadki temperatury powietrza nocą i dość duże maksima — w dzień. Stąd amplitudy roczne $A = T_{\max} - T_{\min}$ w kotlinach najbardziej odbiegają od średniej z całej Polski.

Wyróżnia się również Elbląg, gdzie różnice ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} są prawie stałe w ciągu roku (amplituda b jest zbliżona do zera). Wahania roczne temperatury średniej T , maksymalnej T_{\max} , minimalnej T_{\min} są takie same, jak średnich z całej Polski.

Oczywiste jest (aproksymacja), że obliczone z równań sinusoid regresji różnice ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA są mniejsze (co do wartości bezwzględnej) od zmierzonych.

Specyfiką dziesięciolecia 1951–1960 jest przesunięcie minimum rocznego temperatury powietrza ze stycznia (jak w innych dziesięcioleciach) na luty. Szczególnie uwidacznia się to w zmierzonych miesięcznych wartościach temperatury minimalnej. Dużymi różnicami dodatnimi ΔT_{\max} wyróżnia się maj. Z kolei dobową amplitudę temperatury powietrza cechuje się najniższymi wartościami różnic ΔA — w lipcu.

Przebiegi roczne odchyień temperatury powietrza na poszczególnych stacjach od średniej z Polski wskazują, że ukształtowanie terenu i jego rzeźba najbardziej wpływa na pole temperatury w miesiącach półrocza letniego. Natomiast w miesiącach półrocza chłodnego pole temperatury powietrza jest najbardziej deformowane przez Ocean Atlantycki i Morze Bałtyckie.

Ekstremalne różnice temperatury maksymalnej (ΔT_{\max}), minimalnej (ΔT_{\min}), dobowej amplitudy (ΔA) wskazują miejsca na terenie Polski, w których najsilniej oddziałują różne czynniki lokalne — naturalne i antropogeniczne — na pole temperatury powietrza.

Mimo istnienia „miejskich wysp ciepła” w kształtowaniu klimatu dużych miast dominują czynniki geograficzne — ich położenie geograficzne.

Główną rolę w kształtowaniu przestrzennego zróżnicowania temperatury powietrza w Polsce odgrywa pozioma wymiana ciepła — cyrkulacja atmosferyczna (Kozłowska-Szczęśna 1993). Położenie Polski w pobliżu najaktywniejszych ośrodków niskiego i wysokiego ciśnienia na Półkuli Północnej (Niż Islandzki, Wyż Azorski, Wyż Azjatycki i wyże znad północnej i północno-wschodniej Europy) sprawia częstą zmienność napływających mas

powietrza i towarzyszących im układów barycznych. W rezultacie, na terenie Polski dominują masy powietrza polarnego morskigo (46%) oraz kontynentalnego (38%). Wpływ napływających mas powietrza na obszar Polski na pole temperatury powietrza jest odmienny w różnych porach roku (Tomaszewska 1963). Masy powietrza morskigo w zimie oddziałują ocieplająco, a w lecie ochładzająco na stan atmosfery. Natomiast oddziaływanie powietrza kontynentalnego na pole temperatury powietrza jest przeciwne. Znaczny udział w kształtowaniu temperatury powietrza w Polsce, zwłaszcza wiosną i zimą, mają także masy powietrza arktycznego (10% dni w roku). Sporadycznie występują masy powietrza zwrotnikowego (0,4% dni). Układy antycyklonalne (wyżowe) stanowią 50% dni w roku, a cyklonalne (niżowe) — 44%, nie licząc sytuacji nieokreślonych (6%). Stąd wynika dość duży zakres zmienności pola temperatury powietrza w ciągu roku, uwarunkowany najczęściej występującymi typami cyrkulacji.

Zależność temperatury powietrza w Polsce od typów cyrkulacji w latach 1966–1980 pokażemy na przykładzie wybranych miejscowości — zaczerpniętych z publikacji (Paszyński, Niedźwiedź 1991).

Odchylenia temperatury powietrza od średnich wartości, w zależności od typów cyrkulacji wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein (po zmianie symboli) zestawiono w tabelkach.

STYCZEŃ

Miejscowość	W_C	NW_C	SW_C	S_C	W_A	ENE_C	NE_A	ESE_A	\bar{T}
Suwałki	4,9	2,5	4,3	2,5	2,0	-1,8	-2,8	-3,3	-6,3
Szczecin	4,8	1,7	4,3	1,0	1,5	-1,4	-2,9	-2,1	-1,4
Warszawa	5,2	2,0	4,1	2,5	1,2	-0,6	-2,4	-3,3	-3,8
Wrocław	5,2	2,0	4,2	1,8	0,8	-1,0	-2,4	-2,1	-2,0
Lublin	4,5	1,6	4,2	3,0	0,6	-0,3	-1,9	-3,3	-4,4
Zakopane	3,8	0,4	4,6	3,5	-0,3	-1,2	-2,5	-2,3	-4,7

LIPIEC

Miejscowość	NW_C	W_A	ENE_C	NE_A	ESE_A	\bar{T}
Suwałki	-1,7	0,8	-1,2	1,4	4,1	16,5
Szczecin	-2,2	0,5	-1,3	1,5	4,7	17,7
Warszawa	-1,7	0,4	-2,1	1,3	4,4	17,9
Wrocław	-1,7	0,7	-2,1	1,2	3,8	17,5
Lublin	-1,4	0,6	-2,2	0,9	3,7	17,3
Zakopane	-0,5	0,5	-2,4	0,3	3,0	14,0

Wiążąc typy cyrkulacji z głównymi stronami świata (N — północ, S — południe, E — wschód, W — zachód) i podstawowymi układami barycznymi (A — antycyklon, C — cyklon) wprowadzamy bardziej czytelne symbole:

W_C — zachodnia cyrkulacja cyklonalna (A)

NW_C — północno-zachodnia, cyklonalna (CB)

SW_C — południowo-zachodnia, cyklonalna (D)

S_C — południowa, cyklonalna (B)

W_A — zachodnia, antycyklonalna (C_2D)

ENE_C — wschodnia i północno-wschodnia, cyklonalne (E_0)

NE_A — północno-wschodnia, antycyklonalna (E)

ESE_A — wschodnia i północno-wschodnia, antycyklonalna (E_1)

Największe ocieplenie w styczniu występuje przy zachodniej cyrkulacji cyklonalnej (typ W_C) — o częstości równej 5% dni na obszarze Polski. Przy tego typu cyrkulacji, temperatura powietrza w Warszawie jest o $5,2^\circ\text{C}$ wyższa od średniej miesięcznej ($T = -3,8^\circ\text{C}$).

Znaczne ocieplenie powietrza w styczniu powoduje również południowo-zachodnia cyrkulacja cyklonalna (SW_C). Występuje ona przez około 9% dni w tych miesiącach. Temperatura powietrza w Warszawie jest przy tej cyrkulacji wyższa o $4,1^\circ\text{C}$ od średniej. Podobny efekt ocieplający w Warszawie i innych miastach Polski wywołuje w styczniu południowa cyrkulacja cyklonalna (S_C) — o częstości 8% dni. Wtedy temperatura powietrza w Warszawie jest wyższa o $2,5^\circ\text{C}$ od średniej. Powietrze napływające z północnej części Atlantyku powoduje także znaczne ocieplenie w styczniu — w Warszawie o $2,0^\circ\text{C}$. Częstość północno-zachodniej cyrkulacji cyklonalnej (NW_C) wynosi 13% dni.

Zupełnie odmienne są cechy termiczne powietrza kontynentalnego napływającego zimą nad obszar Polski — ze wschodu. Z antycyklonalną cyrkulacją wschodnią i południowo-wschodnią (ESE_A) — o częstości 24% dni — wiążą się największe spadki temperatury powietrza. Wówczas temperatura powietrza w Warszawie jest niższa o $3,3^\circ\text{C}$ od średniej stycznia. Nieznacznie ujemne odchylenia od średniej obserwuje się w Warszawie przy wschodniej i północno-wschodniej cyrkulacji cyklonalnej (ENE_C), zdarzającej się w styczniu średnio przez 10% dni.

W lecie, północno-zachodnia cyrkulacja cyklonalna (typ NW_C) występuje również dość często — średnio przez 22% dni. Napływające świeże powietrze polarno morskie z północo-zachodu powoduje jednakże duże ochłodzenie w całej Polsce. Przy napływie tego powietrza w lipcu do Warszawy, odchylenia temperatury powietrza od średniej są ujemne: $\Delta T = -1,7^\circ\text{C}$. W Szczecinie, odchylenie to przekracza -2°C ($\Delta T = -2,2^\circ\text{C}$). Temperatura powietrza w lipcu przy zachodniej cyrkulacji antycyklonalnej (W_A) — o częstości 17% dni — jest zbliżona do średniej miesięcznej.

Znaczne ocieplenie w lipcu przynosi typ cyrkulacji antycyklonalnej wschodniej i południowo-wschodniej (ESE_A) — o częstości 5% dni. Wywołuje ona największy wzrost temperatury powietrza w lipcu w całej Polsce

— o 4°C w środkowej Polsce. W dniach o tym typie cyrkulacji, temperatura powietrza w Warszawie jest o $4,4^{\circ}\text{C}$ wyższa od średniej lipca.

Pogodę w lipcu kształtuje przeważnie północno-wschodnia cyrkulacja antycyklonalna (NE_A) — o dużej częstości 25% dni. Dlatego też wartości temperatury powietrza w dniach o tym typie cyrkulacji są zbliżone do średniej miesięcznej lipca. W Warszawie, odchylenie temperatury powietrza w takich dniach od średniej miesięcznej wynosi $1,3^{\circ}\text{C}$.

Wschodnia i północno-wschodnia cyrkulacja cyklonalna (ENE_C) — o częstości w lipcu 14% dni przynosi duże zachmurzenie, opady atmosferyczne i obniżenie temperatury powietrza.

Największe spadki temperatury powietrza występują wtedy w południowej części Polski ($\Delta T = -2,4^{\circ}\text{C}$ — Zakopane). Spadki temperatury powietrza przy tym typie cyrkulacji są najmniejsze na północy kraju $-1,2^{\circ}\text{C}$ — Suwałki, $-1,3^{\circ}\text{C}$ — Szczecin. W Warszawie różnica temperatury wynosi $-2,1^{\circ}\text{C}$.

Z napływem nad miasto określonych mas powietrza wiąże się na ogół zmiana kierunku wiatru — notowanego na stacjach meteorologicznych. W badaniach miejskiej wyspy ciepła w dużych miastach takich jak Warszawa, gdzie punkty pomiarowe znajdują się w dużych odległościach od siebie — rzędu kilkunastu km istotne znaczenie ma określenie typu cyrkulacji w terminie obserwacyjnym (przynajmniej kierunku wiatru). Dotyczy to głównie dni o największej intensywności miejskiej wyspy ciepła, którą można przypisać czynnikom antropogenicznym. Po prostu różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem w momencie pomiaru mogą wynikać z przyczyn naturalnych — zmiany cyrkulacji atmosferycznej, wcześniejszej na peryferiach miasta niż w jego centrum.

Tab. 1.1. Położenie geograficzne stacji meteorologicznych zlokalizowanych w pobliżu wybranych miast Polski.

Geographical location of meteorological stations situated in the vicinity of selected towns of Poland.

	Nazwa	φ	λ	H	Jednostki fizycznogeograficzne (wg. J. Kondrackiego)
1	Białystok	53,1	23,2	139	Wysoczyzna Białostocka
2	Częstochowa	50,8	19,1	261	Wyżyna Częstochowska, Wyżyna Wieluńska, Obniżenie Górnej Warty
3	Elbląg	54,2	19,4	38	Wzniesienia Elbląskie
4	Gdańsk	54,4	18,6	13	Mierzeja Wiślana, Żuławy Wiślane
5	Gorzów Wlkp.	52,7	15,2	65	Kotlina Gorzowska
6	Jelenia Góra	50,9	15,8	342	Kotlina Jeleniogórska
7	Kalisz	51,7	18,1	140	Wysoczyzna Kaliska
8	Kielce	50,8	20,6	268	Góry Świętokrzyskie
9	Kołobrzeg	54,2	15,6	3	Równina Białogardzka
10	Kraków	50,1	20,0	206	Próg Woźnicki, Wyżyna Olkuska, Rów Krzeszowicki, Brama Krakowska, Nizina Nadwiślańska
11	Lębork	54,6	17,8	18	Pojezierze Kaszubskie
12	Lublin	51,2	22,6	171	Płaskowyż Świdnicki, Płaskowyż Nałęczowski
13	Łódź	51,7	19,4	187	Wysoczyzna Łaska, Wzniesienia Łódzkie
14	Olsztyn	53,8	20,4	133	Pojezierze Olsztyńskie
15	Ostrołęka	53,1	21,6	95	Dolina Dolnej Narwi, Międzyrzecze Łomżyńskie
16	Płock	52,5	19,7	62	Kotlina Płocka
17	Poznań	52,4	16,8	86	Pojezierze Poznańskie, Poznański Przełom Warty, Równina Wrzesińska
18	Racibórz	50,1	18,2	189	Kotlina Raciborska
19	Radom	51,4	21,1	178	Równina Radomska
20	Rzeszów	50,1	22,0	200	Pradolina Podkarpacka, Podgórze Rzeszowskie
21	Sandomierz	50,7	21,7	202	Nizina Nadwiślańska, Wyżyna Sandomierska
22	Siedlce	52,2	22,3	146	Wysoczyzna Siedlecka
23	Suwałki	54,1	23,0	165	Równina Augustowska
24	Szczecin	53,4	14,6	1	Dolina Dolnej Odry, Równina Goleniowska, Wzniesienia Szczecińskie, Puszcza Bukowa
25	Szczecinek	53,7	16,7	137	Pojezierze Szczecineckie
26	Toruń	53,0	18,4	69	Kotlina Toruńska
27	Warszawa	52,1	21,0	106	Kotlina Warszawska, Dolina Środkowej Wisły, Równina Warszawska, Równina Wołomińska
28	Wrocław	51,1	17,0	116	Pradolina Wrocławska, Równina Wrocławska
29	Zakopane	49,3	20,0	844	Pogórze Spisko-Gubałowskie, Rów Podtatrzański
30	Zamość	50,7	23,2	218	Padół Zamojski
31	Zgorzelec	51,1	15,0	218	Obniżenie Żytawsko-Zgorzeleckie
32	Zielona Góra	51,9	15,5	180	Wał Zielonogórski

Tab. 2. Równania sinusoid rocznych zmian różnic średniej temperatury powietrza (ΔT) między miastami i średnią Polski w latach 1951–1960: t — doba kalendarzowa, R — współczynnik korelacji wielokrotnej, F — test Fishera-Snedecora.

Equations of sinusoids of annual changes in the average air temperature differences (ΔT) between the towns and the average for Poland in the years 1951–1960: t — calendar day from midnight to midnight, R — multiple correlation coefficient, F — value of the Fisher-Snedecor test.

L.p.	Miejscowość	$\Delta T = a + b \sin(\omega t + c), \omega = 2\pi/365,25$	R	F
1	Białystok	$\Delta T = -0,430 + 1,226 \sin(\omega t - 1,573)$	0,915	23,3
2	Częstochowa	$\Delta T = 0,492 + 0,318 \sin(\omega t + 0,165)$	0,859	12,1
3	Elbląg	$\Delta T = 0,275 + 0,023 \sin(\omega t - 0,779)$	0,056	0,0
4	Gdańsk Wrzeszcz	$\Delta T = 0,400 + 0,903 \sin(\omega t - 2,138)$	0,876	14,8
5	Gorzów Wlkp.	$\Delta T = 0,906 + 0,394 \sin(\omega t + 0,442)$	0,852	12,0
6	Jelenia Góra	$\Delta T = -0,403 + 0,760 \sin(\omega t + 1,174)$	0,937	33,3
7	Kalisz	$\Delta T = 0,559 + 0,322 \sin(\omega t - 1,201)$	0,976	88,8
8	Kielce	$\Delta T = 0,127 + 0,615 \sin(\omega t - 1,611)$	0,936	31,8
9	Kołobrzeg	$\Delta T = 0,214 + 1,737 \sin(\omega t + 1,865)$	0,946	38,5
10	Kraków	$\Delta T = 1,309 + 0,554 \sin(\omega t - 1,195)$	0,950	42,1
11	Lębork	$\Delta T = 0,140 + 0,961 \sin(\omega t + 1,780)$	0,956	47,6
12	Lublin	$\Delta T = 0,344 + 0,834 \sin(\omega t - 1,455)$	0,868	13,7
13	Łódź Lublinek	$\Delta T = 0,343 + 0,442 \sin(\omega t - 1,495)$	0,975	87,6
14	Olsztyn	$\Delta T = -0,432 + 0,426 \sin(\omega t - 2,040)$	0,908	21,1
15	Ostrołęka	$\Delta T = -0,031 + 0,889 \sin(\omega t - 1,486)$	0,938	33,1
16	Płock	$\Delta T = 0,801 + 0,634 \sin(\omega t - 1,351)$	0,936	31,8
17	Poznań Ławica	$\Delta T = 0,750 + 0,338 \sin(\omega t - 1,036)$	0,981	112,3
18	Racibórz	$\Delta T = 0,915 + 0,366 \sin(\omega t + 0,288)$	0,796	7,8
19	Radom	$\Delta T = 0,410 + 0,684 \sin(\omega t - 1,617)$	0,937	32,2
20	Rzeszów	$\Delta T = 0,394 + 0,604 \sin(\omega t - 1,611)$	0,925	26,8
21	Sandomierz	$\Delta T = 0,444 + 0,963 \sin(\omega t - 1,538)$	0,962	56,4
22	Siedlce	$\Delta T = -0,130 + 0,890 \sin(\omega t - 1,604)$	0,900	19,2
23	Suwałki	$\Delta T = -1,061 + 1,367 \sin(\omega t - 1,931)$	0,913	22,6
24	Szczecin Dąbie	$\Delta T = 1,039 + 0,742 \sin(\omega t + 1,392)$	0,938	32,9
25	Szczecinek	$\Delta T = -0,118 + 0,447 \sin(\omega t + 1,348)$	0,940	34,2
26	Toruń	$\Delta T = 0,310 + 0,392 \sin(\omega t - 1,622)$	0,894	17,9
27	Warszawa Okęcie	$\Delta T = 0,519 + 0,769 \sin(\omega t - 1,493)$	0,945	37,8
28	Wrocław	$\Delta T = 1,057 + 0,266 \sin(\omega t + 0,070)$	0,841	10,9
29	Zakopane	$\Delta T = -2,343 + 0,447 \sin(\omega t + 1,365)$	0,792	7,6
30	Zamość	$\Delta T = 0,178 + 0,958 \sin(\omega t - 1,536)$	0,917	23,8
31	Zgorzelec	$\Delta T = 0,740 + 0,597 \sin(\omega t + 0,998)$	0,882	15,8
32	Zielona Góra	$\Delta T = 0,932 + 0,288 \sin(\omega t + 1,479)$	0,667	3,6

Tab. 3. Równania sinusoid rocznych zmian różnic maksymalnej temperatury powietrza (ΔT_{\max}) między miastami i średnią Polski w latach 1951–1960: t — doba kalendarzowa, R — współczynnik korelacji wielokrotnej, F — test Fishera-Snedecora.

Equations of sinusoids of annual changes in the maximum air temperature differences (ΔT_{\max}) between the towns and the average for Poland in the years 1951–1960: t — calendar day from midnight to midnight, R — multiple correlation coefficient, F — value of the Fisher-Snedecor test.

L.p.	Miejscowość	$\Delta T_{\max} = a + b \sin(\omega t + c), \omega = 2\pi/365,25$	R	F
1	Białystok	$\Delta T_{\max} = -0,395 + 1,577 \sin(\omega t - 1,620)$	0,964	58,4
2	Częstochowa	$\Delta T_{\max} = 0,885 + 0,357 \sin(\omega t - 1,744)$	0,820	9,2
3	Elbląg	$\Delta T_{\max} = -0,441 + 0,106 \sin(\omega t + 2,986)$	0,455	1,2
4	Gdańsk Wrzeszcz	$\Delta T_{\max} = -0,176 + 1,049 \sin(\omega t + 1,831)$	0,922	25,6
5	Gorzów Wlkp.	$\Delta T_{\max} = 0,882 + 0,408 \sin(\omega t - 0,038)$	0,787	7,3
6	Jelenia Góra	$\Delta T_{\max} = 0,500 + 1,197 \sin(\omega t + 1,471)$	0,971	73,2
7	Kalisz	$\Delta T_{\max} = 0,878 + 0,628 \sin(\omega t - 1,919)$	0,957	49,3
8	Kielce	$\Delta T_{\max} = 0,594 + 0,838 \sin(\omega t - 1,616)$	0,961	54,5
9	Kołobrzeg	$\Delta T_{\max} = -0,722 + 2,702 \sin(\omega t + 1,788)$	0,968	68,1
10	Kraków	$\Delta T_{\max} = 1,210 + 0,457 \sin(\omega t - 1,504)$	0,804	8,2
11	Lębork	$\Delta T_{\max} = -0,169 + 0,909 \sin(\omega t + 1,599)$	0,979	104,4
12	Lublin	$\Delta T_{\max} = 0,529 + 1,175 \sin(\omega t - 1,699)$	0,951	42,6
13	Łódź Lublinek	$\Delta T_{\max} = 0,386 + 0,615 \sin(\omega t - 1,805)$	0,964	59,8
14	Olsztyn	$\Delta T_{\max} = -0,490 + 0,756 \sin(\omega t - 1,549)$	0,937	32,6
15	Ostrołęka	$\Delta T_{\max} = -0,021 + 1,321 \sin(\omega t - 1,629)$	0,961	54,4
16	Płock	$\Delta T_{\max} = 0,811 + 0,895 \sin(\omega t - 1,559)$	0,980	109,5
17	Poznań Ławica	$\Delta T_{\max} = 0,876 + 0,582 \sin(\omega t - 1,178)$	0,920	24,8
18	Racibórz	$\Delta T_{\max} = 1,516 + 0,116 \sin(\omega t + 0,921)$	0,257	0,3
19	Radom	$\Delta T_{\max} = 0,587 + 0,929 \sin(\omega t - 1,764)$	0,953	44,6
20	Rzeszów	$\Delta T_{\max} = 0,637 + 0,935 \sin(\omega t - 1,854)$	0,910	21,7
21	Sandomierz	$\Delta T_{\max} = 0,629 + 1,032 \sin(\omega t - 1,708)$	0,945	37,6
22	Siedlce	$\Delta T_{\max} = 0,088 + 1,278 \sin(\omega t - 1,656)$	0,960	53,4
23	Suwałki	$\Delta T_{\max} = -1,370 + 1,515 \sin(\omega t - 1,670)$	0,920	24,6
24	Szczecin Dąbie	$\Delta T_{\max} = 0,955 + 0,624 \sin(\omega t + 0,830)$	0,903	20,0
25	Szczecinek	$\Delta T_{\max} = -0,344 + 0,340 \sin(\omega t + 0,592)$	0,896	18,2
26	Toruń	$\Delta T_{\max} = 0,436 + 0,832 \sin(\omega t - 1,531)$	0,973	80,1
27	Warszawa Okęcie	$\Delta T_{\max} = 0,370 + 0,957 \sin(\omega t - 1,665)$	0,966	63,5
28	Wrocław	$\Delta T_{\max} = 1,632 + 0,179 \sin(\omega t + 0,831)$	0,532	1,8
29	Zakopane	$\Delta T_{\max} = -1,571 + 1,470 \sin(\omega t + 1,583)$	0,963	57,9
30	Zamość	$\Delta T_{\max} = 0,429 + 1,372 \sin(\omega t - 1,616)$	0,941	35,0
31	Zgorzelec	$\Delta T_{\max} = 0,772 + 0,614 \sin(\omega t + 0,820)$	0,675	3,8
32	Zielona Góra	$\Delta T_{\max} = 0,675 + 0,277 \sin(\omega t - 0,695)$	0,494	1,4

Tab. 4. Równania sinusoid rocznych zmian różnic minimalnej temperatury powietrza (ΔT_{\min}) między miastami i średnią Polski w latach 1951–1960: t — doba kalendarzowa, R — współczynnik korelacji wielokrotnej, F — test Fishera-Snedecora.

Equations of sinusoids of annual changes in the minimum air temperature differences (ΔT_{\min}) between the towns and the average for Poland in the years 1951–1960: t — calendar day from midnight to midnight, R — multiple correlation coefficient, F — value of the Fisher-Snedecor test.

L.p.	Miejscowość	$\Delta T_{\min} = a + b \sin(\omega t + c), \omega = 2\pi/365, 25$	R	F
1	Białystok	$\Delta T_{\min} = -0,672 + 0,727 \sin(\omega t - 1,791)$	0,809	8,5
2	Częstochowa	$\Delta T_{\min} = 0,242 + 0,334 \sin(\omega t - 0,919)$	0,781	7,0
3	Elbląg	$\Delta T_{\min} = 0,734 + 0,270 \sin(\omega t + 0,288)$	0,787	7,3
4	Gdańsk Wrzeszcz	$\Delta T_{\min} = 1,225 + 0,734 \sin(\omega t + 2,155)$	0,693	4,2
5	Gorzów Wlkp.	$\Delta T_{\min} = 1,332 + 0,370 \sin(\omega t + 0,018)$	0,606	2,6
6	Jelenia Góra	$\Delta T_{\min} = -1,586 + 0,475 \sin(\omega t + 0,665)$	0,766	6,4
7	Kalisz	$\Delta T_{\min} = 0,549 + 0,315 \sin(\omega t - 0,195)$	0,828	9,8
8	Kielce	$\Delta T_{\min} = -0,398 + 0,501 \sin(\omega t - 1,748)$	0,755	6,0
9	Kołobrzeg	$\Delta T_{\min} = 0,940 + 1,115 \sin(\omega t + 1,823)$	0,894	17,9
10	Kraków	$\Delta T_{\min} = 0,825 + 0,590 \sin(\omega t - 0,860)$	0,930	27,7
11	Lębork	$\Delta T_{\min} = 0,032 + 1,072 \sin(\omega t + 1,923)$	0,918	24,2
12	Lublin	$\Delta T_{\min} = -0,074 + 0,464 \sin(\omega t - 1,209)$	0,621	2,8
13	Łódź Lublinek	$\Delta T_{\min} = 0,200 + 0,190 \sin(\omega t - 1,037)$	0,684	4,0
14	Olsztyn	$\Delta T_{\min} = -0,547 + 0,528 \sin(\omega t - 2,814)$	0,943	36,0
15	Ostrołęka	$\Delta T_{\min} = -0,415 + 0,463 \sin(\omega t - 1,752)$	0,790	7,4
16	Płock	$\Delta T_{\min} = 0,700 + 0,286 \sin(\omega t - 1,192)$	0,771	6,6
17	Poznań Ławica	$\Delta T_{\min} = 0,549 + 0,180 \sin(\omega t - 0,071)$	0,576	2,2
18	Racibórz	$\Delta T_{\min} = 0,640 + 0,467 \sin(\omega t + 0,025)$	0,876	14,8
19	Radom	$\Delta T_{\min} = 0,469 + 0,757 \sin(\omega t - 1,715)$	0,957	49,1
20	Rzeszów	$\Delta T_{\min} = 0,009 + 0,387 \sin(\omega t - 1,521)$	0,785	7,2
21	Sandomierz	$\Delta T_{\min} = 0,544 + 1,060 \sin(\omega t - 1,477)$	0,972	76,4
22	Siedlce	$\Delta T_{\min} = -0,432 + 0,522 \sin(\omega t - 1,666)$	0,754	5,9
23	Suwałki	$\Delta T_{\min} = -0,994 + 1,214 \sin(\omega t - 1,996)$	0,878	15,2
24	Szczecin Dąbie	$\Delta T_{\min} = 1,057 + 0,576 \sin(\omega t + 1,621)$	0,840	10,8
25	Szczecinek	$\Delta T_{\min} = 0,041 + 0,568 \sin(\omega t + 1,950)$	0,938	32,8
26	Toruń	$\Delta T_{\min} = -0,191 + 0,060 \sin(\omega t - 2,284)$	0,202	0,2
27	Warszawa Okęcie	$\Delta T_{\min} = 0,410 + 0,595 \sin(\omega t - 1,964)$	0,906	20,7
28	Wrocław	$\Delta T_{\min} = 0,415 + 0,360 \sin(\omega t - 0,059)$	0,789	7,4
29	Zakopane	$\Delta T_{\min} = -3,091 + 0,455 \sin(\omega t - 1,307)$	0,640	3,2
30	Zamość	$\Delta T_{\min} = -0,007 + 0,722 \sin(\omega t - 1,237)$	0,933	30,3
31	Zgorzelec	$\Delta T_{\min} = 0,564 + 0,608 \sin(\omega t + 0,986)$	0,920	24,9
32	Zielona Góra	$\Delta T_{\min} = 1,383 + 0,140 \sin(\omega t - 0,650)$	0,318	0,5

Tab. 5. Równania sinusoid rocznych zmian różnic dobowej amplitudy temperatury powietrza (ΔA) między miastami i średnią Polski w latach 1951–1960: t — doba kalendarzowa, R — współczynnik korelacji wielokrotnej, F — test Fishera-Snedecora.

Equations of sinusoids of annual changes in the daily air temperature amplitude differences (ΔA) between the towns and the average for Poland in the years 1951–1960: t — calendar day from midnight to midnight, R — multiple correlation coefficient, F — value of the Fisher-Snedecor test.

L.p.	Miejscowość	$\Delta A = a + b \sin(\omega t + c), \omega = 2\pi/365,25$	R	F
1	Białystok	$\Delta A = 0,277 + 0,873 \sin(\omega t - 1,479)$	0,976	89,9
2	Częstochowa	$\Delta A = 0,643 + 0,278 \sin(\omega t - 2,825)$	0,611	2,7
3	Elbląg	$\Delta A = -1,176 + 0,165 \sin(\omega t - 0,334)$	0,444	1,1
4	Gdańsk Wrzeszcz	$\Delta A = -1,402 + 0,424 \sin(\omega t + 1,248)$	0,512	1,6
5	Gorzów Wlkp.	$\Delta A = -0,450 + 0,044 \sin(\omega t - 0,538)$	0,093	0,0
6	Jelenia Góra	$\Delta A = 2,082 + 0,933 \sin(\omega t + 1,847)$	0,952	43,5
7	Kalisz	$\Delta A = 0,329 + 0,744 \sin(\omega t - 2,350)$	0,934	32,5
8	Kielce	$\Delta A = 0,992 + 0,348 \sin(\omega t - 1,426)$	0,561	2,1
9	Kołobrzeg	$\Delta A = -1,662 + 1,588 \sin(\omega t + 1,764)$	0,903	19,8
10	Kraków	$\Delta A = 0,385 + 0,355 \sin(\omega t - 3,118)$	0,564	2,1
11	Lębork	$\Delta A = -0,201 + 0,358 \sin(\omega t - 0,277)$	0,591	2,4
12	Lublin	$\Delta A = 0,604 + 0,796 \sin(\omega t - 1,976)$	0,904	20,2
13	Łódź Lublinek	$\Delta A = 0,186 + 0,496 \sin(\omega t - 2,074)$	0,939	33,7
14	Olsztyn	$\Delta A = 0,058 + 0,781 \sin(\omega t - 0,849)$	0,955	47,0
15	Ostrołęka	$\Delta A = 0,436 + 0,863 \sin(\omega t - 1,564)$	0,930	29,0
16	Płock	$\Delta A = 0,111 + 0,637 \sin(\omega t - 1,722)$	0,917	23,7
17	Poznań Ławica	$\Delta A = 0,326 + 0,526 \sin(\omega t - 1,489)$	0,887	16,6
18	Racibórz	$\Delta A = 0,876 + 0,405 \sin(\omega t + 2,942)$	0,629	3,0
19	Radom	$\Delta A = 0,118 + 0,177 \sin(\omega t - 1,977)$	0,572	2,2
20	Rzeszów	$\Delta A = 0,628 + 0,583 \sin(\omega t - 2,073)$	0,820	9,2
21	Sandomierz	$\Delta A = 0,084 + 0,243 \sin(\omega t + 3,006)$	0,558	2,0
22	Siedlce	$\Delta A = 0,519 + 0,756 \sin(\omega t - 1,648)$	0,968	66,2
23	Suwałki	$\Delta A = -0,325 + 0,326 \sin(\omega t - 0,919)$	0,895	18,1
24	Szczecin Dąbie	$\Delta A = -0,052 + 0,529 \sin(\omega t - 0,383)$	0,852	12,0
25	Szczecinek	$\Delta A = -0,376 + 0,610 \sin(\omega t - 0,619)$	0,901	19,5
26	Toruń	$\Delta A = 0,652 + 0,839 \sin(\omega t - 1,468)$	0,927	27,4
27	Warszawa Okęcie	$\Delta A = -0,400 + 0,427 \sin(\omega t - 2,091)$	0,858	12,6
28	Wrocław	$\Delta A = 1,217 + 0,284 \sin(\omega t + 2,571)$	0,710	4,6
29	Zakopane	$\Delta A = 1,520 + 1,915 \sin(\omega t + 1,642)$	0,938	32,9
30	Zamość	$\Delta A = 0,437 + 0,751 \sin(\omega t - 1,981)$	0,774	6,7
31	Zgorzelec	$\Delta A = 0,275 + 0,085 \sin(\omega t + 0,982)$	0,204	0,2
32	Zielona Góra	$\Delta A = -0,708 + 0,138 \sin(\omega t - 0,742)$	0,235	0,3

Tab. 6. Różnice skrajne ΔT_{MIN} , ΔT_{MAX} średniej dobowej temperatury powietrza (ΔT) między miastami i średnią Polski, i daty występowania t_{MIN} , t_{MAX} w latach 1951–1960.

Extremum values, ΔT_{MIN} , ΔT_{MAX} , of the average daily air temperature difference (ΔT) between the towns and the average for Poland, and the dates of occurrence of t_{MIN} , t_{MAX} in the years 1951–1960.

L.p.	Miejscowość	$\overline{\Delta T}$	ΔT_{MIN}	t_{MIN}	ΔT_{MAX}	t_{MAX}
1	Białystok	-0,433	-1,66	1 I	0,80	2 VII
2	Częstochowa	0,492	0,17	21 IX	0,81	22 III
3	Elbląg	0,275	0,25	15 XI	0,30	16 V
4	Gdańsk Wrzeszcz	0,400	-0,50	2 II	1,30	4 VIII
5	Gorzów Wlkp.	0,908	0,51	5 IX	1,30	7 III
6	Jelenia Góra	0,400	-1,16	25 VII	0,36	23 I
7	Kalisz	0,558	0,24	9 XII	0,88	10 VI
8	Kielce	0,125	-0,49	3 I	0,74	4 VII
9	Kołobrzeg	0,217	-1,52	14 VI	1,95	14 XII
10	Kraków	1,308	0,76	9 XII	1,86	10 VI
11	Lębork	0,142	-0,82	19 VI	1,10	19 XII
12	Lublin	0,342	-0,49	24 XII	1,18	25 VI
13	Łódź Lublinek	0,342	-0,10	27 XII	0,79	27 VI
14	Olsztyn	0,433	-0,86	27 I	-0,01	29 VII
15	Ostrołęka	0,033	-0,92	26 XII	0,86	27 VI
16	Płock	0,800	0,17	18 XII	1,44	19 VI
17	Poznań Ławica	0,750	0,41	30 XI	1,09	1 VI
18	Racibórz	0,917	0,55	14 IX	1,28	15 III
19	Radom	0,408	-0,27	3 I	1,09	4 VII
20	Rzeszów	0,392	-0,21	3 I	1,00	4 VII
21	Sandomierz	0,442	-0,52	29 XII	1,41	30 VI
22	Siedlce	-0,133	-1,02	2 I	0,76	3 VII
23	Suwałki	-1,067	-2,43	21 I	0,31	23 VII
24	Szczecin Dąbie	1,042	0,30	11 VII	1,78	10 I
25	Szczecinek	-0,117	-0,57	14 VII	0,33	12 I
26	Toruń	0,308	-0,08	3 I	0,70	5 VII
27	Warszawa Okęcie	0,517	-0,25	26 XII	1,29	27 VI
28	Wrocław	1,058	0,79	26 IX	1,32	28 III
29	Zakopane	-2,342	-2,79	13 VII	-1,90	12 I
30	Zamość	0,175	-0,78	29 XII	1,14	30 VI
31	Zgorzelec	0,750	0,14	4 VIII	1,34	2 II
32	Zielona Góra	0,933	0,64	7 VII	1,22	5 I

Tab. 7. Różnice skrajne ΔT_{MIN} , ΔT_{MAX} maksymalnej temperatury powietrza (ΔT_{max}) między miastami i średnią Polski, i daty występowania t_{MIN} , t_{MAX} w latach 1951–1960.

Extremum values, ΔT_{MIN} , ΔT_{MAX} , of the maximum air temperature differences (ΔT_{max}) between the towns and the average for Poland, and the dates of occurrence of t_{MIN} , t_{MAX} in the years 1951–1960.

L.p.	Miejscowość	$\overline{\Delta T_{\text{max}}}$	ΔT_{MIN}	t_{MIN}	ΔT_{MAX}	t_{MAX}
1	Białystok	-0,400	-1,97	3 I	1,18	4 VII
2	Częstochowa	0,883	0,53	10 I	1,24	12 VII
3	Elbląg	-0,442	-0,55	10 IV	-0,34	10 X
4	Gdańsk Wrzeszcz	-0,117	-1,23	16 VI	0,87	16 XII
5	Gorzów Wlkp.	0,883	0,47	3 X	1,29	3 IV
6	Jelenia Góra	0,500	-0,70	7 VII	1,70	6 I
7	Kalisz	0,875	0,25	20 I	1,51	22 VII
8	Kielce	0,592	-0,24	3 I	1,43	4 VII
9	Kołobrzeg	-0,717	-3,42	19 VI	1,98	19 XII
10	Kraków	1,208	0,75	27 XII	1,67	27 VI
11	Lębork	-0,167	-1,08	30 VI	0,74	29 XII
12	Lublin	0,525	-0,65	8 I	1,70	9 VII
13	Łódź Lublinek	0,386	-0,23	14 I	1,00	15 VII
14	Olsztyn	-0,492	-1,25	29 XII	0,27	30 VI
15	Ostrołęka	0,017	-1,34	4 I	1,30	5 VII
16	Płock	0,808	-0,08	30 XII	1,71	1 VII
17	Poznań Ławica	0,875	0,29	8 XII	1,46	9 VI
18	Racibórz	1,517	1,40	23 XI	1,63	25 V
19	Radom	0,583	-0,34	11 I	1,52	13 VII
20	Rzeszów	0,633	-0,30	17 I	1,57	18 VII
21	Sandomierz	0,625	-0,40	8 I	1,66	10 VII
22	Siedlce	0,083	-1,19	5 I	1,37	7 VII
23	Suwałki	-1,375	-2,89	6 I	0,15	7 VII
24	Szczecin Dąbie	0,958	0,33	14 VIII	1,58	12 II
25	Szczecinek	-0,342	-0,68	27 VIII	0,00	26 II
26	Toruń	0,433	-0,40	29 XII	1,27	29 VI
27	Warszawa Okęcie	0,367	-0,59	6 I	1,33	7 VII
28	Wrocław	1,633	1,45	4 VIII	1,81	12 II
29	Zakopane	-1,568	-3,04	1 VII	-0,10	31 XII
30	Zamość	0,425	-0,94	3 I	1,80	4 VII
31	Zgorzelec	0,755	0,16	14 VIII	1,39	12 II
32	Zielona Góra	0,675	0,40	10 XI	0,95	12 V

Tab. 8. Różnice skrajne ΔT_{MIN} , ΔT_{MAX} średniej minimalnej temperatury powietrza (ΔT_{min}) między miastami i średnią Polski, i daty występowania t_{MIN} , t_{MAX} w latach 1951–1960.

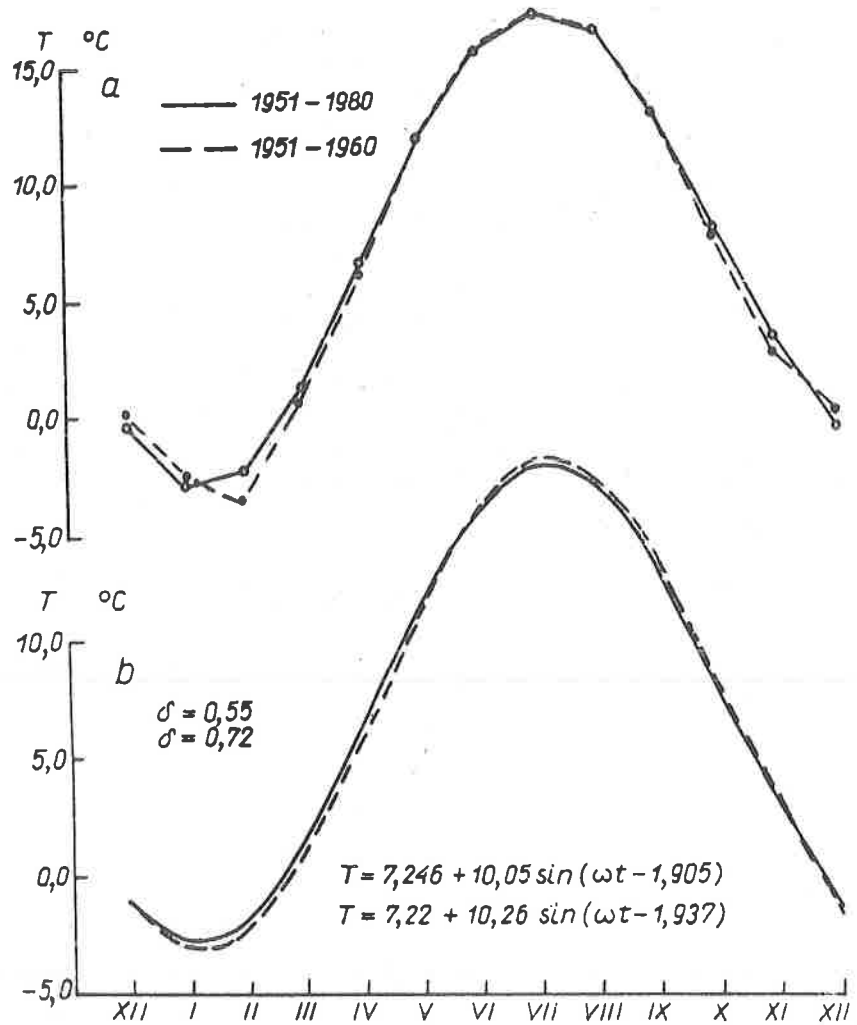
Extremum values, ΔT_{MIN} , ΔT_{MAX} , of the average minimum air temperature differences (ΔT_{min}) between the towns and the average for Poland, and the dates of occurrence of t_{MIN} , t_{MAX} in the years 1951–1960.

L.p.	Miejscowość	$\overline{\Delta T}_{\text{min}}$	ΔT_{MIN}	t_{MIN}	ΔT_{MAX}	t_{MAX}
1	Białystok	-0,675	-1,40	13 I	0,06	14 VII
2	Częstochowa	0,242	-0,09	23 XI	0,58	25 V
3	Elbląg	0,733	0,46	14 IX	1,00	16 III
4	Gdańsk Wrzeszcz	1,225	0,49	29 V	1,96	28 XI
5	Gorzów Wlkp.	1,333	0,96	19 VII	1,70	18 I
6	Jelenia Góra	-1,583	-2,06	23 VIII	-1,11	22 II
7	Kalisz	0,550	0,23	12 X	0,86	13 IV
8	Kielce	-0,400	-0,90	10 I	0,10	12 VII
9	Kołobrzeg	0,942	-0,18	17 VI	2,06	17 XII
10	Kraków	0,825	0,24	20 XI	1,42	21 V
11	Lębork	0,033	-1,04	11 VI	1,10	11 XII
12	Lublin	-0,075	-0,54	10 XII	0,39	11 VI
13	Łódź Lublinek	0,200	0,01	30 XI	0,39	1 VI
14	Olsztyn	-0,550	0,02	13 III	1,08	12 IX
15	Ostrołęka	-0,417	-0,88	11 I	0,05	12 VII
16	Płock	0,700	0,41	9 XII	0,99	10 VI
17	Poznań Ławica	0,550	0,37	5 X	0,73	5 IV
18	Racibórz	0,642	0,17	29 IX	1,11	31 III
19	Radom	0,467	-0,29	9 I	1,23	10 VII
20	Rzeszów	0,008	-0,38	28 XII	0,40	29 VI
21	Sandomierz	0,542	-0,52	26 XII	1,60	26 VI
22	Siedlce	-0,433	-0,95	6 I	0,09	7 VII
23	Suwałki	-1,000	-2,21	25 I	0,22	26 VII
24	Szczecin Dąbie	1,058	0,48	29 VI	1,63	28 XII
25	Szczecinek	0,042	-0,53	9 VI	0,61	9 XII
26	Toruń	-0,192	-0,25	11 II	-0,13	12 VIII
27	Warszawa Okęcie	0,408	-0,19	23 I	1,01	24 VII
28	Wrocław	0,417	0,06	4 X	0,78	5 IV
29	Zakopane	-3,092	-3,55	16 XII	-2,64	16 VI
30	Zamość	-0,008	-0,73	11 XII	0,72	12 VI
31	Zgorzelec	0,567	-0,04	5 VIII	1,17	3 II
32	Zielona Góra	1,383	1,24	17 XI	1,52	9 V

Tab. 9. Różnice skrajne ΔA_{MIN} , ΔA_{MAX} średniej dobowej amplitudy temperatury powietrza (ΔA) między miastami i średnią Polski, i daty występowania t_{MIN} , t_{MAX} w latach 1951–1960.

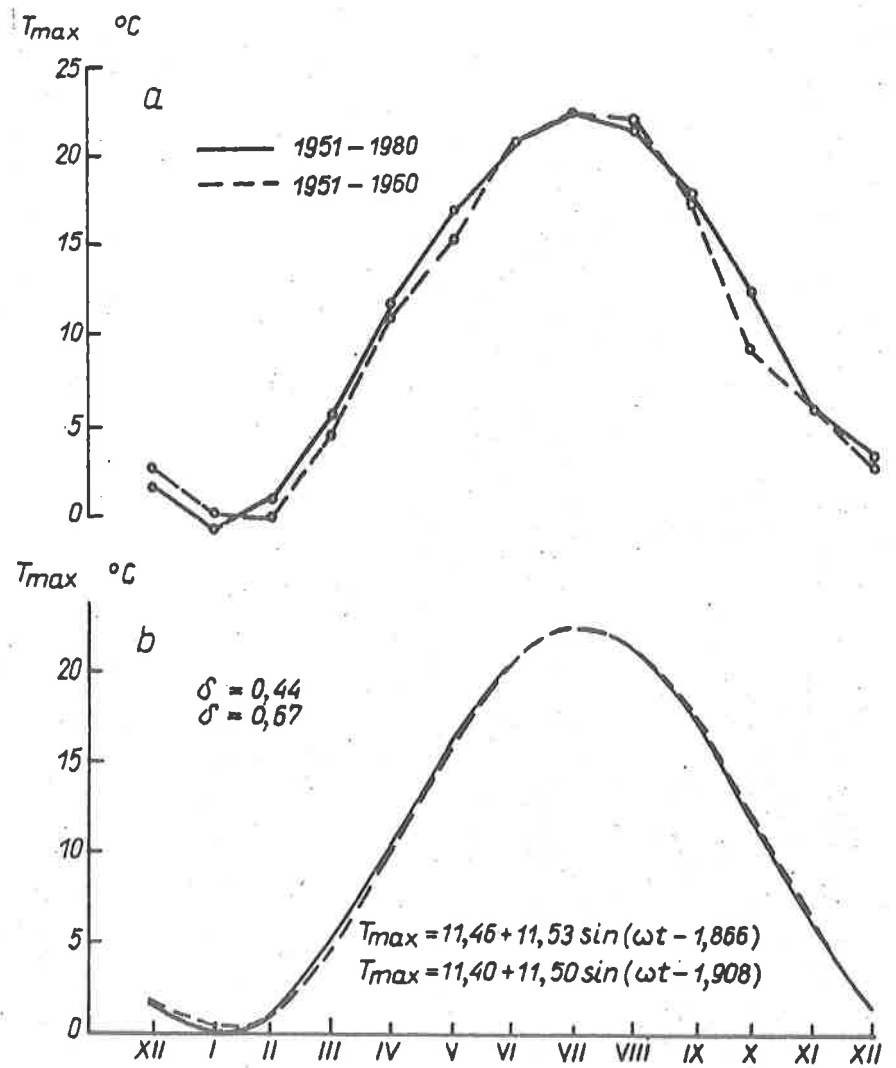
Extremum values, ΔA_{MIN} , ΔA_{MAX} of the daily average air temperature amplitude differences (ΔA), between the towns and the average for Poland, and the dates of occurrence of t_{MIN} , t_{MAX} in the years 1951–1960.

L.p.	Miejscowość	$\overline{\Delta A}$	ΔA_{MIN}	t_{MIN}	ΔA_{MAX}	t_{MAX}
1	Białystok	0,275	-0,60	23 XII	1,15	26 VI
2	Częstochowa	0,642	0,37	14 III	0,92	12 IX
3	Elbląg	-1,175	-1,34	20 X	-1,01	21 IV
4	Gdańsk Wrzeszcz	-1,400	-1,83	20 VII	-0,98	19 I
5	Gorzów Wlkp.	-0,450	-0,49	1 XI	-0,41	3 V
6	Jelenia Góra	2,083	1,15	15 VI	3,02	15 XII
7	Kalisz	0,325	-0,42	14 II	1,07	16 VIII
8	Kielce	0,992	0,64	22 XII	1,34	23 VI
9	Kołobrzeg	-1,658	-3,25	20 VI	-0,07	20 XII
10	Kraków	0,383	0,03	31 III	0,74	29 IX
11	Lębork	-0,200	-0,56	17 X	0,16	17 IV
12	Lublin	0,183	-0,19	24 I	1,40	25 VII
13	Łódź Lublinek	0,600	-0,31	29 I	0,68	31 VII
14	Olsztyn	0,058	-0,72	19 XI	0,84	21 V
15	Ostrołęka	0,433	-0,43	31 XII	1,30	1 VII
16	Płock	0,108	-0,53	9 I	0,75	10 VII
17	Poznań Ławica	0,325	-0,20	26 XII	0,85	27 VI
18	Racibórz	0,875	0,47	13 IV	1,28	12 X
19	Radom	0,117	-0,06	24 I	0,30	25 VII
20	Rzeszów	0,625	0,05	29 I	1,21	31 VII
21	Sandomierz	0,083	-0,16	9 IV	0,33	9 X
22	Siedlce	0,517	-0,24	5 I	1,28	6 VII
23	Suwałki	-0,325	-0,65	23 XI	0,00	25 V
24	Szczecin Dąbie	-0,050	-0,58	23 X	0,48	24 IV
25	Szczecinek	-0,375	-0,99	6 XI	0,23	7 V
26	Toruń	0,650	-0,19	25 XII	1,49	26 VI
27	Warszawa Okęcie	-0,042	-0,83	30 I	0,03	1 VIII
28	Wrocław	1,217	0,93	4 V	1,50	3 XI
29	Zakopane	1,525	-0,40	27 VI	3,44	27 XII
30	Zamość	0,443	-0,31	24 I	1,19	25 VII
31	Zgorzelec	0,275	0,19	5 VIII	0,36	3 II
32	Zielona Góra	0,708	-0,85	13 XI	-0,57	14 V



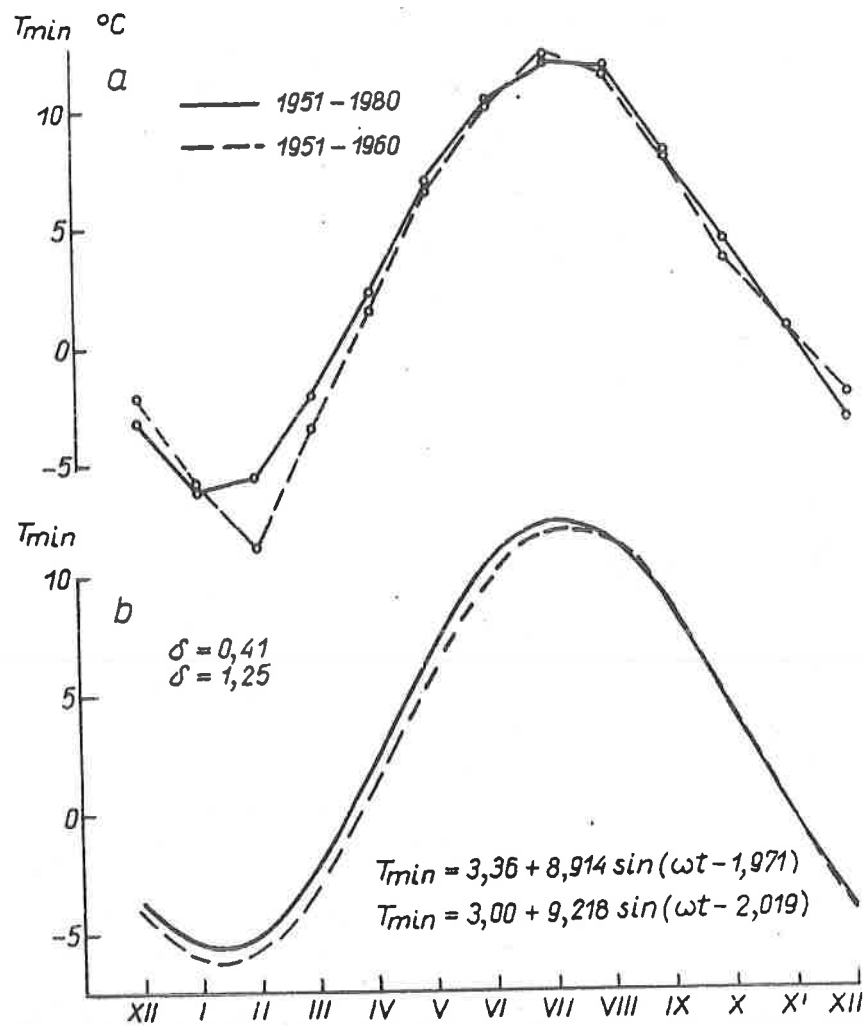
Rys. 25. Zmiany roczne temperatury powietrza (T) w dziesięcioleciu (1951-1960) na tle trzydziestolecia (1951-1980) w Polsce: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T) in the decade (1951-1960) against the period of thirty years (1951-1980) in Poland: a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



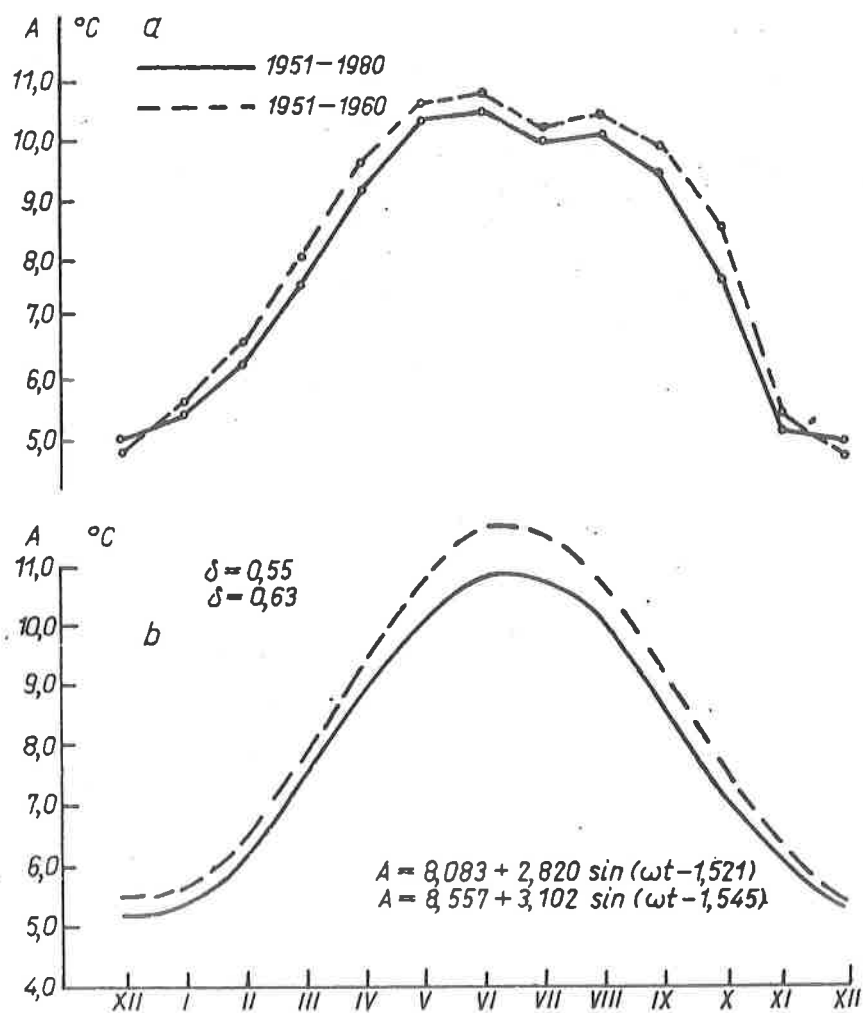
Rys. 26. Zmiany roczne temperatury maksymalnej (T_{max}) w dziesięcioleciu (1951–1960) na tle trzydziestoletnia (1951–1980) w Polsce: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of maximum air temperature (T_{max}) in the decade (1951–1960) against the period of thirty years (1951–1980) in Poland: a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



Rys. 27. Zmiany roczne temperatury minimalnej (T_{min}) w dziesięcioleciu (1951-1960) na tle trzydziestolecia (1951-1980) w Polsce: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of minimum air temperature (T_{min}) in the decade (1951-1960) against the period of thirty years (1951-1980) in Poland: a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.

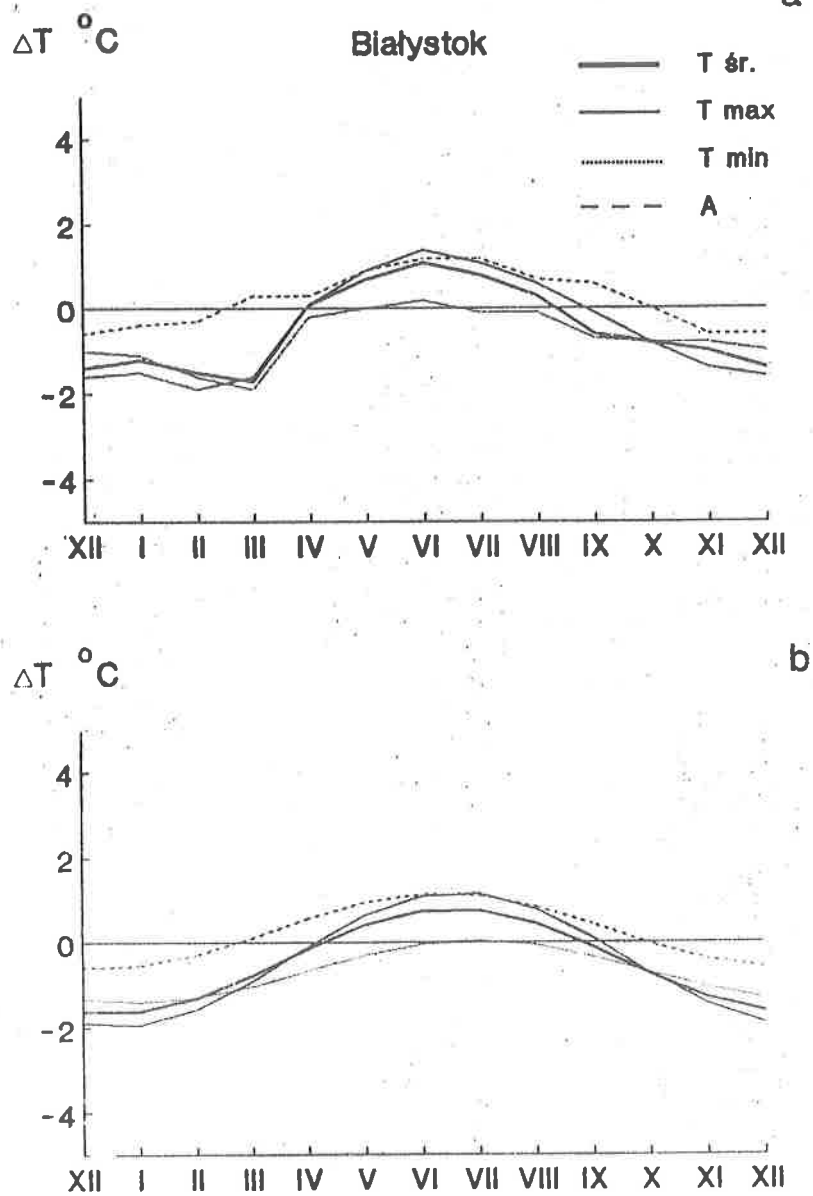


Rys. 28. Zmiany roczne dobowej amplitudy temperatury powietrza (A) w dziesięcioleciu (1951–1960) na tle trzydziestolecia (1951–1980) w Polsce: a — wartości zmierzane, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature range (A) in the decade (1951–1960) against the period of thirty years (1951–1980) in Poland: a — values measured, b — values calculated by sinusoid equations of regression.

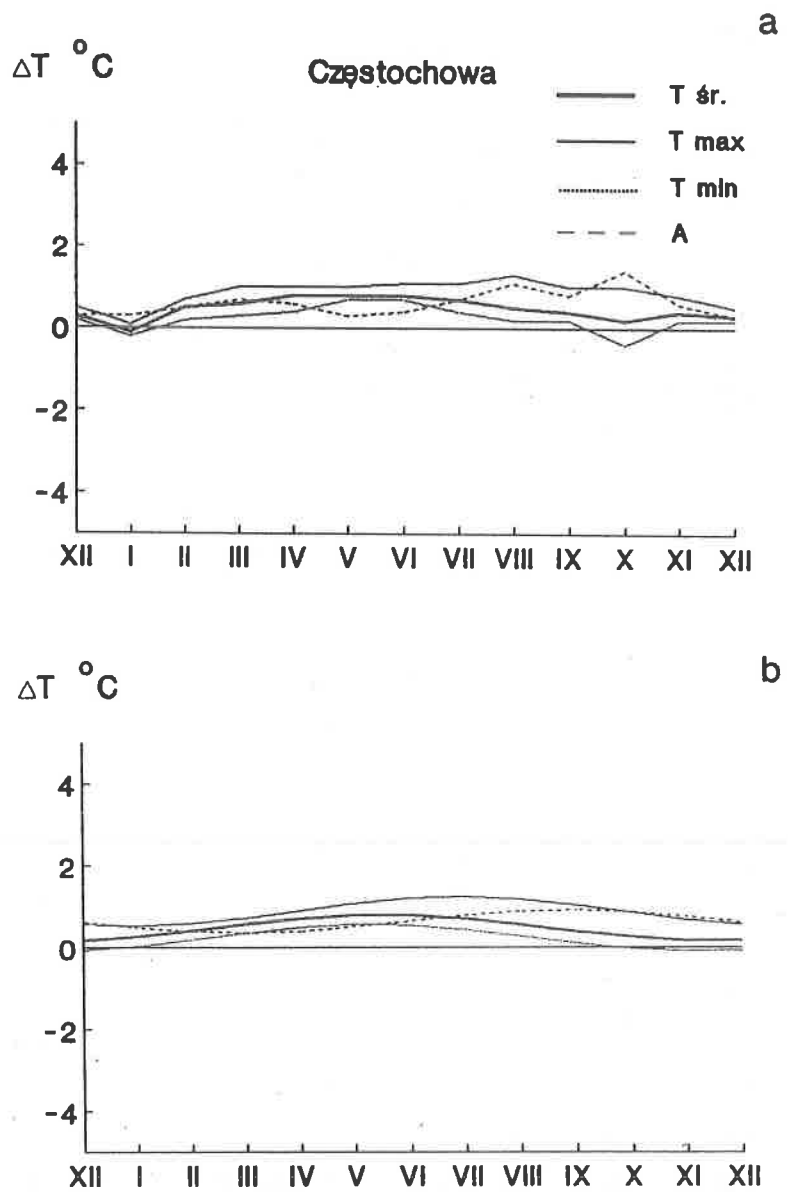


Rys. 28.1. Rozmieszczenie wybranych stacji meteorologicznych w Polsce.
Distribution of selected meteorological stations in Poland.



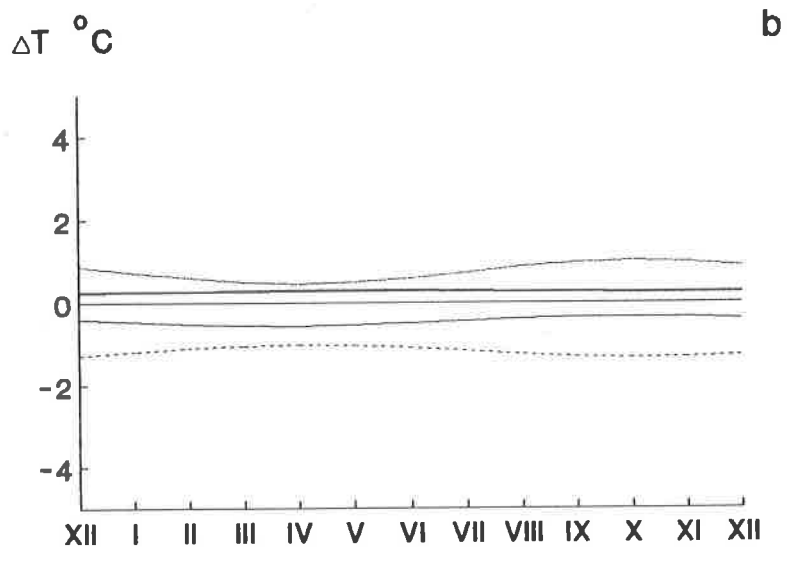
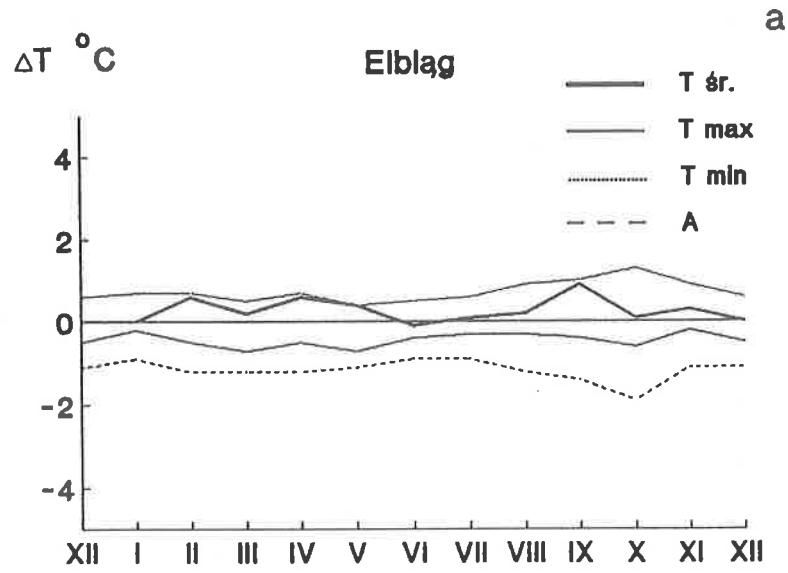
Rys. 29. Zmiany roczne temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Białymstoku względem średnich Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Białystok against the period (1951–1960) in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



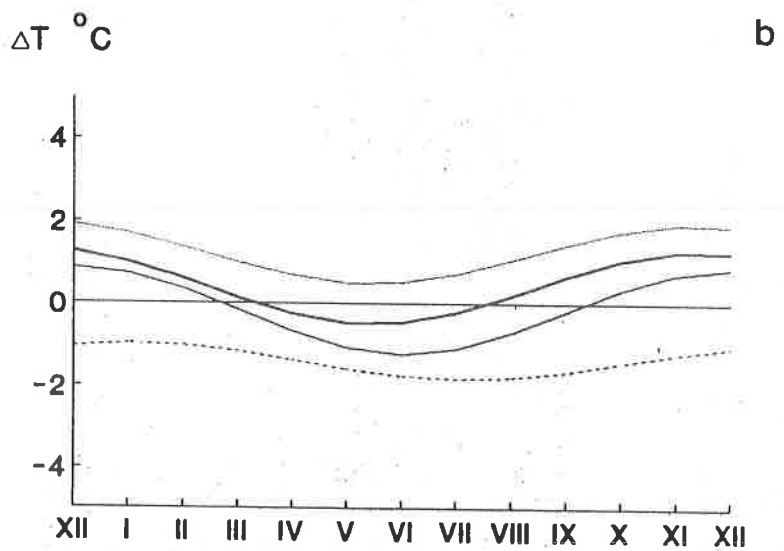
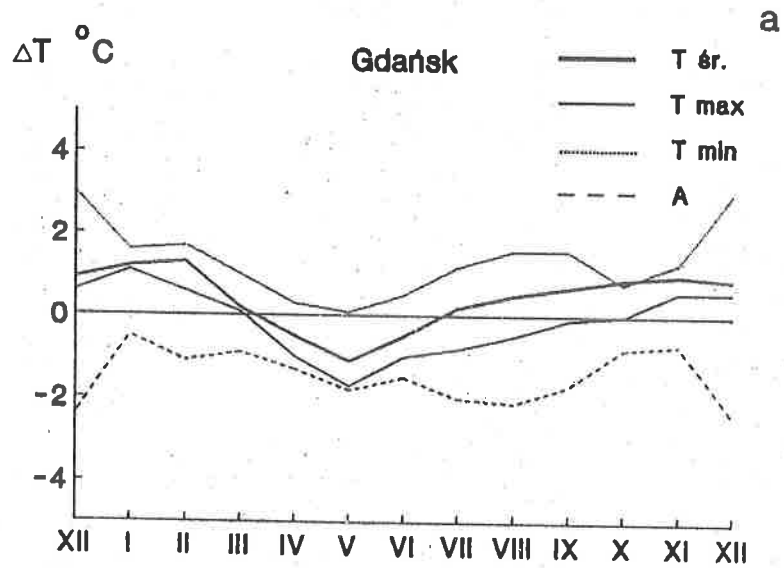
Rys. 30. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Częstochowie względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Częstochowa against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



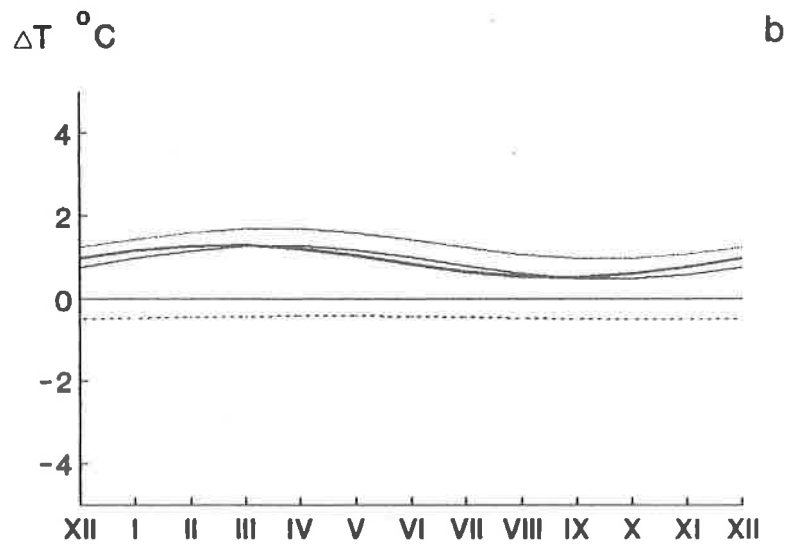
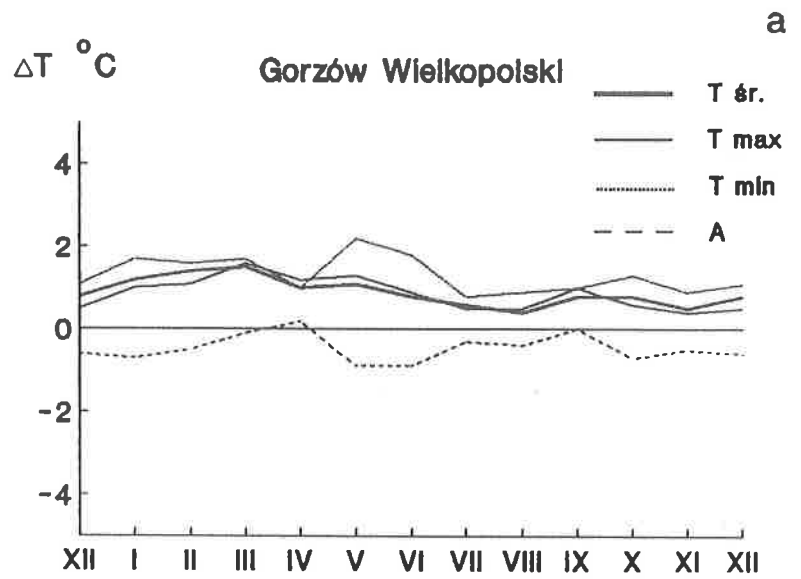
Rys. 31. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Elblągu względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Elbląg against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



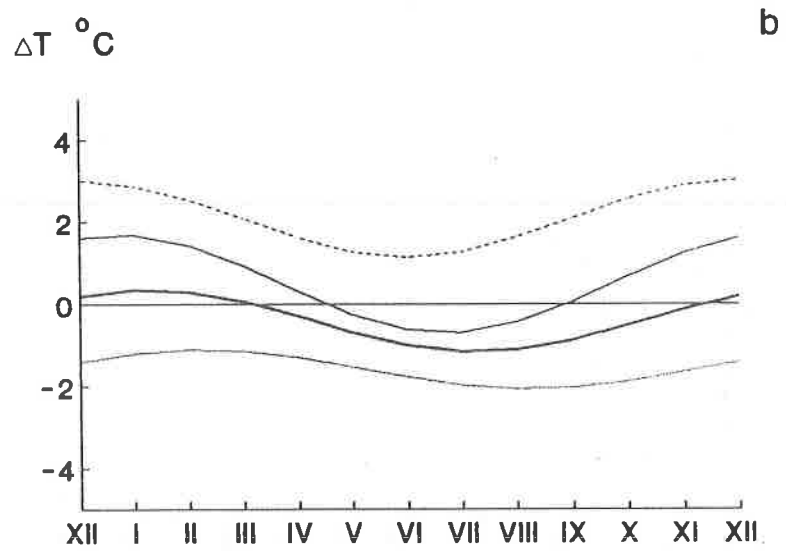
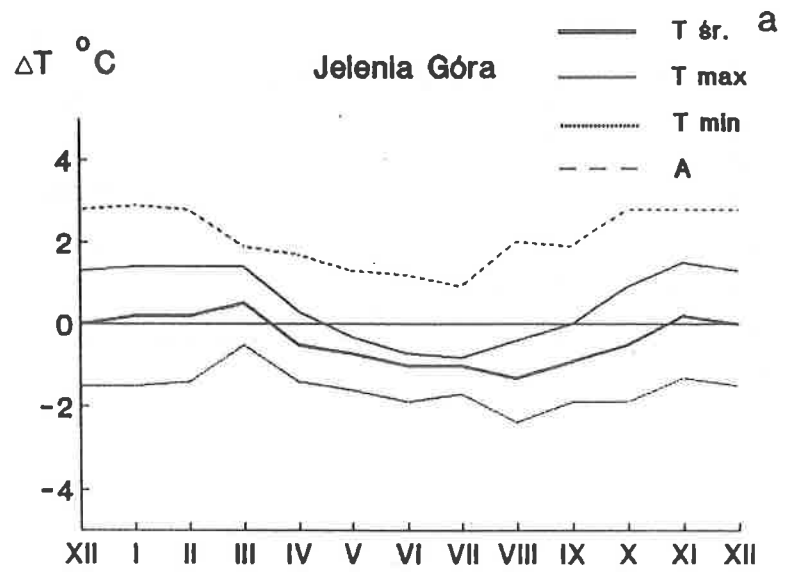
Rys. 32. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Gdańsku względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Gdańsk against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



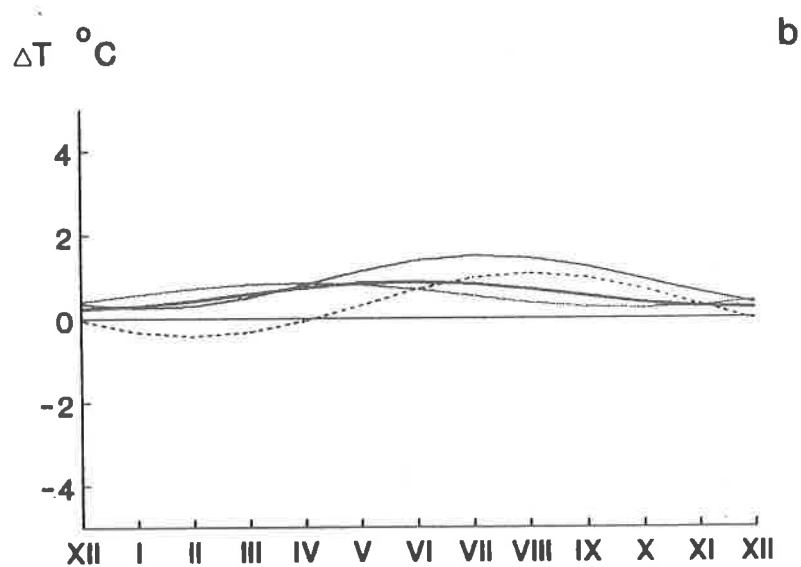
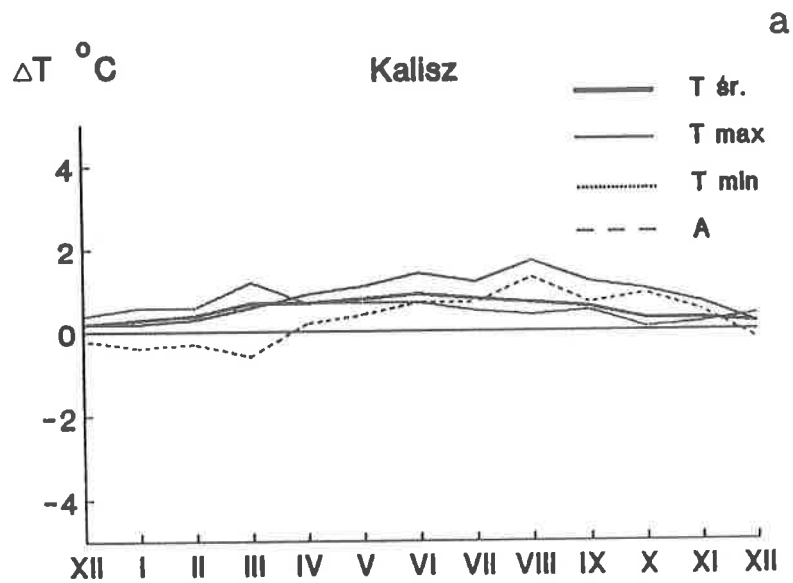
Rys. 33. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Gorzowie względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Gorzów against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



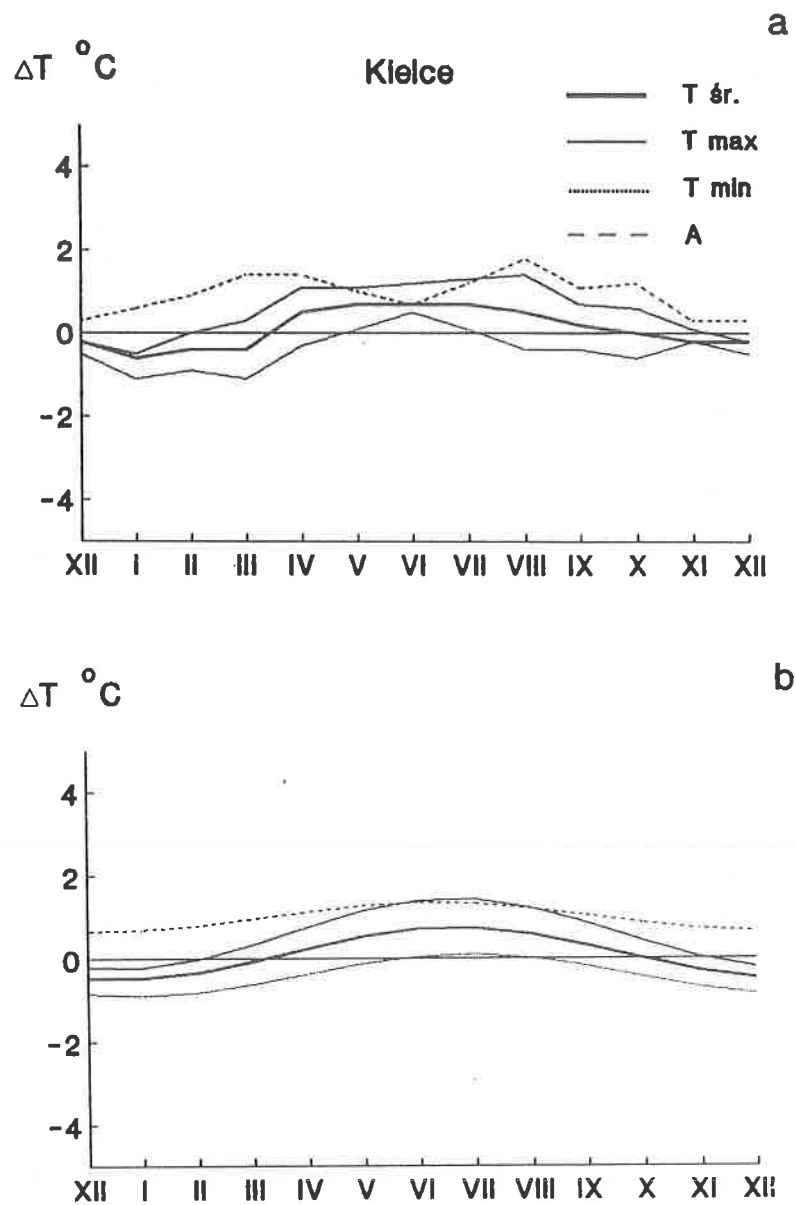
Rys. 34. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Jeleniej Górze względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Jelenia Góra against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



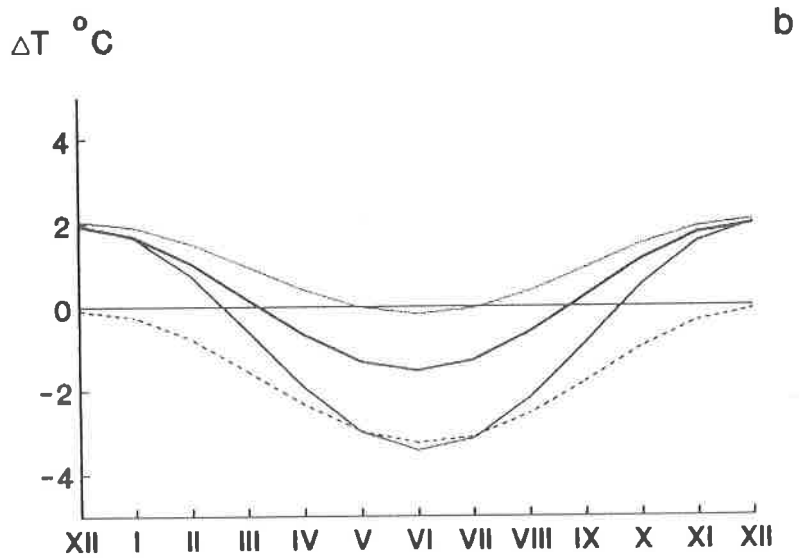
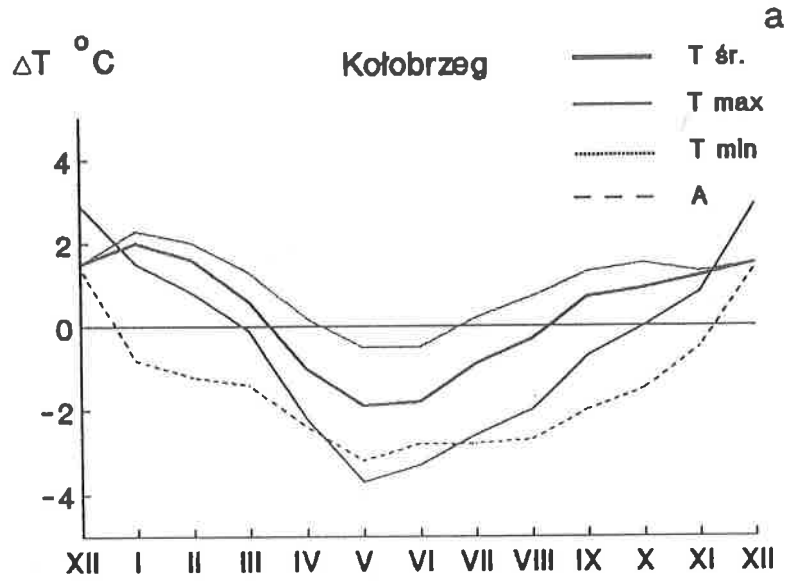
Rys. 35. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Kaliszu względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Kalisz against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



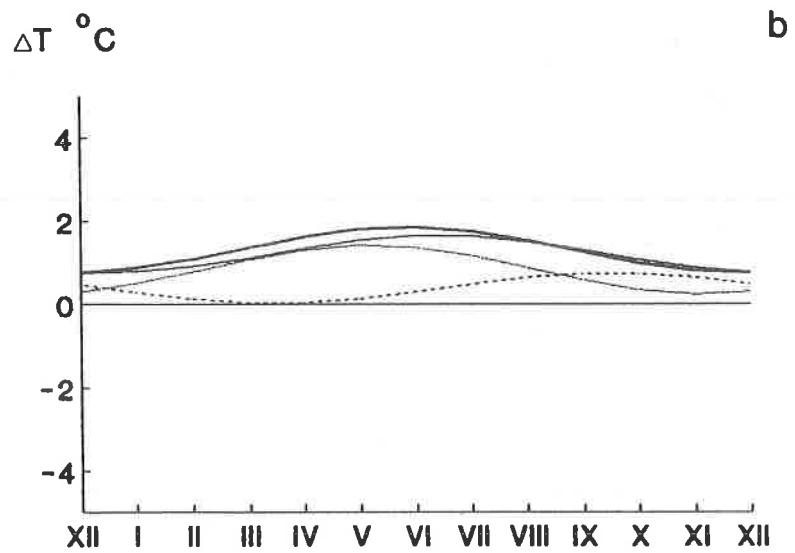
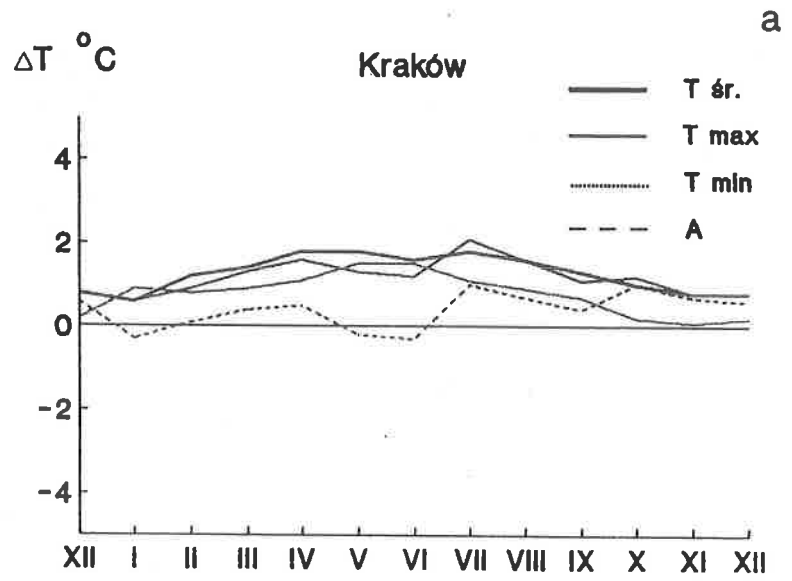
Rys. 36. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Kielcach względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Kielce against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



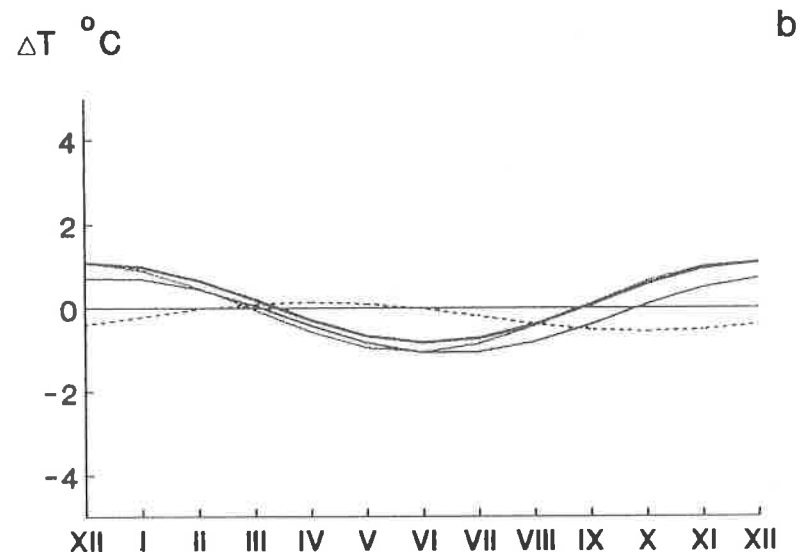
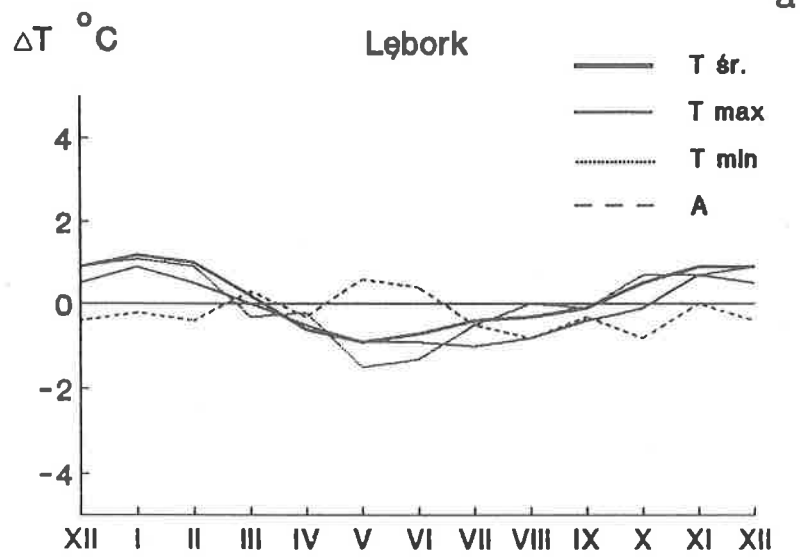
Rys. 37. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Kołobrzegu względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Kołobrzeg against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



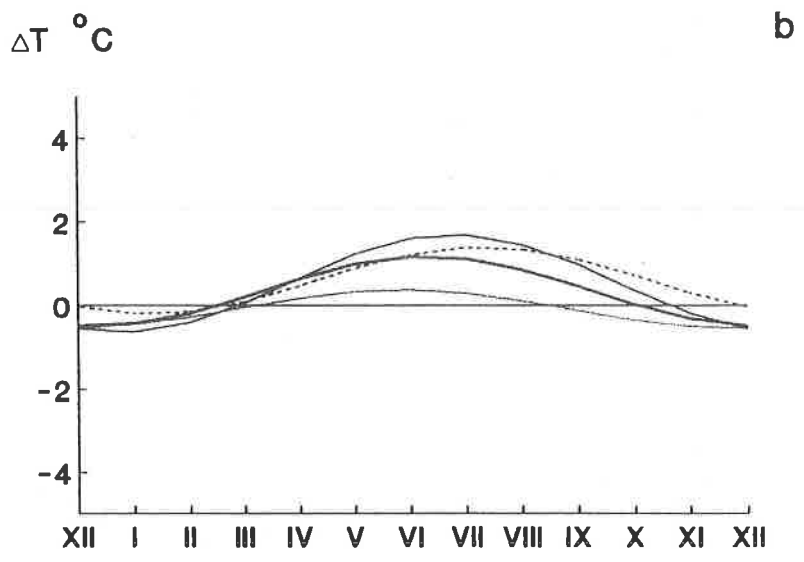
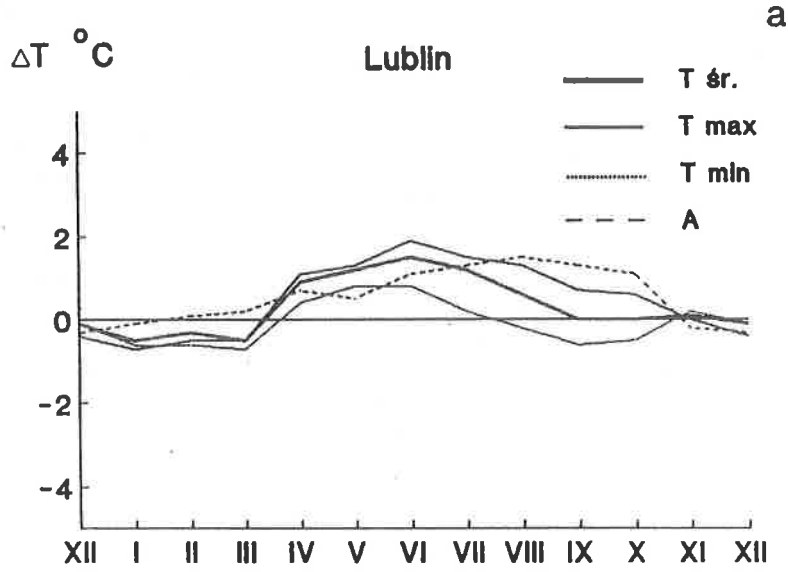
Rys. 38. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Krakowie względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Kraków against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



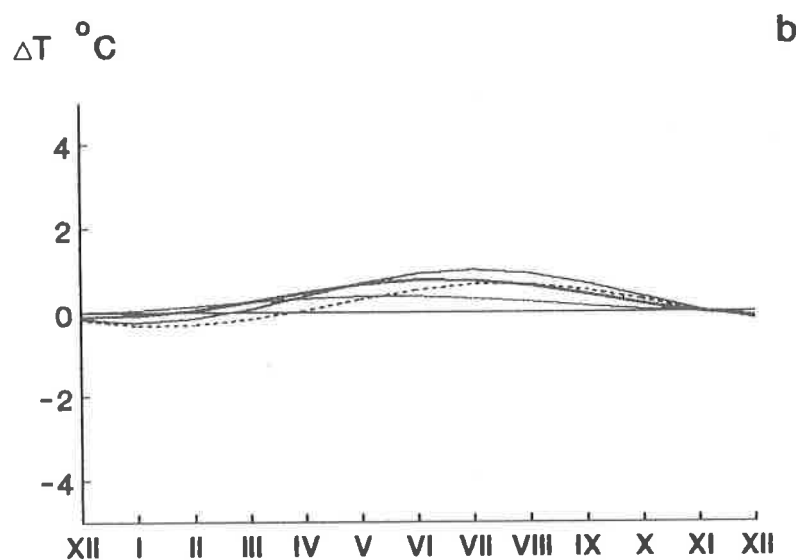
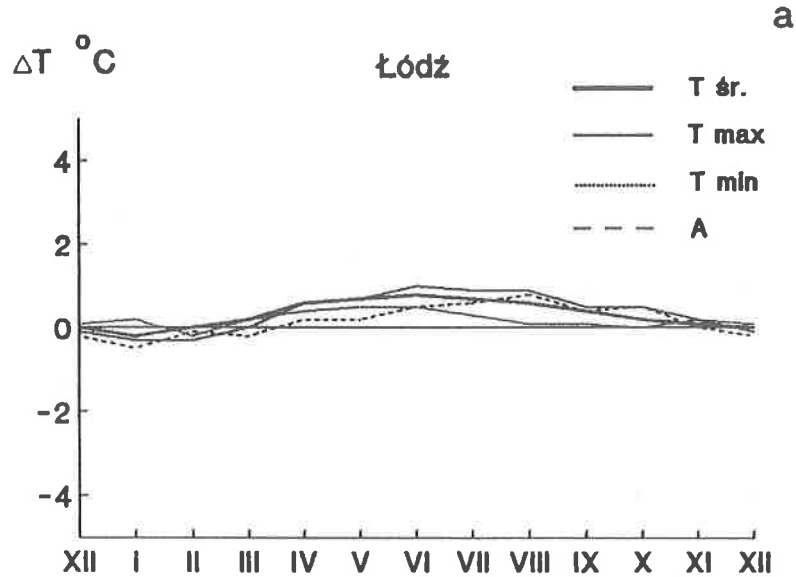
Rys. 39. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Lęborku względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Lębork against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



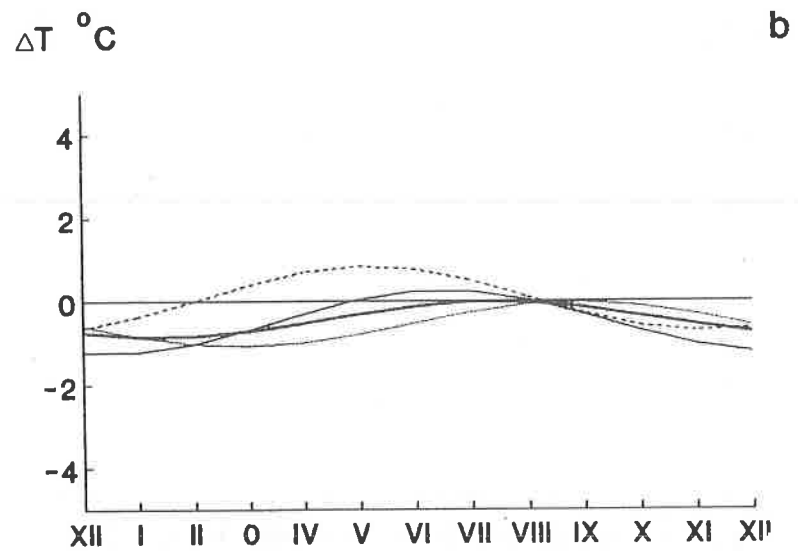
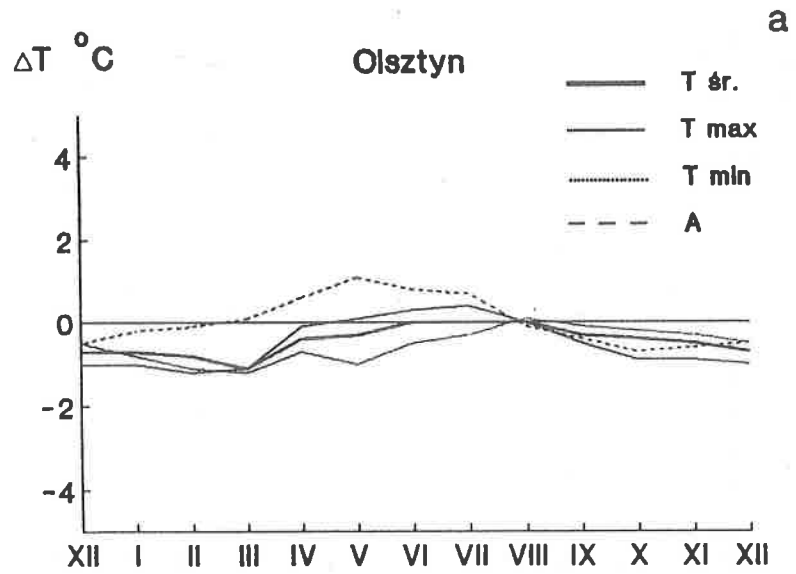
Rys. 40. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Lublinie względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Lublin against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



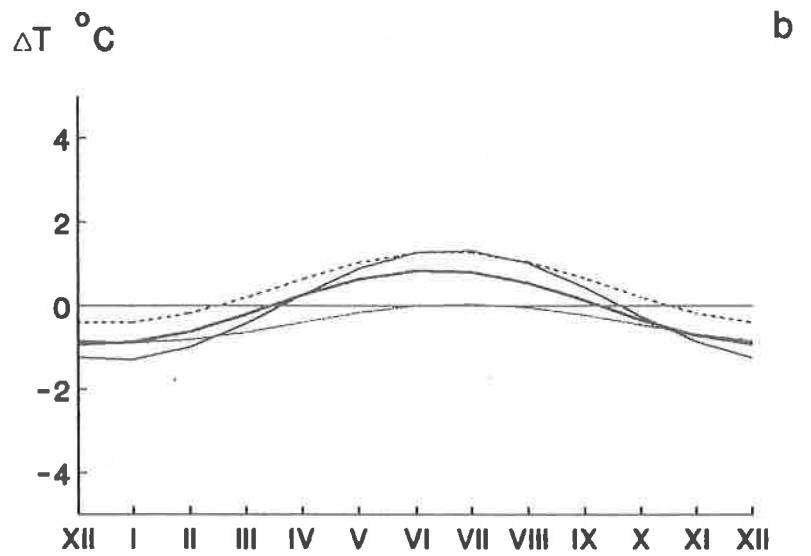
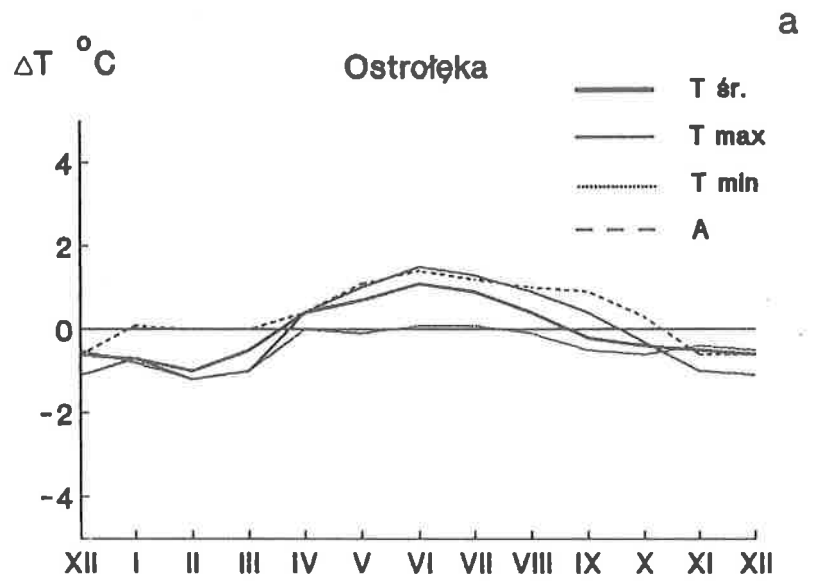
Rys. 41. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Łodzi względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Łódź against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



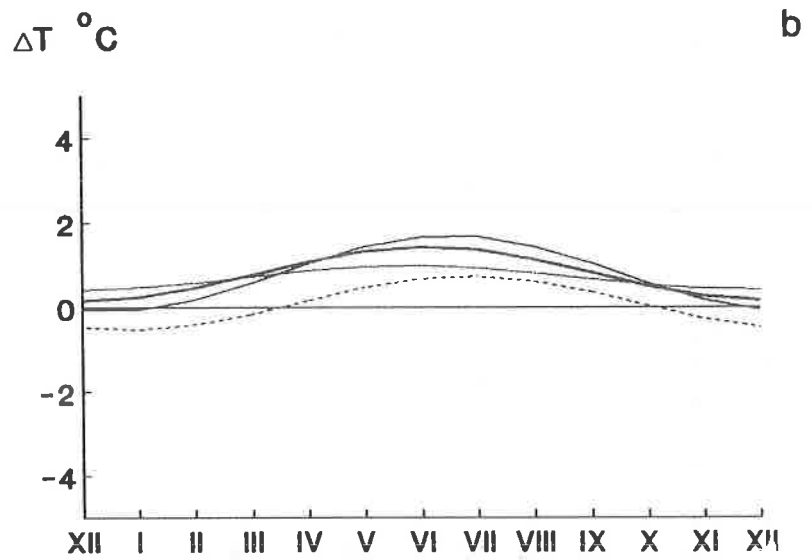
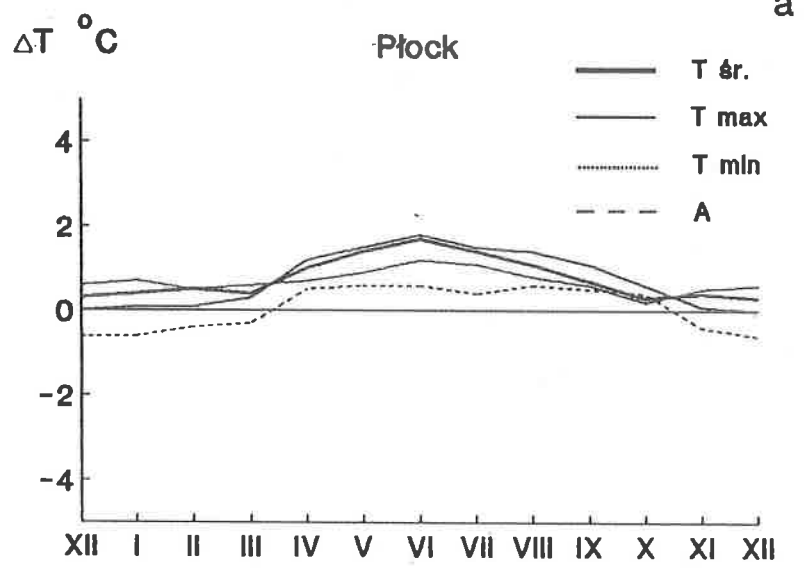
Rys. 42. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Olsztynie względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Olsztyn against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



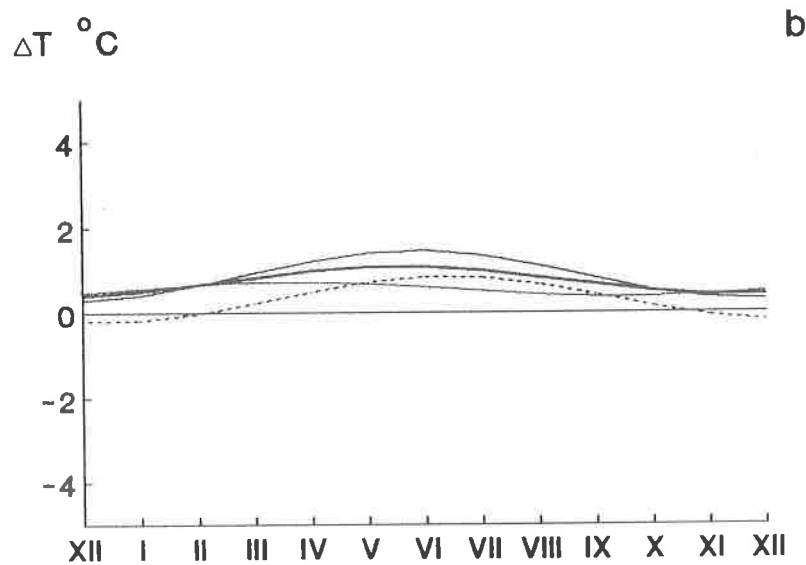
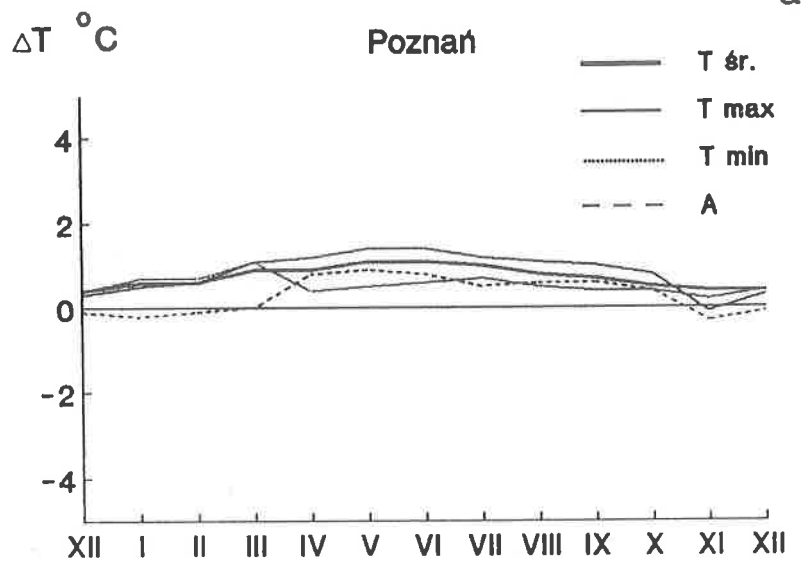
Rys. 43. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Ostrołęce względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Ostrołęka against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



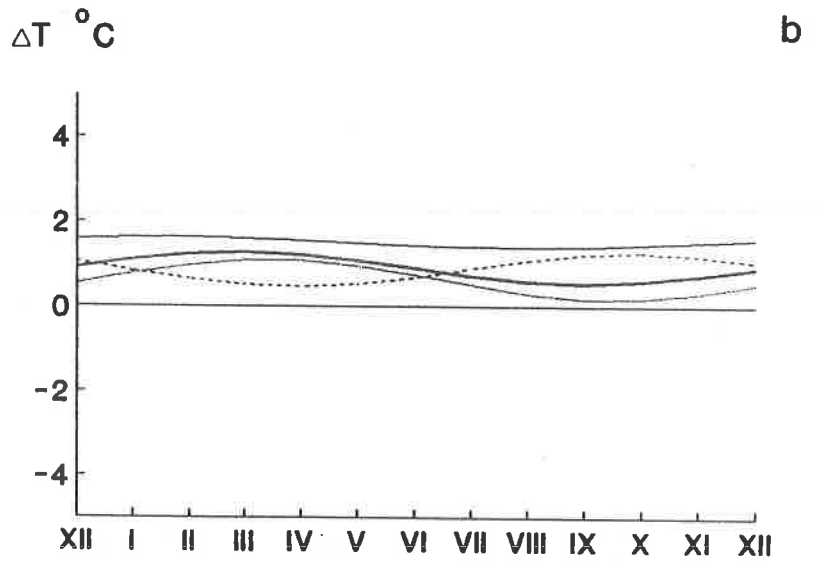
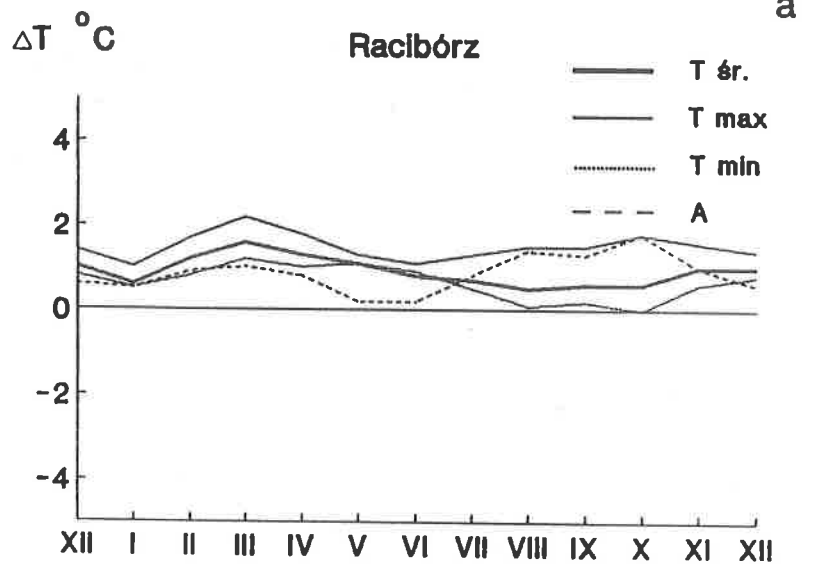
Rys. 44. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T , T_{\max} , T_{\min} , A) w Płocku względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T , T_{\max} , T_{\min} , A) in Płock against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



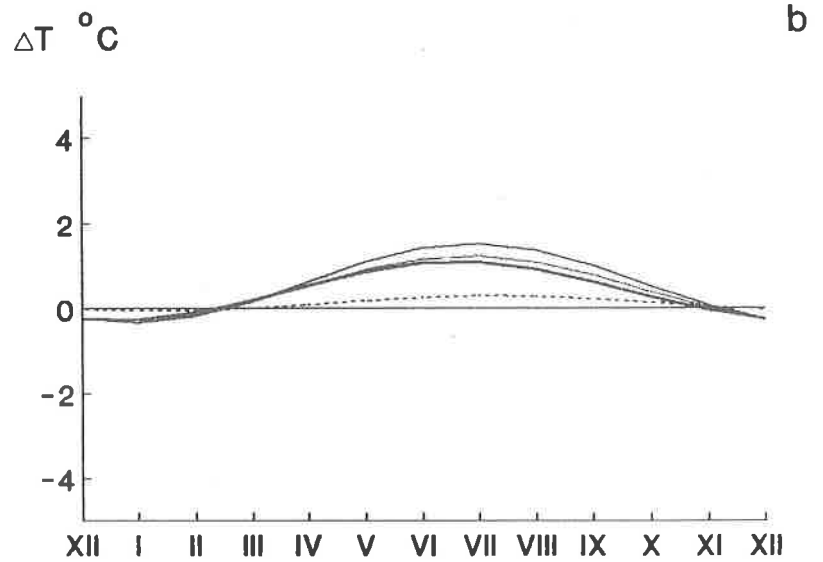
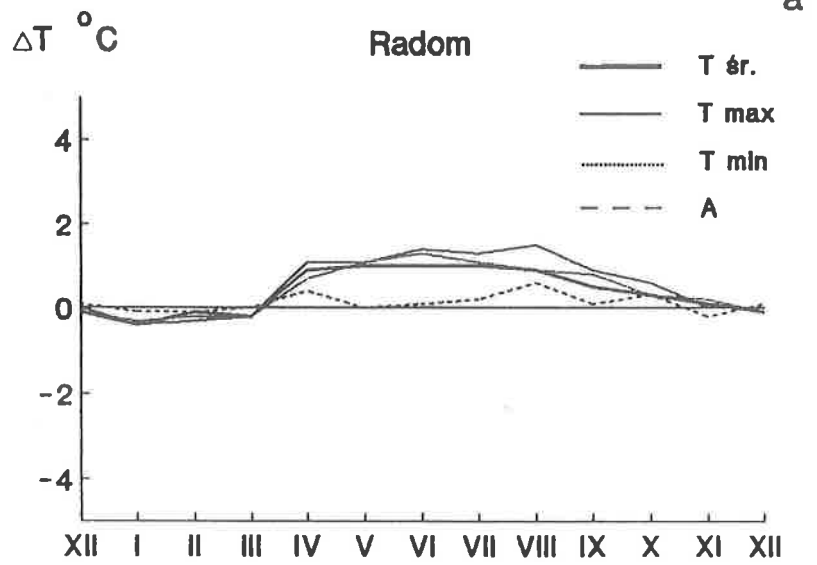
Rys. 45. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Poznaniu względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Poznań against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



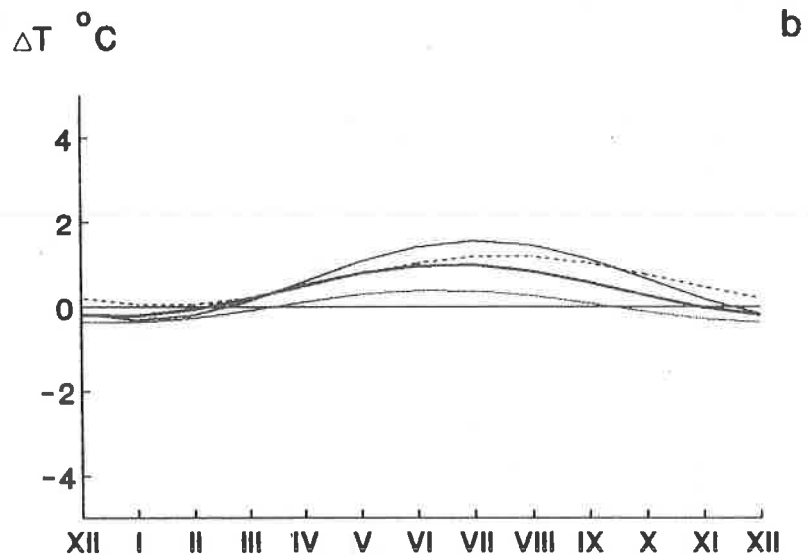
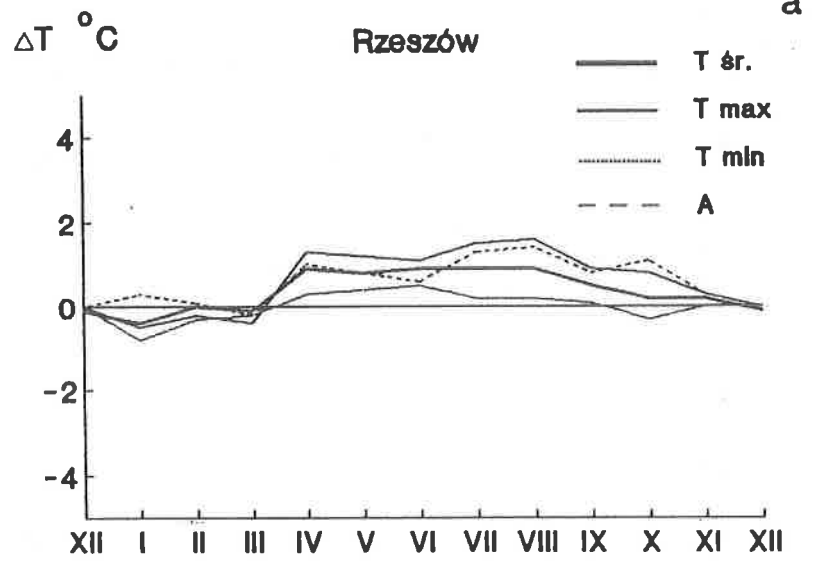
Rys. 46. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Racibórz względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Racibórz against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



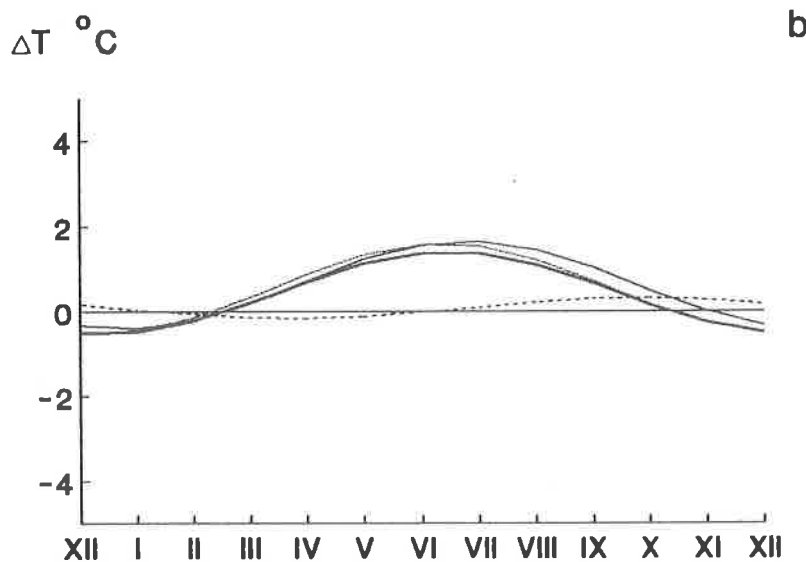
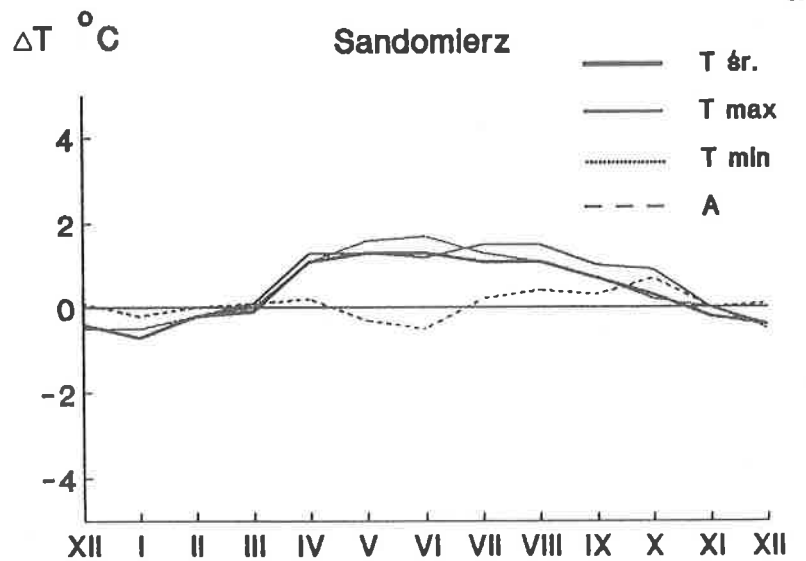
Rys. 47. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Radomiu względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Radom against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



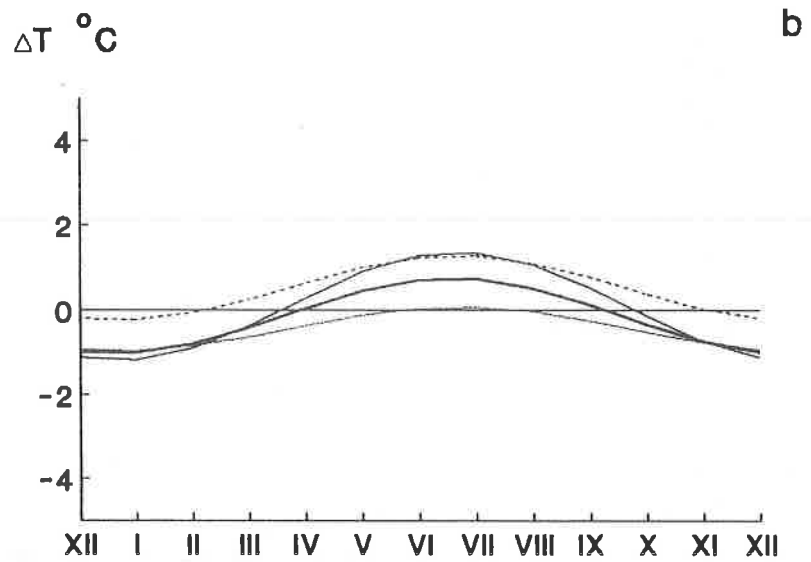
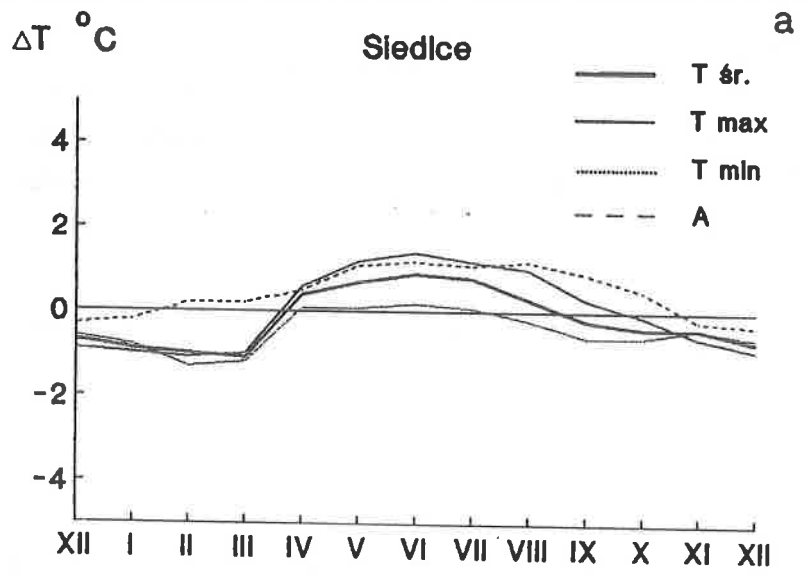
Rys. 48. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza ($T, T_{\text{max}}, T_{\text{min}}, A$) w Rzeszowie względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature ($T, T_{\text{max}}, T_{\text{min}}, A$) in Rzeszów against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



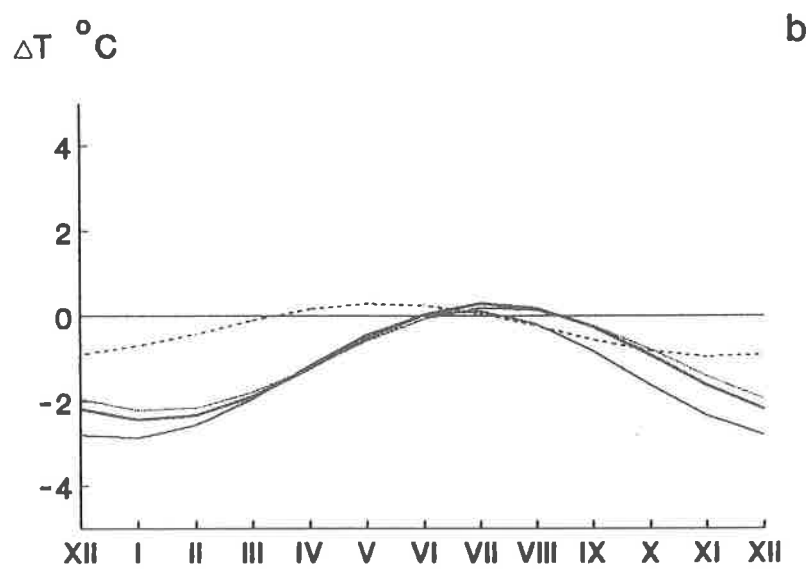
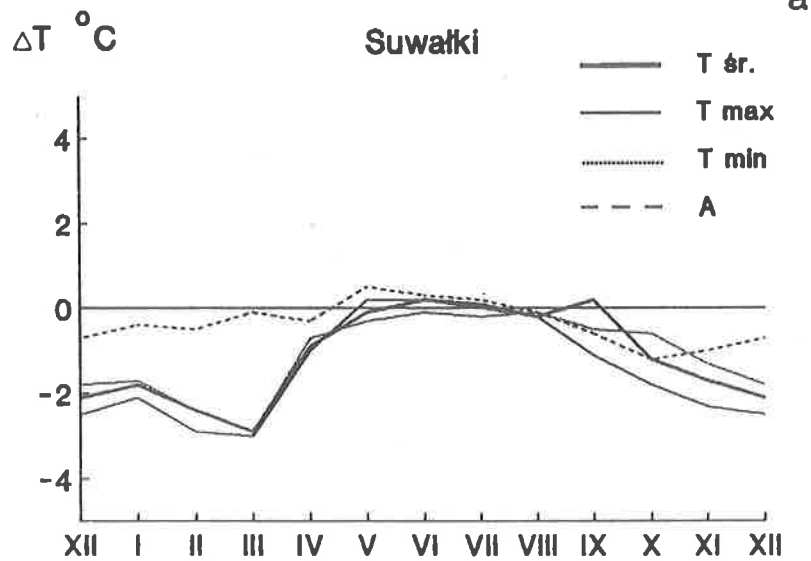
Rys. 49. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{max}, T_{min}, A) w Sandomierzu względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{max}, T_{min}, A) in Sandomierz against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



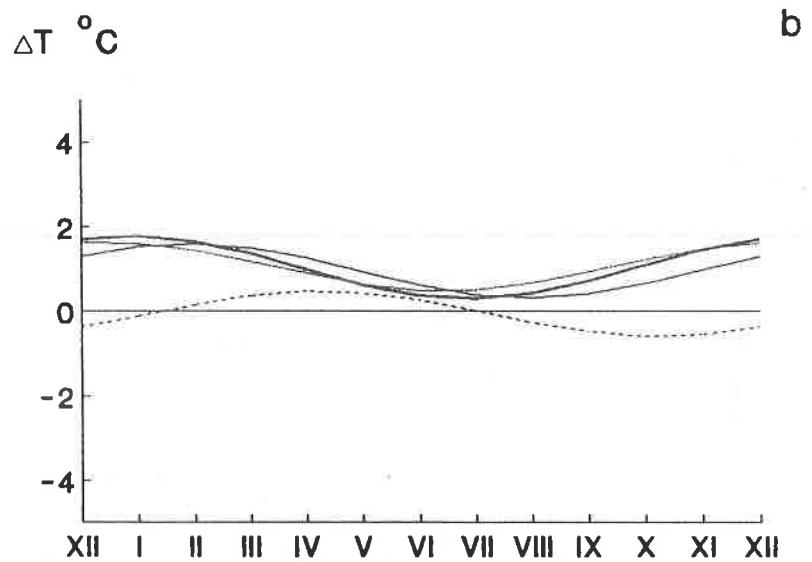
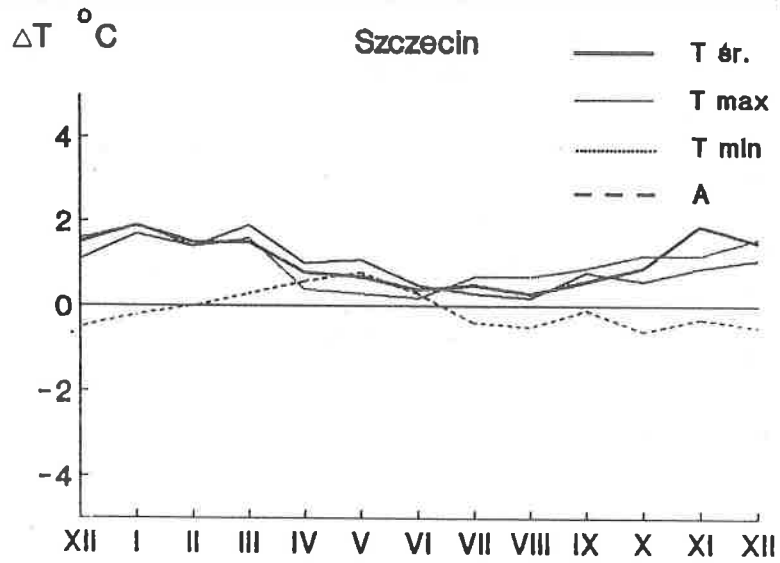
Rys. 50. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Siedlcach względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Siedlce against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



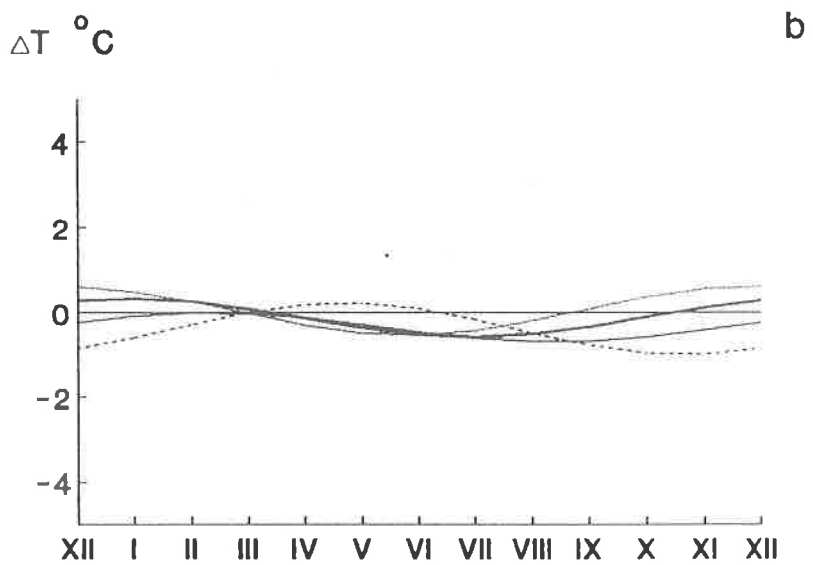
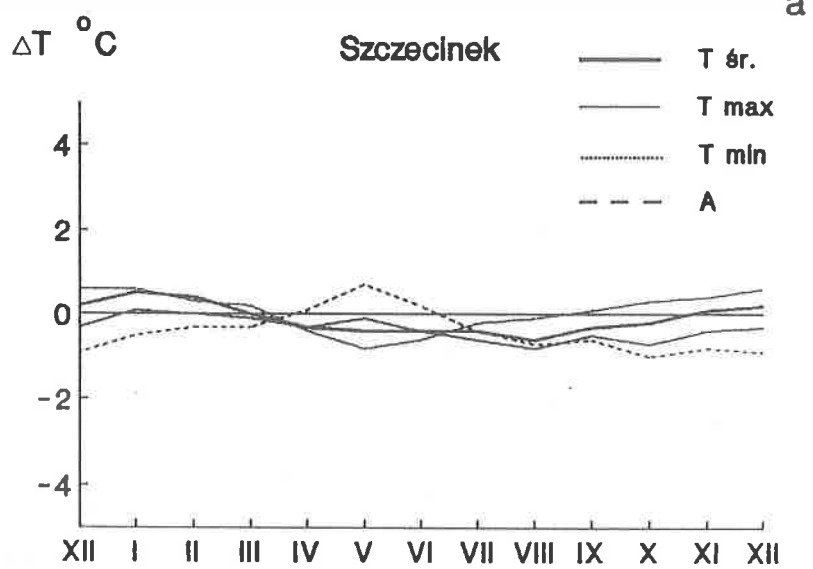
Rys. 51. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Suwałkach względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Suwałki against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



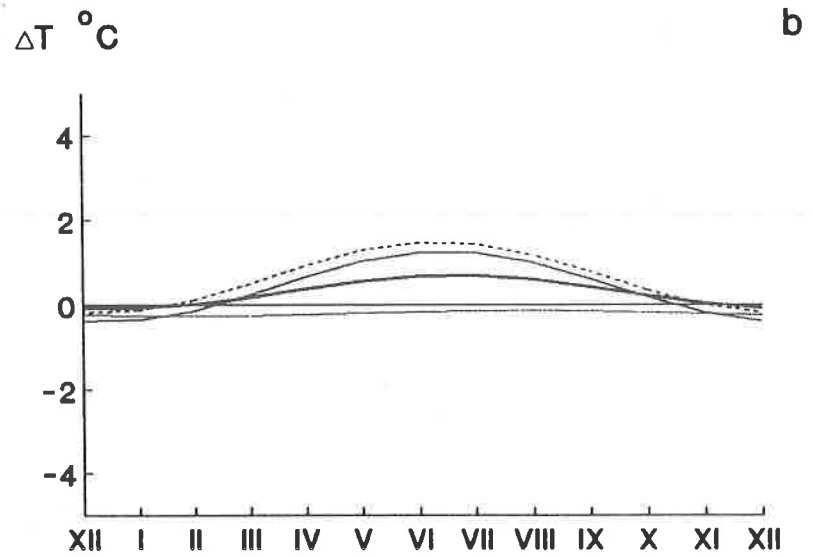
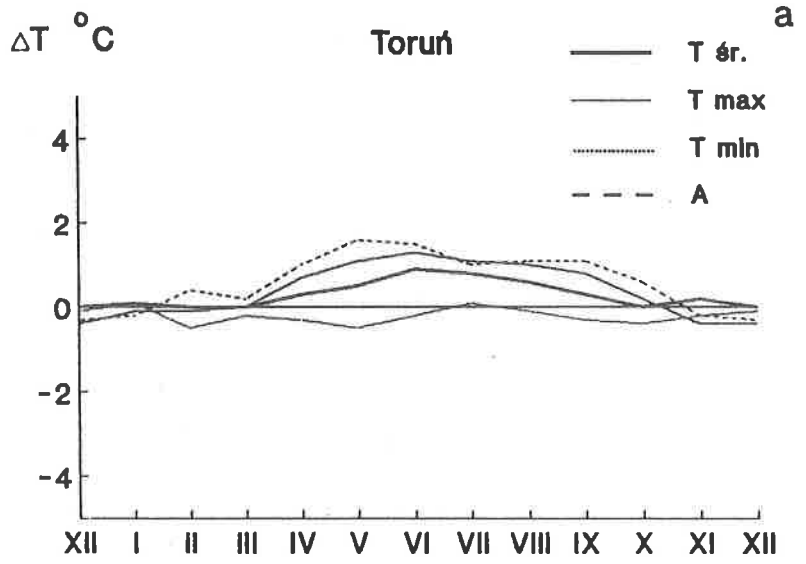
Rys. 52. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Szczecinie względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Szczecin against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



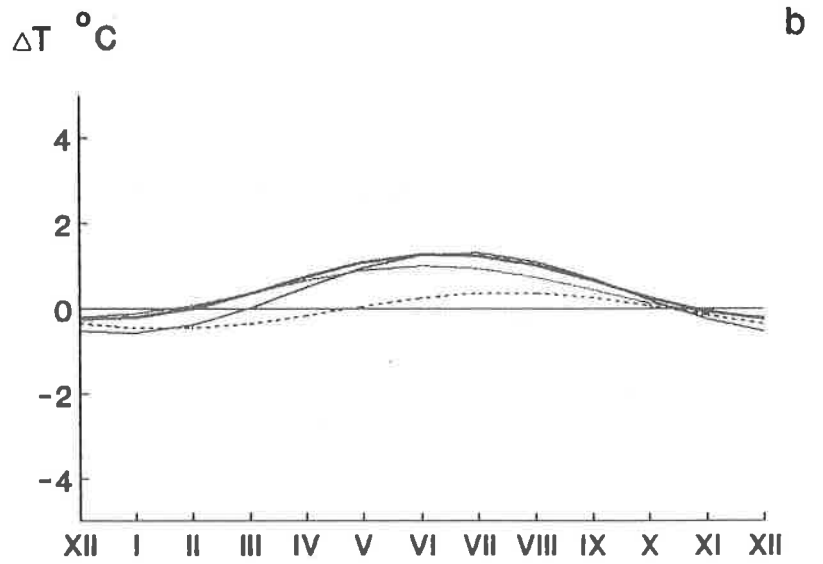
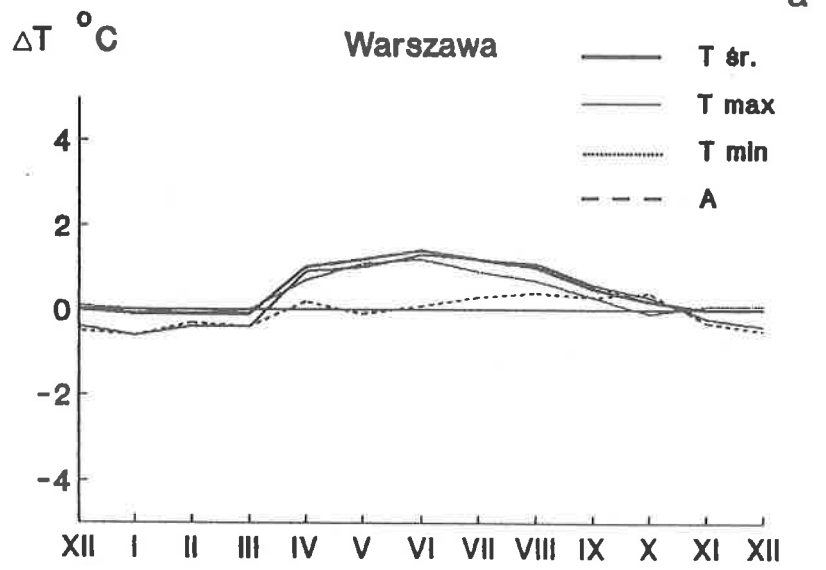
Rys. 53. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Szczecinku względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Szczecinek against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



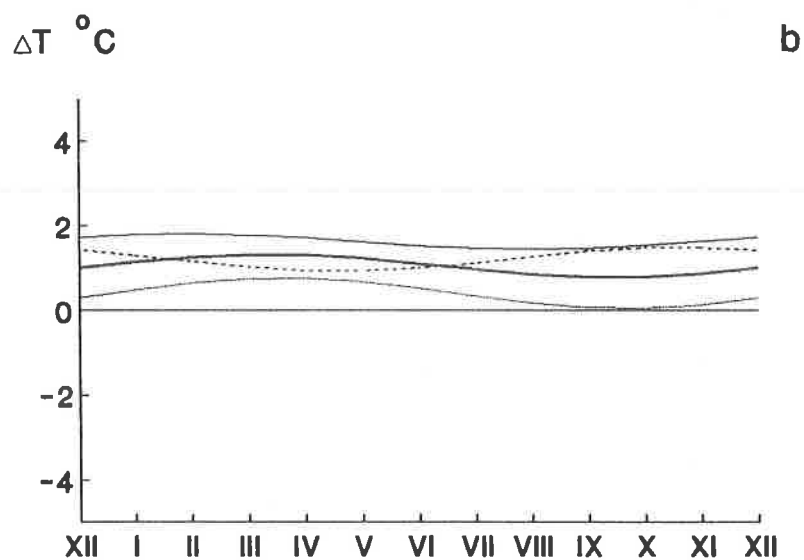
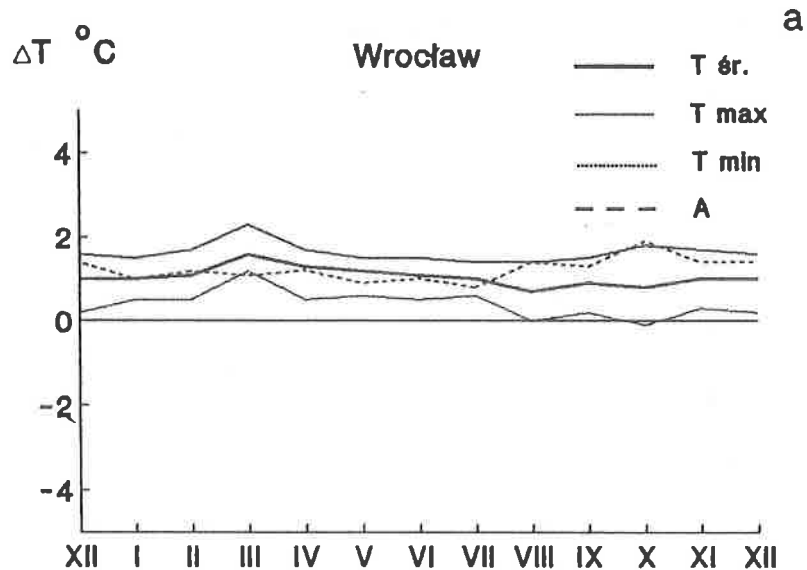
Rys. 54. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Toruniu względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Toruń against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



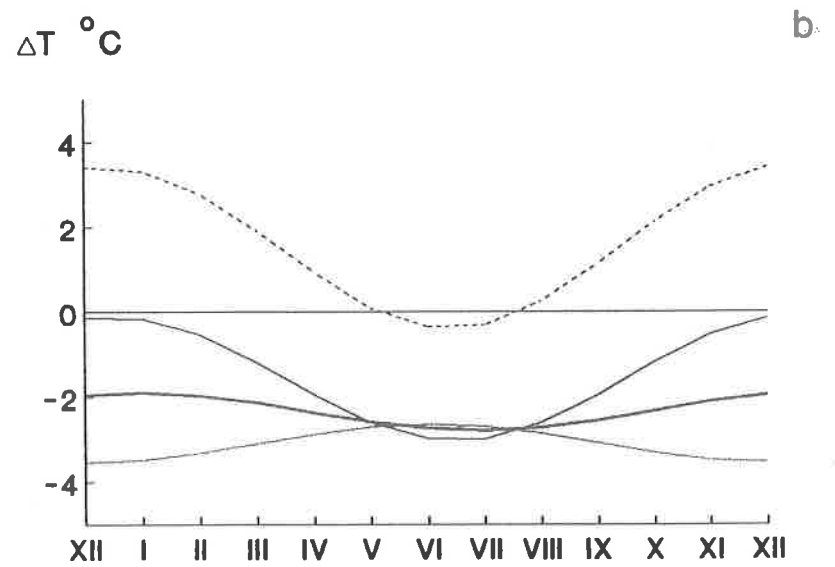
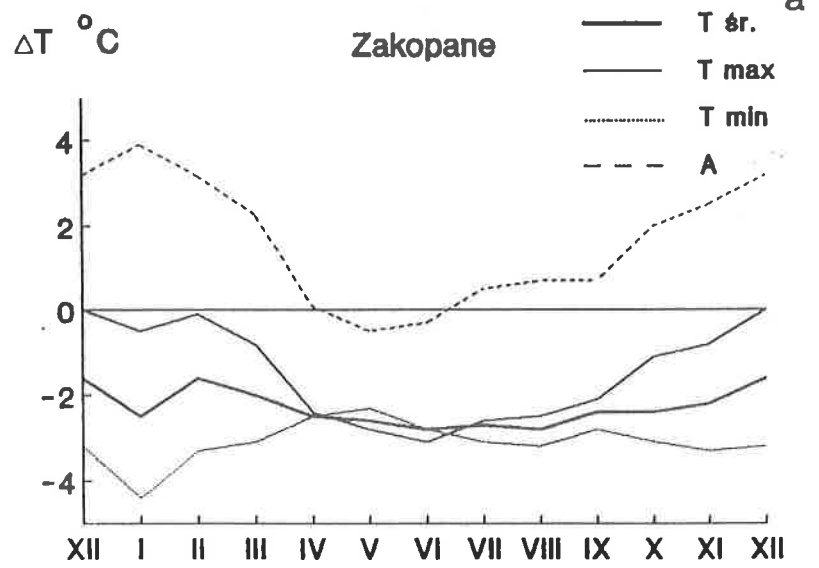
Rys. 55. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Warszawie względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Warsaw against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



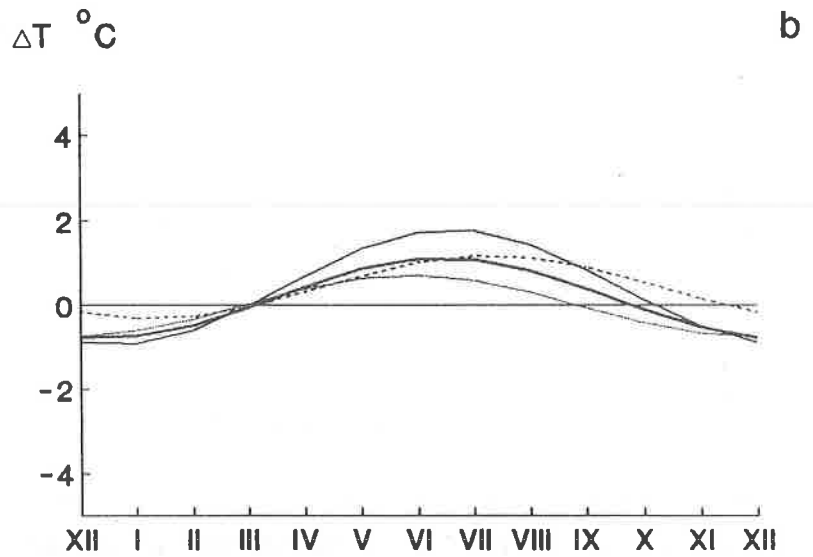
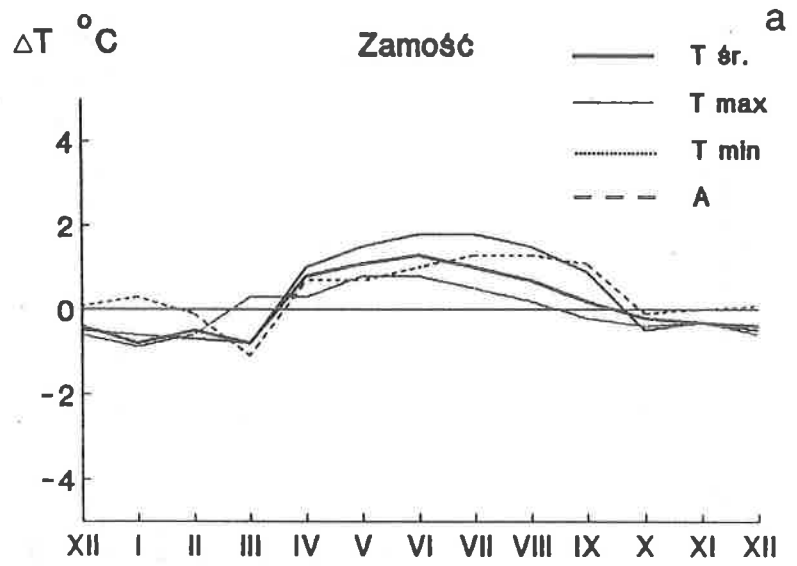
Rys. 56. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) we Wrocławiu względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Wrocław against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



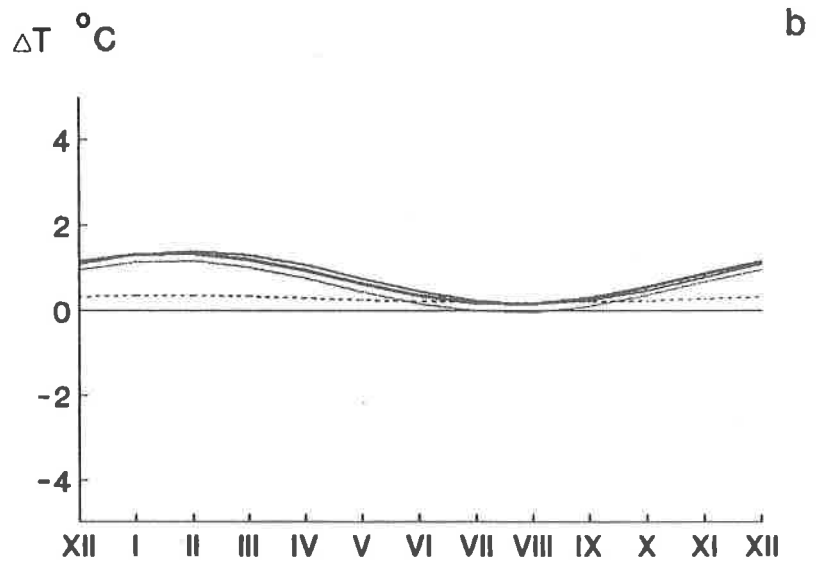
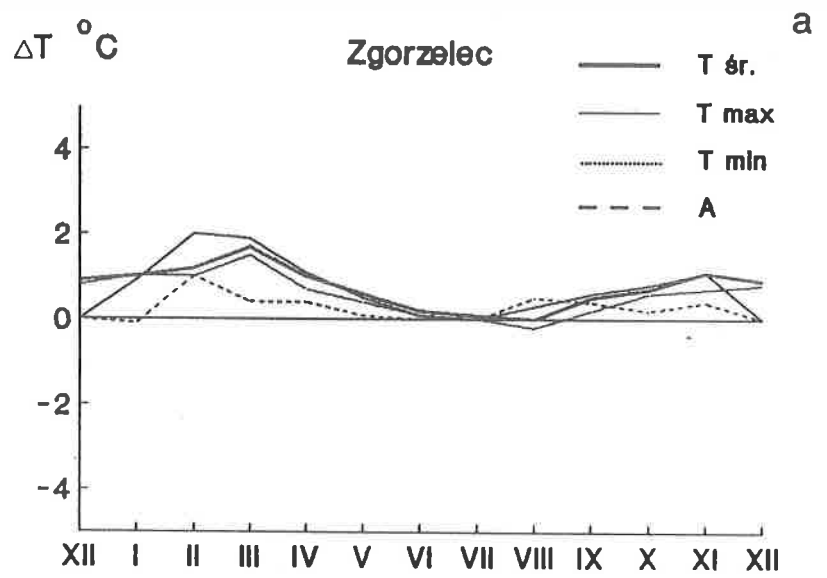
Rys. 57. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Zakopanem względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Zakopane against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



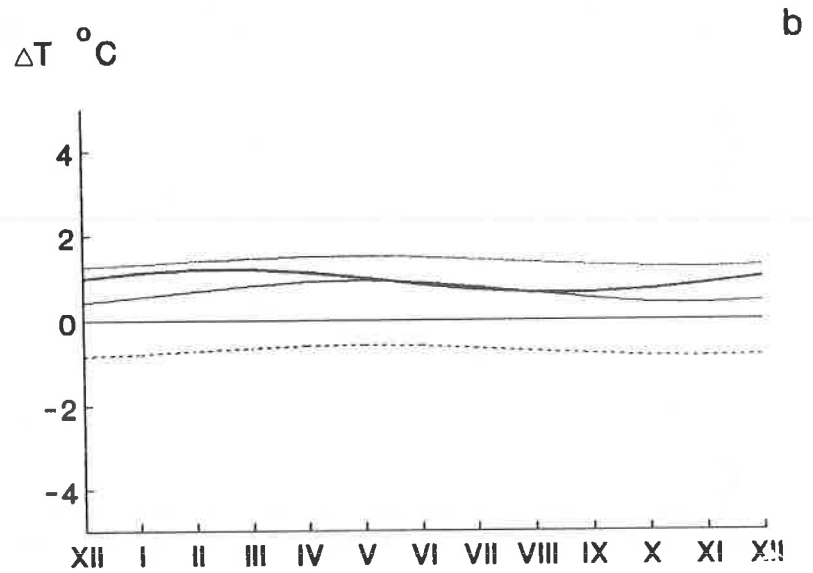
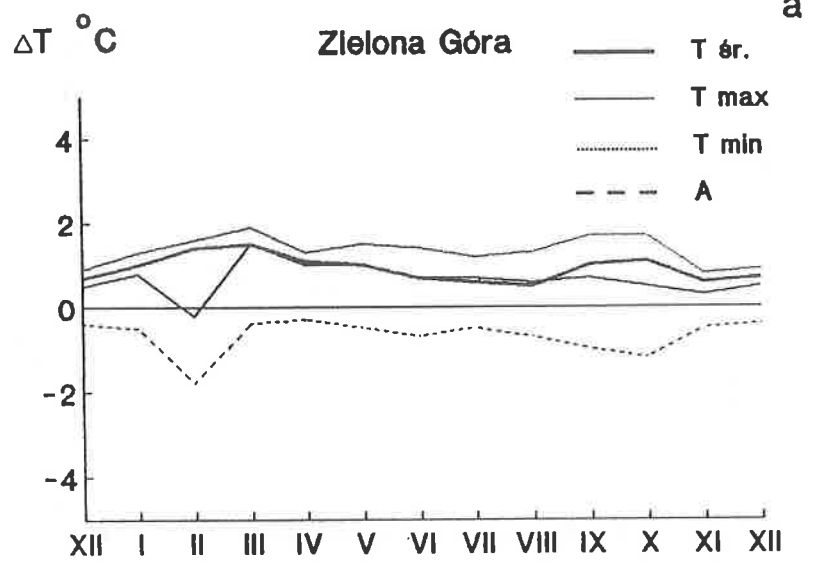
Rys. 58. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T , T_{\max} , T_{\min} , A) w Zamościu względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T , T_{\max} , T_{\min} , A) in Zamość against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



Rys. 59. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Zgorzelcu względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

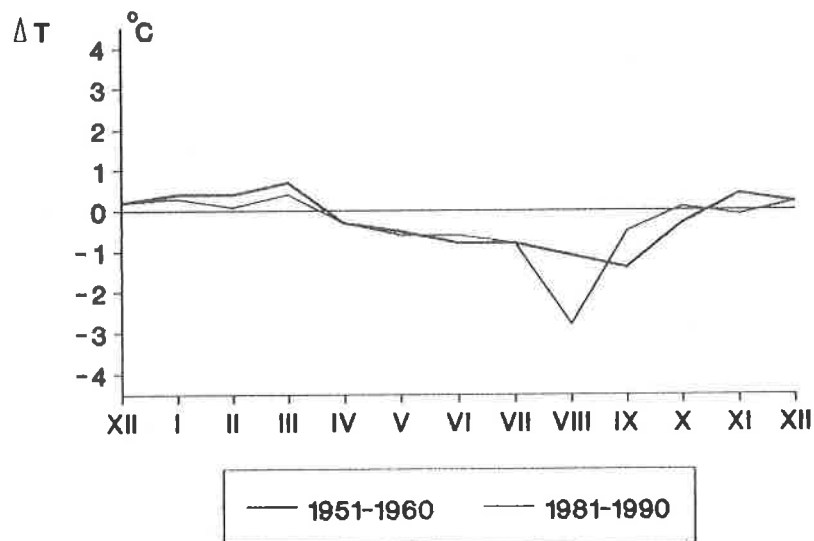
Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Zgorzelec against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.



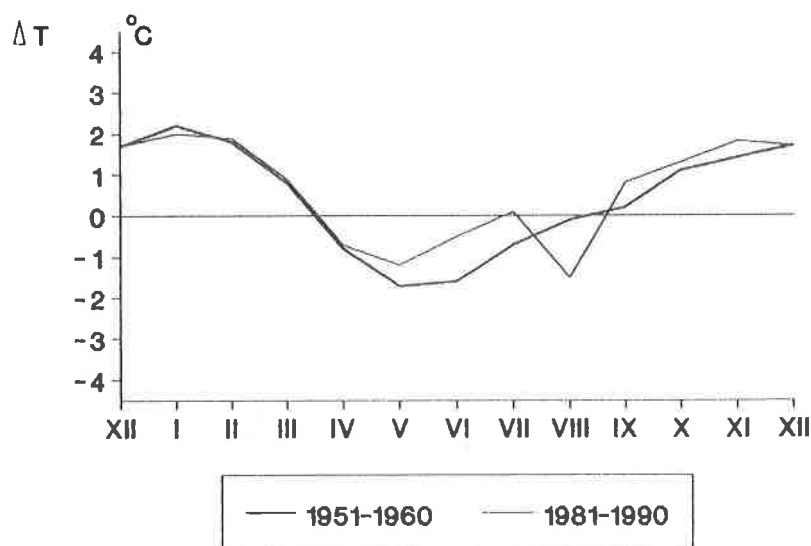
Rys. 60. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza (T, T_{\max}, T_{\min}, A) w Zielonej Górze względem średnich z Polski w dziesięcioleciu 1951–1960: a — wartości zmierzone, b — wartości obliczone z równań sinusoid regresji.

Annual changes of air temperature (T, T_{\max}, T_{\min}, A) in Zielona Góra against the period of ten years 1951–1960 in Poland a — measured values, b — values calculated by sinusoid equations of regression.

JELEŃ GÓRA

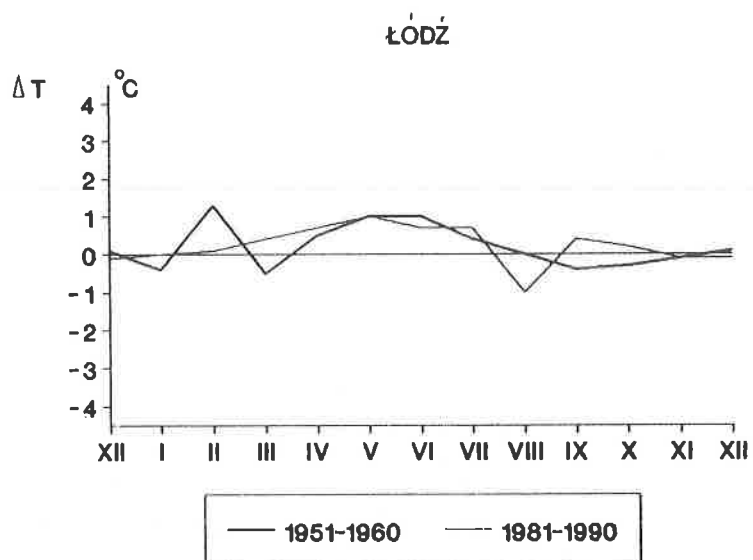
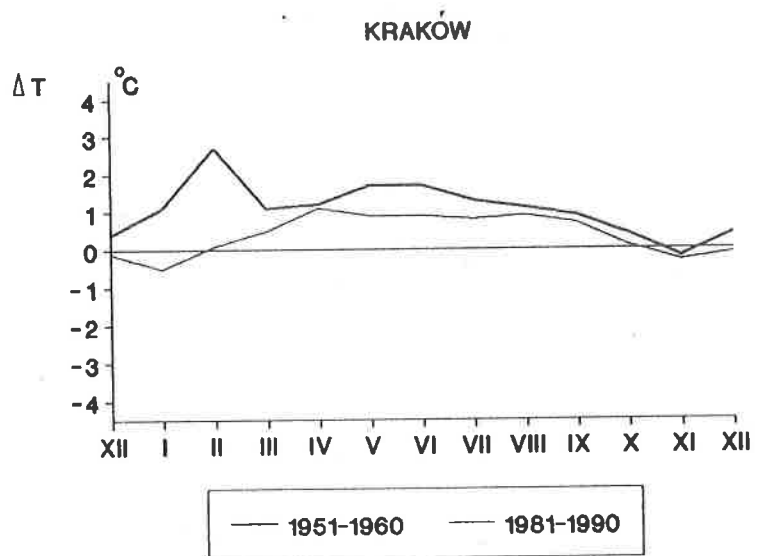


KOŁOBRZEG



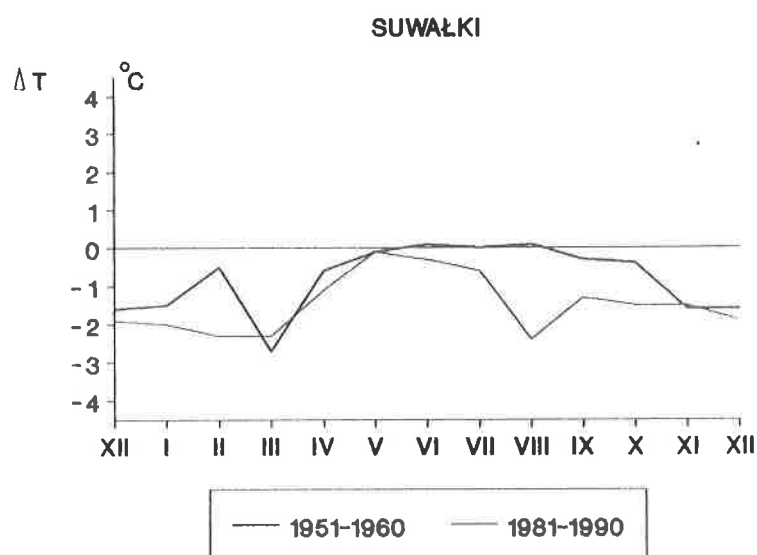
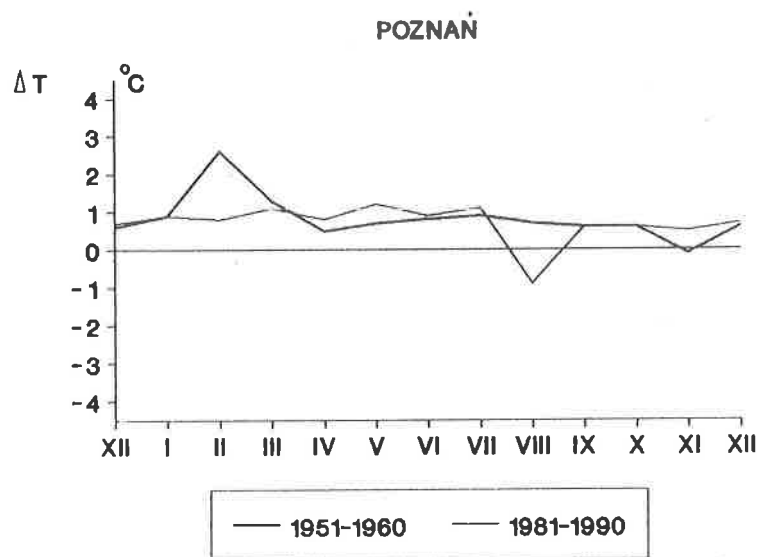
Rys. 61. Zmiany roczne różnic średniej dobowej temperatury powietrza (T) w Jeleniej Górze i Kołobrzegu w dziesięcioleciach 1951–1960 i 1981–1990.

Annual changes of daily mean air temperature differences (T) in Jelenia Góra and Kołobrzeg in the decades 1951–1960 and 1981–1990.



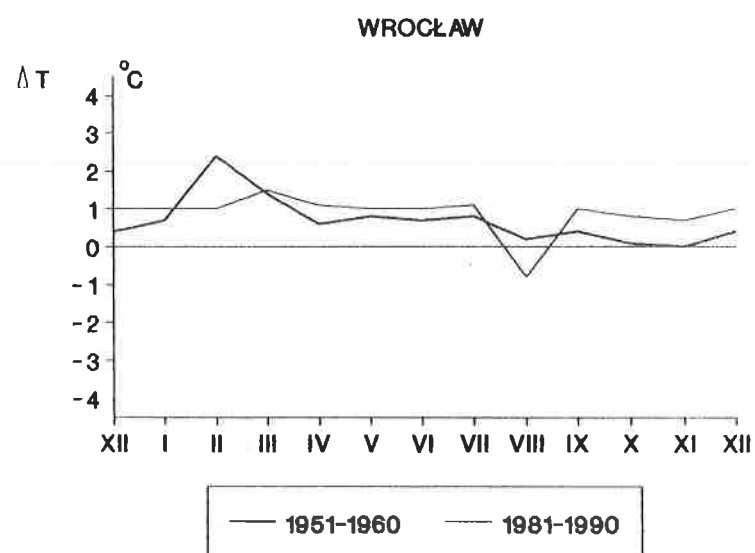
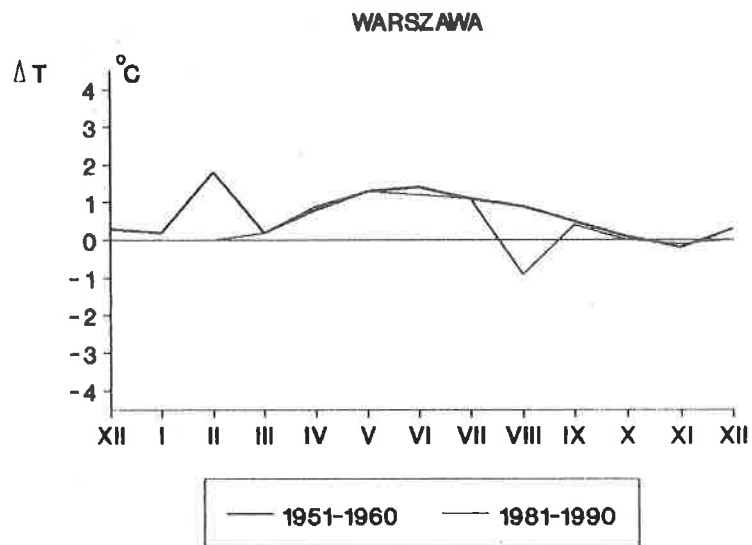
Rys. 62. Zmiany roczne różnic średniej dobowej temperatury powietrza (T) w Krakowie i Łodzi w dziesięcioleciach 1951-1960 i 1981-1990.

Annual changes of daily mean air temperature differences (T) in Kraków and Łódź in the decades 1951-1960 and 1981-1990.



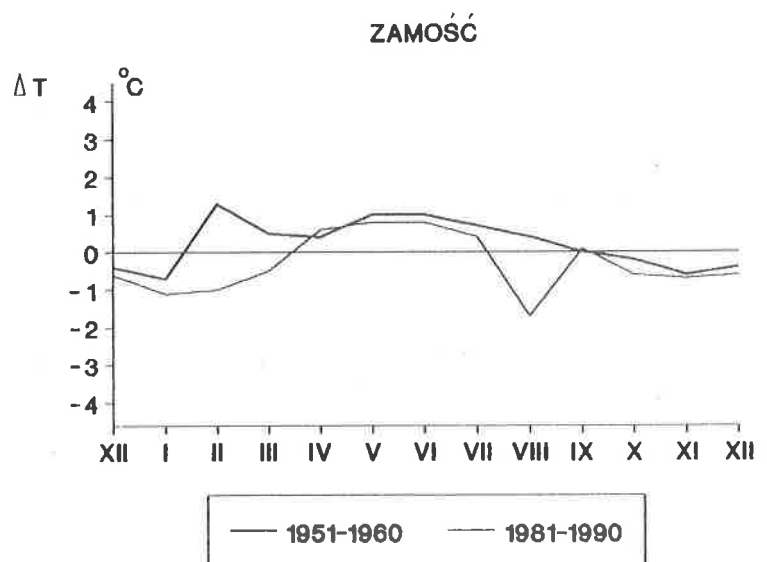
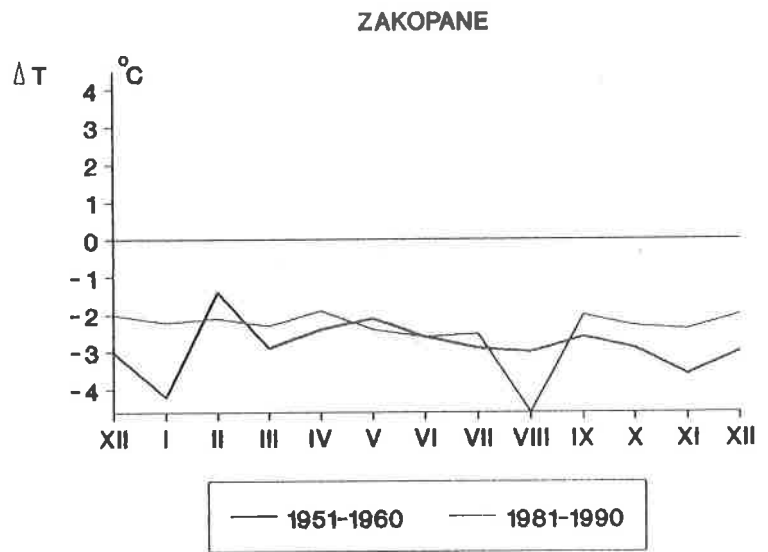
Rys. 63. Zmiany roczne różnic średniej dobowej temperatury powietrza (T) w Poznaniu i Suwałkach w dziesięcioleciach. 1951-1960 i 1981-1990

Annual changes of daily mean air temperature differences (T) in Poznań and Suwałki in the decades 1951-1960 and 1981-1990.



Rys. 64. Zmiany roczne różnic średniej dobowej temperatury powietrza (T) w Warszawie i Wrocławiu w dziesięcioleciach 1951-1960 i 1981-1990.

Annual changes of daily mean air temperature differences (T) in Warsaw and Wrocław in the decades 1951-1960 and 1981-1990.



Rys. 65. Zmiany roczne różnic średniej dobowej temperatury powietrza (T) w Zakopanem i Zamości w dziesięcioleciach 1951–1960 i 1981–1990.

Annual changes of daily mean air temperature differences (T) in Zakopane and Zamość in the decades 1951–1960 and 1981–1990.

V. DEFORMACJA POLA TEMPERATURY POWIETRZA PRZEZ MIASTO

W rozdziale dokonano próby oddzielenia skutków oddziaływania czynników geograficznych i antropogenicznych na pole temperatury powietrza w Polsce. Rozwiązanie tego problemu przedstawiono na przykładzie Warszawy — miasta nizinnego położonego w południowej części Kotliny Warszawskiej ($\varphi = 52,1^\circ$, $\lambda = 21,0^\circ$, $H = 110$ m n.p.m.). Badania przeprowadzono w różnych skalach przestrzennych i czasowych.

Najpierw zbadano zależność temperatury powietrza w Polsce od szerokości (φ) i długości geograficznej (λ) oraz wysokości nad poziomem morza (H). W tym celu aproksymowano średnie pole temperatury powietrza w dziesięcioleciu (1951–1960) empirycznymi wzorami — wielomianami 4 stopnia $T = f(\varphi, \lambda, H)$ (Stopa-Boryczka, Boryczka i in., 1990). Interesujące są mapy izarytm różnic temperatury powietrza między wartościami zmierzonymi w poszczególnych miejscowościach (T_i) i obliczonymi z funkcji aproksymującej $f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$; $\varepsilon_i = T_i - f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$ — w rejonie Warszawy (np. półrocze chłodne i ciepłe, rys. 66, 67). Na peryferiach Warszawy hiperpowierzchnia regresji 4 stopnia dość dobrze aproksymuje rzeczywiste pole temperatury powietrza. Obliczone z wielomianu $T = f(\varphi, \lambda, H)$ wartości temperatury powietrza na Okęciu nie różnią się prawie od zmierzonych — różnice ε_i są mniejsze od $0,2^\circ\text{C}$. Natomiast w śródmieściu Warszawy (Observatorium) i w dzielnicy północno-zachodniej miasta (Bielany) — o prawie takich samych współrzędnych położenia geograficznego ($\varphi_i, \lambda_i, H_i$) jak peryferie miasta — rozbieżność między zmierzonymi i teoretycznymi wartościami otrzymanymi z modelu $T = f(\varphi, \lambda, H)$ jest znacznie większa (rys. 66, 67). Reszty wielomianowe ε_i na Bielanach w półroczu ciepłym wynoszą $0,5$ – $0,6^\circ\text{C}$ — wskazują miejską wyspę ciepła na tle klimatu Kotliny Warszawskiej (rys. 67.1, 68, 69).

Warszawa na tle otoczenia wyróżnia się jako obszar znacznie cieplejszy — szczególnie w cieplej porze roku.

1. Wpływ zabudowy na różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem

Miarami oddziaływania miasta na klimat lokalny są różnice temperatury powietrza (ΔT) między zmierzonymi w mieście (T) i poza miastem (T_0); $\Delta T = T - T_0$. Różnice temperatury ΔT — tzw. intensywność miejskiej wyspy ciepła — zależą od stanu atmosfery. Istotne znaczenie poznawcze ma określenie tempa nagrzewania się (w dzień) i ochładzania (w nocy) terenów zabudowanych oraz terminów pojawiania się i zanikania miejskiej wyspy ciepła. Ważne są również wartości progowe: temperatury powietrza, zachmurzenia i prędkości wiatru, przy których deformacja pola temperatury powietrza przez miasto jest największa (Stopa-Boryczka 1992a).

Deformacja pola temperatury powietrza przez miasto zależy głównie od pory doby i pory roku, a także od warunków pogodowych. Większa akumulacja ciepła (energii słonecznej przy małym albedo) przez większą powierzchnię czynną jest główną przyczyną zasobów ciepła w miastach.

Powietrze chłodniejsze napływające do miasta ogrzewa się (odpływające ochładza) o ΔQ kalorii (dżuli):

$$\Delta Q = M c_p \Delta T, \quad M = \rho v$$

gdzie: M — masa powietrza, c_p — ciepło właściwe przy stałym ciśnieniu, ΔT — różnica temperatury powietrza między terenem zabudowanym i otwartym, ρ — gęstość powietrza, v — jego objętość.

„Zasoby ciepła” w mieście są proporcjonalne do różnic temperatury ΔT , które opisują roczne sinusoidy regresji — o częstotliwości $\omega = 2\pi/365,25$ (rys. 70, 71, tab. 10). Największe zasoby ciepła w mieście występują w nocy w porze letniej (patrz ΔT_{\min}). Różnice temperatury minimalnej ΔT_{\min} w lipcu wynoszą ponad $1,7^\circ\text{C}$, a w styczniu zaledwie $0,5^\circ\text{C}$. Średnia dobowa temperatura powietrza w mieście jest w lecie o $0,7^\circ\text{C}$ wyższa niż poza miastem (rys. 70).

Pod względem zabudowy, największej deformacji w ciągu roku ulega pole temperatury powietrza nocą — podczas minimum dobowego. Różnice ΔT_{\min} wahają się od $0,5^\circ\text{C}$ w styczniu wśród zabudowy luźnej do $1,9^\circ\text{C}$ w lipcu i sierpniu w zabudowie zwartej. Natomiast najmniejsza deformacja występuje w dzień — w czasie występowania maksimum. Różnice ΔT_{\max} zmieniają się od $-0,2^\circ\text{C}$ w sierpniu w zabudowie zwartej do $0,6^\circ\text{C}$ w kwietniu w parku śródmiejskim. Wraz ze wzrostem temperatury powietrza w lecie wzrastają jej różnice między miastem i otoczeniem — zwłaszcza nocą, osiągając swe maksimum w lipcu (rys. 71, tab. 11, 12).

Dodatnie różnice temperatury powietrza występują także między miastem i peryferiami Warszawy (Okęcie) oraz peryferiami i miejscowościami

leżącymi z dala od miasta: Legionowo, Reguły, Młochów, Brwinów, Niepokalanów (rys. 72–80, tab. 13, 14). Dotyczy to w zasadzie tylko pory letniej, kiedy to peryferie miasta są na ogół przy wysokiej temperaturze powietrza znacznie cieplejsze od dalszego otoczenia Warszawy.

Poznane prawidłowości ocieplającego wpływu miasta na pole temperatury powietrza potwierdzają profile poziome współczynników regresji a (rys. 81–84). Są to współczynniki regresji różnic temperatury powietrza między: Bielanami (zabudowa luźna), Uniwersytetem (zabudowa zwarta), Obserwatorium (zielen parkowa), Stacja Pomp (dolina Wisły) a peryferiami miasta względem T , T_{\max} , T_{\min} otoczenia (tab. 15–21). Na przykład w lecie (rys. 81) — w zabudowie zwartej współczynnik regresji a wynosi $0,15^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\text{C}$ — w przypadku temperatury minimalnej. Spadek temperatury minimalnej T_{\min} poza miastem o 1°C prowadzi do spadku temperatury w śródmieściu o $0,85^{\circ}\text{C}$. Tempo ogrzewania się w ciągu dnia i ochładzania nocnego terenów o zabudowie zwartej jest mniejsze niż w zabudowie luźnej, z zielenią parkową i niższe niż peryferii miasta (Ludwiczak 1986).

2. Zależność różnic temperatury powietrza od stanu atmosfery

Miejska wyspa ciepła w Warszawie zależy od stanu atmosfery — od temperatury powietrza, zachmurzenia i prędkości wiatru. Najmniejsze różnice temperatury powietrza między centrum miasta i peryferiami (średniej dobowej ΔT i minimalnej ΔT_{\min}) występują przy temperaturze bliskiej zera (rys. 85–88, tab. 22). W półroczu ciepłym miejska wyspa ciepła jest najintensywniejsza (największe różnice ΔT), gdy temperatura powietrza poza miastem wynosi około $13\text{--}16^{\circ}\text{C}$. Przy niższych i wyższych wartościach temperatury powietrza różnice ΔT maleją. W półroczu chłodnym najmniej intensywna jest ona przy temperaturze od -2 do 1°C , a najbardziej intensywna, gdy temperatura spada poniżej -10°C .

Miasto w chłodnej porze roku jest znacznie cieplejsze od otoczenia — przy małym zachmurzeniu nieba. W lecie ta różnica jest mniej więcej stała ($0,4\text{--}0,5^{\circ}\text{C}$) i prawie nie zależy od zachmurzenia (rys. 89). Tempo ogrzewania się miasta w dzień i ochładzania nocą jest takie samo.

Natomiast w każdej porze roku różnica temperatury między miastem i otoczeniem maleje ze wzrostem prędkości wiatru — do zera przy prędkościach wiatru $7\text{--}8$ m/s (rys. 90). Po prostu przy dużych prędkościach wiatru intensywna pozioma wymiana ciepła powoduje zanik różnic temperatury powietrza.

Według parabol regresji prędkość wiatru w mieście jest w ciągu całego roku mniejsza o około 2 m/s niż poza miastem. Interesujące jest, że w Warszawie przy małych prędkościach wiatru poza miastem (poniżej 1 m/s) średnia prędkość poziomego ruchu powietrza w terenie zabudowanym jest

większa niż w terenie otwartym. Obserwuje się w mieście mniej cisz (dodatkowy efekt wewnętrznej cyrkulacji miejskiej) (Stopa-Boryczka, Kopacz-Lembowicz, Boryczka 1994).

Przy silnych wiatrach — ok. 10 m/s spadki prędkości wiatru w mieście wynoszą ponad 3 m/s (rys. 91). Poziomy strumień powietrza w mieście jest mniejszy średnio o $6,6 \text{ t/m}^2\text{h}$ niż poza miastem.

Uzupełnieniem cech termicznych miasta względem otoczenia są proste regresji różnic temperatury powietrza ΔT względem stanu atmosfery: T , N , v (rys. 92–97), tab. 23–25).

Zależność miejskiej wyspy ciepła (ΔT) od stanu atmosfery lepiej charakteryzują równania hiperpłaszczyzn regresji względem temperatury powietrza (T), zachmurzenia (N) i prędkości wiatru (v). Współczynniki regresji cząstkowej wskazują, które z badanej grupy zmiennych meteorologicznych najbardziej wpływają na miejską wyspę ciepła w Warszawie (tab. 26). Największy wpływ na różnicę temperatury między miastem i otoczeniem ma prędkość wiatru. Świadczą o tym największe współczynniki korelacji cząstkowej: w półroczu chłodnym — 0,51, w półroczu ciepłym — 0,28. Po wyeliminowaniu wpływu temperatury i zachmurzenia wzrostowi prędkości wiatru poza miastem odpowiada spadek średniej różnicy temperatury ΔT o $0,11\text{--}0,15^\circ\text{C}$.

Dla pewnej orientacji podano przykład wskazujący znaczne „zasoby ciepła” w mieście względem otoczenia. Powietrze napływające z zewnątrz do śródmieścia Warszawy o objętości np. $v = 6 \text{ km} \times 6 \text{ km} \times 2 \text{ m} = 72 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ o masie $M = 90000 \text{ ton}$ ogrzewa się średnio (w 20-leciu 1961–1980) o $1,78 \cdot 10^{10} \text{ J}$. Wahania roczne ilości ciepła przeniesionego przez powietrze z obszaru miasta na zewnątrz wynoszą ponad 10^{11} J . Zmiany roczne poziomej wymiany ciepła między terenami o zabudowie zwartej i otoczeniem miasta (ΔQ) w kolejnych latach 1961–1980 przedstawia rys. 98. Zasoby ciepła w Warszawie (ΔQ) ulegają znacznym wahaniom z roku na rok — od paru do kilkunastu jednostek — 10^{10} J (linia ciągła — wykres wielomianu regresji 4 stopnia względem czasu t — wskazuje tendencje wieloletnich zmian ΔQ).

Głównym czynnikiem antropogenicznym kształtującym miejską wyspę ciepła są powierzchnie sztuczne o małym albedo: wysoka zabudowa, ulice asfaltowe, place, chodniki itp. Miasto ze względu na dużą powierzchnię czynną i pionowe ściany budynków absorbuje w dzień duże ilości energii słonecznej. Przy tym samym albedo, 1 m^2 oświetlonej ściany pionowej pochłania $\text{ctg } h$ razy więcej energii słonecznej niż 1 m^2 powierzchni gruntu, gdzie h — wysokość Słońca (np. przy $h = 10^\circ$ — 5,7 razy więcej). Ilość energii słonecznej absorbowanej przez powierzchnię gruntu i pionowe ściany budynków (na 1 m^2) wynoszą:

$$\text{powierzchnia gruntu} \text{ — } I_1 = I_0 \sin h$$

$$\text{ściany budynków} \text{ — } I_2 = I_0 \cos h$$

$$C_p = 0,241 \text{ cal/g}^\circ\text{stop}$$

$$C_p = 0,241 \cdot 4,186 \text{ J/g}^\circ\text{stop}^{109}$$

Na przykład w godzinach porannych i wieczornych przy wysokości słońca $h = 10^\circ$, kąt nachylenia promieni słonecznych do powierzchni gruntu jest równy $\alpha = 10^\circ$, a do ścian budynków $\alpha = 80^\circ$ (są prawie prostopadłe). Nachylenie promieni słonecznych do powierzchni absorbującej je największą rolę odgrywa w zimie — przy małych wysokościach słońca. W zimie pewną rolę odgrywają również sztuczne źródła ciepła, np. wypromieniowanie ciepła C.O. przez ściany budynków, ulatnianie ciepła przez nieuszczelne okna, emisja ciepła przez kominy fabryczne itp. Sztuczne źródła ciepła odgrywają jednak drugorzędą rolę w kształtowaniu miejskiej wyspy ciepła (w bilansie ciepła miasto — otoczenie).

Miasto akumuluje w dzień dużo więcej energii słonecznej niż powierzchnie gruntu. Ogrzewa się ono jednak wolniej niż jego otoczenie, ze względu na dużą powierzchnię czynną (dużą masę budynków), obszary zacienione i zieleni parkową. W nocy wolniej zaś ochładza się niż powierzchnia gruntu w jego otoczeniu. O tej bezwładności cieplnej miasta najlepiej świadczy dzień 14 grudnia 1963 r. Różnica temperatury powietrza między śródmieściem Warszawy i peryferiami osiągnęła wówczas w nocy ponad 9°C . Wyrównanie temperatury między centrum miasta i peryferiami nastąpiło dopiero po kilku godzinach. To wolniejsze ochładzanie miasta w nocy jest wynikiem nagromadzenia w dzień dużych zasobów ciepła przez zabudowę, a także rezultatem mniejszego promieniowania długofalowego powierzchni czynnej, wywołanego przez pyły przemysłowe, gazy szklarniowe (w tym CO_2).

Bezpośrednią konsekwencją występowania podwyższonej temperatury w miastach jest zmiana jakości bodźców termicznych odbieranych przez organizm ludzki. Zimą, wiosną i jesienią oznacza to złagodzenie warunków odczuwalnych, natomiast latem może powodować warunki termiczne uciążliwe dla człowieka. Tego rodzaju niekorzystne stany w śródmieściu Warszawy pojawiają się przeciętnie w ciągu 20% dni letnich, podczas gdy poza miastem są dwukrotnie rzadsze.

Poznane prawidłowości odnośnie do deformacji pola temperatury powietrza przez zabudowę znajdują potwierdzenie w literaturze dotyczącej klimatu innych miast (Zinkiewicz, Warakomski 1960, Hess 1968, Wójcik, Marciniak 1984, Kratzer 1958, Chandler 1965, Oke 1978, Landsberg 1981).

3. Wpływ miejskiej wyspy ciepła na proces przewietrzania Warszawy

W mieście funkcjonują dwa systemy przewietrzania: wewnętrzny i zewnętrzny. System wewnętrzny — to pionowa i pozioma wymiana powietrza, wynikająca z lokalnej cyrkulacji (mikrocyrkulacji), wywołana kontrastami

termicznymi powierzchni czynnej. System zewnętrzny przewietrzania miasta — to poziomy ruch powietrza — wiatr. Przy małych prędkościach i ciszach pewną rolę odgrywa również bryza miejska, uwarunkowana różnicą temperatury powietrza między miastem i jego otoczeniem. W Warszawie znikomy jest grawitacyjny spływ chłodnego powietrza, ze względu na małe zróżnicowanie wysokości terenu (Kopacz-Lembowicz 1991).

Do Warszawy napływa powietrze swobodnie ze wszystkich kierunków — z różną jednak częstością i prędkością (rys. 98.1). Z sektora północnego (NW, N, NE) napływa powietrze z częstością 30% o średniej prędkości 3,5 m/s (Legionowo). Z sektora południowego (SW, S) napływa powietrze rzadziej (21% przypadków) o prędkości przekraczającej 4 m/s (Okęcie). Przypadków o prędkości wiatru powyżej 5 m/s jest tylko 6%.

Najlepiej jest miasto przewietrzane przy wiatrach z sektora zachodniego (NW, W, SW) — o częstości zbliżonej do 50%. Prawie 15% wiatrów przekracza prędkość 5 m/s — dobrej wentylacji centralnych rejonów miasta. Po wytraceniu około 30% tej prędkości w obrębie zabudowy, prędkość wiatru zmniejsza się do 3,5 m/s (Niepokalanów). Częstość i prędkość wiatru z innych kierunków można odczytać z rys. 98.1.

W mieście ulega zmianie cały pionowy profil prędkości wiatru określony funkcją potęgową

$$v = v_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^p$$

gdzie v_1 jest prędkością wiatru na poziomie z_1 .

Zależność wykładnika potęgi p od rodzaju powierzchni (jej szorstkości) przedstawiono w tabelce, zaczerpniętej z publikacji L. Laskowskiego (1987):

Rodzaj terenu	p
Morze, jezioro, teren płaski bez zabudowy, drzew, krzewów	0,10–0,15
Teren płaski z pojedynczymi drzewami lub krzewami	0,15–0,25
Teren gęsto zadrzewiony, małe miasto, teren podmiejski	0,25–0,35
Centrum dużego miasta	0,35–0,45

Średnią prędkość wiatru w warstwie powietrza 0– H m określa wzór

$$\bar{v} = \frac{1}{H} \int_0^H v_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^p dz, \quad \bar{v} = \frac{1}{p+1} \frac{v_1}{z_1^p} H^p$$

Pionowym profilem prędkości wiatru poza miastem niech będzie

$$u = u_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^a$$

gdzie u_1 jest prędkością wiatru poza miastem na wysokości z_1 . Poziome średnie strumienie powietrza (w warstwie $0-H$) wynoszą: miasto — $s = \bar{v}\rho$, poza miastem — $S = \bar{u}\rho$ (w przybliżeniu $\rho = \text{const.}$). Różnica między strumieniami powietrza jest równa $\Delta S = S - s = (\bar{u} - \bar{v})\rho$, gdzie \bar{u} , \bar{v} — to średnie prędkości wiatru poza miastem i w mieście.

Dla zrównoważenia tej różnicy przepływu powietrza niezbędny jest tzw. pas przewietrzania na terenie miasta o szerokości x :

$$x = \frac{\bar{u} - \bar{v}}{\bar{u}} Y$$

gdzie Y — jest szerokością strefy między pasami przewietrzania.

Po prostu, szerokość pasa przewietrzania x powinna spełniać warunek bilansu przepływu powietrza: $x\bar{u}\rho = Y(\bar{u} - \bar{v})\rho$.

Jeżeli wektor średniej prędkości wiatru \bar{u} jest odchylony o kąt α od pasa przewietrzania, to jego szerokość powinna wynosić

$$x_\alpha = \frac{1}{\cos \alpha} x$$

Jeżeli H jest taką wysokością, na której zanikają już różnice między prędkością wiatru w mieście (v) i poza miastem (u) czyli $u - v = 0$, to wtedy

$$v_1 = u_1 \left(\frac{z}{H} \right)^{p-\alpha}$$

Na przykład, można oszacować prędkość wiatru w mieście v_1 (na poziomie $z_1 = 1,5$ m) mając jej pomiary poza miastem u_1 .

W Warszawie można przyjąć $H = 150$ m (dziesięciokrotna wysokość zabudowy, którą szacuje się w obrębie centrum na ok. 15 m).

Prędkości wiatru $u_1 = 5$ m/s na peryferiach miasta ($a = 0,20$) odpowiada prędkość w mieście $v_1 = 2,5$ m/s ($p = 0,35$). Dla szerokości strefy zabudowanej między klinami równej 5 km otrzymano niezbędną szerokość pasma przewietrzającego, wynoszącą ok. 400 m (Ostaszewska 1991).

Pole wiatru jest znacznie zdeformowane przez zabudowę miejską, która stanowi przeszkodę dla poziomego ruchu powietrza. Zmianie ulega zarówno kierunek wiatru, jak też jego prędkość. Kosztem średniej prędkości wiatru wzrasta w mieście (mechaniczna) turbulencyjna pionowa wymiana powietrza. Przy pewnej granicznej prędkości wiatru zanikają różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem — przestaje istnieć miejska wyspa ciepła.

Zależność tej granicznej prędkości wiatru od rozmiarów miasta — liczby ludności, opisuje przybliżony wzór empiryczny H. E. Landsberga (1981)

$$v_i = 3,4 \lg M_i - 11,6, \quad [v_i] = \text{m/s}$$

gdzie M_i — liczba mieszkańców

W przypadku Warszawy o liczbie ludności $M_i = 1800000$ otrzymuje się $v_i = 9,67$ m/s.

Z równania paraboli regresji ($R = 0,49$)

$$\Delta T = 1,148 - 0,2538v + 0,0134v^2 \quad (\text{I-XII})$$

wynika, że różnica temperatury powietrza między śródmieściem Warszawy i peryferiami (Okęcie) zanika ($\Delta T = 0$) przy prędkości wiatru $v_g = 7,5$ m/s. Wiatry o prędkości ponad 7 m/s występują na stacji Warszawa-Okęcie z częstością 13% w roku.

Najważniejszym czynnikiem zapewniającym wymianę powietrza w Warszawie jest jednak wiatr. Wydaje się, że spełnia on swoją funkcję wentylacyjną w sposób wystarczający w chłodnej porze roku. W lecie wymiana powietrza w centralnych rejonach miasta jest zbyt słaba. Zapewnia ją głównie napływ powietrza z sektora zachodniego. Wskazuje to na konieczność intensyfikacji lokalnej wymiany powietrza oraz na potrzebę ułatwienia dostępu powietrza z obszarów pozamiejskich do centrum. Można osiągnąć ten efekt poprzez stworzenie niezabudowanych pasm zagospodarowanych luźną zielenią wysoką oraz trasami komunikacyjnymi (rys. 98.2).

Tab. 10. Równania sinusoid rocznych zmian temperatury powietrza między miastem i otoczeniem w latach 1961–1965: średnia dobowa ΔT , maksymalna ΔT_{\max} , minimalna ΔT_{\min} , dobowa amplituda ΔA , t — doba kalendarzowa, R — współczynnik korelacji wielokrotnej.

Equations of sinusoids of annual changes in air temperature differences between the town and its vicinity in the years 1961–1965: daily average ΔT , maximum ΔT_{\max} , minimum ΔT_{\min} , daily amplitude ΔA , t — calendar day from midnight to midnight, R — multiple correlation coefficient.

Rodzaj powierzchni		$\Delta y = a + b \sin(2\pi t/365.25 + c)$	R
1	Miasto	$\Delta T = 0.064 + 0.139 \sin(0.0172t - 1.952)$	0.48
		$\Delta T_{\max} = 0.064 + 0.146 \sin(0.0172t + 0.580)$	0.54
		$\Delta T_{\min} = 1.097 + 0.564 \sin(0.0172t - 1.933)$	0.64
		$\Delta A = -1.074 + 1.225 \sin(0.0172t + 1.047)$	0.72
2	Zabudowa zwarta	$\Delta T = 0.867 + 0.149 \sin(0.0172t - 2.157)$	0.64
		$\Delta T_{\max} = 0.090 + 0.253 \sin(0.0172t + 0.850)$	0.71
		$\Delta T_{\min} = 1.436 + 0.495 \sin(0.0172t - 1.992)$	0.82
		$\Delta A = -1.346 + 0.740 \sin(0.0172t + 1.050)$	0.76
3	Zabudowa luźna	$\Delta T = 0.392 + 0.115 \sin(0.0172t - 2.659)$	0.48
		$\Delta T_{\max} = 0.050 + 0.078 \sin(0.0172t - 0.364)$	0.58
		$\Delta T_{\min} = 0.852 + 0.355 \sin(0.0172t - 1.880)$	0.78
		$\Delta A = -0.802 + 0.359 \sin(0.0172t + 1.044)$	0.68
4	Zieleń parkowa	$\Delta T = 0.755 + 0.044 \sin(0.0172t - 1.492)$	0.31
		$\Delta T_{\max} = 0.441 + 0.162 \sin(0.0172t - 0.396)$	0.69
		$\Delta T_{\min} = 1.001 + 0.302 \sin(0.0172t - 2.031)$	0.80
		$\Delta A = -0.559 + 0.351 \sin(0.0172t + 0.642)$	0.74

Tab. 11. Różnica temperatury powietrza między miastem (zabudowa zwarta, luźna, zielen parkowa) i peryferiami w poszczególnych miesiącach: ΔT — temperatury średniej, ΔT_{\max} — maksymalnej, ΔT_{\min} — minimalnej.

Differences of air temperature between the town (compactly built up areas, sparsely built up areas, parks) and the peripheries in particular months: ΔT — for average temperature, ΔT_{\max} — for maximum temperature, ΔT_{\min} — for minimum temperature.

	zabudowa zwarta			zabudowa luźna			zielen parkowa		
	ΔT	ΔT_{\max}	ΔT_{\min}	ΔT	ΔT_{\max}	ΔT_{\min}	ΔT	ΔT_{\max}	ΔT_{\min}
I	0,72	0,34	0,94	0,30	0,06	0,50	0,72	0,46	0,70
II	0,73	0,33	1,04	0,28	0,10	0,59	0,74	0,54	0,75
III	0,78	0,26	1,23	0,29	0,12	0,74	0,76	0,59	0,87
IV	0,86	0,14	1,49	0,33	0,13	0,93	0,78	0,60	1,02
V	0,93	0,01	1,72	0,39	0,11	1,09	0,80	0,57	1,17
VI	0,99	-0,10	1,89	0,44	0,08	1,19	0,80	0,50	1,27
VII	1,02	-0,16	1,93	0,49	0,04	1,20	0,79	0,42	1,30
VIII	1,00	-0,15	1,84	0,51	0,00	1,12	0,77	0,34	1,25
IX	0,95	-0,08	1,64	0,49	-0,02	0,96	0,75	0,29	1,14
X	0,88	0,04	1,39	0,45	-0,03	0,78	0,73	0,28	0,98
XI	0,80	0,17	1,15	0,40	-0,01	0,61	0,72	0,31	0,83
XII	0,74	0,28	0,98	0,34	0,02	0,51	0,71	0,38	0,73
I-XII	0,87	0,09	1,44	0,39	0,05	0,85	0,76	0,44	1,00

Tab. 12. Różnica temperatury powietrza między: zabudową zwartą i luźną, zabudową zwartą i zielenią parkową oraz zabudową luźną i zielenią parkową w Warszawie: ΔT — temperatury średniej, ΔT_{\max} — maksymalnej, ΔT_{\min} — minimalnej.

Differences of air temperature between, respectively, compactly and sparsely built up areas, compactly built up areas and parks, and sparsely built up areas and parks in Warsaw: ΔT — for average temperatures, ΔT_{\max} — for maximum temperatures, ΔT_{\min} — for minimum temperatures.

	zabudowa zwarta — zab. luźna			zabudowa zwarta — zieleni parkowa			zabudowa luźna — zieleni parkowa		
	ΔT	ΔT_{\max}	ΔT_{\min}	ΔT	ΔT_{\max}	ΔT_{\min}	ΔT	ΔT_{\max}	ΔT_{\min}
I	0,42	0,28	0,44	-0,00	-0,12	0,24	-0,42	-0,40	-0,19
II	0,46	0,23	0,44	-0,00	-0,21	0,29	-0,46	-0,44	-0,16
III	0,49	0,13	0,49	0,03	-0,33	0,37	-0,47	-0,47	-0,12
IV	0,53	0,01	0,56	0,08	-0,46	0,47	-0,45	-0,48	-0,09
V	0,55	-0,10	0,64	0,14	-0,56	0,56	-0,41	-0,46	-0,08
VI	0,55	-0,18	0,70	0,19	-0,60	0,62	-0,35	-0,43	-0,08
VII	0,53	-0,20	0,73	0,22	-0,58	0,63	-0,30	-0,38	-0,10
VIII	0,49	-0,15	0,72	0,23	-0,49	0,59	-0,27	-0,34	-0,14
IX	0,46	-0,06	0,68	0,20	-0,37	0,50	-0,26	-0,32	-0,17
X	0,42	0,07	0,61	0,15	-0,24	0,40	-0,28	-0,31	-0,20
XI	0,40	0,18	0,53	0,09	-0,14	0,31	-0,32	-0,32	-0,22
XII	0,40	0,26	0,47	0,03	-0,10	0,26	-0,37	-0,36	-0,22
I-XII	0,48	0,04	0,58	0,11	-0,35	0,44	-0,36	-0,39	-0,15

Tab. 13. Równania prostych regresji różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i okolicami Warszawy względem T otoczenia (pory roku, półrocza, rok).

Linear regression equations for air temperature differences (ΔT) between the town and the surroundings of Warsaw with respect to temperature T of the environment (seasons, half-years, year).

	Sezony	$\Delta T = aT + b$	r	F
Miasto	XII-II	$\Delta T = -0,095T + 0,17$	-0,37	6,8
	III-V	$\Delta T = 0,029T + 0,25$	0,65	31,4
	VI-VIII	$\Delta T = 0,045T - 0,15$	0,42	9,1
	IX-XI	$\Delta T = 0,031T + 0,11$	0,58	21,2
	X-III	$\Delta T = -0,028T + 0,35$	-0,21	4,0
	IV-IX	$\Delta T = 0,016T + 0,36$	0,35	12,5
	I-XII	$\Delta T = 0,011T + 0,38$	0,18	6,0
Peryferie	XII-II	$\Delta T = 0,012T + 0,01$	0,13	0,7
	III-V	$\Delta T = 0,015T - 0,02$	0,60	23,7
	VI-VIII	$\Delta T = 0,050T - 0,67$	0,30	4,4
	IX-XI	$\Delta T = 0,000T - 0,01$	0,01	0,0
	X-III	$\Delta T = 0,001T - 0,02$	0,02	0,0
	IV-IX	$\Delta T = 0,012T - 0,02$	0,24	5,4
	I-XII	$\Delta T = 0,011T - 0,01$	0,34	23,6
Miasto z peryferiami	XII-II	$\Delta T = -0,059T + 0,12$	-0,32	4,8
	III-V	$\Delta T = 0,025T + 0,16$	0,70	41,7
	VI-VIII	$\Delta T = 0,047T - 0,32$	0,41	8,9
	IX-XI	$\Delta T = 0,021T + 0,07$	0,49	13,7
	X-III	$\Delta T = -0,018T + 0,23$	-0,19	3,2
	IV-IX	$\Delta T = 0,015T + 0,24$	0,36	13,5
	I-XII	$\Delta T = 0,011T + 0,25$	0,24	10,7

Tab. 14. Równania prostych regresji różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i okolicami Warszawy względem T otoczenia (pory roku, półrocza, rok).

Linear regression equations for air temperature differences (ΔT) between the town and the surroundings of Warsaw with respect to the temperature T of the environment (seasons, half-years, year).

Stacje	Sezony	$\Delta T = aT + b$	r	F
Legionowo	XII-II	$\Delta T = -0,113T + 0,27$	0,41	8,5
	III-V	$\Delta T = -0,006T + 0,37$	0,18	1,5
	VI-VIII	$\Delta T = -0,005T + 0,26$	0,08	0,2
	IX-XI	$\Delta T = 0,008T + 0,25$	0,21	1,9
	X-III	$\Delta T = -0,043T + 0,47$	0,30	8,8
	IV-IX	$\Delta T = -0,018T + 0,50$	0,50	22,3
	I-XII	$\Delta T = -0,019T + 0,49$	0,32	19,6
Reguły	XII-II	$\Delta T = -0,106T + 0,19$	0,46	11,4
	III-V	$\Delta T = 0,028T + 0,39$	0,48	13,1
	VI-VIII	$\Delta T = 0,040T + 0,09$	0,27	3,4
	IX-XI	$\Delta T = 0,048T + 0,16$	0,64	29,3
	X-III	$\Delta T = -0,022T + 0,44$	0,17	2,7
	IV-IX	$\Delta T = 0,014T + 0,56$	0,22	4,4
	I-XII	$\Delta T = 0,016T + 0,47$	0,26	12,5
Brwinów	XII-II	$\Delta T = -0,117T - 0,11$	0,32	5,0
	III-V	$\Delta T = 0,043T + 0,06$	0,69	39,0
	VI-VIII	$\Delta T = 0,048T - 0,16$	0,36	6,3
	IX-XI	$\Delta T = 0,031T - 0,01$	0,49	13,4
	X-III	$\Delta T = -0,026T + 0,15$	0,14	1,8
	IV-IX	$\Delta T = 0,031T + 0,14$	0,48	26,0
	I-XII	$\Delta T = 0,023T + 0,17$	0,27	14,0
Młochów	XII-II	$\Delta T = -0,149T + 0,24$	0,39	7,9
	III-V	$\Delta T = 0,034T + 0,44$	0,62	26,6
	VI-VIII	$\Delta T = 0,006T + 0,76$	0,02	0,0
	IX-XI	$\Delta T = 0,006T + 0,23$	0,28	3,6
	X-III	$\Delta T = -0,058T + 0,51$	0,30	8,6
	IV-IX	$\Delta T = 0,015T + 0,57$	0,17	2,6
	I-XII	$\Delta T = 0,007T + 0,58$	0,08	1,0
Niepokalanów	XII-II	$\Delta T = -0,119T - 0,03$	0,48	13,2
	III-V	$\Delta T = 0,045T + 0,04$	0,69	39,4
	VI-VIII	$\Delta T = 0,060T - 0,35$	0,41	8,6
	IX-XI	$\Delta T = 0,050T - 0,03$	0,62	26,7
	7X-III	$\Delta T = -0,027T + 0,22$	0,20	3,5
	IV-IX	$\Delta T = 0,030T + 0,19$	0,47	24,8
	I-XII	$\Delta T = 0,021T + 0,25$	0,32	20,1

Tab. 15. Równania prostych regresji różnicy (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) temperatury powietrza między miastem i otoczeniem względem otoczenia — zima.

Linear regression equations for air temperature differences (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) between the town and the surroundings with respect to the environment — in winter.

Stacje	$y = ax + b$	r	F
Bielany (B)	$\Delta T = -0,009T + 0,29$	-0,18	0,4
	$\Delta T_{\max} = 0,013T_{\max} + 0,10$	0,25	0,9
	$\Delta T_{\min} = -0,040T_{\min} + 0,40$	-0,49	4,1
	$\Delta A = -0,180A + 0,46$	-0,73	14,8
Uniwersytet (U)	$\Delta T = -0,049T + 0,64$	-0,72	14,2
	$\Delta T_{\max} = 0,003T_{\max} + 0,36$	0,09	0,1
	$\Delta T_{\min} = -0,106T_{\min} + 0,46$	-0,81	25,4
	$\Delta A = -0,302A + 0,34$	-0,44	3,0
Obserwatorium (O)	$\Delta T = -0,055T + 0,34$	-0,70	12,8
	$\Delta T_{\max} = 0,002T_{\max} + 0,44$	0,05	0,0
	$\Delta T_{\min} = -0,098T_{\min} + 0,20$	-0,76	17,9
	$\Delta A = -0,302A + 1,32$	-0,78	20,3
St. Pomp (P)	$\Delta T = -0,039T + 0,22$	-0,63	8,6
	$\Delta T_{\max} = -0,007T_{\max} + 0,29$	0,13	0,2
	$\Delta T_{\min} = -0,051T_{\min} + 0,20$	-0,52	4,7
	$\Delta A = -0,194A + 0,87$	-0,58	6,7
Warszawa (W)	$\Delta T = -0,038T + 0,37$	-0,77	18,7
	$\Delta T_{\max} = 0,003T_{\max} + 0,30$	0,09	0,1
	$\Delta T_{\min} = -0,074T_{\min} + 0,31$	-0,74	15,9
	$\Delta A = -0,229A + 0,75$	-0,71	13,1

Tab. 16. Równania prostych regresji różnicy (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) temperatury powietrza między miastem i otoczeniem względem otoczenia — wiosna.

Linear regression equations for air temperature differences (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) between the town and the surroundings with respect to the environment — in spring.

Stacje	$y = ax + b$	r	F
Bielany (B)	$\Delta T = 0,015T + 0,28$	0,50	4,4
	$\Delta T_{\max} = -0,001T_{\max} + 0,11$	-0,05	0,0
	$\Delta T_{\min} = 0,042T_{\min} + 0,62$	0,59	7,0
	$\Delta A = -0,188A + 0,87$	-0,66	10,1
Uniwersytet (U)	$\Delta T = 0,013T + 0,71$	0,37	2,0
	$\Delta T_{\max} = -0,005T_{\max} + 0,19$	-0,20	0,5
	$\Delta T_{\min} = 0,046T_{\min} + 0,95$	0,35	1,8
	$\Delta A = -0,310A + 1,69$	-0,79	21,8
Obserwatorium (O)	$\Delta T = 0,010T + 0,56$	0,22	0,7
	$\Delta T_{\max} = 0,013T_{\max} + 0,50$	0,31	1,4
	$\Delta T_{\min} = 0,034T_{\min} + 0,73$	0,50	4,3
	$\Delta A = 0,105A + 1,03$	0,19	0,5
St. Pomp (P)	$\Delta T = 0,017T + 0,36$	0,53	5,1
	$\Delta T_{\max} = 0,008T_{\max} + 0,29$	0,20	0,5
	$\Delta T_{\min} = 0,040T_{\min} + 0,53$	0,52	4,7
	$\Delta A = -0,225A + 1,78$	-0,62	8,3
Warszawa (W)	$\Delta T = 0,014T + 0,48$	0,45	3,3
	$\Delta T_{\max} = 0,035T_{\max} + 0,26$	0,14	0,3
	$\Delta T_{\min} = 0,040T_{\min} + 0,71$	0,54	5,3
	$\Delta A = -0,154A + 0,82$	-0,52	5,0

Tab. 17. Równania prostych regresji różnicy (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) temperatury powietrza między miastem i otoczeniem względem otoczenia — lato.

Linear regression equations for air temperature differences (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) between the town and the surroundings with respect to the environment — in summer.

Stacje	$y = ax + b$	r	F
Bielany (B)	$\Delta T = -0,002T + 0,56$	-0,02	0,0
	$\Delta T_{\max} = -0,019T_{\max} + 0,45$	-0,20	0,5
	$\Delta T_{\min} = 0,018T_{\min} + 0,92$	0,06	0,1
	$\Delta A = -0,136A + 0,35$	-0,57	6,3
Uniwersytet (U)	$\Delta T = -0,031T + 1,50$	-0,27	1,0
	$\Delta T_{\max} = -0,015T_{\max} + 0,35$	-0,17	0,4
	$\Delta T_{\min} = 0,132T_{\min} + 0,33$	0,39	2,3
	$\Delta A = -0,265A + 0,95$	-0,76	17,6
Obserwatorium (O)	$\Delta T = -0,025T + 0,94$	-0,27	1,0
	$\Delta T_{\max} = -0,007T_{\max} + 0,50$	-0,03	0,0
	$\Delta T_{\min} = 0,101T_{\min} + 0,05$	0,36	1,9
	$\Delta A = -0,250A + 1,77$	-0,43	3,0
St. Pomp (P)	$\Delta T = -0,009T + 0,56$	-0,00	0,0
	$\Delta T_{\max} = 0,044T_{\max} - 0,82$	-0,44	3,1
	$\Delta T_{\min} = 0,020T_{\min} + 0,81$	0,07	0,1
	$\Delta A = -0,073A + 0,11$	-0,21	0,6
Warszawa (W)	$\Delta T = -0,015T + 0,89$	-0,15	0,3
	$\Delta T_{\max} = 0,001T_{\max} + 0,12$	0,00	0,0
	$\Delta T_{\min} = 0,068T_{\min} + 0,53$	0,25	0,9
	$\Delta A = -0,181A + 0,74$	-0,56	5,9

Tab. 18. Równania prostych regresji różnicy (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) temperatury powietrza między miastem i otoczeniem względem otoczenia — jesień.

Linear regression equations for air temperature differences (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) between the town and the surroundings with respect to the environment — in autumn.

Stacje	$y = ax + b$	r	F
Bielany (B)	$\Delta T = 0,045T + 0,07$	0,79	21,3
	$\Delta T_{\max} = -0,002T_{\max} + 0,02$	-0,11	0,2
	$\Delta T_{\min} = 0,088T_{\min} + 0,46$	0,56	5,8
	$\Delta A = -0,202A + 0,76$	-0,82	27,4
Uniwersytet (U)	$\Delta T = 0,051T + 0,44$	0,76	17,4
	$\Delta T_{\max} = -0,035T_{\max} + 0,31$	-0,77	19,4
	$\Delta T_{\min} = 0,060T_{\min} + 1,27$	0,36	1,9
	$\Delta A = -0,327A + 1,02$	-0,95	113,2
Obserwatorium (O)	$\Delta T = 0,025T + 0,33$	0,52	4,7
	$\Delta T_{\max} = -0,005T_{\max} + 0,34$	-0,14	0,3
	$\Delta T_{\min} = 0,049T_{\min} + 0,79$	0,43	3,0
	$\Delta A = -0,179A + 0,67$	-0,79	21,5
St. Pomp (P)	$\Delta T = 0,020T + 0,24$	0,50	4,4
	$\Delta T_{\max} = -0,011T_{\max} + 0,30$	-0,34	1,7
	$\Delta T_{\min} = 0,039T_{\min} + 0,43$	0,42	2,7
	$\Delta A = -0,027A + 0,24$	-0,33	1,6
Warszawa (W)	$\Delta T = 0,035T + 0,27$	0,77	18,8
	$\Delta T_{\max} = -0,013T_{\max} + 0,24$	-0,55	5,7
	$\Delta T_{\min} = 0,059T_{\min} + 0,74$	0,49	4,2
	$\Delta A = -0,195A + 0,67$	-0,88	45,0

Tab. 19. Równania prostych regresji różnicy (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) temperatury powietrza między miastem i otoczeniem względem otoczenia — półrocze chłodne.

Linear regression equations for air temperature differences (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) between the town and the surroundings with respect to the environment — in cooler half-year.

Stacje	$y = ax + b$	r	F
Bielany (B)	$\Delta T = 0,008T + 0,32$	0,19	1,1
	$\Delta T_{\max} = -0,005T_{\max} + 0,09$	-0,20	1,1
	$\Delta T_{\min} = 0,001T_{\min} + 0,63$	0,01	0,0
	$\Delta A = -0,194A + 0,64$	-0,71	28,3
Uniwersytet (U)	$\Delta T = -0,007T + 0,77$	-0,15	0,6
	$\Delta T_{\max} = -0,035T_{\max} + 0,31$	-0,79	45,9
	$\Delta T_{\min} = -0,029T_{\min} + 1,04$	-0,24	1,8
	$\Delta A = -0,305A + 0,89$	-0,64	19,1
Obserwatorium (O)	$\Delta T = -0,014T + 0,51$	-0,30	2,7
	$\Delta T_{\max} = -0,016T_{\max} + 0,45$	-0,47	7,8
	$\Delta T_{\min} = -0,022T_{\min} + 0,75$	-0,26	2,0
	$\Delta A = -0,192A + 0,75$	-0,66	21,7
St. Pomp (P)	$\Delta T = -0,007T + 0,36$	-0,19	1,0
	$\Delta T_{\max} = -0,011T_{\max} + 0,30$	-0,33	3,5
	$\Delta T_{\min} = -0,017T_{\min} + 0,45$	-0,25	1,9
	$\Delta A = -0,126A + 0,58$	-0,44	6,7
Warszawa (W)	$\Delta T = -0,005T + 0,49$	-0,15	0,6
	$\Delta T_{\max} = -0,017T_{\max} + 0,29$	-0,62	18,0
	$\Delta T_{\min} = -0,017T_{\min} + 0,72$	-0,22	1,4
	$\Delta A = -0,204A + 0,72$	-0,72	30,0

Tab. 20. Równania prostych regresji różnicy (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) temperatury powietrza między miastem i otoczeniem względem otoczenia — półrocze ciepłe.

Linear regression equations for air temperature differences (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) between the town and the surroundings with respect to the environment — in warmer half-year.

Stacje	$y = ax + b$	r	F
Bielany (B)	$\Delta T = 0,006T + 0,43$	0,16	0,7
	$\Delta T_{\max} = 0,001T_{\max} + 0,01$	0,02	0,0
	$\Delta T_{\min} = 0,027T_{\min} + 0,81$	0,27	2,2
	$\Delta A = -0,190A + 0,89$	-0,56	12,8
Uniwersytet (U)	$\Delta T = 0,011T + 0,78$	0,21	1,3
	$\Delta T_{\max} = -0,003T_{\max} + 0,03$	-0,05	0,1
	$\Delta T_{\min} = 0,090T_{\min} + 0,88$	0,58	14,1
	$\Delta A = -0,339A + 1,76$	-0,70	27,1
Obserwatorium (O)	$\Delta T = -0,025T + 0,96$	-0,44	6,7
	$\Delta T_{\max} = -0,016T_{\max} + 0,73$	-0,14	0,6
	$\Delta T_{\min} = 0,045T_{\min} + 0,73$	0,43	6,4
	$\Delta A = -0,182A + 1,27$	-0,21	1,3
St. Pomp (P)	$\Delta T = 0,011T + 0,38$	0,16	0,7
	$\Delta T_{\max} = -0,015T_{\max} + 0,53$	-0,23	1,5
	$\Delta T_{\min} = 0,054T_{\min} + 0,41$	0,49	8,8
	$\Delta A = -0,235A + 0,18$	-0,44	6,9
Warszawa (W)	$\Delta T = 0,001T + 0,64$	0,02	0,0
	$\Delta T_{\max} = -0,008T_{\max} + 0,33$	-0,14	0,6
	$\Delta T_{\min} = 0,054T_{\min} + 0,71$	0,51	9,8
	$\Delta A = -0,236A + 1,43$	-0,53	10,8

Tab. 21. Równania prostych regresji różnicy (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) temperatury powietrza między miastem i otoczeniem względem otoczenia — rok.

Linear regression equations for air temperature differences (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) between the town and the surroundings with respect to the environment — for the whole year.

Stacje	$y = ax + b$	r	F
Bielany (B)	$\Delta T = 0,012T + 0,33$	0,50	18,9
	$\Delta T_{\max} = -0,003T_{\max} + 0,08$	-0,15	1,4
	$\Delta T_{\min} = 0,003T_{\min} + 0,77$	0,44	13,9
	$\Delta A = -0,148A + 0,40$	-0,74	69,3
Uniwersytet (U)	$\Delta T = 0,008T + 0,80$	0,29	5,5
	$\Delta T_{\max} = -0,016T_{\max} + 0,27$	-0,60	31,8
	$\Delta T_{\min} = 0,032T_{\min} + 1,32$	0,38	9,5
	$\Delta A = -0,228A + 0,50$	-0,72	61,9
Obserwatorium (O)	$\Delta T = -0,000T + 0,56$	-0,01	0,0
	$\Delta T_{\max} = -0,003T_{\max} + 0,44$	-0,08	0,3
	$\Delta T_{\min} = 0,016T_{\min} + 0,93$	0,28	4,7
	$\Delta A = -0,094A + 0,24$	-0,30	5,6
St. Pomp (P)	$\Delta T = 0,008T + 0,39$	0,30	5,7
	$\Delta T_{\max} = -0,004T_{\max} + 0,30$	-0,18	2,0
	$\Delta T_{\min} = 0,023T_{\min} + 0,63$	0,42	11,3
	$\Delta A = -0,125A + 0,62$	-0,52	22,0
Warszawa (W)	$\Delta T = 0,007T + 0,52$	0,33	7,0
	$\Delta T_{\max} = -0,006T_{\max} + 0,27$	0,32	6,7
	$\Delta T_{\min} = 0,024T_{\min} + 0,91$	0,42	12,2
	$\Delta A = -0,149A + 0,44$	-0,67	47,4

Tab. 22. Zależność paraboliczna różnic średniej dobowej temperatury powietrza (ΔT) między miastem i peryferiami od temperatury powietrza (T), zachmurzenia (N) i prędkości wiatru (v) Warszawa 1961–1965.

Parabolic dependence of the differences of average daily air temperatures (ΔT) between the town and its peripheries upon the air temperature (T), cloudiness (N) and wind velocity (v), in Warsaw in the period 1961–1965.

Półrocza i rok	$\Delta T = aT^2 + bT + c$	R	F
X-III	$\Delta T = 0,0049T^2 + 0,0113T + 0,165$	0,57	20,7
IV-IX	$\Delta T = -0,0028T^2 + 0,0750T - 0,019$	0,25	2,9
I-XII	$\Delta T = 0,0010T^2 - 0,0058T + 0,278$	0,34	12,0
X-III	$\Delta T = -0,0167N^2 + 0,1612N + 0,005$	0,29	4,1
IV-IX	$\Delta T = 0,0417N^2 + 0,4365N - 0,649$	0,32	5,1
I-XII	$\Delta T = -0,0189N^2 + 0,1653N + 0,119$	0,42	18,9
X-III	$\Delta T = 0,0296v^2 - 0,4049v + 1,458$	0,46	11,6
IV-IX	$\Delta T = 0,0184v^2 - 0,2322v + 1,031$	0,29	4,1
I-XII	$\Delta T = 0,0134v^2 - 0,2538v + 1,148$	0,49	27,5

Tab. 23. Równania prostych regresji różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i otoczeniem względem temperatury powietrza (T).

Linear regression equations for the air temperature differences (ΔT) between the town and the surroundings with respect to air temperature (T).

Stacje	Pory roku	$\Delta T = aT + b$	r	F
Bielany (B)	XII-II	$\Delta T = -0,070T + 0,08$	-0,51	15,3
	III-V	$\Delta T = 0,017T + 0,19$	0,46	11,8
	VI-VIII	$\Delta T = 0,002T + 0,44$	0,02	0,0
	IX-XI	$\Delta T = 0,037T + 0,09$	0,62	26,9
Obserwatorium (O)	XII-II	$\Delta T = -0,053T + 0,14$	-0,61	26,1
	III-V	$\Delta T = 0,012T + 0,34$	0,25	2,9
	VI-VIII	$\Delta T = 0,040T + 1,10$	0,29	4,0
	IX-XI	$\Delta T = 0,027T + 0,14$	0,42	9,3
Warszawa (W)	XII-II	$\Delta T = -0,062T + 0,11$	-0,62	26,7
	III-V	$\Delta T = 0,014T + 0,26$	0,37	6,8
	VI-VIII	$\Delta T = 0,019T + 0,77$	0,15	1,0
	IX-XI	$\Delta T = 0,032T + 0,11$	0,55	19,5

Tab. 24. Równania prostych regresji różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i otoczeniem względem zachmurzenia (N).

Linear regression equations for the air temperature differences (ΔT) between the town and the surroundings with respect to cloudiness (N).

Stacje	Pory roku	$\Delta T = aT + b$	r	F
Bielany (B)	XII-II	$\Delta T = -0,156N + 1,44$	-0,27	3,3
	III-V	$\Delta T = -0,058N + 0,68$	-0,27	3,3
	VI-VIII	$\Delta T = -0,017N + 0,58$	-0,05	0,1
	IX-XI	$\Delta T = -0,129N + 1,25$	-0,71	44,5
Obserwatorium (O)	XII-II	$\Delta T = -0,064N + 0,76$	-0,18	1,4
	III-V	$\Delta T = -0,044N + 0,70$	-0,16	1,1
	VI-VIII	$\Delta T = 0,030N + 0,22$	0,10	0,4
	IX-XI	$\Delta T = -0,096N + 1,00$	-0,49	14,0
Warszawa (W)	XII-II	$\Delta T = -0,110N + 1,10$	-0,26	3,1
	III-V	$\Delta T = -0,052N + 0,69$	-0,22	2,2
	VI-VIII	$\Delta T = 0,006N + 0,40$	0,23	0,0
	IX-XI	$\Delta T = -0,112N + 1,12$	-0,64	31,1

Tab. 25. Równania prostych regresji różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i otoczeniem względem prędkości wiatru (v).

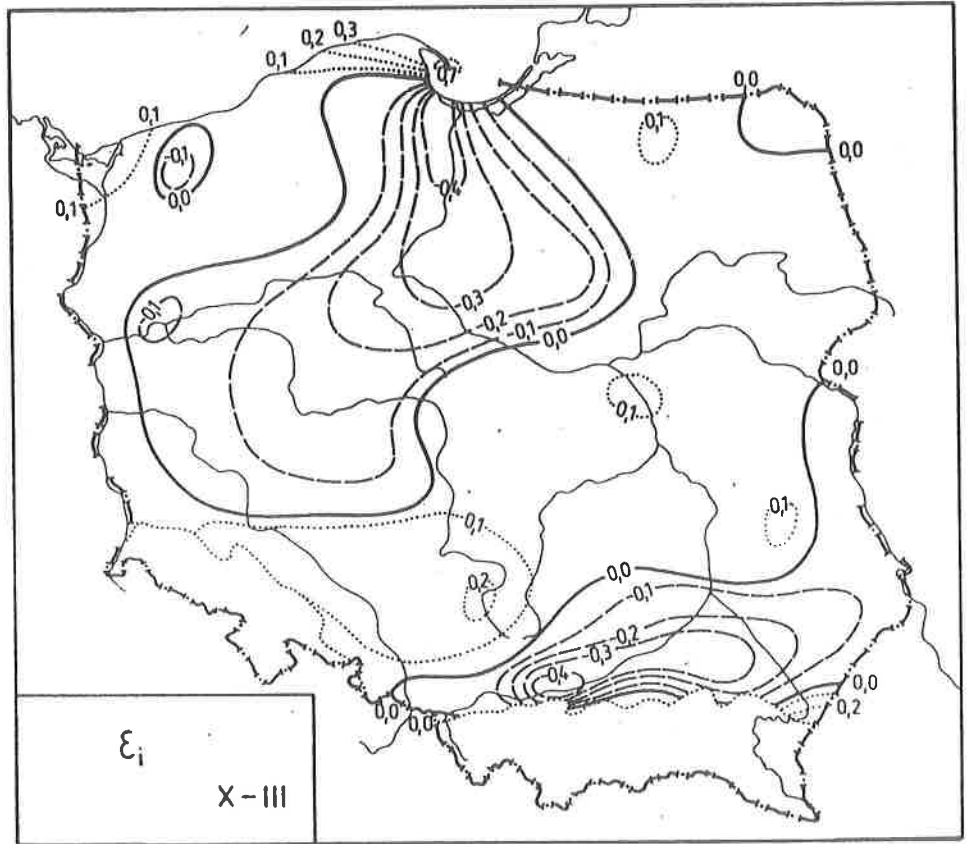
Linear regression equations for the air temperature differences (ΔT) between the town and the surroundings with respect to wind velocity (v).

Stacje	Pory roku	$\Delta T = aT + b$	r	F
Bielany (B)	XII-II	$\Delta T = -0,216v + 1,26$	-0,45	11,2
	III-V	$\Delta T = -0,097v + 0,72$	-0,43	9,7
	VI-VIII	$\Delta T = -0,132v + 0,92$	-0,29	4,0
	IX-XI	$\Delta T = -0,192v + 1,12$	-0,49	14,0
Obserwatorium (O)	XII-II	$\Delta T = -0,102v + 0,75$	-0,34	5,8
	III-V	$\Delta T = -0,122v + 0,94$	-0,42	9,1
	VI-VIII	$\Delta T = -0,012v + 0,44$	-0,03	0,0
	IX-XI	$\Delta T = -0,198v + 1,11$	-0,47	12,6
Warszawa (W)	XII-II	$\Delta T = -0,159v + 1,00$	-0,46	11,7
	III-V	$\Delta T = -0,110v + 0,83$	-0,45	11,2
	VI-VIII	$\Delta T = -0,072v + 0,68$	-0,18	1,4
	IX-XI	$\Delta T = -0,195v + 1,11$	-0,51	16,3

Tab. 26. Równania hiperpłaszczyzn regresji różnic (ΔT) temperatury powietrza między miastem i otoczeniem od temperatury powietrza (T), zachmurzenia (N) i prędkości wiatru (v).

Equations of hyperplanes of regression of the air temperature differences (ΔT) between the town and its surrounding with respect to air temperature (T), cloudiness (N) and wind velocity (v).

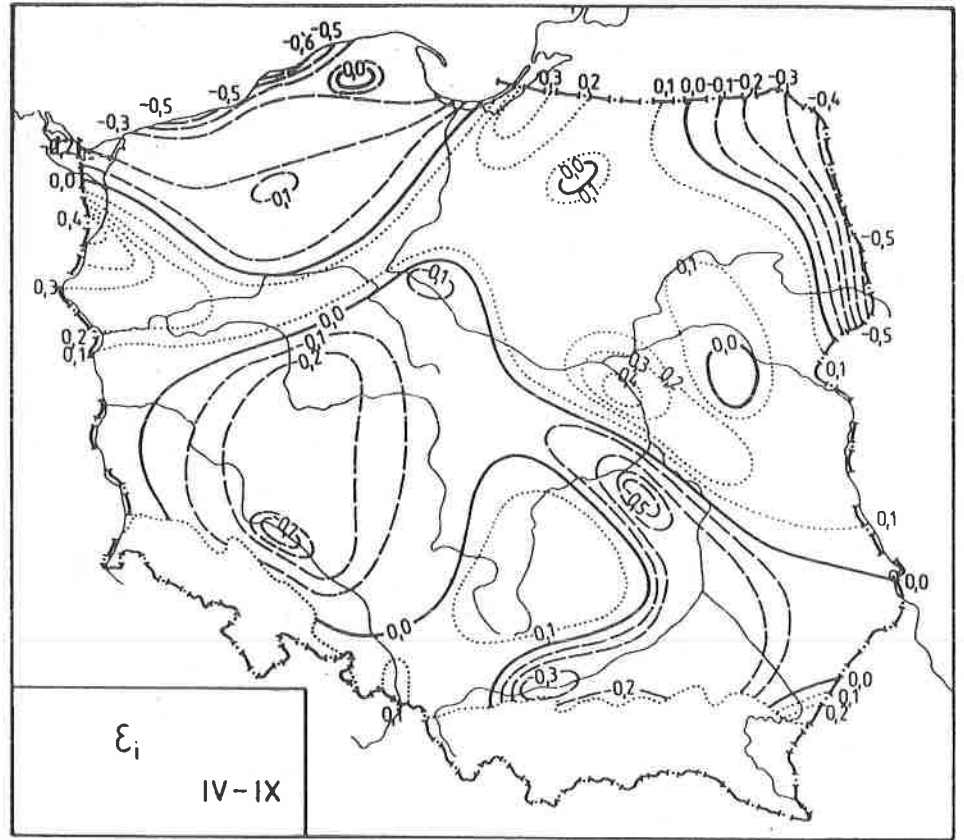
Stacje	Okresy	$\Delta T = a_0 + a_1T + a_2N + a_3v$	R	F	
Bielany (B)	XII-II	$\Delta T = -0,0631T + 0,0037N - 0,1899v + 0,929$	0,64	9,5	
	III-V	$\Delta T = 0,0101T - 0,0462N - 0,0682v + 0,816$	0,56	6,3	
	VI-VIII	$\Delta T = 0,0077T - 0,0972N - 0,0619v + 1,208$	0,73	16,0	
	IX-XI	$\Delta T = -0,0210T - 0,0101N - 0,1566v + 1,431$	0,32	1,5	
	X-III	$\Delta T = -0,0200T - 0,0825N - 0,1813v + 1,685$	0,54	11,6	
	IV-IX	$\Delta T = -0,0007T - 0,0679N - 0,1067v + 1,246$	0,45	7,5	
	I-XII	$\Delta T = -0,0076T - 0,0863N - 0,1629v + 1,638$	0,56	29,9	
	Obserwatorium (O)	XII-II	$\Delta T = -0,0597T + 0,0796N - 0,0754v - 0,132$	0,69	12,5
		III-V	$\Delta T = 0,0013T - 0,0438N - 0,1187v + 1,186$	0,45	3,5
		VI-VIII	$\Delta T = -0,0001T - 0,0665N - 0,1265v + 1,282$	0,56	6,3
		IX-XI	$\Delta T = -0,0540T - 0,0152N - 0,0796v + 1,707$	0,34	1,8
		X-III	$\Delta T = -0,0172T - 0,0548N - 0,1144v + 1,211$	0,49	8,9
IV-IX		$\Delta T = -0,0204T - 0,0491N - 0,1096v + 1,411$	0,33	3,6	
I-XII		$\Delta T = -0,0076T - 0,0661N - 0,1090v + 1,295$	0,56	14,1	
Warszawa (W)		XII-II	$\Delta T = -0,0614T + 0,0416N - 0,1297v + 0,398$	0,73	15,3
		III-V	$\Delta T = 0,0057T - 0,0450N - 0,0935v + 1,001$	0,52	5,1
		VI-VIII	$\Delta T = 0,0088T - 0,0818N - 0,0942v + 1,245$	0,68	12,3
		IX-XI	$\Delta T = -0,0375T - 0,0126N - 0,1181v + 1,569$	0,31	1,4
		X-III	$\Delta T = -0,0186T - 0,0687N - 0,1479v + 1,448$	0,58	14,5
	IV-IX	$\Delta T = -0,0105T - 0,0585N - 0,1082v + 1,329$	0,38	4,9	
	I-XII	$\Delta T = -0,0077T - 0,0762N - 0,1359v + 1,466$	0,56	27,0	



Rys. 66. Różnice ϵ_i między zmierzonymi T_i i obliczonymi z wielomianu regresji 4-go stopnia $T = f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$ wartościami temperatury powietrza w Polsce (półrocze chłodne).

Differences of air temperature ϵ_i between measured T_i values and calculated by means of 4th degree polynomial $f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$ in Poland — cold period (X-III).

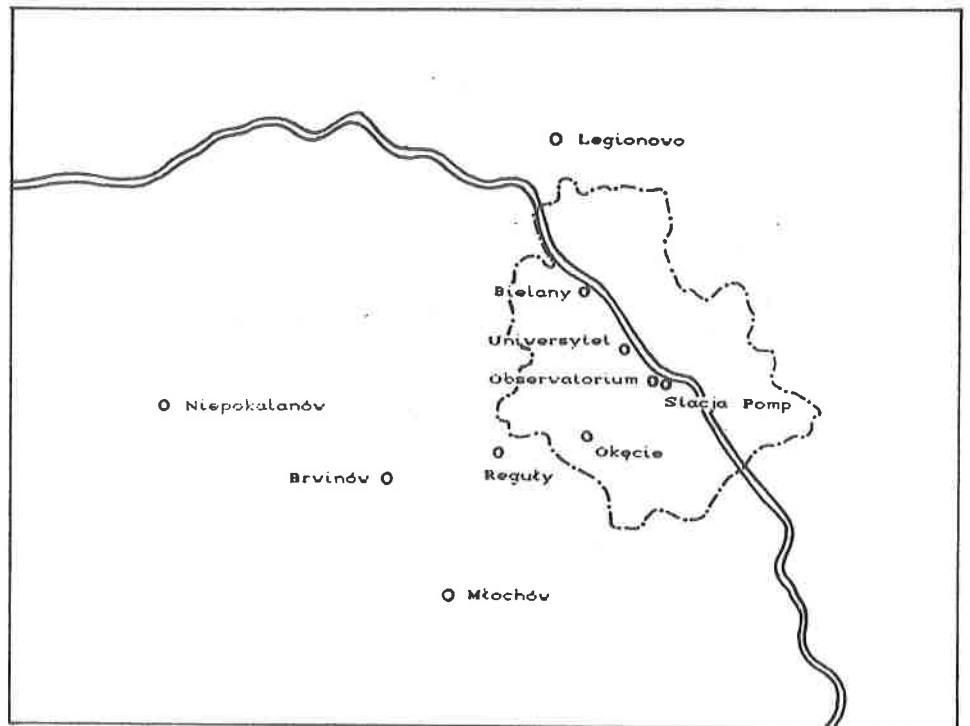
Miejscowości	T	T_{obl}	$T - T_{obl}$
Świnoujście	2,9	2,7	0,2
Warszawa-Okęcie	1,1	1,0	0,2
Kraków-Rakowice	1,3	1,7	-0,4



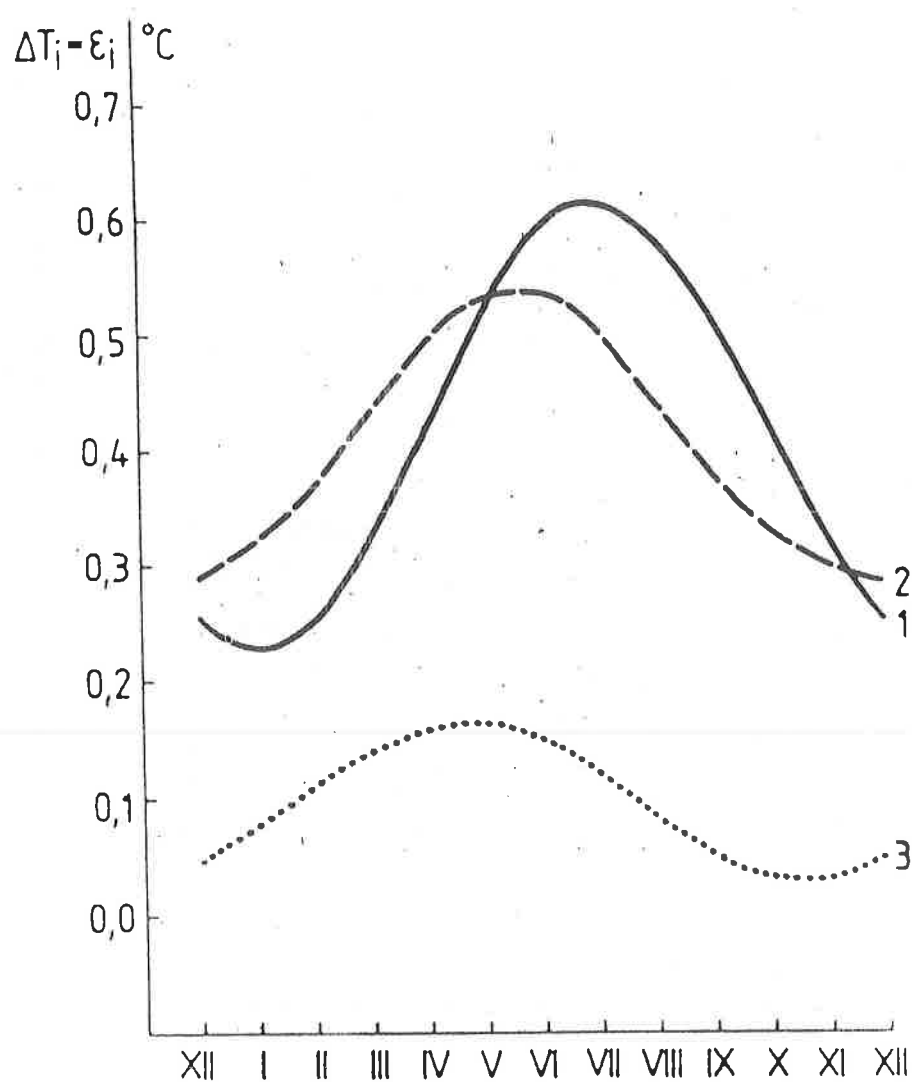
Rys. 67. Różnice ε_i między zmierzonymi T_i i obliczonymi z wielomianu regresji 4-go stopnia $T = f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$ wartościami temperatury powietrza w Polsce (półrocze ciepłe).

Differences of air temperature ε_i between measured T_i values and calculated by means of 4th degree polynomial $f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$ in Poland — warm period (IV-IX).

Miejscowości	T	T_{obl}	$T - T_{obl}$
Świnoujście	13,5	13,7	-0,2
Warszawa-Okęcie	14,5	14,4	0,1
Kraków-Rakowice	14,2	14,6	-0,4

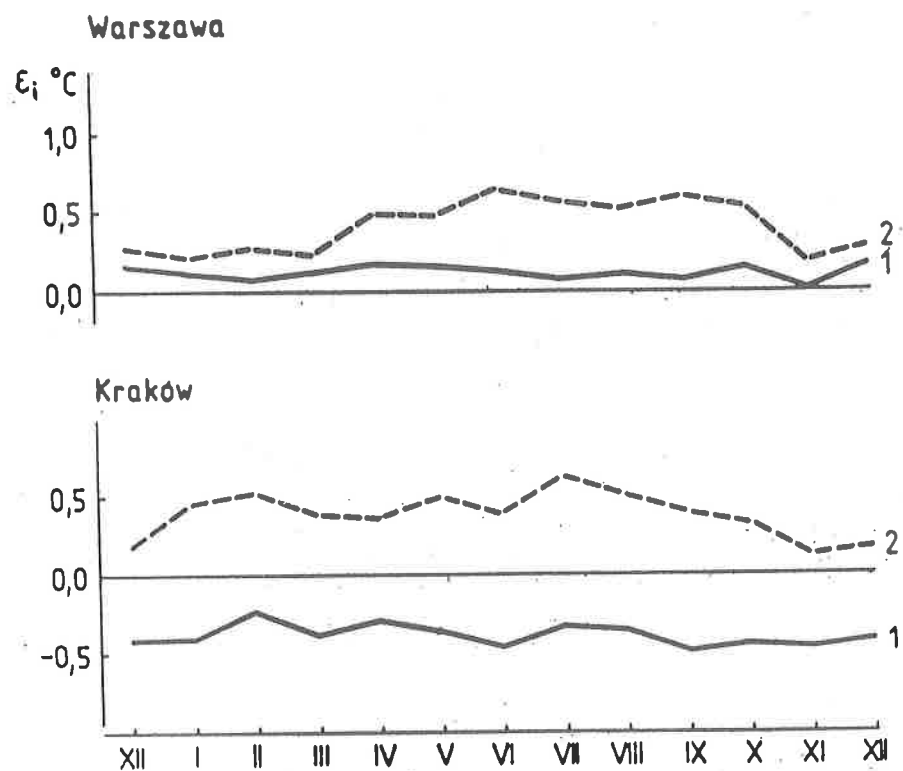


Rys. 67.1. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych w Warszawie i okolicy.
Distribution of meteorological stations in Warsaw and its vicinity.



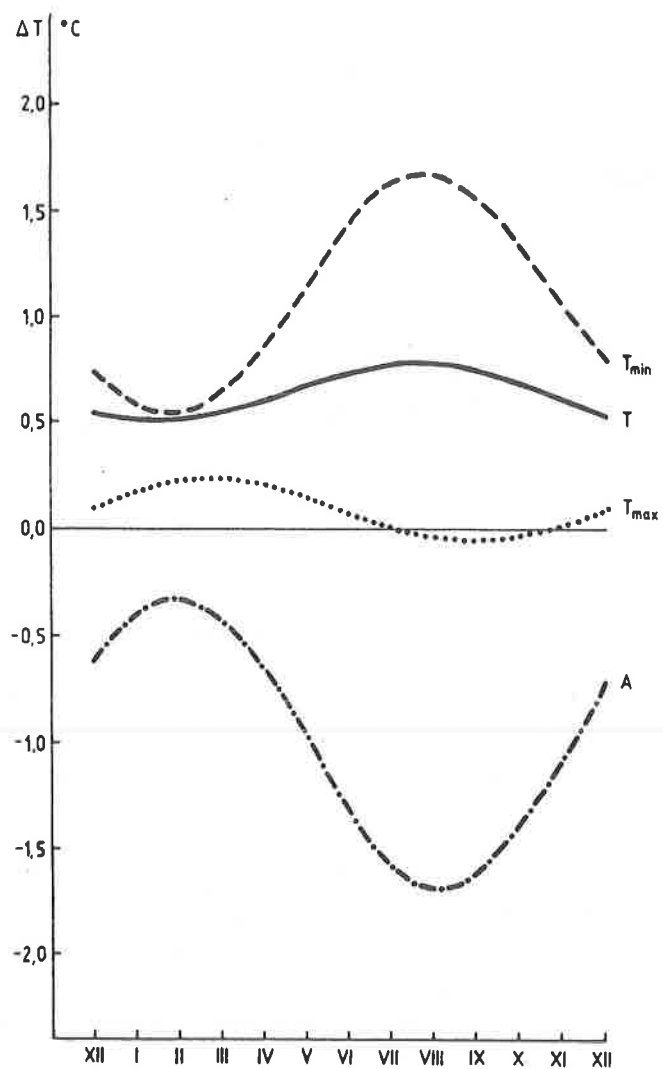
Rys. 68. Zmiany roczne różnic temperatury powietrza $\epsilon_i = T_f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$ między wartościami zmierzonymi (T_i) i obliczonymi z wielomianu 4 stopnia: 1 — Bielany, 2 — Obserwatorium, 3 — Okęcie.

Annual changes of differences of air temperature $\epsilon_i = T_f(\varphi_i, \lambda_i, H_i)$ between measured (T_i) values and calculated by means of 4th degree polynomial: 1 — Bielany, 2 — Obserwatorium, 3 — Okęcie.



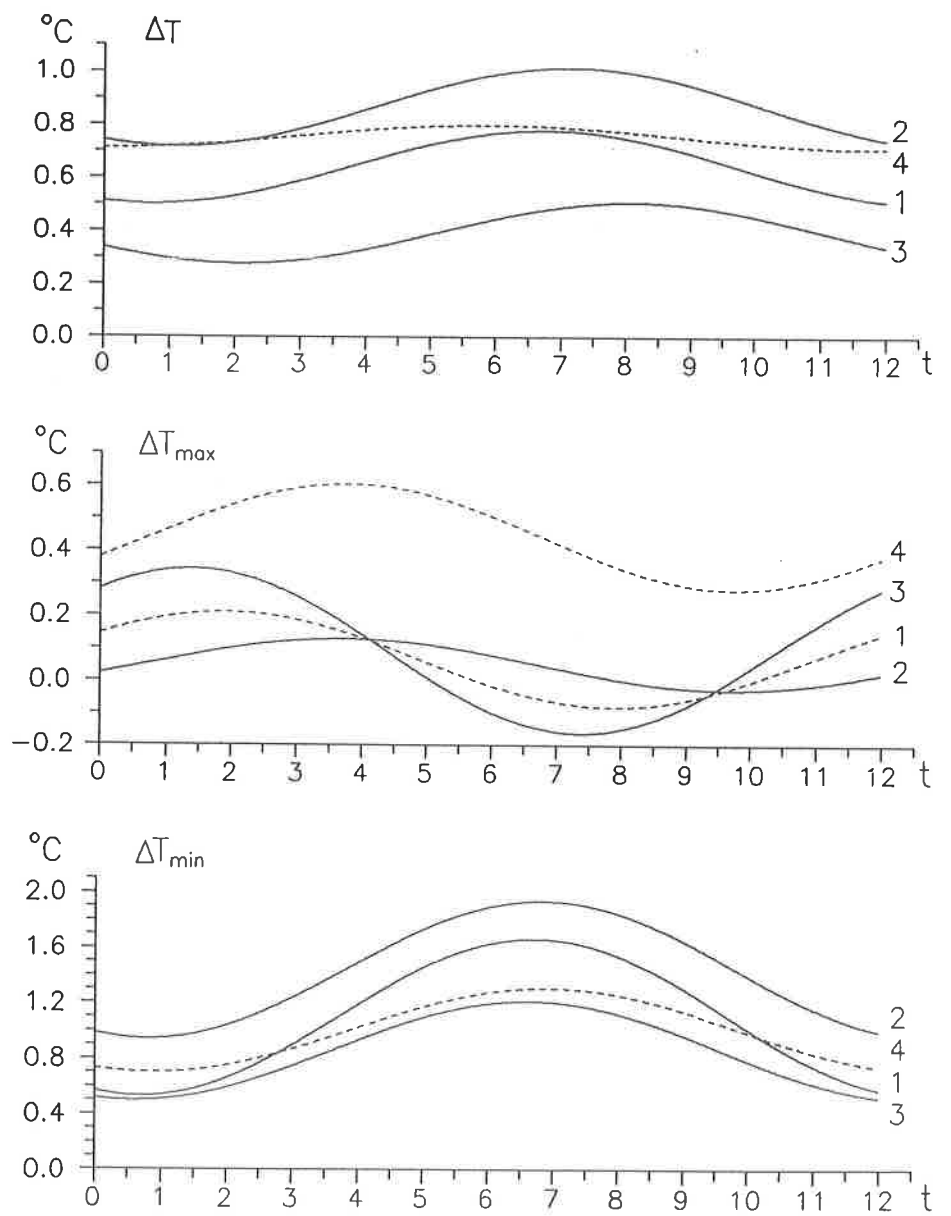
Rys. 69. Zmiany roczne reszt wielomianowych ε_i jako wskaźnika lokalnego oddziaływania podłoża — miejska wyspa ciepła w Warszawie i Krakowie (1 — peryferie, 2 — Śródmieście).

Annual change of polynomial remainders ε_i as an indicator of a local bed effect — urban heat island in Warsaw and Cracow (1 — suburbs, 2 — city center).



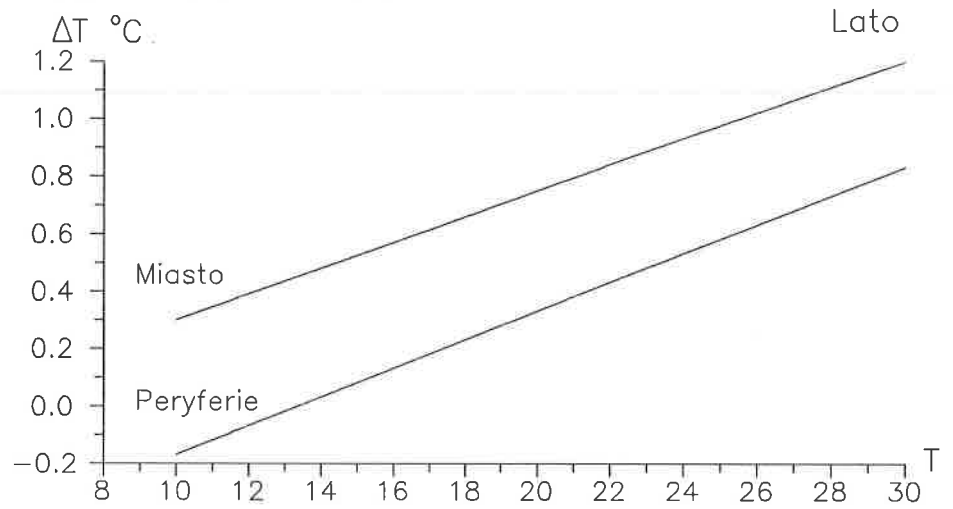
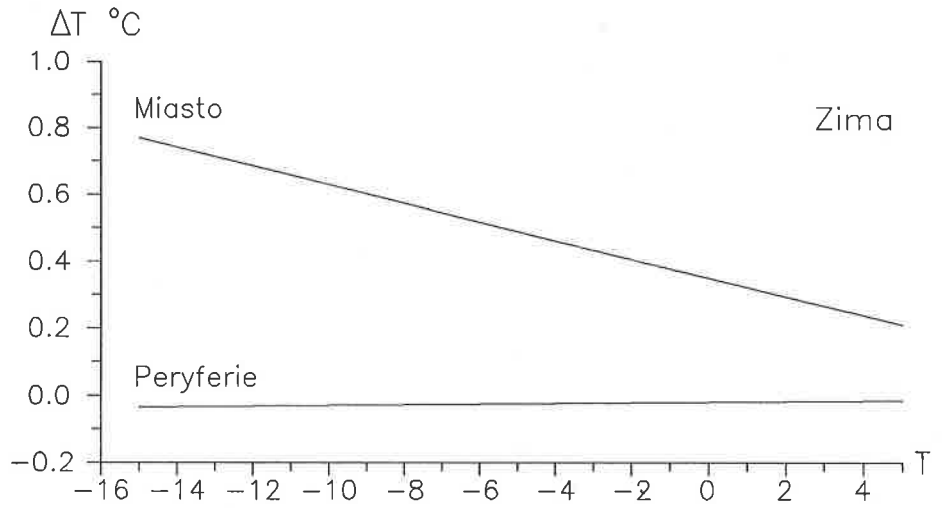
Rys. 70. Sinusoidy rocznych zmian różnic temperatury powietrza między miastem i otoczeniem w latach 1961–1965: średniej dobowej ΔT , maksymalnej ΔT_{max} , minimalnej ΔT_{min} , dobowej amplitudy ΔA .

Annual sine curve mean air temperature differences changes between the city and its surroundings in years 1961–1965: daily mean ΔT , maximum ΔT_{max} , minimum ΔT_{min} , daily amplitude ΔA .



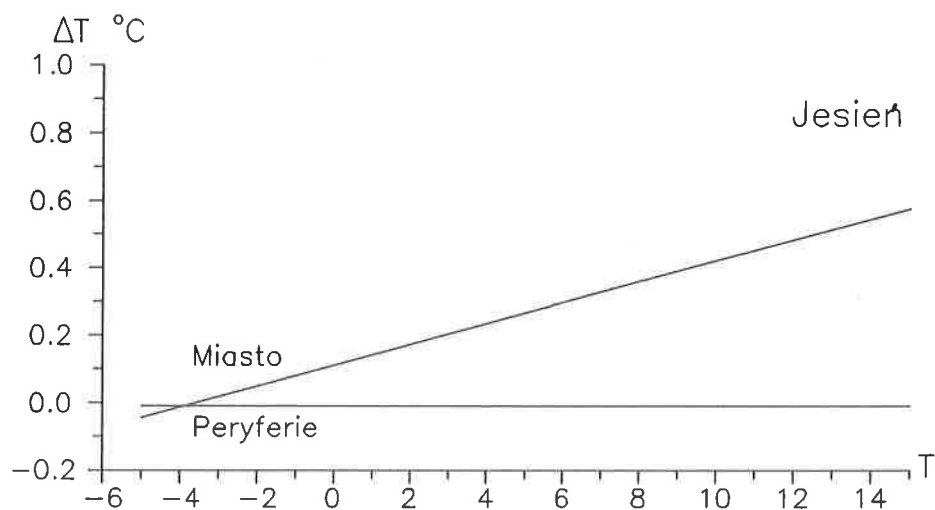
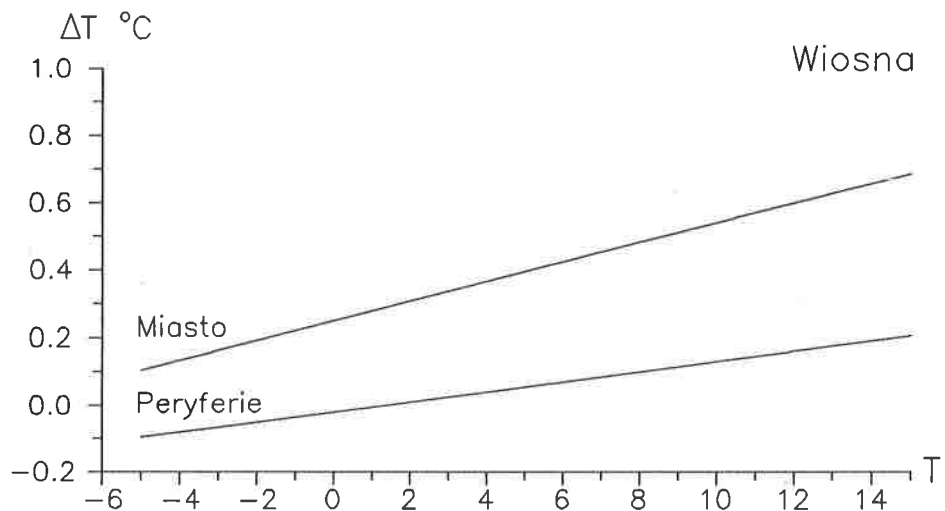
Rys. 71. Sinusoidy rocznych zmian różnic temperatury powietrza (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) między miastem i otoczeniem w latach 1961–1965: 1 — miasto, 2 — zabudowa zwarta, 3 — zabudowa luźna, 4 — zieleń.

Annual sine curve mean air temperature (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) differences changes between the city and its surroundings in years 1961–1965: 1 — city, 2 — close development, 3 — scattered, 4 — parks.



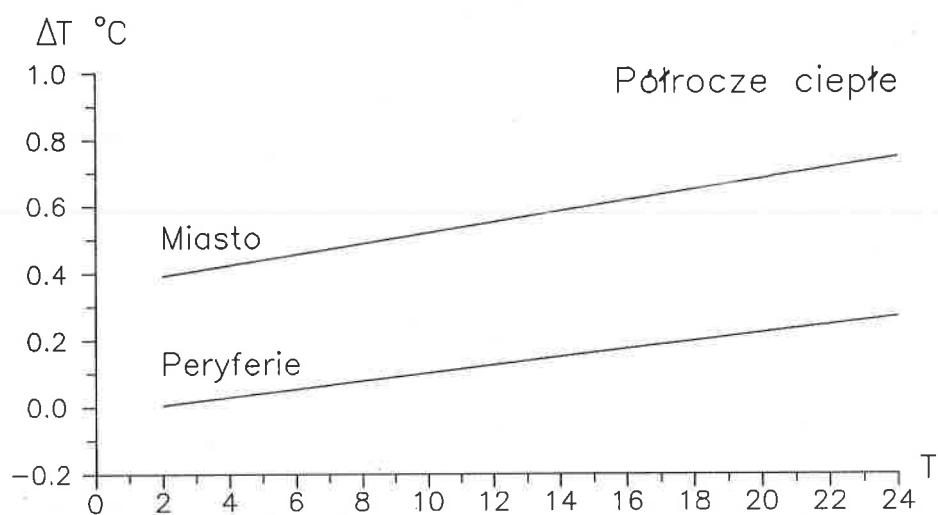
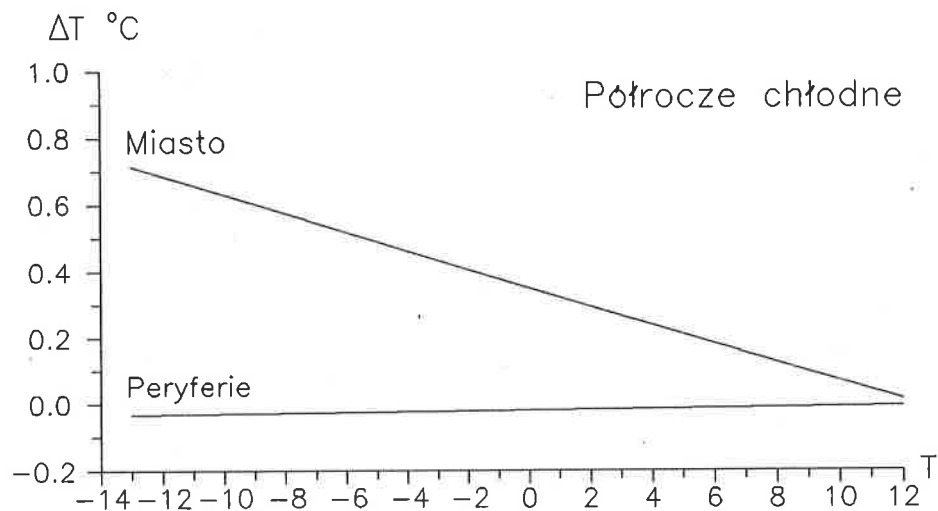
Rys. 72. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem, peryferiami i Kotliną Warszawską względem T otoczenia (XII-II, VI-VIII).

Mean air temperature differences (ΔT) between the city and its surroundings related to temperature of the surroundings area (XII-II, VI-VIII).



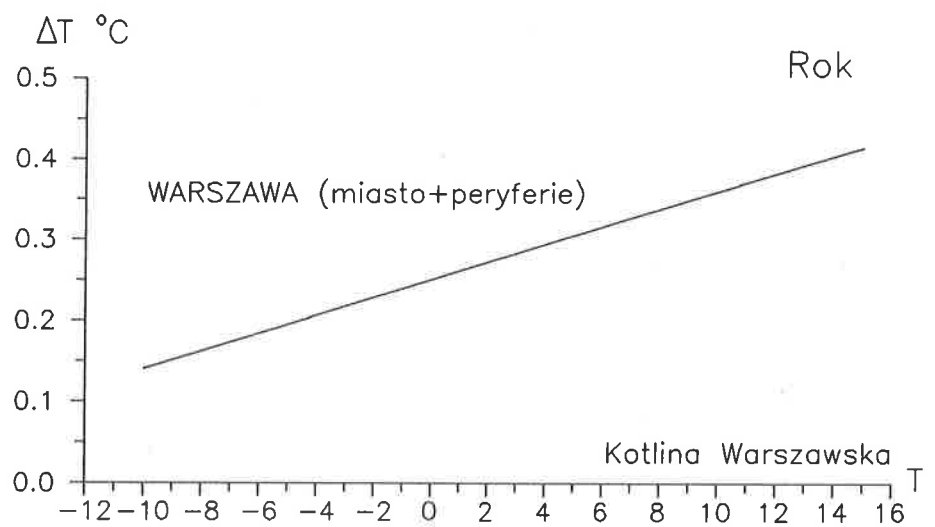
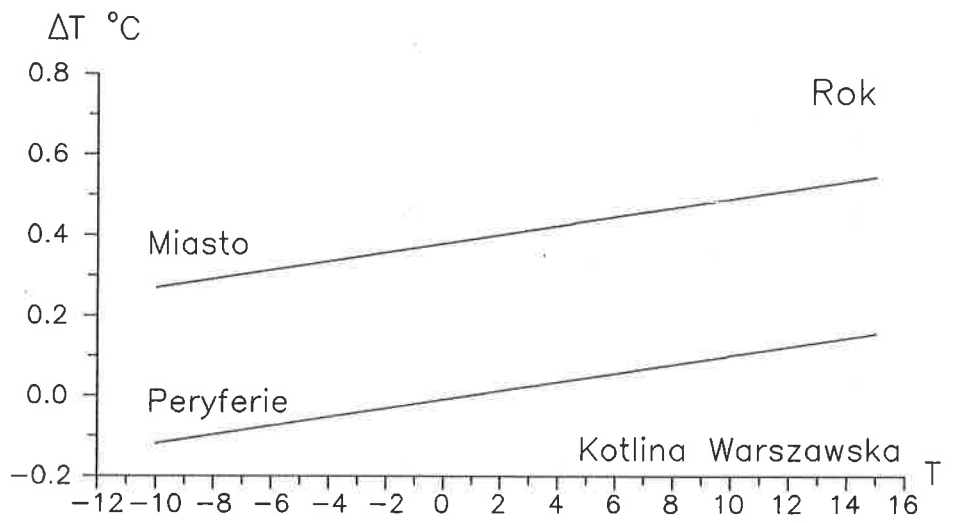
Rys. 73. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem, peryferiami i Kotliną Warszawską względem T otoczenia (III-V, IX-XI).

Mean air temperature differences (ΔT) between the city and its surroundings related to temperature of the surroundings area (III-V, IX-XI).



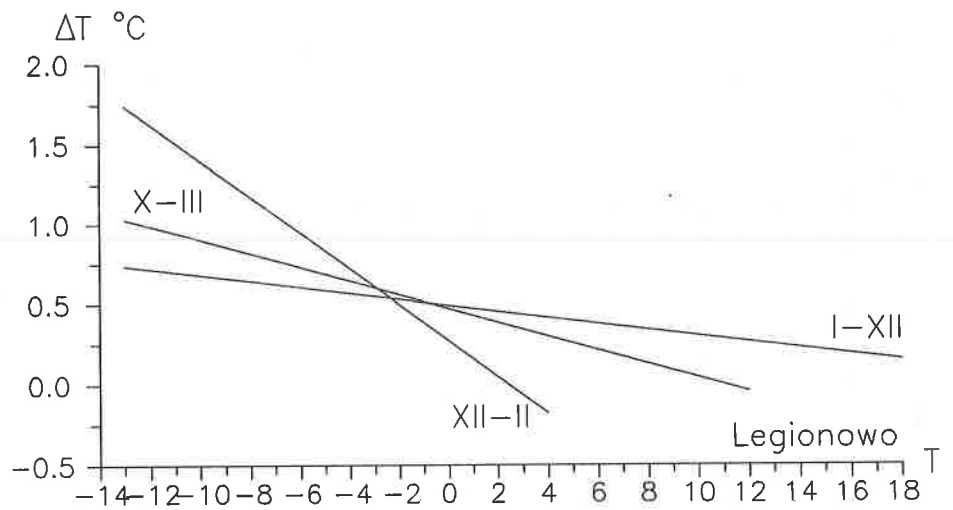
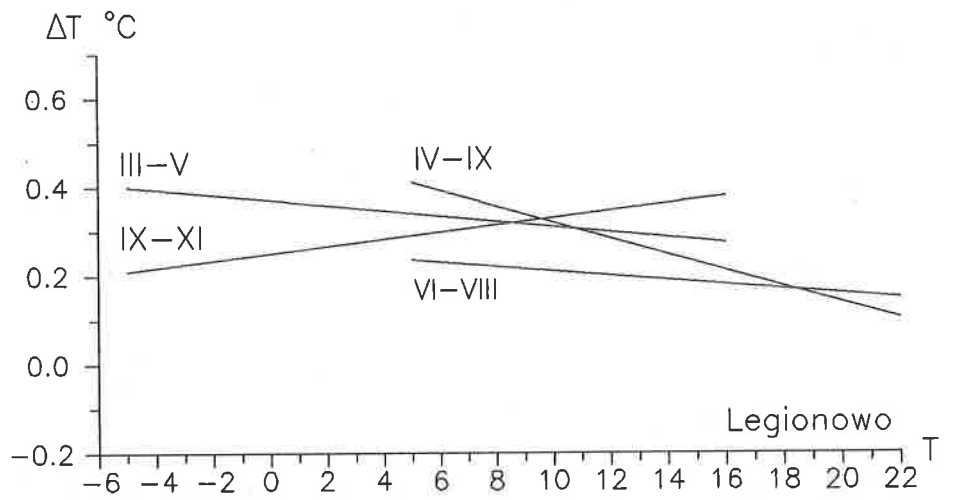
Rys. 74. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem, peryferiami i Kotliną Warszawską względem T otoczenia (X-III, IV-IX).

Mean air temperature differences (ΔT) between the city and its surroundings related to temperature of the surroundings area (X-III, IV-IX).



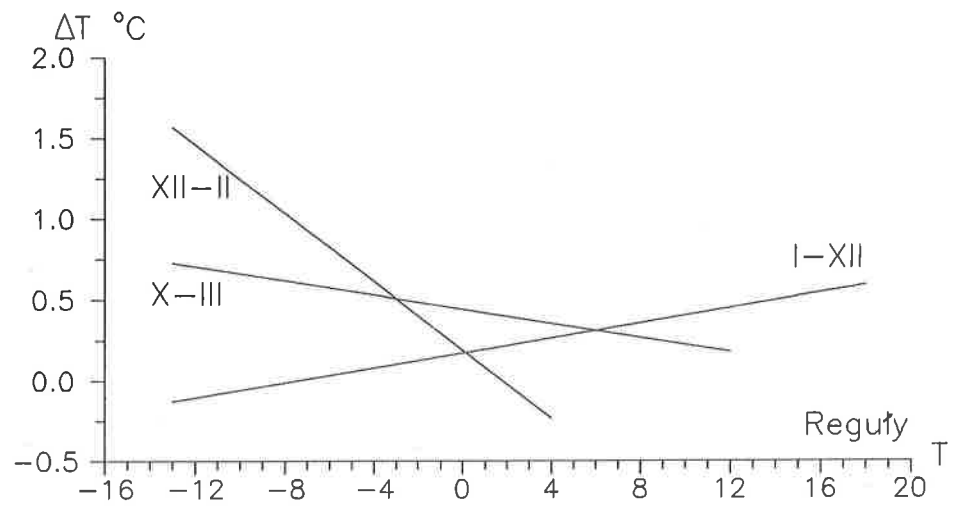
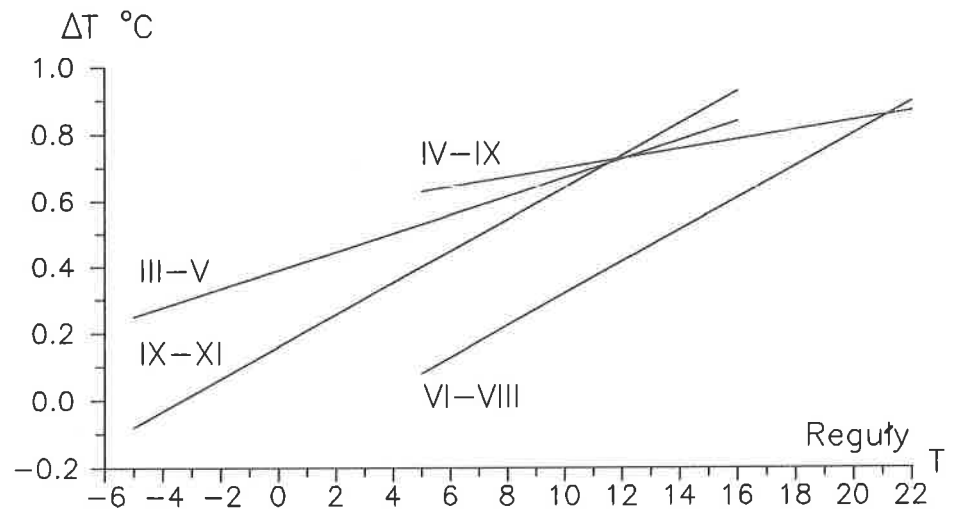
Rys. 75. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem, peryferiami i Kotliną Warszawską względem T otoczenia (I-XII).

Mean air temperature differences (ΔT) between the city and its surroundings related to temperature of the surroundings area (I-XII).



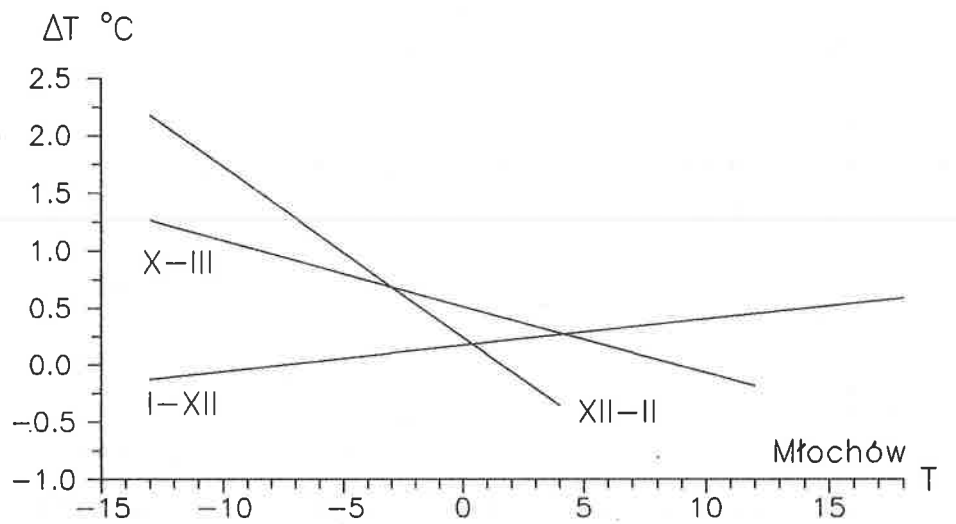
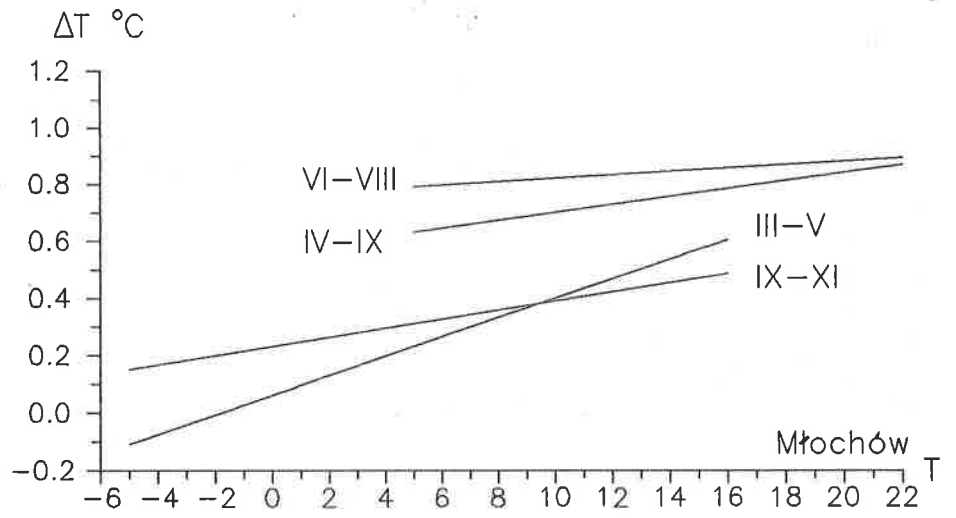
Rys. 76. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między Warszawą i Legionowem względem T otoczenia.

Mean air temperature differences (ΔT) between the city of Warsaw and Legionowo related to temperature of the surroundings area.



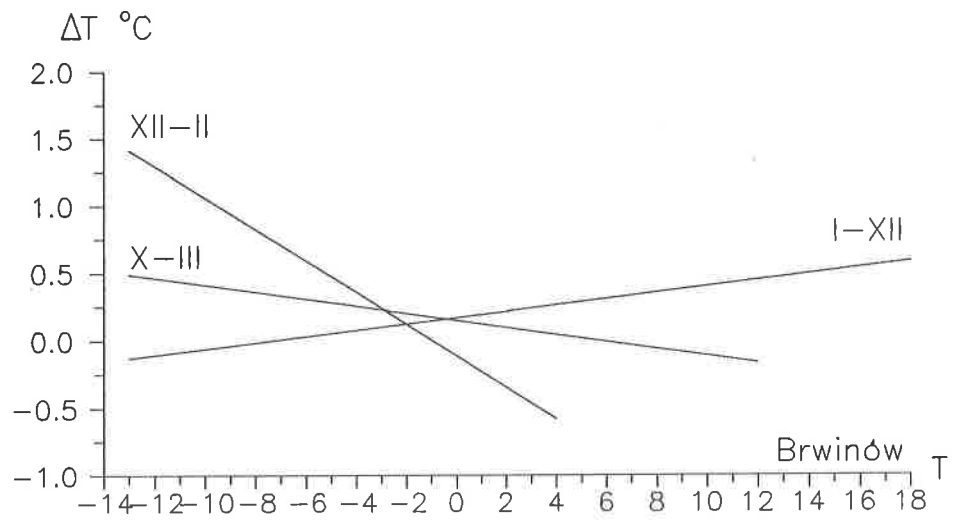
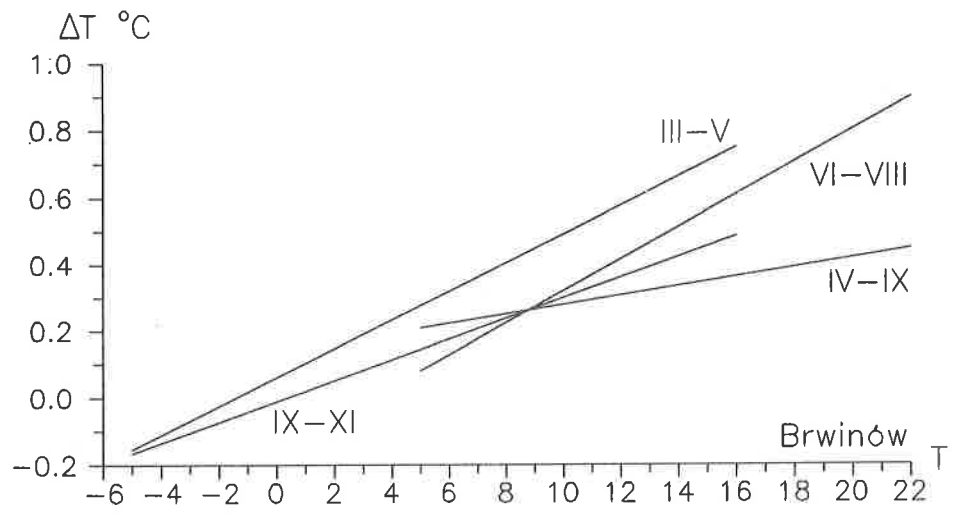
Rys. 77. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między Warszawą i Regułami względem T otoczenia.

Mean air temperature differences (ΔT) between the city of Warsaw and Reguły related to temperature of the surroundings area.



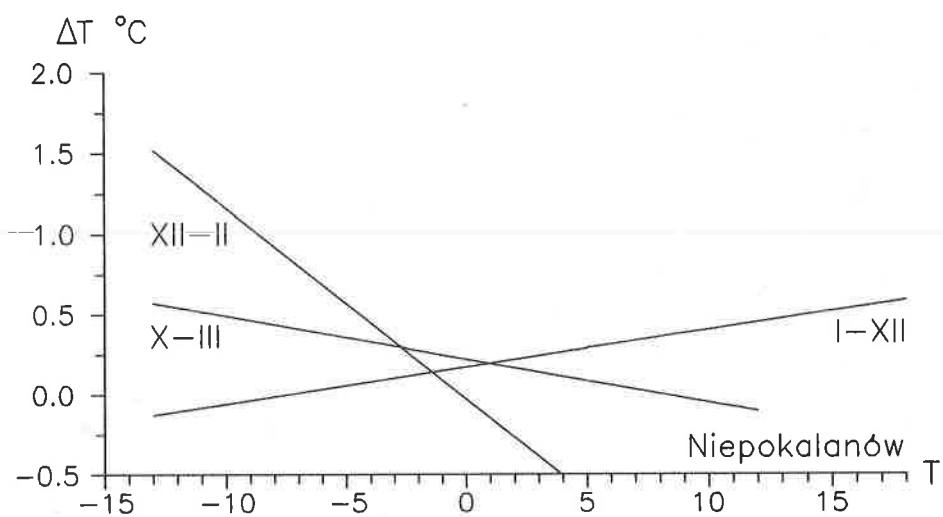
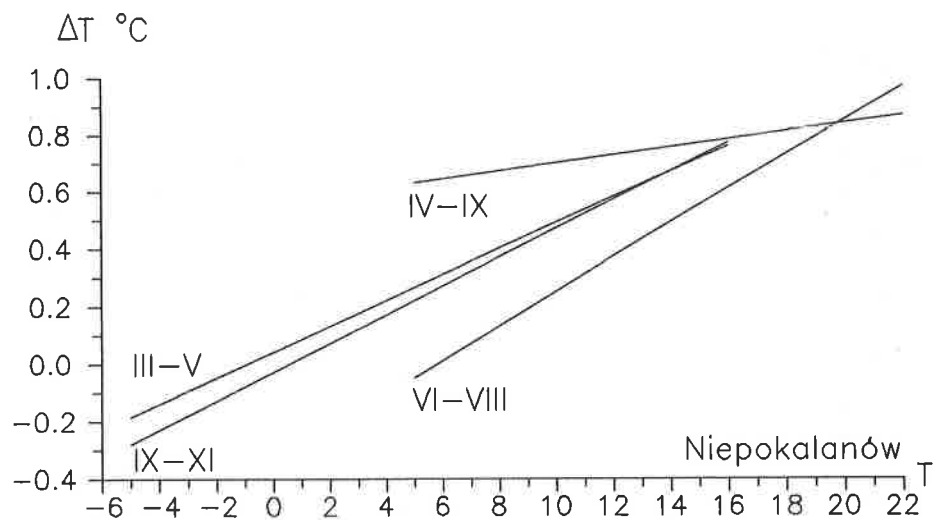
Rys. 78. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między Warszawą i Młochowem względem T otoczenia.

Mean air temperature differences (ΔT) between the city of Warsaw and Młochów related to temperature of the surroundings area.



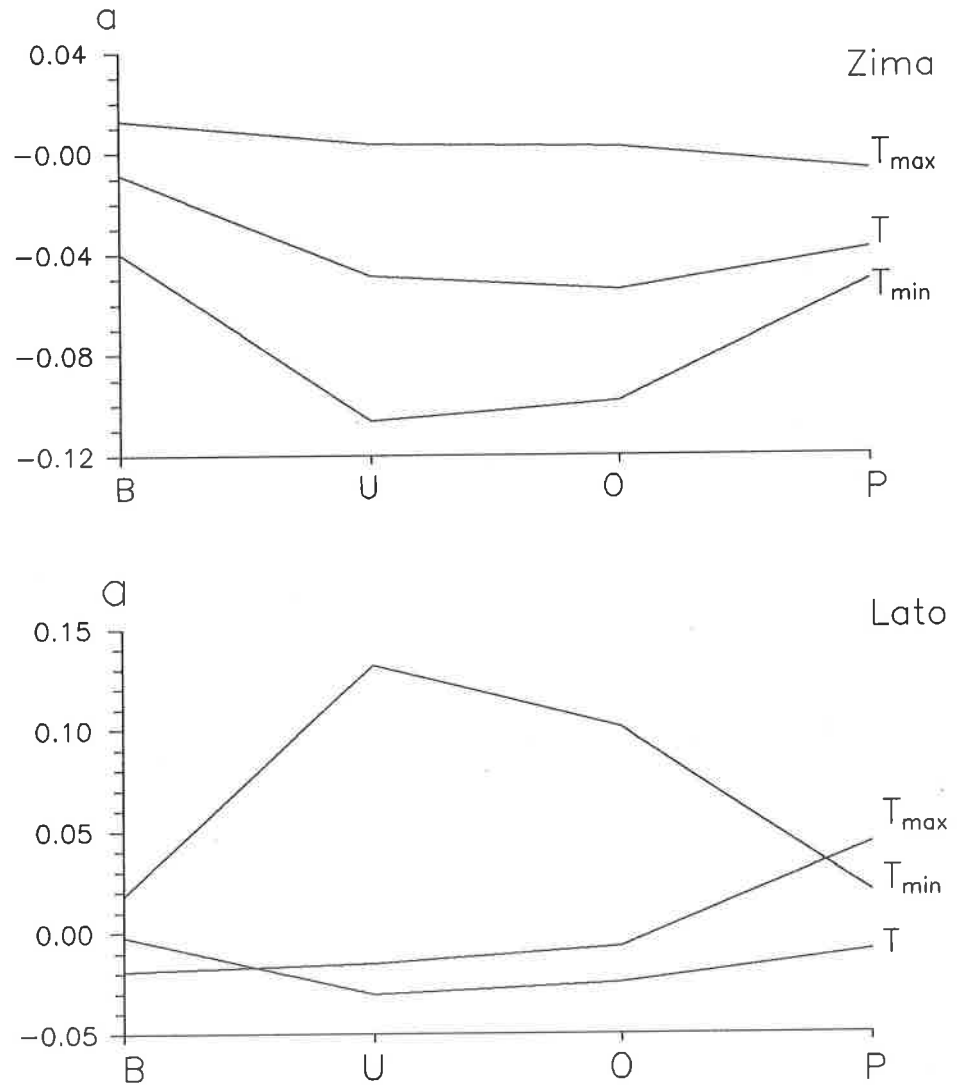
Rys. 79. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między Warszawą i Brwinowem względem T otoczenia.

Mean air temperature differences (ΔT) between the city of Warsaw and Brwinów related to temperature of the surroundings area.



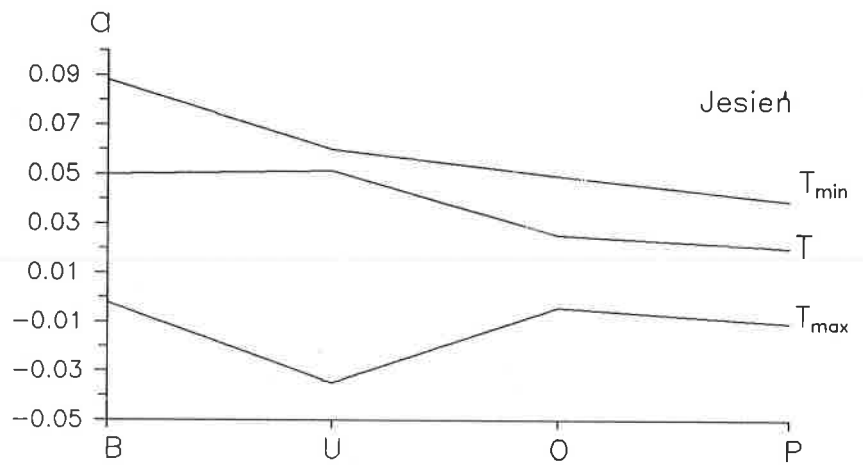
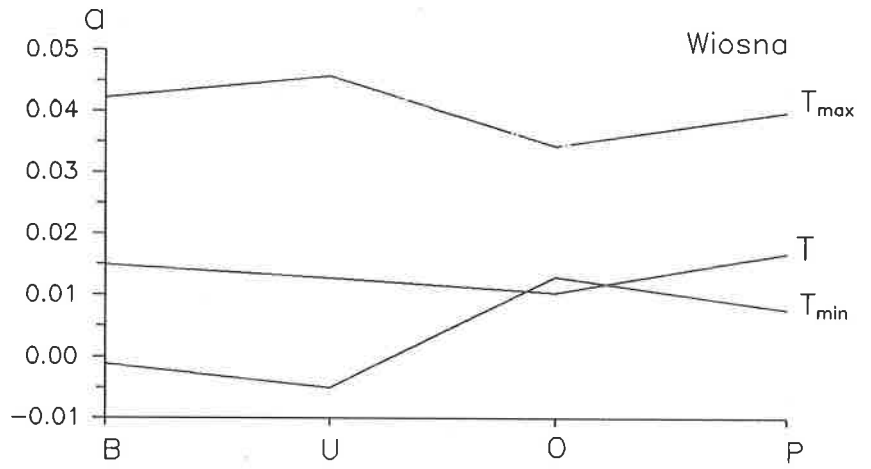
Rys. 80. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między Warszawą i Niepokalanowem względem T otoczenia.

Mean air temperature differences (ΔT) between the city of Warsaw and Niepokalanów related to temperature of the surroundings area.



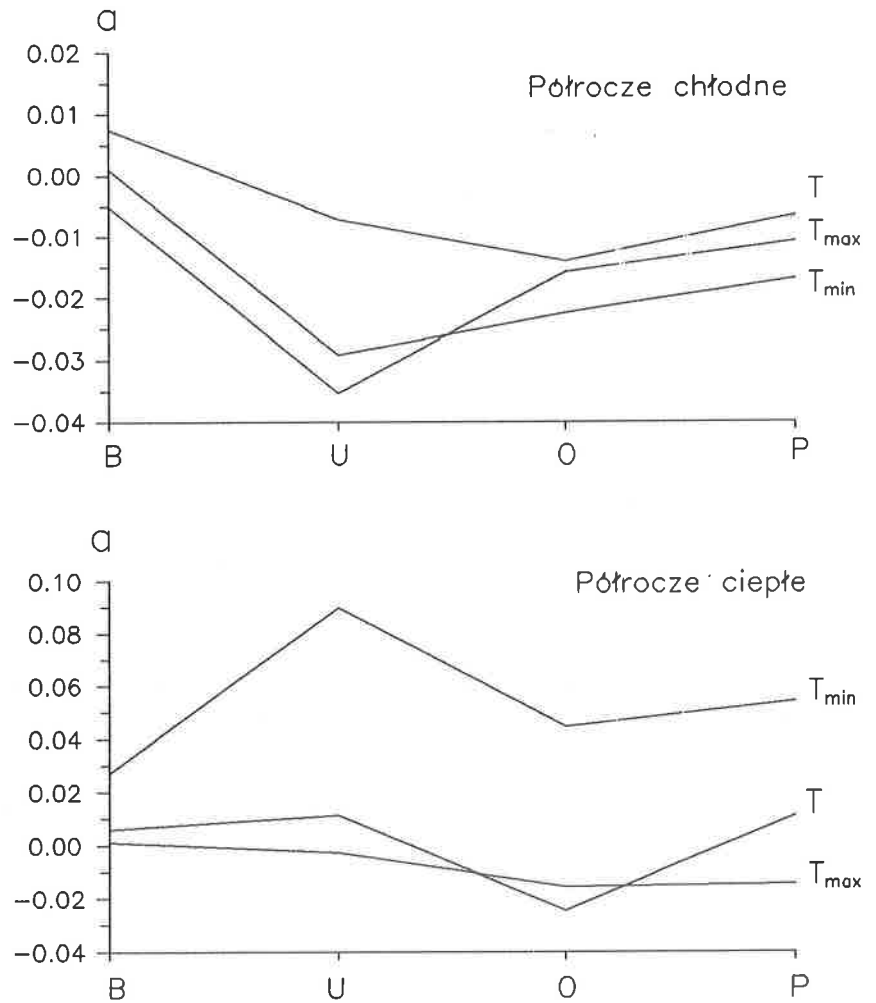
Rys. 81. Profile poziome współczynników regresji (ΔT , ΔT_{max} , ΔT_{min} , ΔA) między miastem i peryferiami względem T otoczenia: B — Bielany, U — Uniwersytet, O — obserwatorium, P — Stacja Pomp (XII-II, VI-VIII).

Profiles of gradients of air temperature differences (ΔT , ΔT_{max} , ΔT_{min} , ΔA) between the city and its surroundings related to temperature of the surrounding area: B — Bielany, U — Uniwersytet, O — Obserwatorium, P — Stacja Pomp (XII-II, VI-VIII).



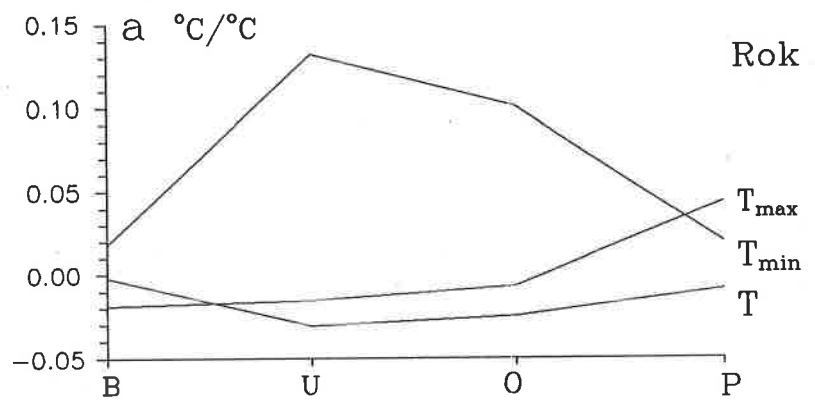
Rys. 82. Profile poziome współczynników regresji (a) różnic temperatury powietrza (ΔT , ΔT_{max} , ΔT_{min} , ΔA) między miastem i peryferiami względem T otoczenia: B — Bielany, U — Uniwersytet, O — obserwatorium, P — Stacja Pomp (III-V, IX-XI).

Profiles of gradients of air temperature differences (ΔT , ΔT_{max} , ΔT_{min} , ΔA) between the city and its surroundings related to temperature of the surrounding area: B — Bielany, U — Uniwersytet, O — Obserwatorium, P — Stacja Pomp (III-V, IX-XI).



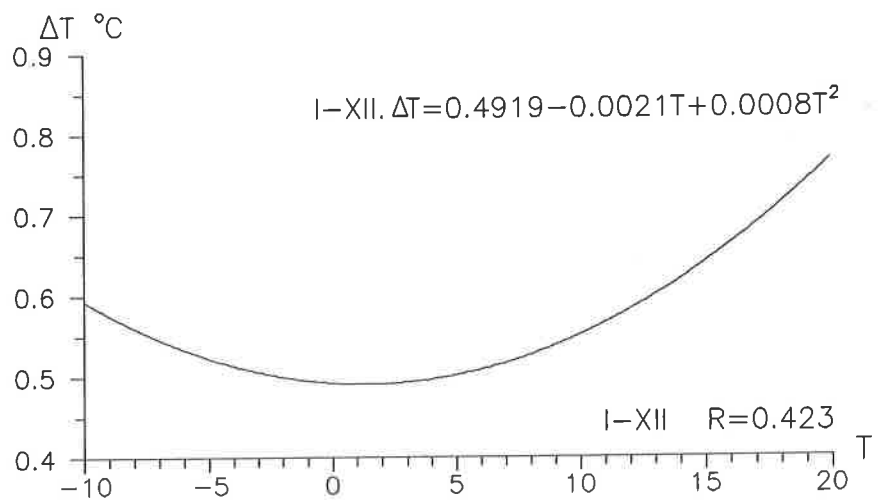
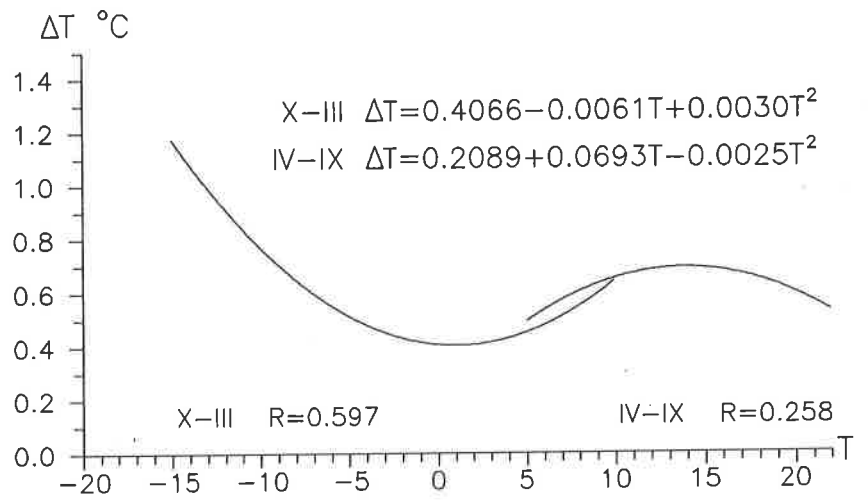
Rys. 83. Profile poziome współczynników regresji (a) różnic temperatury powietrza (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) między miastem i peryferiami względem T otoczenia: B — Bielany, U — Uniwersytet, O — obserwatorium, P — Stacja Pomp (X-III, IV-IX).

Profiles of gradients of air temperature differences (ΔT , ΔT_{\max} , ΔT_{\min} , ΔA) between the city and its surroundings related to temperature of the surrounding area: B — Bielany, U — Uniwersytet, O — Obserwatorium, P — Stacja Pomp (X-III, IV-IX).



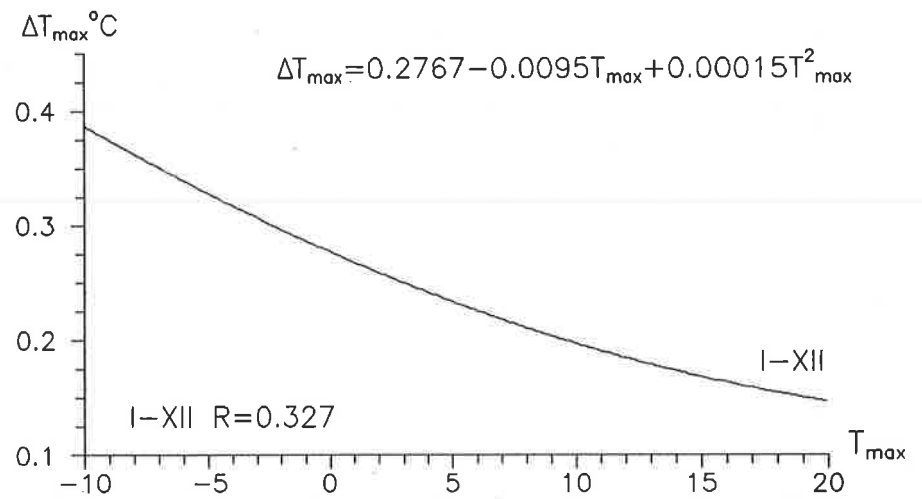
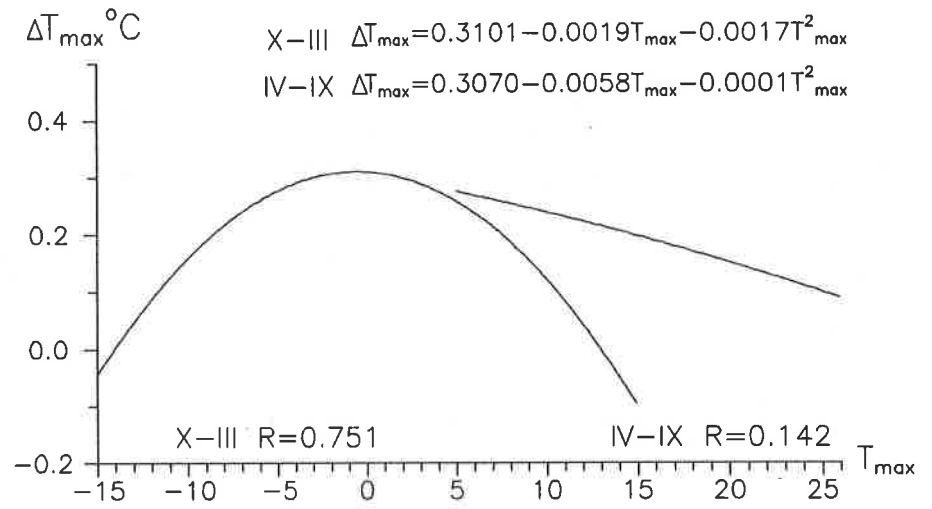
Rys. 84. Profile poziome współczynników regresji (a) różnic temperatury powietrza (ΔT , ΔT_{max} , ΔT_{min} , ΔA) między miastem i peryferiami względem T otoczenia: B — Bielany, U — Uniwersytet, O — obserwatorium, P — Stacja Pomp (I–XII).

Profiles of gradients of air temperature differences (ΔT , ΔT_{max} , ΔT_{min} , ΔA) between the city and its surroundings related to temperature of the surrounding area: B — Bielany, U — Uniwersytet, O — Obserwatorium, P — Stacja Pomp (I–XII).



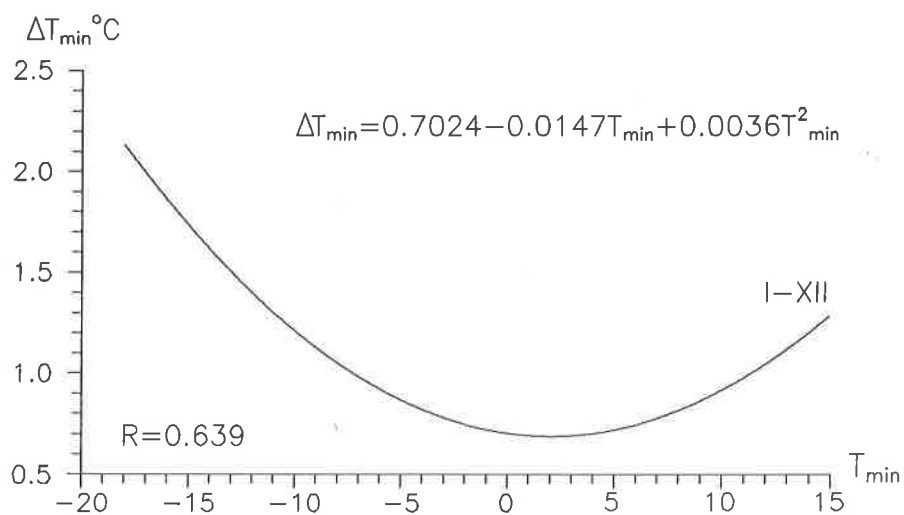
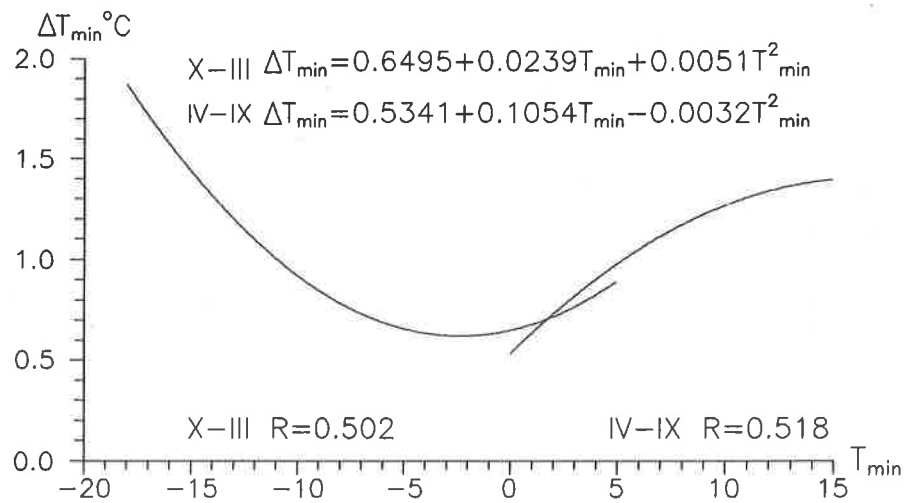
Rys. 85. Zależność paraboliczna różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i peryferiami względem T otoczenia (X-III, IV-IX, I-XII).

Parabolic relation (ΔT) of mean air temperature differences between the city and its surroundings to T of the surrounding area (X-III, IV-IX, I-XII).



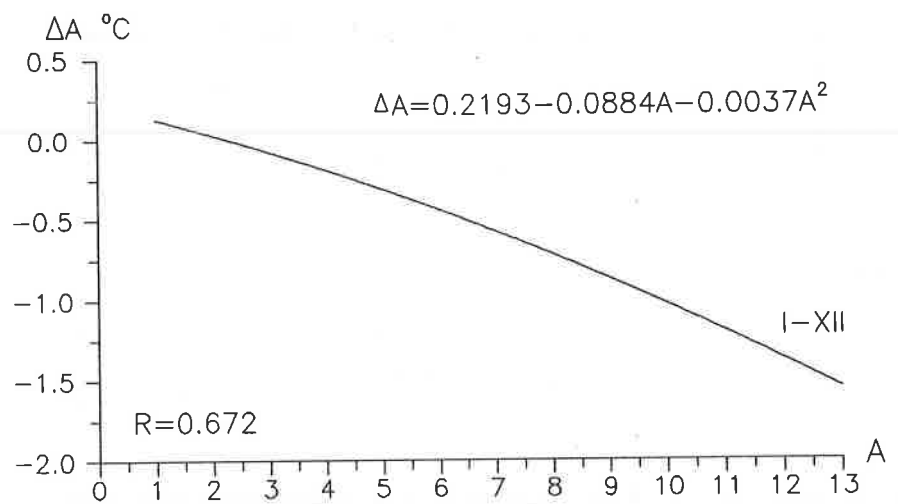
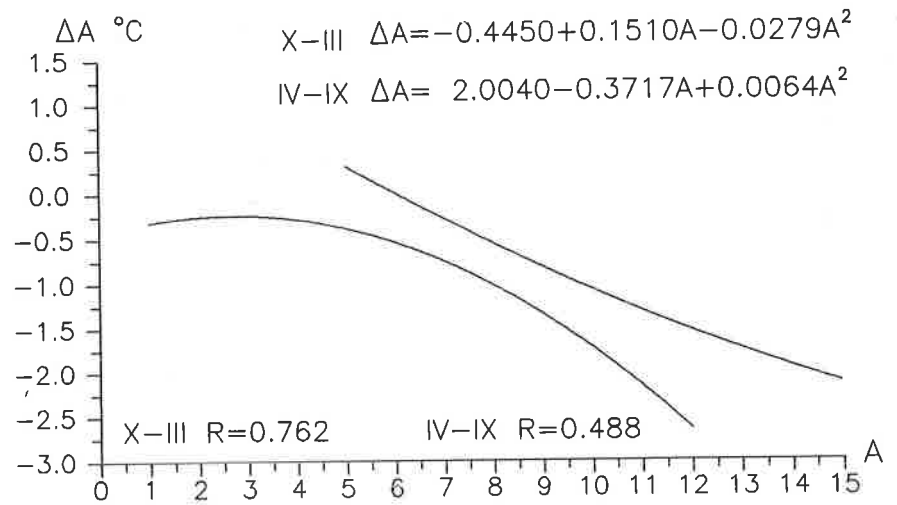
Rys. 86. Zależność paraboliczna różnicy maksymalnej temperatury powietrza (ΔT_{\max}) między miastem i peryferiami względem T_{\max} otoczenia (X-III, IV-IX, I-XII).

Parabolic relation (ΔT_{\max}) of mean air temperature differences between the city and its surroundings to T_{\max} of the surrounding area (X-III, IV-IX, I-XII).



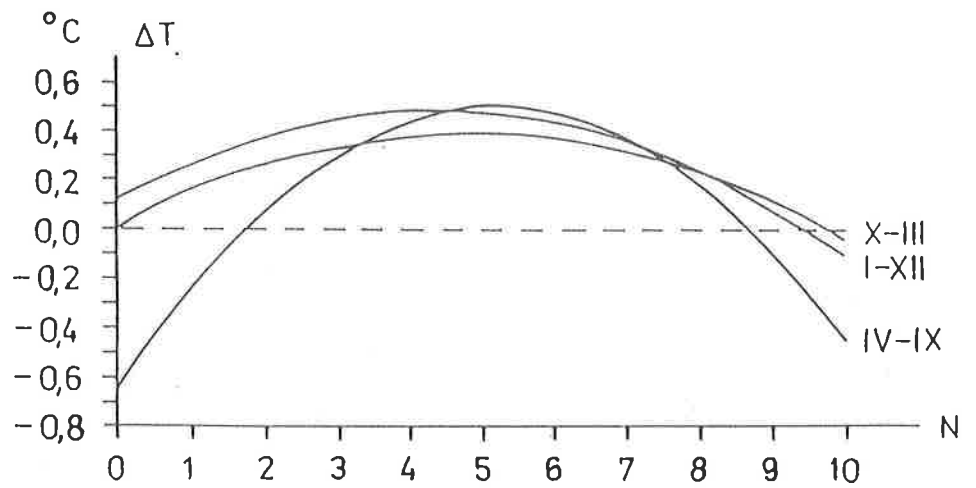
Rys. 87. Zależność paraboliczna różnicy minimalnej temperatury powietrza (ΔT_{\min}) między miastem i peryferiami względem T_{\min} otoczenia (X-III, IV-IX, I-XII).

Parabolic relation (ΔT_{\min}) of mean air temperature differences between the city and its surroundings to T_{\min} of the surrounding area (X-III, IV-IX, I-XII).



Rys. 88. Zależność paraboliczna różnicy dobowej amplitudy temperatury powietrza (ΔA) między miastem i peryferiami względem A otoczenia (X-III, IV-IX, I-XII).

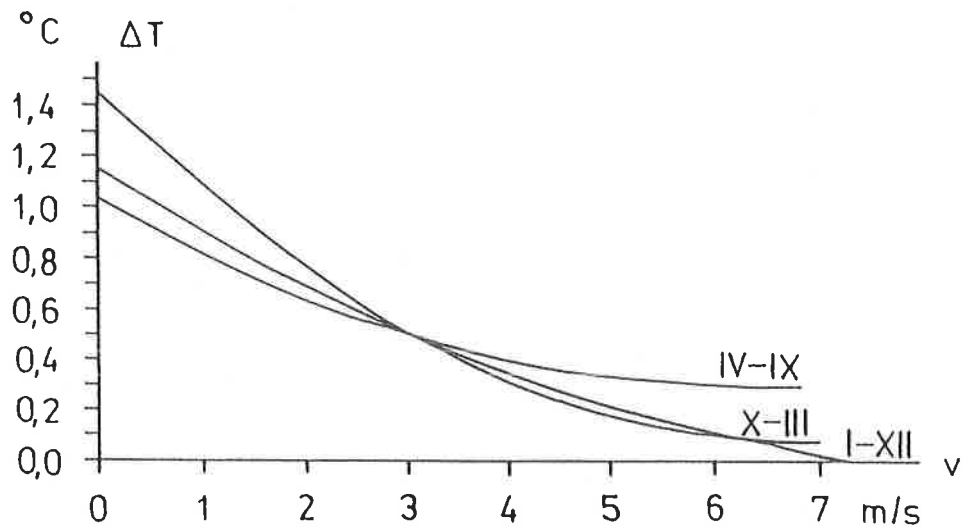
Parabolic relation (ΔA) of daily amplitude air temperature differences between the city and its surroundings to A of the surrounding area (X-III, IV-IX, I-XII).



Rys. 89. Zależność paraboliczna różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i peryferiami względem zachmurzenia (N) otoczenia (X-III, IV-IX, I-XII).

Parabolic dependence of differences of the mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on cloudiness (N) (Warsaw, X-III, IV-IX, I-XII).

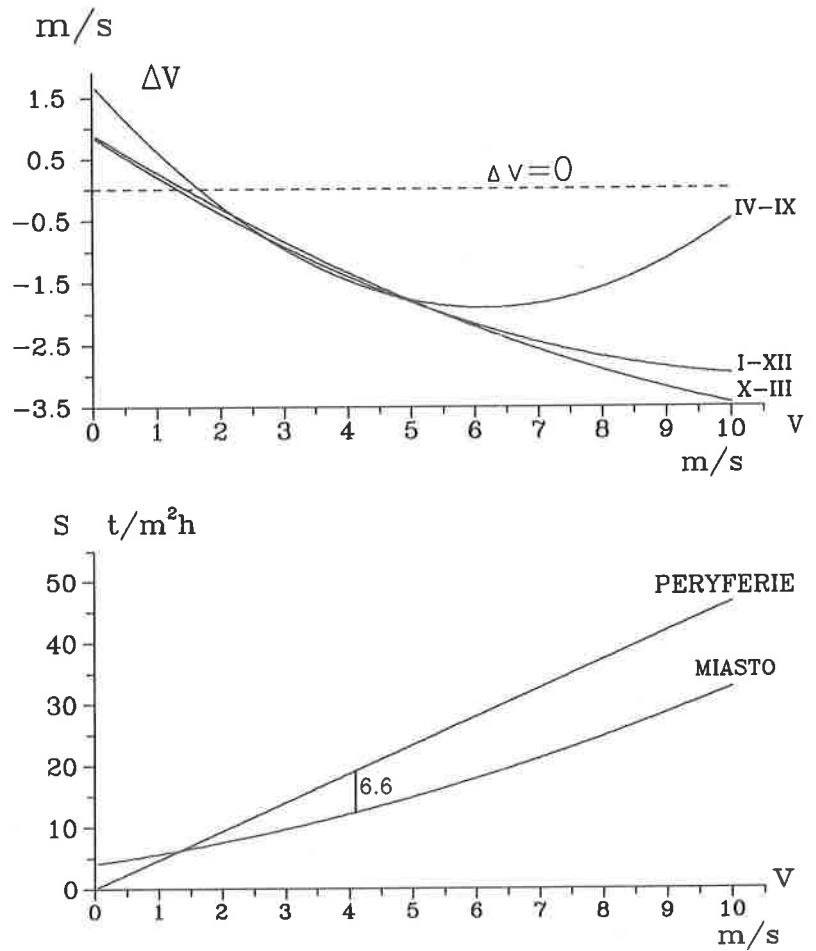
		R	F
X-III	$\Delta T = -0,0167N^2 + 0,1612N + 0,005$	0,29	4,0
IV-IX	$\Delta T = -0,0417N^2 + 0,4365N - 0,649$	0,32	5,0
I-XII	$\Delta T = -0,0189N^2 + 0,1653N + 0,119$	0,42	18,9



Rys. 90. Zależność paraboliczną różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i peryferiami względem prędkości wiatru (v) otoczenia (X-III, IV-IX, I-XII).

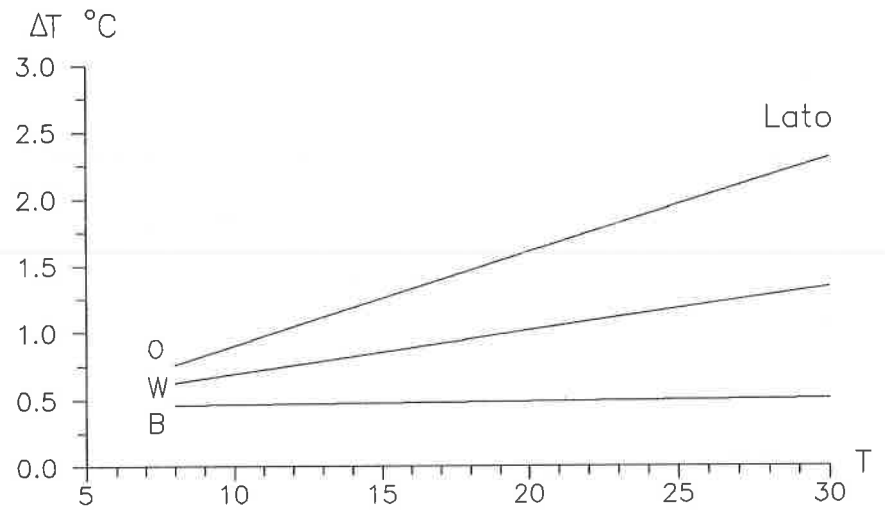
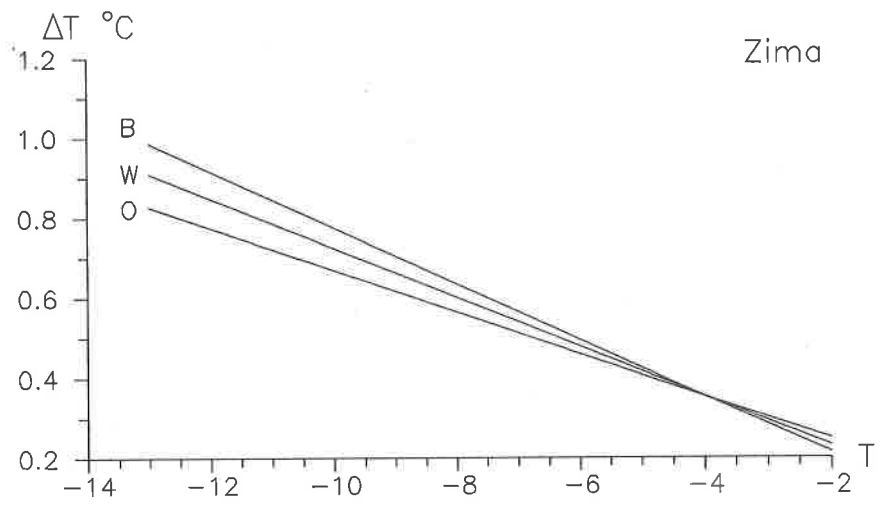
Parabolic dependence of differences of the mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on the wind velocity (Warsaw, X-III, IV-IX, I-XII).

		R	F
X-III	$\Delta T = 0,0296v^2 - 0,4049v + 1,458$	0,46	11,7
IV-IX	$\Delta T = 0,0184v^2 - 0,2322v + 1,031$	0,29	4,0
I-XII	$\Delta T = 0,0134v^2 - 0,2538v + 1,148$	0,49	28,0



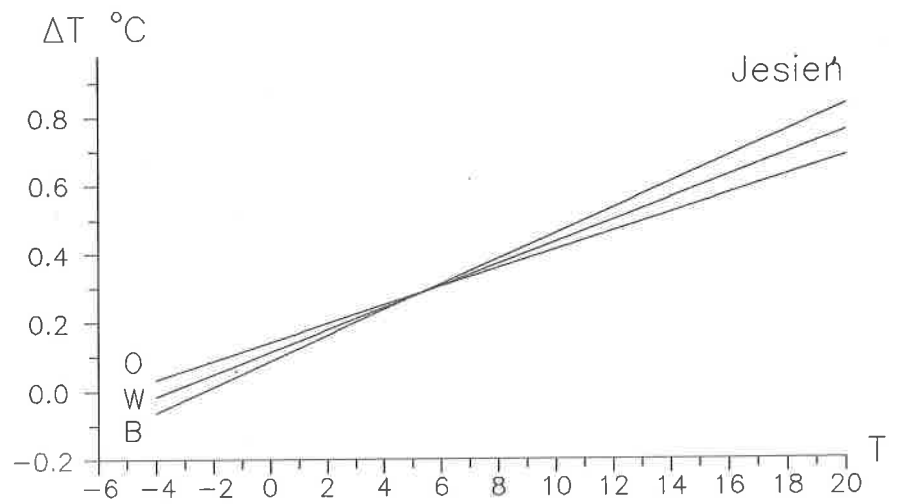
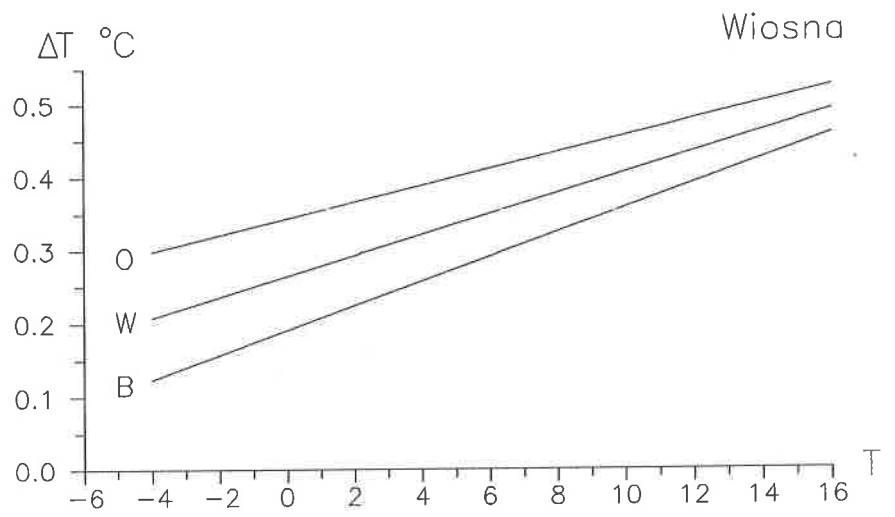
Rys. 91. Zależność paraboliczna różnicy prędkości wiatru (Δv) między miastem i peryferiami względem v otoczenia (IV-IX, X-III, I-XII).

Parabolic relation (Δv) of mean air temperature differences between the city and its surroundings to v of the surrounding area (X-III, IV-IX, I-XII).



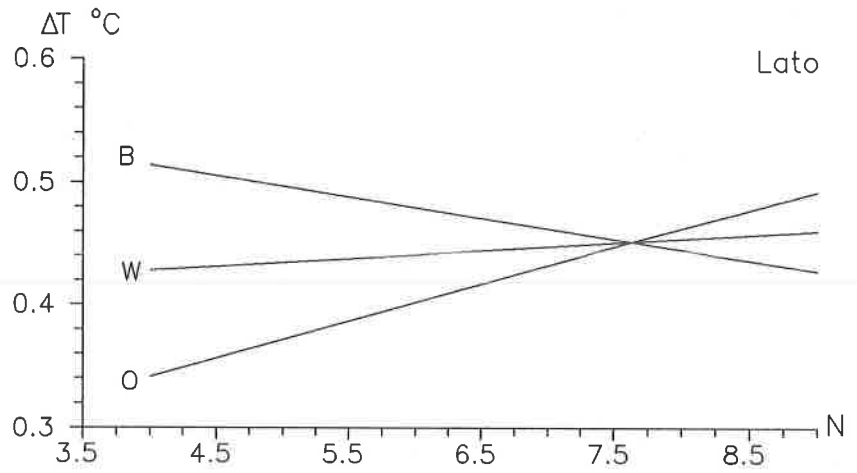
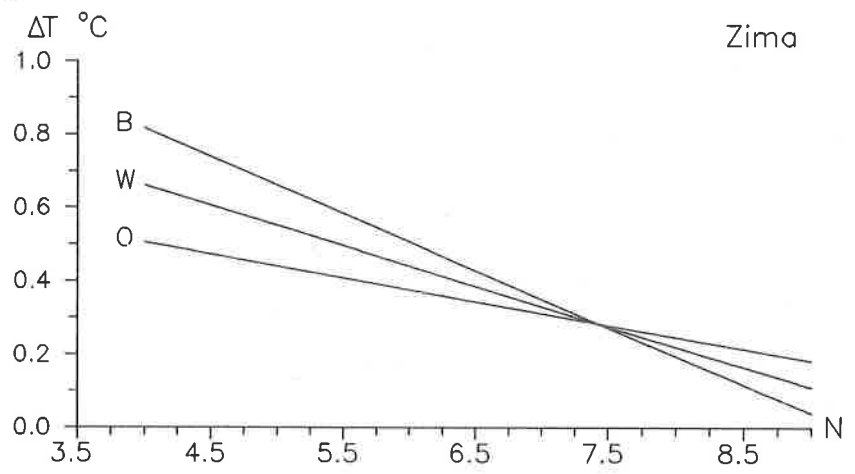
Rys. 92. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i peryferiami względem T otoczenia: W — Warszawa, B — Bielany, O — Obserwatorium (XII-II, VI-VIII).

Linear dependence of differences of the mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity: W — Warszawa, B — Bielany, O — Obserwatorium (XII-II, VI-VIII).



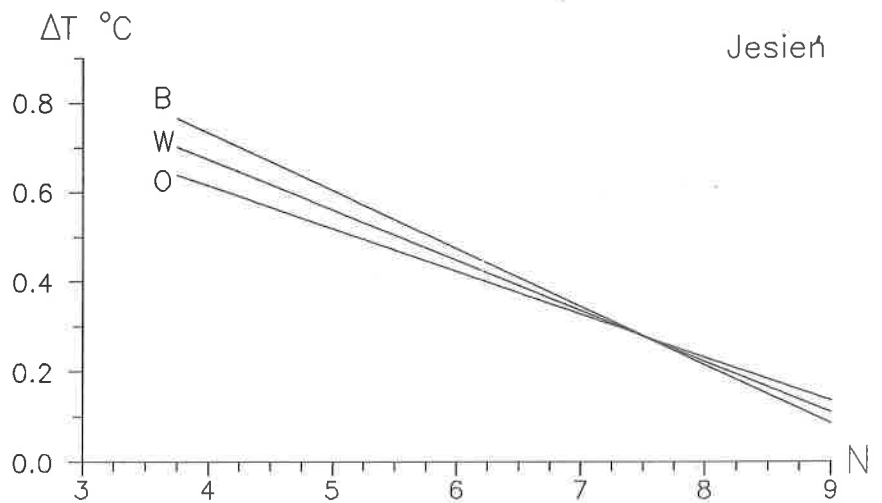
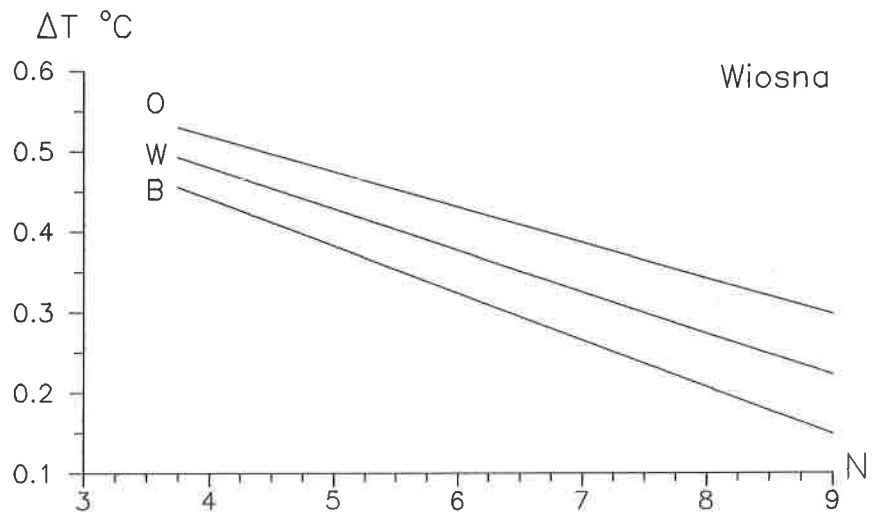
Rys. 93. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i peryferiami względem T otoczenia: W — Warszawa, B — Bielany, O — Obserwatorium (III-V, IX-XI).

Linear dependence of differences of the mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity: W — Warszawa, B — Bielany, O — Obserwatorium (III-V, IX-XI).



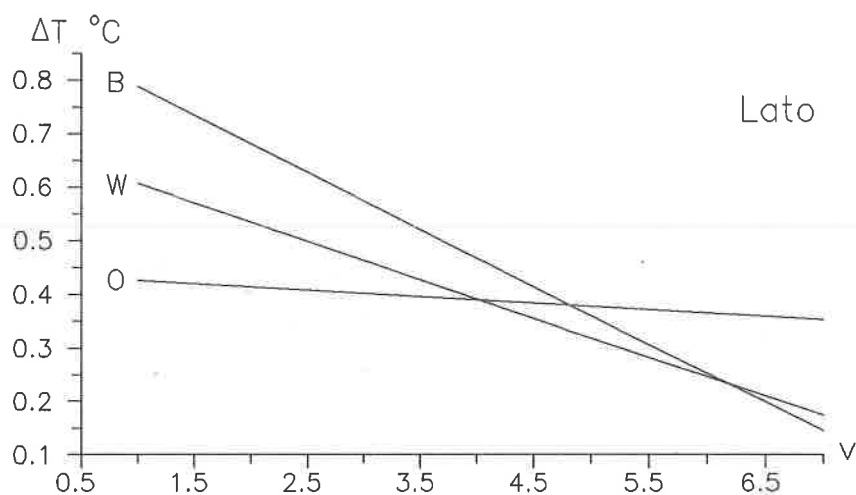
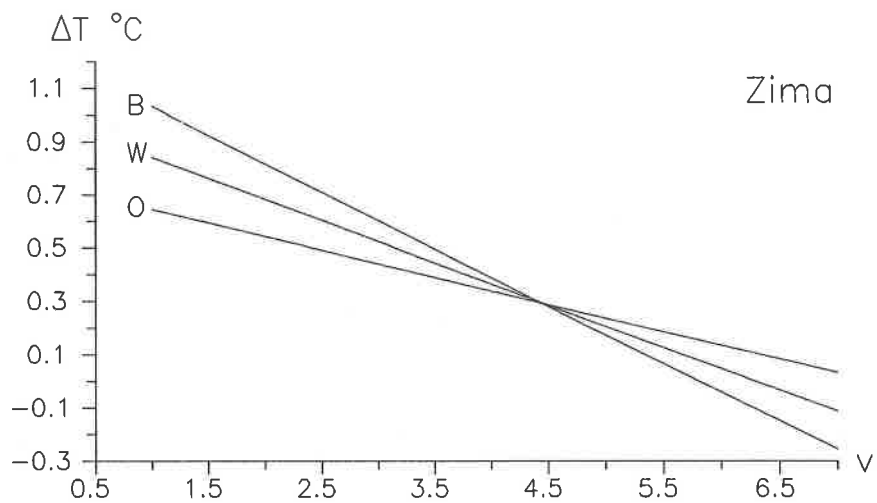
Rys. 94. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i peryferiami względem zachmurzenia (N) otoczenia: W — Warszawa, B — Bielany, O — Obserwatorium (XII-II, VI-VIII).

Linear dependence of differences of the mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on cloudiness (N): W — Warszawa, B — Bielany, O — Obserwatorium (XII-II, VI-VIII).



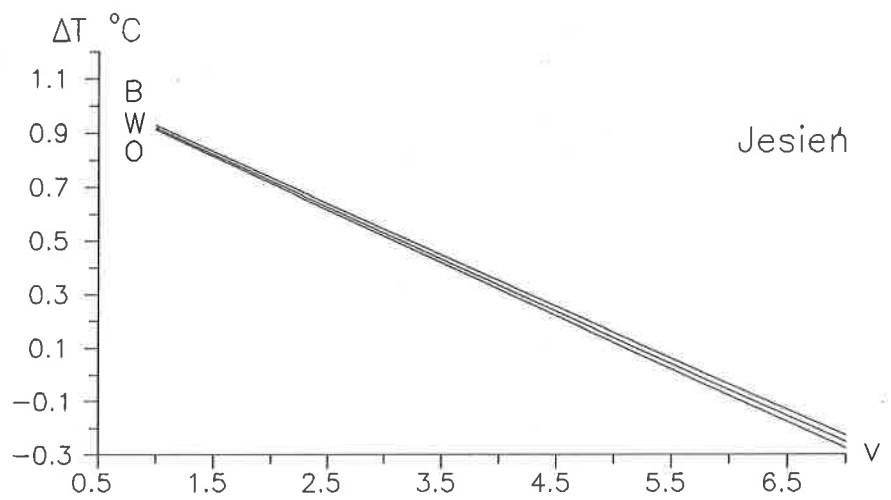
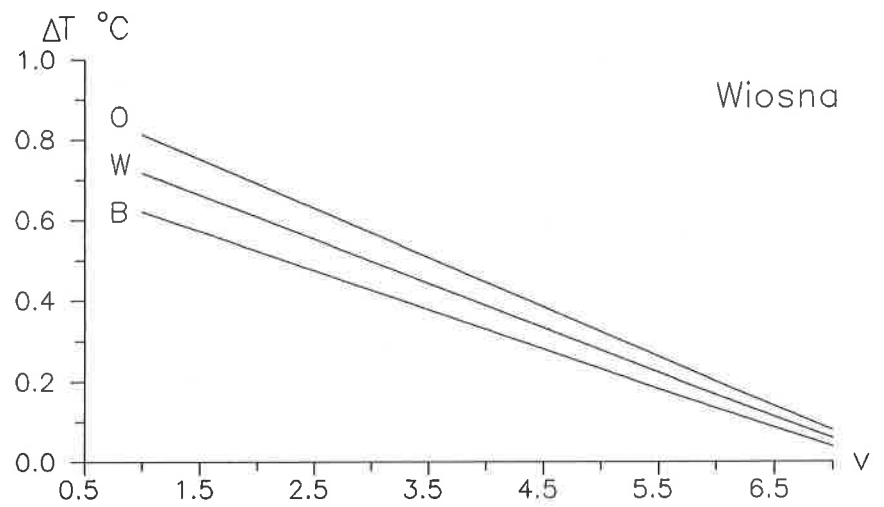
Rys. 95. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i peryferiami względem zachmurzenia (N) otoczenia: W — Warszawa, B — Bielany, O — Obserwatorium (III-V, IX-XI).

Linear dependence of differences of the mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on cloudiness (N): W — Warszawa, B — Bielany, O — Obserwatorium (III-V, IX-XI).



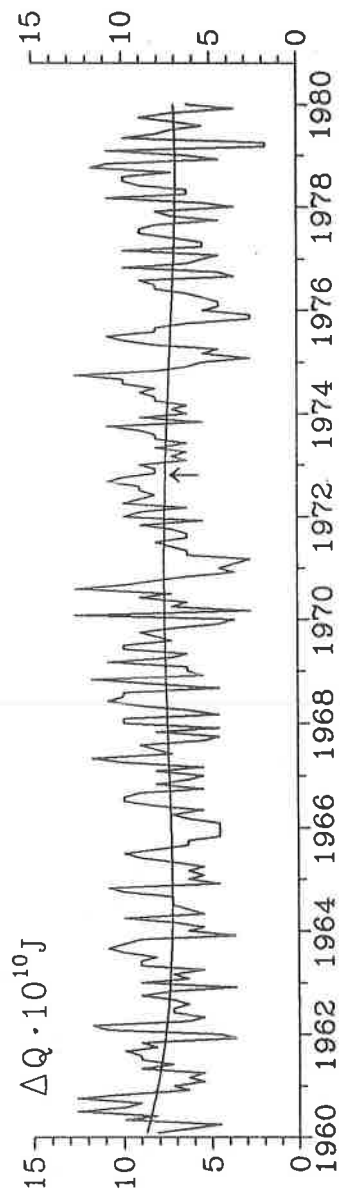
Rys. 96. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i peryferiami względem prędkości wiatru (v) otoczenia: W — Warszawa, B — Bielany, O — Obserwatorium (XII-II, VI-VIII).

Linear dependence of differences of the mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on the wind velocity (v): W — Warszawa, B — Bielany, O — Obserwatorium (XII-II, VI-VIII).



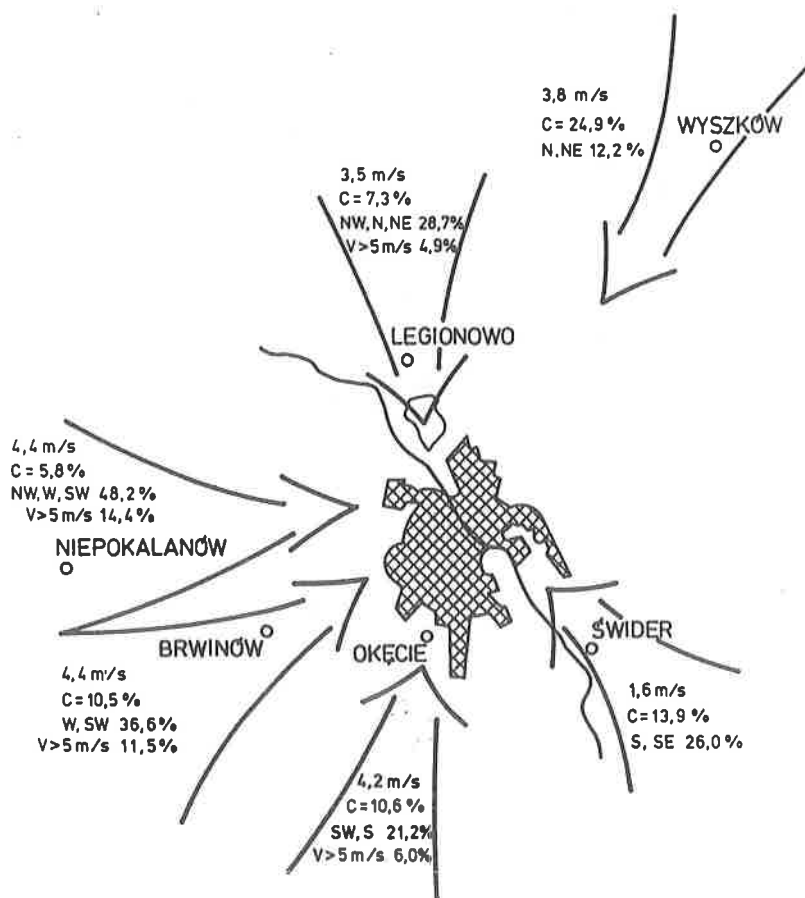
Rys. 97. Zależność liniowa różnicy temperatury powietrza (ΔT) między miastem i peryferiami względem prędkości wiatru (v) otoczenia: W — Warszawa, B — Bielany, O — Obserwatorium (III-V, IX-XI).

Linear dependence of differences of the mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on the wind velocity (v): W — Warszawa, B — Bielany, O — Obserwatorium (III-V, IX-XI).

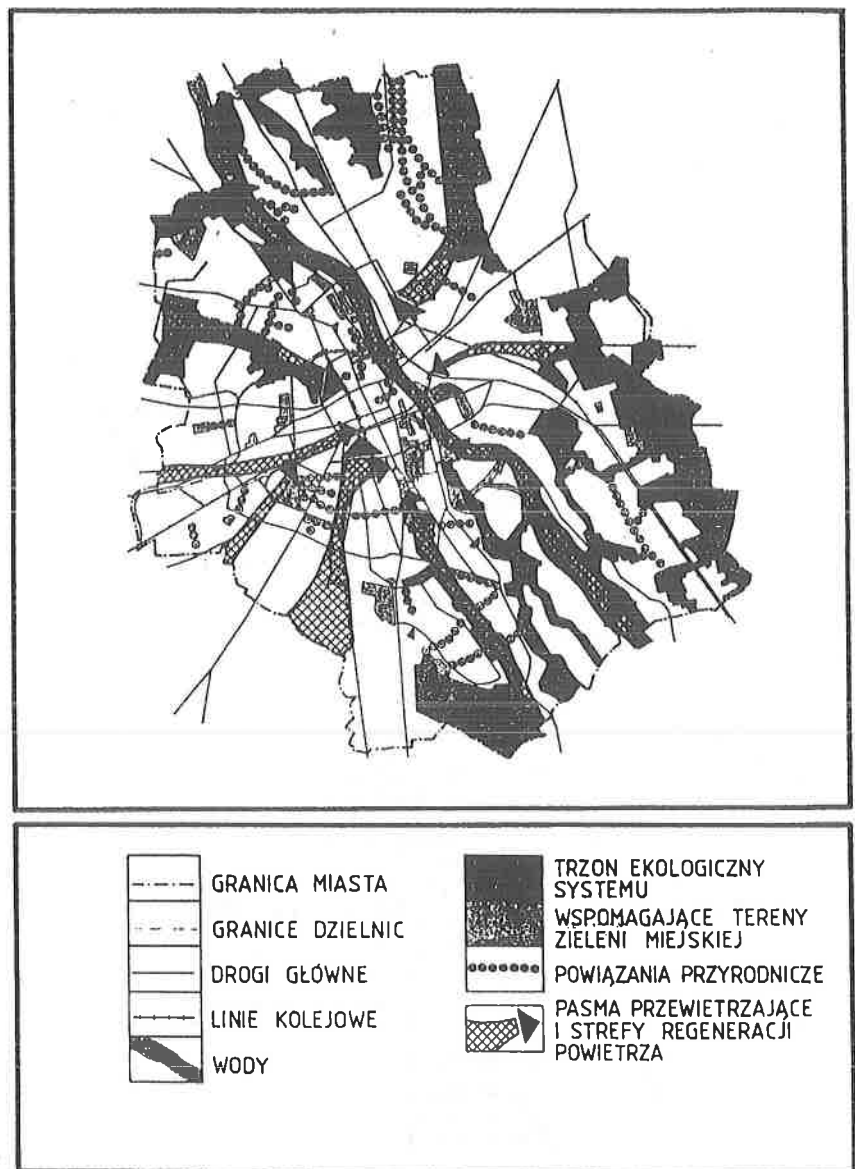


Rys. 98. Zmiany roczne względnych zasobów ciepła ΔQ w Warszawie w latach 1960–1980 (linia ciągła — trend wieloletni) $\Delta Q = 0,977 - 0,0944t + 0,01690t^2 - 0,001125t^3 + 0,00002458t^4$.

Annual changes of relative heat resources ΔQ in Warsaw in the years 1960–1980 (continuous line — secular trend).



Rys. 98.1. Schemat napływu powietrza do Warszawy (wg Kopacz-Lembowicz 1991).
Scheme of wind flow over Warsaw (1951–1960) (Kopacz-Lembowicz, 1991).



Rys. 98.2. Schemat przewietrzania Warszawy (wg Ostaszewskiej 1991).
Diagram of aeration of Warsaw (acc. to Ostaszewska 1991).

VI. ZMIANY DOBOWE MIEJSKIEJ WYSPY CIEPŁA W WARSZAWIE

Dodatkowa akumulacja energii cieplnej (w dzień) w podłożu miejskim i sposób jej wymiany w systemie sztuczna powierzchnia czynna — atmosfera sprawia, że zasoby energii cieplnej w terenach zabudowanych są znacznie większe niż otoczenia.

Ilościowym wskaźnikiem nadwyżki energii cieplnej w miastach jest wyższa temperatura powietrza w odniesieniu do terenów otaczających miasto. Jest to tzw. miejska wyspa ciepła (Kossowska 1973, 1975, Lewińska i in. 1990, Wawer 1992, 1994, Stopa-Boryczka 1992a).

Zjawisko to nie jest stabilne, lecz cechuje się dużą zmiennością zarówno w cyklu dobowym, jak też rocznym — zależnie od stanu atmosfery. Miejska wyspa ciepła cechuje się nawet trendem czasowym — wiekowym (Boryczka 1993a).

W szczegółowych badaniach miejskiej wyspy ciepła ograniczono się tylko do roku 1992, ze względu na wyjątkowo upalne lato: średnie miesięczne wartości temperatury powietrza w roku 1992 w porównaniu z dziesięcioleciem 1981–1990 (Okęcie) są następujące:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1981–1990	-2,1	-1,8	2,7	8,0	14,3	16,1	18,0	17,6	13,2	8,8	2,8	-0,1
1992	-1,1	0,8	3,3	7,2	13,6	18,3	20,1	21,5	12,5	5,7	3,6	-0,7
różnica ΔT	1,0	-2,6	-0,6	-0,8	-0,7	2,2	2,1	3,9	-0,7	-3,1	0,8	-0,6

Sierpień 1992 roku był cieplejszy od średniego 10-letniego prawie o 4°C, co jest rzadkim przypadkiem.

W rozdziale tym obszernie potraktowano zmiany dobowe miejskiej wyspy ciepła — różnic temperatury powietrza między miastem i otoczeniem — w kolejnych dniach, wybranych miesięcy reprezentujących poszczególne

pory roku. Przedstawiono także zmienność miejskiej wyspy ciepła z dnia na dzień (rys. 101–175).

Istotne znaczenie poznawcze mają terminy pojawiania się i zanikania miejskiej wyspy ciepła oraz jej intensywność — różnica temperatury powietrza między miastem i otoczeniem, powyżej 3°C.

Najważniejszym obiektem badań jest śródmieście ze stacją Uniwersytetu Warszawskiego, zlokalizowaną na dziedzińcu Uczelni, gdzie występuje zabudowa zwarta. Peryferie miasta reprezentuje Okęcie — stacja meteorologiczna Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (od strony południowo-zachodniej).

Różnice temperatury powietrza między śródmieściem i peryferiami są dobrą miarą intensywności miejskiej wyspy ciepła w Warszawie, gdyż nie ma różnicy wysokości n.p.m. (spadek temperatury powietrza w terenie nierówninnym wynosiłby 0,5°C/100 m).

Materiały źródłowe nie są w pełni jednorodne, gdyż pochodzą z zapisów — termogramów (śródmieście) i odczytów codziennych psychrometru Augusta (Okęcie).

1. Terminy powstawania i zaniku miejskiej wyspy ciepła

Stwierdzono ogólną prawidłowość, że średnie różnice temperatury powietrza między śródmieściem i peryferiami (Okęciem) Warszawy są dodatnie w ciągu całego roku (śródmieście cieplejsze od peryferii), ale tylko w godzinach wieczornych, nocnych i rannych (rys. 99, 100). Wyjątek stanowią terminy okołopołudniowe, w których różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem są ujemne (śródmieście chłodniejsze od peryferii) — wyspa „chłodu”.

Zabudowa miejska powoduje największą deformację pola temperatury powietrza (w ciągu roku) nocą — mniej więcej 2–3 godziny przed wschodem Słońca. Wynika to z dużej akumulacji ciepła przez wysoką zabudowę (i inne powierzchnie sztuczne o małym albedo) i jego wypromieniowaniem nocą. Po prostu, zabudowa o masie M , po podgrzaniu o ΔT °C akumuluje ilość ciepła ΔQ równą

$$\Delta Q = Mc\Delta T$$

gdzie c — to ciepło właściwe materiałów budowlanych (w °C/kg K)

Najmniejsza deformacja pola temperatury powietrza przez miasto występuje w dzień — w godzinach okołopołudniowych. Jest to rezultatem powolniejszego ogrzewania się miasta (większej masy M) — większej powierzchni czynnej. W skrajnych przypadkach różnice ΔT osiągały wartości: -4,1°C — sierpień, -2,7°C — czerwiec, -2,6°C — wrzesień. Wyjątkiem jest lipiec, w którym różnica ΔT wynosiła zaledwie -0,4°C.

Wraz ze wzrostem temperatury powietrza w ciągu roku wzrastają różnice między miastem a otoczeniem, osiągając swe maksimum nocą w lipcu.

Zmienność dobową różnic ΔT jest zupełnie odmienna od rocznej pod względem ich zależności od temperatury powietrza: przykłady z 1992 i 1963 roku (rys. 101–143).

Należy zauważyć, że różnica temperatury powietrza ΔT w ciągu doby zmienia znak — z dodatniego w godzinach od wieczornych do nocnych na ujemny w godzinach okołopołudniowych. Tak więc zabudowa miejska w dzień oddziałuje ochładzająco (napływające powietrze ochładza się), a w nocy ocieplająco (napływające powietrze ogrzewa się).

Przecięcia krzywej (sinusoidy) różnic temperatury powietrza między miastem i otoczeniem z linią prostą o równaniu $\Delta T = 0$ określają terminy pojawiania się i zanikania miejskiej wyspy ciepła. Ogólnie, w miesiącach letnich miejska wyspa ciepła pojawia się znacznie później (nawet o 21^h) niż w zimie — 16–18^h. Zanika ona w lecie jednak wcześniej (już o 8^h).

W pojedynczych miesiącach każdego sezonu rozbieżności w czasie trwania miejskiej wyspy ciepła w Warszawie sięgają kilku godzin, np. między czerwcem, sierpniem a lipcem aż 6^h. W lipcu pojawiła się różnica dodatnia temperatury powietrza już o 15^h, a w pozostałych miesiącach letnich — dopiero o 21^h. Pełny zakres terminów pojawiania się i zanikania oraz czas trwania miejskiej wyspy ciepła przedstawia zestawienie:

	Początek	Koniec	Liczba godz.
I	16–17	10–11	18
II	17–18	10–11	17
III	19–20	8–9	13
IV	20–21	9–10	13
V	21–22	9–10	12
VI	21–22	8–9	11
VII	14–15	7–8	17
VIII	21–22	9–10	12
IX	20–21	9–10	13
X	19–20	8–9	13
XI	15–16	10–11	19
XII	15–16	11–12	20

Podsumowując można stwierdzić, że zimą miejska wyspa ciepła utrzymuje się najdłużej — nawet do 20 godzin (grudzień) i 18 — styczeń. W miesiącach półroczna ciepłego trwa ona o połowę krócej: 11 godzin — czerwiec, 12 — maj, sierpień.

2. Intensywność miejskiej wyspy ciepła w ciągu doby

O nasileniu miejskiej wyspy ciepła w Warszawie informują częstości występowania różnic temperatury między miastem i otoczeniem powyżej progów: $\Delta T \geq 1^\circ\text{C}$, $\Delta T \geq 2^\circ\text{C}$, $\Delta T \geq 3^\circ\text{C}$ i $\Delta T \geq 4^\circ\text{C}$ — (cogodzinne średnie miesięczne).

$\Delta T^\circ\text{C}$	Liczebność	Częstość %
0-1	98	34,02
1-2	47	16,32
2-3	17	0,59
3-4	15	0,52
4-5	1	0,03

Najwięcej jest przypadków (34%) różnic nie przekraczających 1°C , a prawie o połowę mniej (16,3%) — różnic niższych od 2°C . Dużych różnic temperatury ΔT między miastem i otoczeniem powyżej 3°C było 16, tj. 0,5%.

Terminy pojawiania się i zaniku miejskiej wyspy ciepła w Warszawie oraz czas trwania (wyrażony w godzinach) o różnej intensywności $\Delta T \geq 1^\circ\text{C}$, $\Delta T \geq 2^\circ\text{C}$, $\Delta T \geq 3^\circ\text{C}$ zestawiono poniżej:

$$\Delta T \geq 1^\circ\text{C}$$

	Początek	Koniec	Liczba godz.
I	4-5	7-8	3
II	22-23	7-8	9
III	22-23	7-8	9
IV	23-24	8-9	9
V	22-23	7-8	9
VI	22-23	7-8	9
VII	18-19	6-7	12
VIII	22-23	8-9	10
IX	23-24	8-9	9
X	24-1	6-7	6
XI	3-4	6-7	4
XII	5-6	6-7	2

$$\Delta T \geq 2^{\circ}\text{C}$$

	Początek	Koniec	Liczba godz.
IV	3-4	7-8	4
V	24-1	6-7	6
VI	24-1	6-7	6
VII	19-20	5-6	10
VIII	24-1	7-8	7
IX	5-6	7-8	2

$$\Delta T \geq 3^{\circ}\text{C}$$

	Początek	Koniec	Liczba godz.
V	3-4	5-6	2
VI	3-4	5-6	2
VII	21-22	4-5	7
VIII	2-3	6-7	4

Miejska wyspa ciepła o największym natężeniu — największej różnicy temperatury powietrza $\Delta T \geq 3^{\circ}\text{C}$ — występuje tylko w miesiącach półrocza ciepłego. Pojawia się ona w godzinach nocnych 2-4 i trwa dość krótko do 2-4 godzin. Inaczej było w lipcu, w którym miejska wyspa ciepła o intensywności $\Delta T \geq 3^{\circ}\text{C}$ pojawiła się już późnym wieczorem (21-22^h), zakończyła — o godzinie 4-5 rano, trwając przez 7 godzin.

Największe różnice temperatury powietrza między centrum miasta i peryferiami (najintensywniejsza miejska wyspa ciepła) — powyżej 3°C występuje we wszystkich miesiącach w nocy. Na przykład w lipcu, największa częstość różnic dodatnich: $\Delta T \geq 3^{\circ}\text{C}$ występuje w godzinach 1^h — 73,3%, 2^h — 73,3%, 3^h — 70,0%, 4^h — 66,7%, 5^h — 50,0%. Ogólnie, dodatnie duże różnice temperatury, powyżej 3°C obserwuje się do godz. 10. W godzinach 11-19 różnice temperatury powietrza ΔT są ujemne poniżej -3°C . Częstość występowania różnic temperatury powietrza $|\Delta T| \geq 3^{\circ}\text{C}$ jest znacznie większa w miesiącach letnich niż zimowych. W miesiącach letnich częstość różnic temperatury powietrza $\Delta T \geq 3^{\circ}\text{C}$ i $\Delta T \leq -3^{\circ}\text{C}$ przekracza 80%, a w zimie — nieco przekracza 10%.

Częstość (%) różnic temperatury powietrza między śródmieściem Warszawy i peryferiami (1992 r.): powyżej 3°C ($\Delta T \geq 3^{\circ}\text{C}$) i poniżej -3°C ($\Delta T \leq -3^{\circ}\text{C}$) zestawiono w tabelce („minus” przyporządkowano wartościom ujemnym):

h	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	6,7	10,0	18,7	13,3	33,3	33,3	73,3	43,3	16,7	6,7		
2	10,0	6,7	33,3	20,0	36,7	40,0	73,3	46,4	16,7	10,0	3,3	
3	3,3	13,3	16,7	26,7	40,0	40,0	70,3	53,3	16,7	3,3	3,3	
4	6,7	10,0	13,3	26,7	46,7	46,7	66,7	56,7	13,3	6,7	3,3	3,3
5	6,7	13,3	13,3	40,0	43,3	63,3	50,0	63,3	23,3	6,7	3,3	3,3
6	3,3	13,3	13,3	33,3	36,7	43,3	6,7	63,3	33,3	10,0	3,3	3,3
7	3,3	6,7	10,0	23,3	13,3	10,0		43,3	26,7	3,3		3,3
8		3,3	3,3	13,3		3,3		10,0	10,0	3,3		3,3
9				3,3		-3,3	-3,3					3,3
10				3,3				-3,3		-3,3		
11			-10,0	-13,3	-3,3	-3,3		-20,0	-13,3	-10,0		
12			-36,7	-10,0	-6,7	-20,0		-43,3	-36,7	-16,7		
13	-3,3	-3,3	-43,3	-13,3	-16,7	-30,0		-50,0	-36,7	-20,0		
14	-3,3	-10,0	-40,0	-20,0	-26,7	-30,0		-83,3	-43,3	-26,7		
15	-3,3	-10,0	-36,7	-16,7	-20,0	-43,3		-86,7	-46,7	-30,0		
16			-30,0	-26,7	-40,0	-43,3	3,3	-76,7	-50,0	-13,3		3,3
17			-13,3	16,7	-33,3	-50,0		-66,7	-43,3			
18				-16,7	-30,0	-36,7		-60,0	-33,3			3,3
19		3,3		-6,7	-13,3	-33,3	3,3	-37,7	-6,7		3,3	3,3
20	3,3				-6,7	-6,7	30,0	-13,3		3,3	3,3	6,7
21	6,7	6,7	3,3		-3,3		60,0	-3,3		3,3	3,3	6,7
22	3,3	6,7	6,7	3,3			60,0	10,0				6,7
23	3,3	13,3	10,0	3,3	13,3	16,7	60,0	16,7	6,7	13,3	3,3	3,3
24	6,7	13,3	16,7	3,3	26,7	30,0	70,0	26,7	10,0	3,3		

3. Warunki meteorologiczne sprzyjające powstawaniu miejskiej wyspy ciepła (1992)

Deformacja pola temperatury przez miasto (zabudowę) ulega nie tylko zmienności dobowej i rocznej, lecz zależy od warunków meteorologicznych. Według Landsberga (1981) największe różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem występują przy cyrkulacji antycyklonalnej.

Z badanych szczegółowo 12 miesięcy wybrano dni o największych różnicach temperatury powietrza ΔT w celu wykazania związków między intensywnością miejskiej wyspy ciepła i stanem pogody (rys. 176–183). Rysunki

ilustrujące zależność skrajnych różnic temperatury powietrza od wybranych sytuacji synoptycznych pochodzą z prac magisterskich (Puławska 1994, Sochacka 1994).

ZIMA 1992 (26 grudzień, 23 styczeń, 20 i 26 luty)

26 XII 1992 r.

Różnice temperatury powietrza między centrum miasta i peryferiami były dodatnie przez całą dobę. W tym dniu, różnice temperatury ΔT nie były ujemne w godzinach okołopołudniowych. Przez cały czas miasto było cieplejsze od otoczenia.

Najintensywniejsza miejska wyspa ciepła, charakteryzująca się różnicą temperatury $\Delta T = 4,9^{\circ}\text{C}$ wystąpiła w godzinach wieczornych i nocnych. Dzień był bezchmurny o małej prędkości wiatru od 1 do 2 m/s. Przeważał typ cyrkulacji N_A — antycyklonalnej północnej, a temperatura powietrza była ujemna (minimum wynosiło $-11,3^{\circ}\text{C}$).

23 I 1992 r. ✓

W tym dniu, maksymalną różnicę temperatury powietrza między śródmieściem i peryferiami $6,8^{\circ}\text{C}$ zanotowano o godzinie 5. Znaczne różnice ΔT utrzymywały się do godz. 8. Stwierdzono wtedy szybki zanik miejskiej wyspy ciepła w godzinach przedpołudniowych na skutek gwałtownego wzrostu zachmurzenia. Do końca doby temperatura powietrza w centrum miasta i na jego peryferiach była taka sama. Wynikało to nie tylko ze wzrostu zachmurzenia, lecz również większej prędkości wiatru. Ze wzrostem prędkości wiatru maleją kontrasty termiczne między miastem i peryferiami.

W tym dniu występowała cyrkulacja powietrza antycyklonalna zerowa O_A , a temperatura powietrza przez całą dobę była niższa od zera.

20 II 1992 r.

Duża intensywność miejskiej wyspy ciepła wystąpiła również przy cyrkulacji antycyklonalnej północnej (N_A). Maksymalne różnice temperatury między centrum Warszawy i jej peryferiami $(\Delta T)_{\max} = 4,8^{\circ}\text{C}$ wystąpiły o godz. 4. Śródmieście w tym dniu było cieplejsze od otoczenia do godz. 9, po czym — chłodniejsze. Prawie przez cały dzień temperatura powietrza była ujemna — z wyjątkiem godzin 13–14, kiedy to nieznacznie przekraczała 0°C .

26 II 1992 r.

Przy cyrkulacji antycyklonalnej zerowej O_A powstała miejska wyspa ciepła w Warszawie o intensywności $\Delta T = 4,4^{\circ}\text{C}$ o godz. 24. Odmienne niż

poprzednio, temperatura powietrza w tym dniu była dodatnia (maksimum wynosiło $8,2^{\circ}\text{C}$). Maksimum intensywności wystąpiło przy bezchmurnym niebie i małej prędkości wiatru $0-1\text{ m/s}$ — wietrze o kierunku południowym (S). Spadkowi różnic temperatury powietrza ΔT w ciągu dnia towarzyszyła zmiana kierunku wiatru z sektora zachodniego, jego wzrost prędkości, a także wzrost zachmurzenia.

WIOSNA 1992 (2 i 18 marca, 7 kwiecień, 16 maj)

2 III 1992 r.

Wczesnym rankiem wystąpiła miejska wyspa ciepła o dużej intensywności — różnica temperatury powietrza ΔT między śródmieściem i peryferiami osiągnęła wartość $8,4^{\circ}\text{C}$. Sprzyjała temu bezchmurna pogoda i cisza. Ze wzrostem prędkości wiatru nastąpił dość szybki jej zanik. Stwierdzono typ cyrkulacji antycyklonalnej północnej (N_A).

18 III 1992 r.

Maksymalna różnica temperatury powietrza między centrum miasta i peryferiami wynosiła $\Delta T = 5,5^{\circ}\text{C}$ o godz. 4. Od godz. 9 do 19 w mieście było chłodniej niż na peryferiach o $2-3^{\circ}\text{C}$. Po godz. 20 pojawiła się ponownie miejska wyspa ciepła. Był to dzień o cyrkulacji antycyklonalnej zerowej (O_A).

7 IV 1992 r.

Bardzo intensywną miejską wyspą ciepła charakteryzuje się 7 kwietnia — o różnicy temperatury $\Delta T = 6^{\circ}\text{C}$ o godz. 6 i ujemnej $-2,3^{\circ}\text{C}$ — o godz. 16. Maksymalna różnica temperatury powietrza między śródmieściem i peryferiami wystąpiła w godzinach rannych, przy małym zachmurzeniu i ciszy. Własności termiczne miasta (powolne ogrzewanie się budynków o dużej masie), wzrost prędkości wiatru i zachmurzenia spowodował, że o godz. 16 peryferie były cieplejsze od śródmieścia o $2,3^{\circ}\text{C}$.

Był to jeden z kolejnych dni z typem cyrkulacji O_C . Następnego dnia z typem cyrkulacji antycyklonalnej północno-wschodniej (NE_A) cechował się także dużymi różnicami temperatury między miastem i otoczeniem.

16 V 1992 r.

W tym dniu, miejska wyspa ciepła była jeszcze bardziej intensywna — różnica temperatury powietrza między śródmieściem Warszawy i peryferiami wynosiła maksymalnie $7,8^{\circ}\text{C}$ o godz. 5. Szybsze ogrzewanie się powierzchni gruntu na peryferiach w stosunku do zabudowy miejskiej w ciągu

dnia, przy wzrastającej prędkości wiatru do 4 m/s spowodował spadek różnicy temperatury powietrza ΔT do 3,4°C — w godzinach okołopołudniowych. W tym dniu uległ zmianie typ cyrkulacji atmosferycznej antycyklonalnej — z południowo-zachodniej (SW_A) na północną (N_A).

LATO 1992 (27 czerwiec, 30 lipiec, 17 sierpień)

27 VI 1992 r.

Tego letniego dnia, intensywność miejskiej wyspy ciepła była jeszcze większa niż na wiosnę — różnica temperatury powietrza między centrum Warszawy i peryferiami wzrosła o godz. 5 do 8,5°C. Wystąpiła ona przy ciszy i zachmurzeniu od 0 do 5. Sprzyjało to szybszemu ochładzaniu się powierzchni gruntu na peryferiach niż powierzchni zabudowanych w centrum miasta. Utrzymywała się wtedy cyrkulacja antycyklonalna typu zerowego (O_A).

30 VII 1992 r.

Maksimum absolutne intensywności miejskiej wyspy ciepła w Warszawie — różnica temperatury powietrza między miastem i otoczeniem $\Delta T = 9,1^\circ\text{C}$ wystąpiło rano o godz. 1. Tak dużej różnicy temperatury powietrza między śródmieściem Warszawy i peryferiami sprzyjała mała prędkość wiatru i zmiana cyrkulacji atmosferycznej antycyklonalnej na południowo-zachodnią (SW_A). W ciągu dnia rosnąca prędkość wiatru do 6 m/s spowodowała szybsze wyrównanie temperatury powietrza w całej Warszawie.

17 VIII 1992 r.

W tym dniu, różnica temperatury powietrza między śródmieściem i peryferiami wynosiła 9,1°C o godz. 6. Później nastąpił spadek różnicy ΔT — poniżej zera — do -3,9°C w godzinach 15–16. Występowaniu tak dużych różnic temperatury powietrza ΔT sprzyjała mała prędkość wiatru i cisze. Następnie kierunek wiatru uległ zmianie z południowego na południowo-zachodni, a jego prędkość wzrosła do 7 m/s. Prawdopodobnie było to bezpośrednią przyczyną tak dużego spadku temperatury w śródmieściu względem peryferii (Okęcie) — ujemnych różnic temperatury $\Delta T - 4^\circ\text{C}$. Był to dzień o typie cyrkulacji SW_A .

JESIEŃ 1992 (10 wrzesień, 21 październik, 4 i 9 listopad)

10 IX 1992 r.

Centrum miasta było cieplejsze od peryferii maksymalnie o 6,4°C.

Sprzyjały temu małe prędkości wiatru, brak zachmurzenia nieba oraz kierunek wiatru z sektora zachodniego. Natomiast po południu było przeciwnie, temperatura powietrza na peryferiach (Okęcie) była wyższa o $4,2^{\circ}\text{C}$ niż w śródmieściu. W godzinach popołudniowych wystąpił wzrost prędkości wiatru i zachmurzenia. W tym dniu była cyrkulacja antycyklonalna południowo-zachodnia (typ SW_A).

21 X 1992 r.

Największe różnice temperatury powietrza między centrum i peryferiami miasta wystąpiły o godz. 6 — $4,6^{\circ}\text{C}$. W tym czasie niebo było zachmurzone, a prędkość wiatru mała — 1 m/s . Miejska wyspa ciepła zanikła w godzinach okołopołudniowych i ponownie pojawiła się w godzinach wieczornych. Była ona jednak mniej intensywna ze względu na większe zachmurzenie. Stwierdzono w tym dniu typ cyrkulacji cyklonalnej północno-zachodniej (NW_C) — z przewagą wiatru południowego.

4 XI 1992 r.

Największa intensywność miejskiej wyspy ciepła w Warszawie — $\Delta T = 4,2^{\circ}\text{C}$ wystąpiła w godzinach 3–6. Mimo niezbyt dużych różnic temperatury powietrza, miejska wyspa ciepła ($\Delta T > 0$) utrzymywała się przez większą część doby. Sprzyjał temu południowo-zachodni (od strony Okęcia) kierunek wiatru — z terenów pozamiejskich. Małe różnice temperatury powietrza między śródmieściem i Okęciem były spowodowane dość dużymi prędkościami wiatru. Sprzyjały one wyrównaniu temperatury powietrza w całej Warszawie. Zjawisko to występowało przy cyrkulacji cyklonalnej zachodniej (W_C).

9 XI 1992 r.

W tym dniu, miejska wyspa ciepła utrzymywała się w godzinach rannych, lecz różnice temperatury między Śródmieściem i peryferiami nie były zbyt duże. Mała intensywność miejskiej wyspy ciepła wynikała ze znacznych prędkości wiatru z sektora zachodniego.

Miejska wyspa ciepła pojawiła się ponownie w godzinach popołudniowych — o większej intensywności. Sprzyjały temu mniejsze prędkości wiatru i zmiany jego kierunku na południowy (S). Dzień cechował się cyrkulacją antycyklonalną zerową (O_A).

Przypadki najintensywniejszej miejskiej wyspy ciepła w Warszawie w roku 1992 — dni o największej różnicy temperatury powietrza między śródmieściem i peryferiami Warszawy wraz z ich charakterystyką zestawiono w

tabeli:

Pora roku	Data	Godz.	$(\Delta T)_{\max}$ °C	Typ cyrk.	T °C	N	v (m/s)	Kierunek
ZIMA	26 XII	21	4,9	N_A	-11,3	0	1	NW
	23 I	5	<u>6,8</u>	O_A	-15,8	0	1	W
	20 II	4	4,8	N_A	-9,5	6	0	C
	26 II	24	4,4	O_A	-1,1	2	1	S
WIOSNA	2 III	4	<u>8,4</u>	N_A	-1,7	2	0	C
	18 III	4	<u>5,5</u>	O_A	-4,0	1	1	N
	7 IV	6	6,0	O_C	-2,0	5	1	W
	16 V	5	7,8	N_A	5,8	1	1	SW
LATO	27 VI	5	8,5	O_A	9,4	3	1	W
	30 VII	1	<u>9,1</u>	SW_A	9,2	0	1	S
	17 VIII	6	<u>9,1</u>	SW_A	8,1	2	2	S
JESIEŃ	10 IX	6	<u>6,4</u>	SW_A	4,5	0	1	W
	21 X	6	4,6	NW_C	-2,3	4	1	S
	4 XI	4	4,2	WC	2,0	0	2	SW
	9 XI	20	<u>5,1</u>	O_A	-3,8	0	1	S

gdzie podano: godzinę wystąpienia maksymalnej różnicy temperatury $(\Delta T)_{\max}$, typ cyrkulacji, temperaturę powietrza na Okęciu (T), zachmurzenie (N), prędkość wiatru (v) i kierunek (patrz rys. 176–193).

Interesujące jest, że miejska wyspa ciepła w Warszawie o maksymalnej intensywności (największe różnice dodatnie między centrum miasta i peryferiami) występuje w dniach o cyrkulacji antycyklonalnej (wyżowej). Największe różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem zanotowano przy typie cyrkulacji SW_A (antycyklonalnej południowo-zachodniej).

O wyspie ciepła decyduje głównie: akumulacja ciepła przez powierzchnię czynną w mieście: wysoką zabudowę, asfaltowe ulice, place itp. Na peryferiach miasta — w zasadzie przez powierzchnię gruntu. Powierzchnia czynna w mieście jest znacznie większa niż poza miastem, ze względu na absorpcję bezpośredniego promieniowania słonecznego przez oświetlone ściany budynków i absorpcję ciepła przez ściany zacienione (chłodne) — w procesie przewodnictwa.

Akumulacja ciepła (Q) — to różnica między absorbowaną energią słoneczną w ciągu dnia (Q_S) i wypromieniowaniem długofalowym (cieplnym, Q_C):

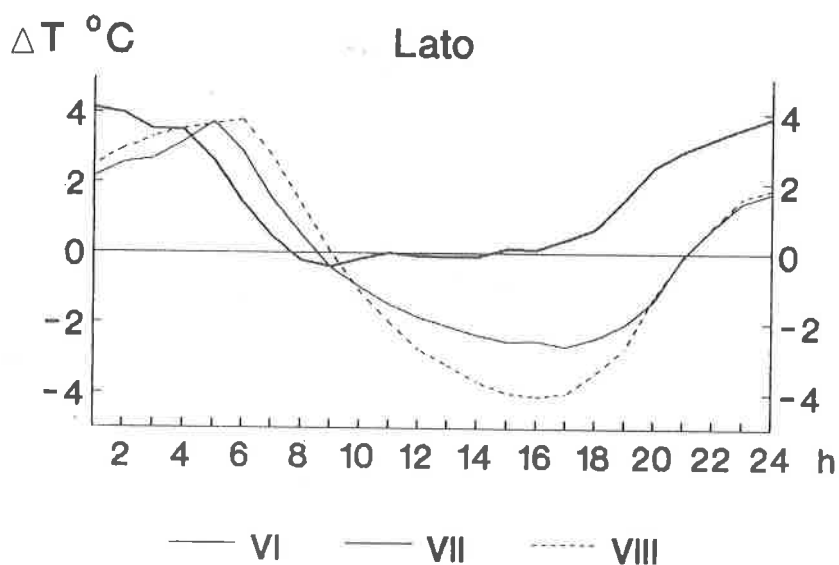
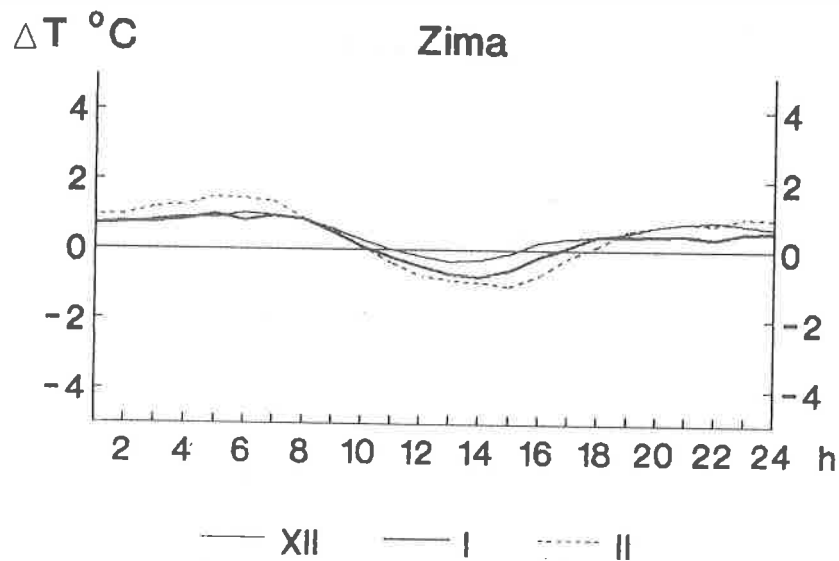
$$\begin{array}{lcl}
 & \text{Miasto} & \text{Poza miastem} \\
 Q = Q_S - Q_C & & q = q_S - q_C
 \end{array}$$

W mieście zużywane są duże ilości ciepła na ogrzanie powierzchni „chłodnych” znajdujących się w cieniu budynków, samych budynków o dużej masie. W rezultacie miasto ogrzewa się wolniej od otoczenia w ciągu dnia, a następnie wolniej ochładza się w nocy w wyniku wypromieniowania ciepła.

Dużą rolę odgrywa w tym procesie pozioma i pionowa turbulencyjna wymiana ciepła (większa w mieście). Poziomy strumień powietrza równy iloczynowi $v\rho$ (v — prędkość wiatru, ρ — gęstość powietrza) prowadzi do zmniejszenia różnicy temperatury powietrza między miastem i jego otoczeniem.

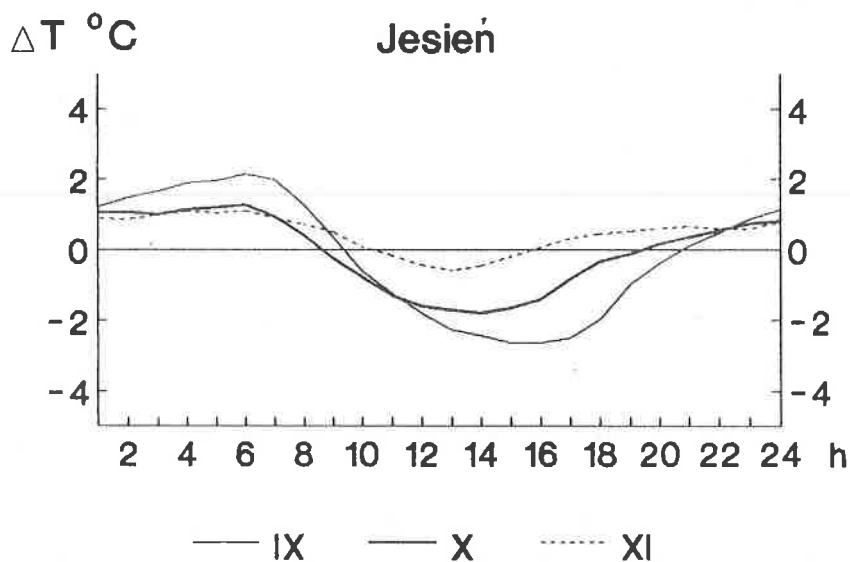
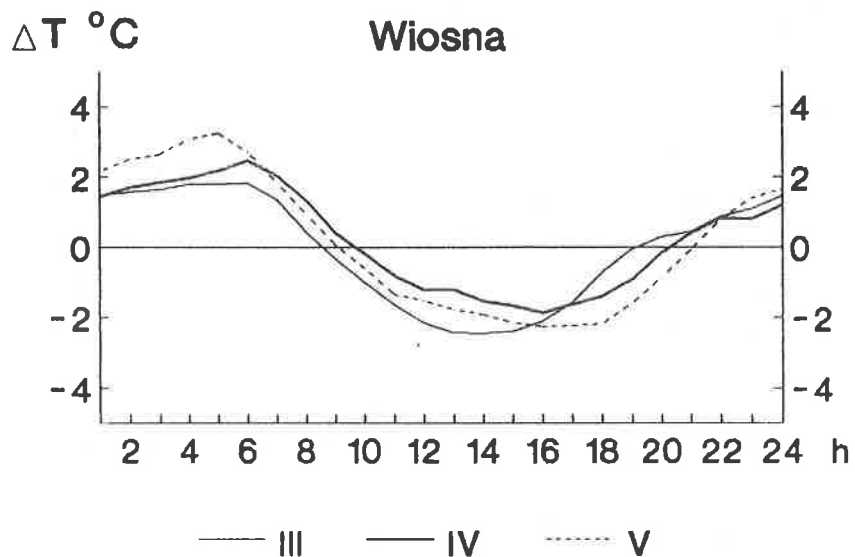
Większy pionowy strumień powietrza w terenie zabudowanym (większe odprowadzenie ciepła ku górze) utrudnia zbyt duże ogrzewanie miasta — zmniejsza różnice temperatury powietrza między jego centrum i peryferiami. Przy większym zachmurzeniu nieba i większej prędkości wiatru zaciera się termiczne właściwości powierzchni sztucznych i naturalnych.

W kształtowaniu miejskiej wyspy ciepła znaczną rolę odgrywa tzw. ciepło sztuczne — w sezonie ogrzewczym (straty ciepła w mieszkaniach: wypromieniowanie ciepła przez ściany budynków, nieszczelne okna itp., zwłaszcza w zimie). Wpływ ciepła sztucznego na różnice temperatury powietrza między śródmieściem Warszawy i peryferiami jest znikomy. Świadczy o tym m.in. zmiana znaku tych różnic ΔT w ciągu doby (także zimą) z dodatniego nocą ($\Delta T > 0$) na ujemny w godzinach okołopołudniowych ($\Delta T < 0$). Ponadto wskazuje na to taka sama częstość różnic ujemnych $< -3^{\circ}\text{C}$, jak dodatnich $> 3^{\circ}\text{C}$, wynosząca w sezonie ogrzewczym zaledwie 10%. W lecie częstość różnic ujemnych $< -3^{\circ}\text{C}$ wynosi 87%, a dodatnich 73%. W kształtowaniu miejskiej wyspy ciepła dominuje zatem ilość energii słonecznej zaabsorbowanej w ciągu dnia przez powierzchnie sztuczne i naturalne, a wypromieniowanej nocą — znacznie mniejsza w zimie niż w lecie.



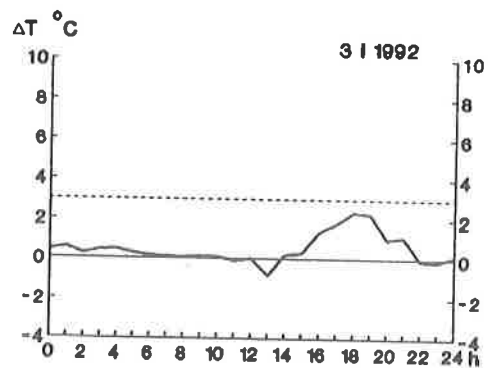
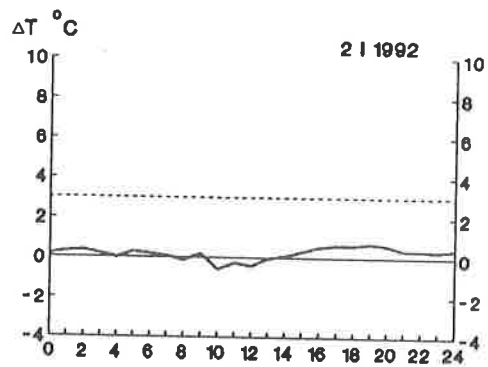
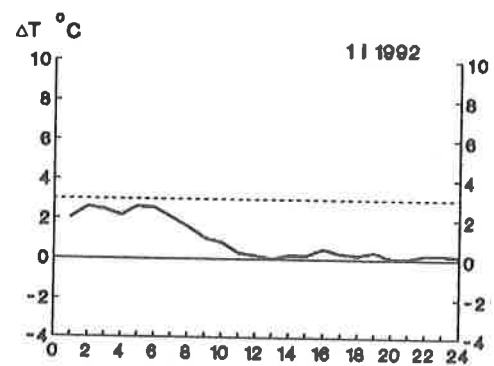
Rys. 99. Zmiany dobowe średnich różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w miesiącach zimowych (XII, I, II) i letnich (VI, VII, VIII) 1992 r.

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in winter (XII, I, II) and summer (VI, VII, VIII) 1992.

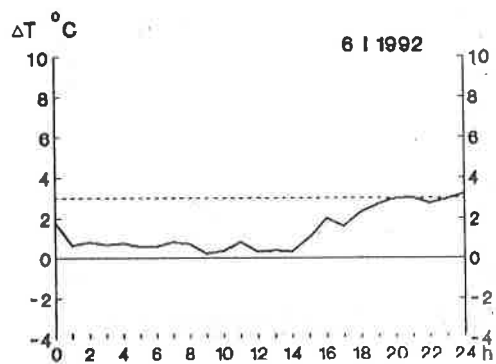
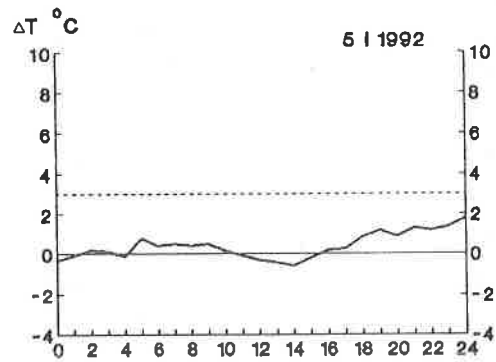
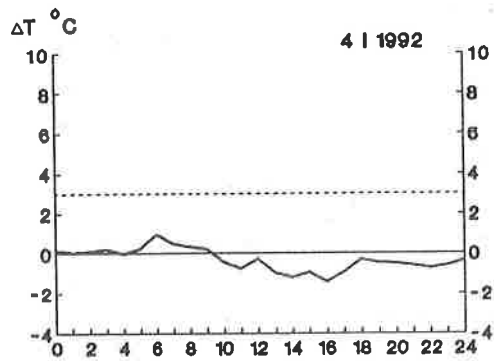


Rys. 100. Zmiany dobowe średnich różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w miesiącach wiosennych (III, IV, V) i jesiennych (IX, X, XI) 1992 r.

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in spring (III, IV, V) and autumn (IX, X, XI) 1992.

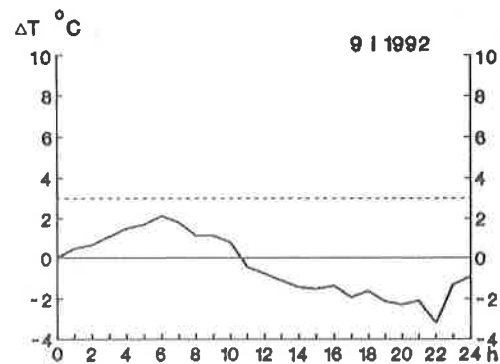
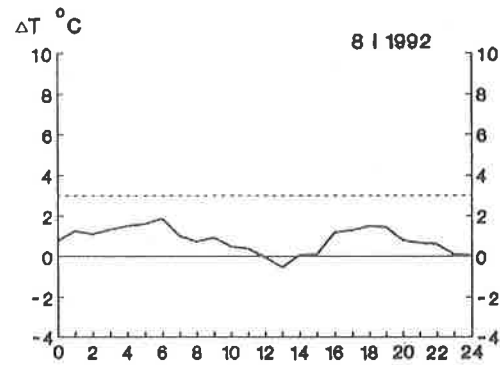
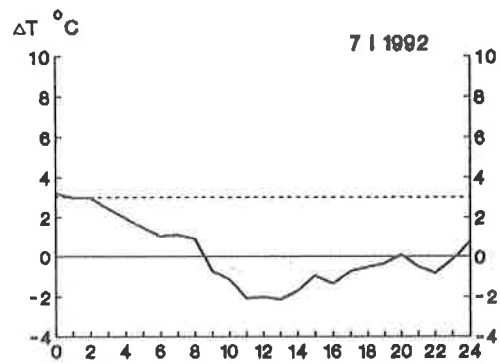


Rys. 101. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (1–3 stycznia 1992 r.).
 The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in winter (1–3 January 1992).



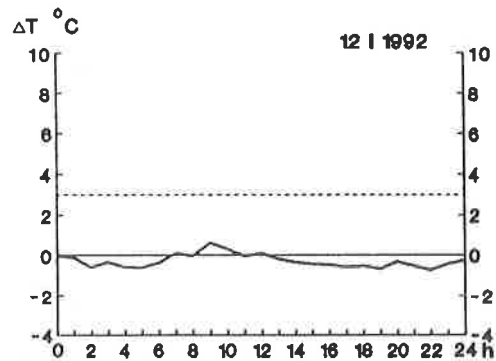
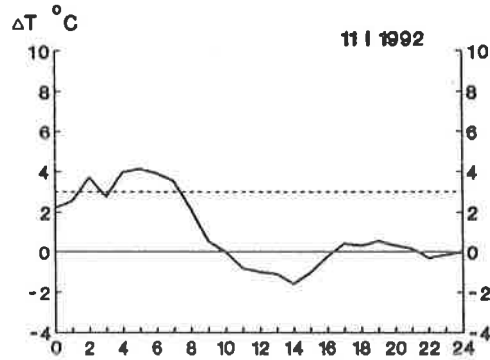
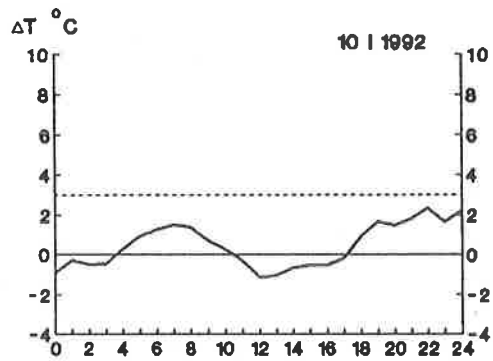
Rys. 102. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (4–6 stycznia 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in winter (4–6 January 1992).



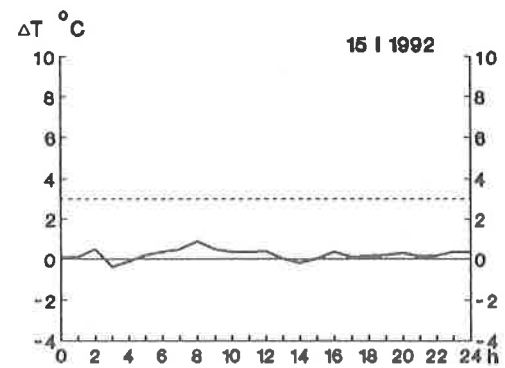
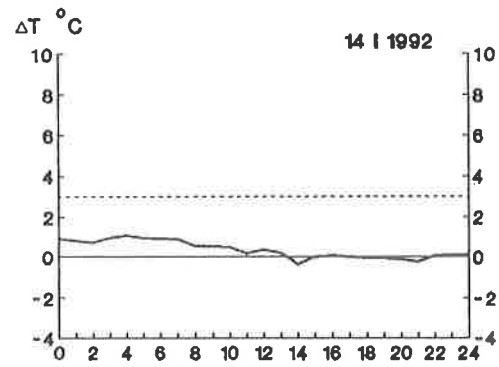
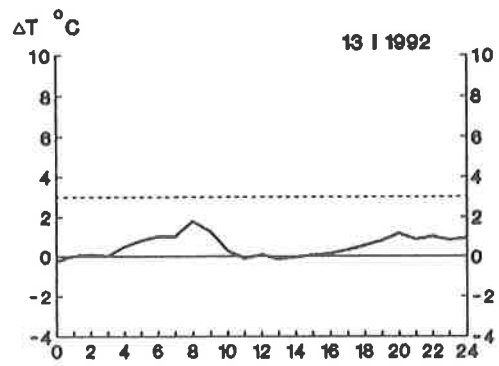
Rys. 103. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (7–9 stycznia 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in winter (7–9 January 1992).

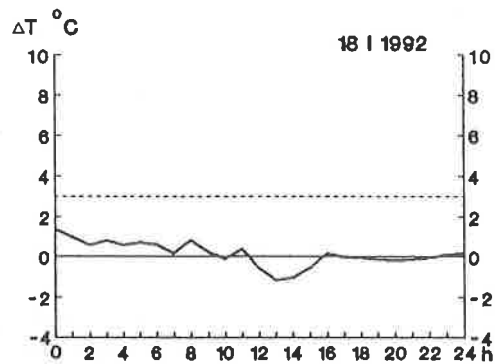
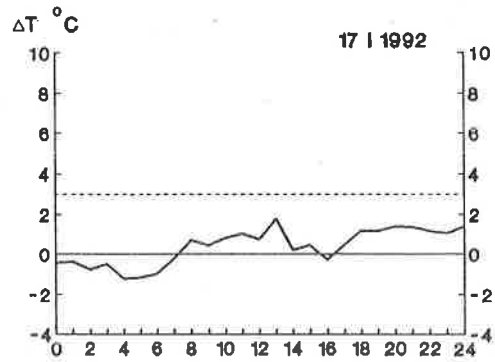
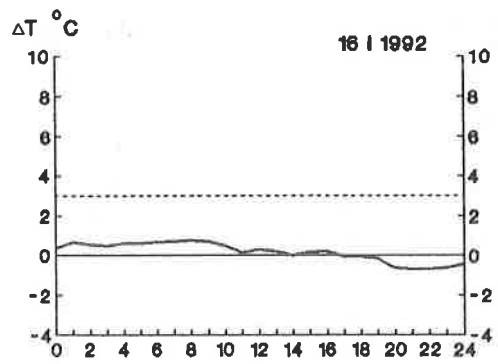


Rys. 104. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (10–12 stycznia 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in winter (10–12 January 1992).

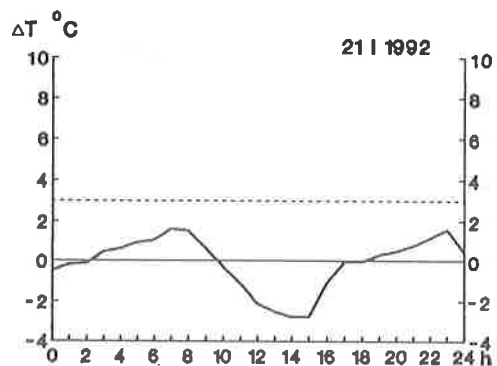
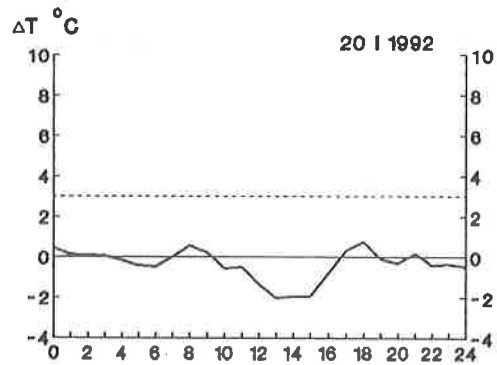
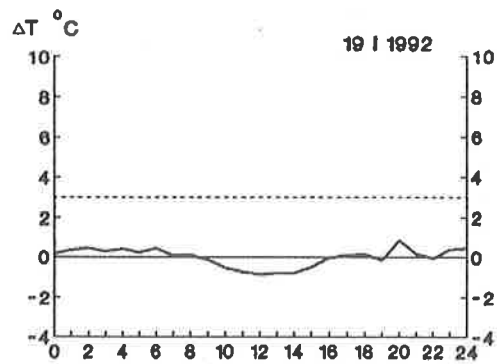


Rys. 105. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (13–15 stycznia 1992 r.).
 The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in winter (13–15 January 1992).



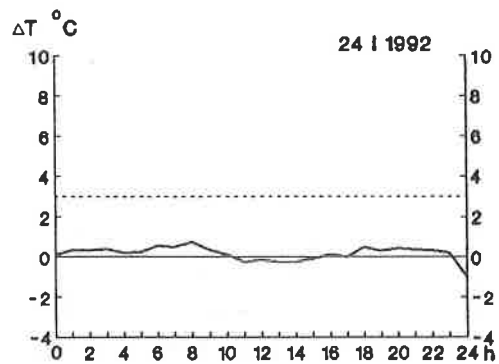
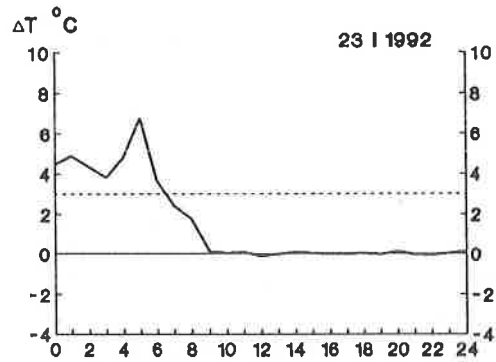
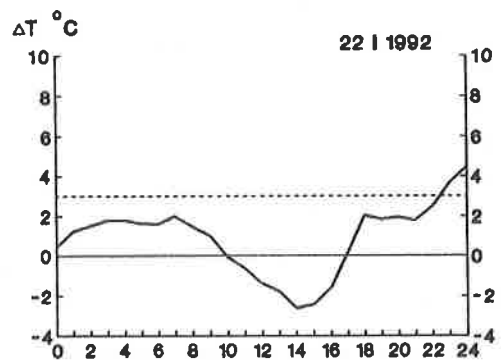
Rys. 106. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (16–18 stycznia 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in winter (16–18 January 1992).

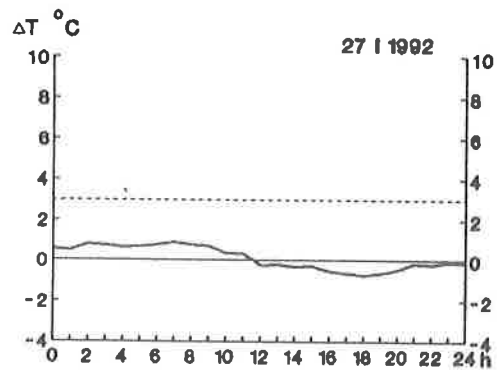
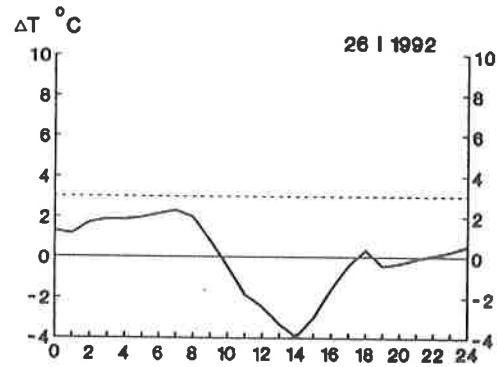
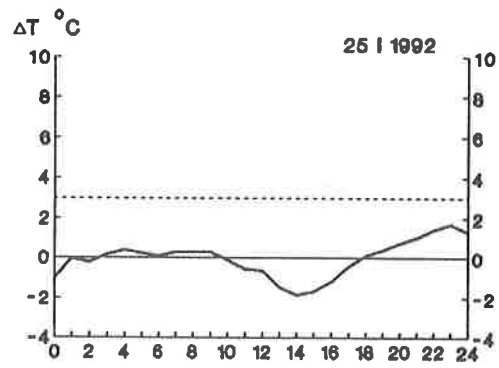


Rys. 107. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (19–21 stycznia 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in winter (19–21 January 1992).

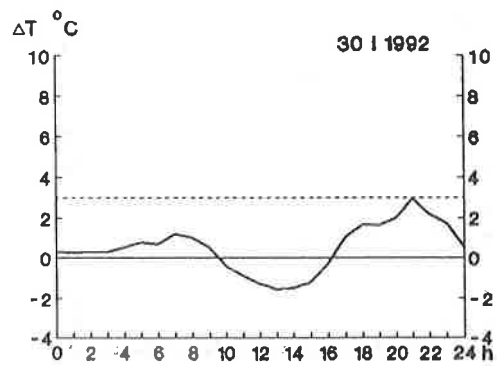
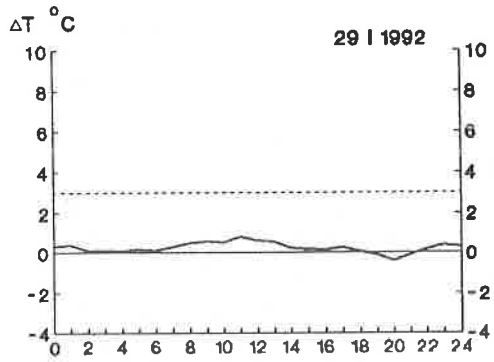
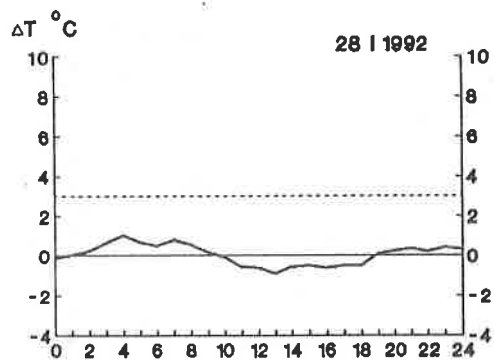


Rys. 108. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (22–24 stycznia 1992 r.).
 The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in winter (22–24 January 1992).



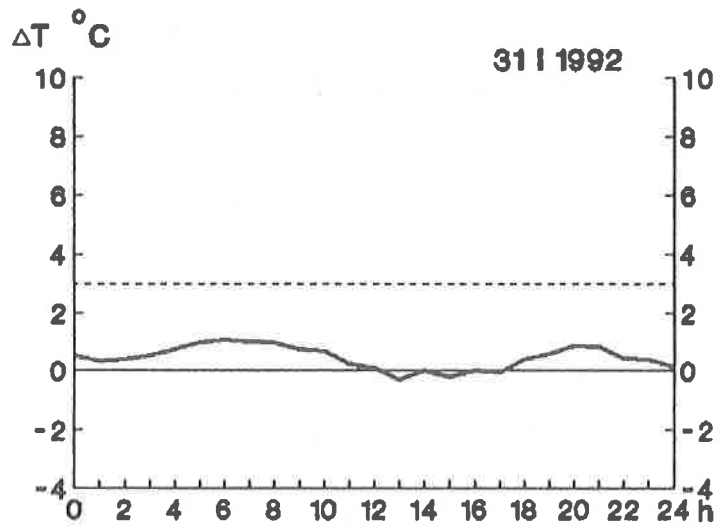
Rys. 109. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (25–27 stycznia 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in winter (25–27 January 1992).



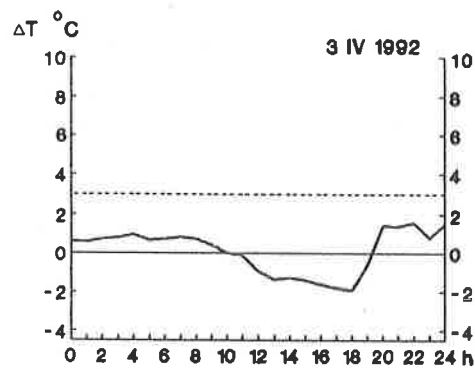
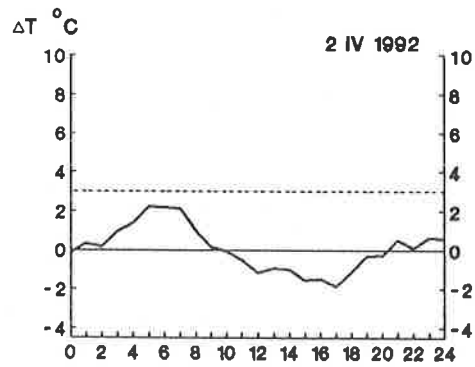
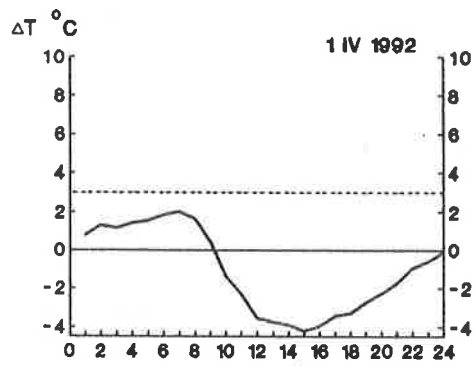
Rys. 110. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (28–30 stycznia 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in winter (28–30 January 1992).

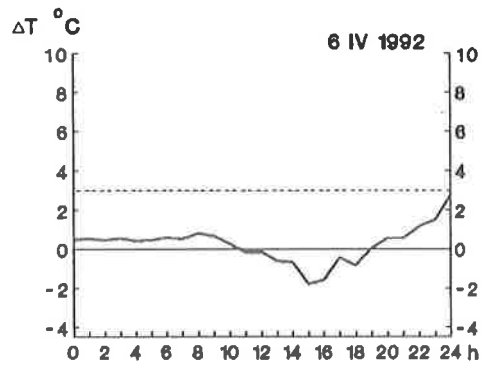
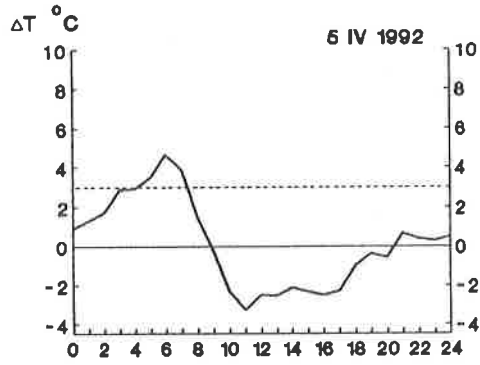
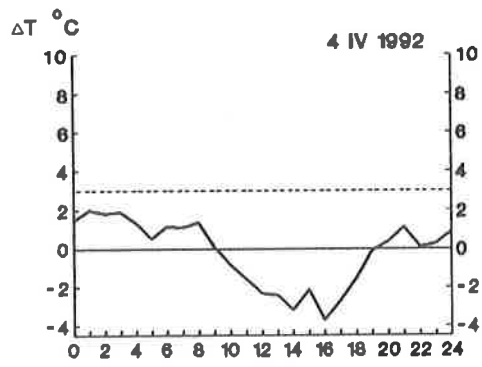


Rys. 111. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (31 stycznia 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in winter (31 January 1992).

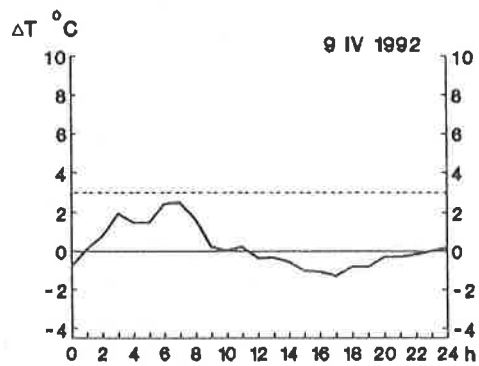
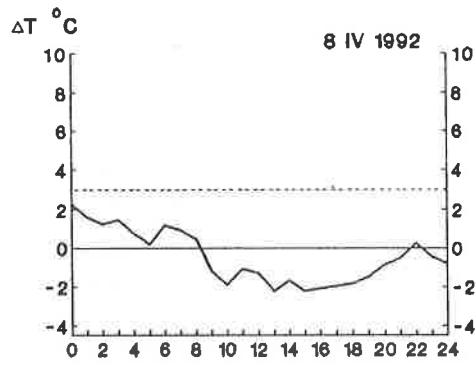
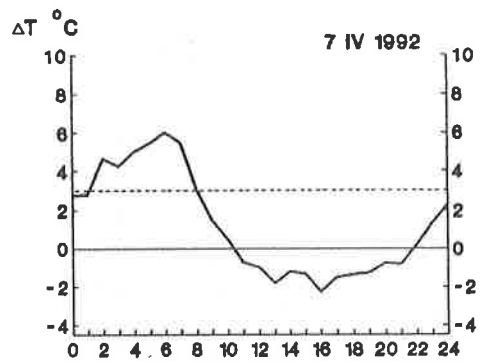


Rys. 112. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (1-3 kwietnia 1992 r.).
The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in spring (1-3 April 1992).



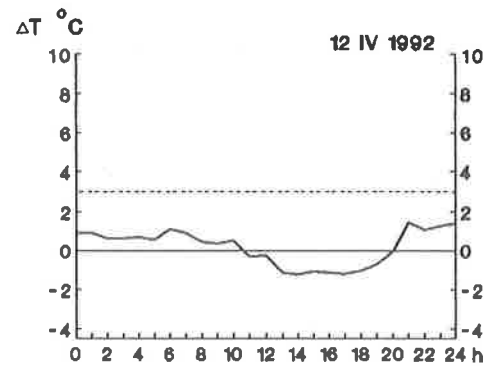
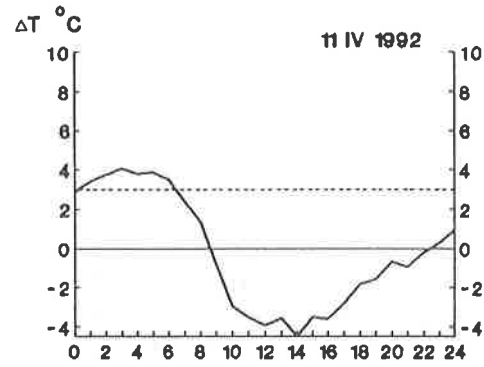
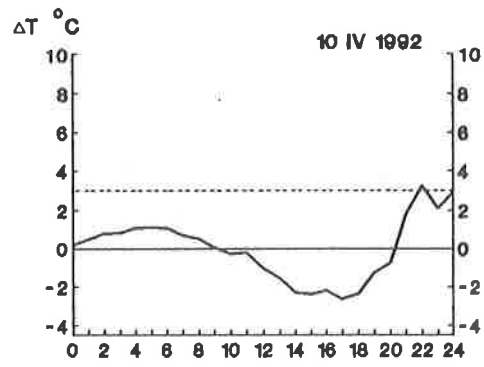
Rys. 113. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (4–6 kwietnia 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in spring (4–6 April 1992).

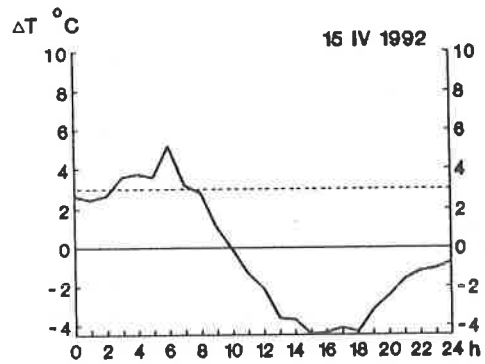
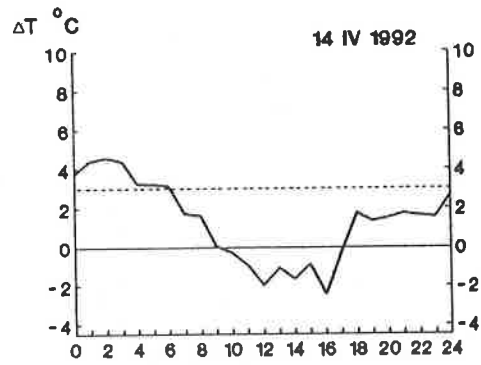
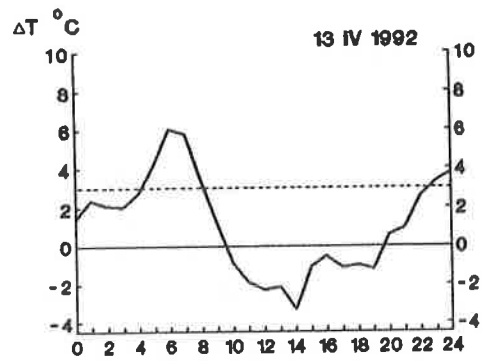


Rys. 114. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (7–9 kwietnia 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in spring (7–9 April 1992).

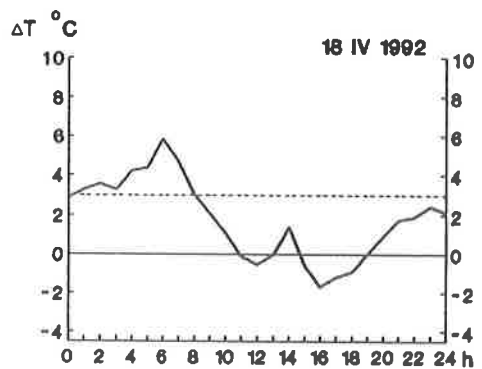
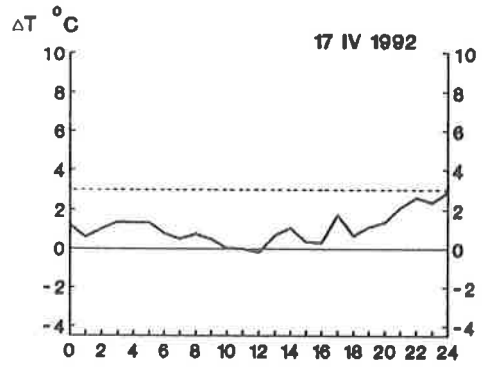
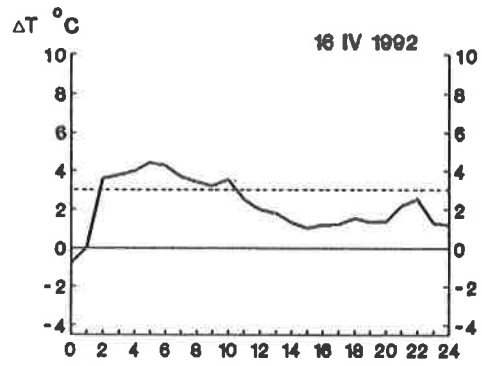


Rys. 115. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (10–12 kwietnia 1992 r.).
The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in spring (10–12 April 1992).

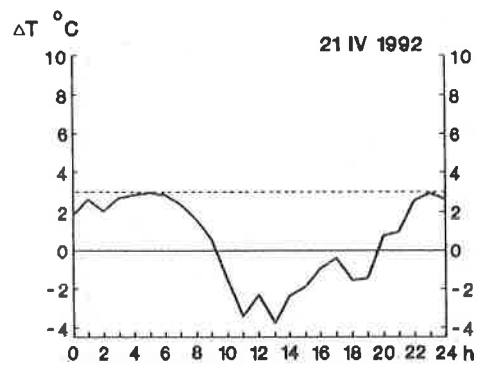
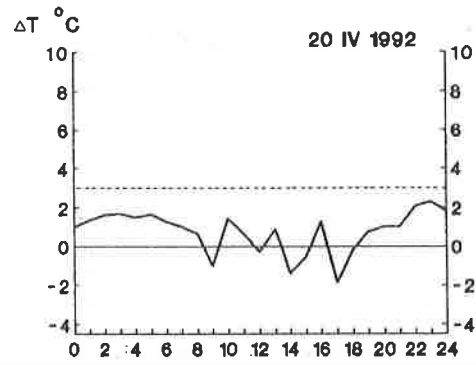
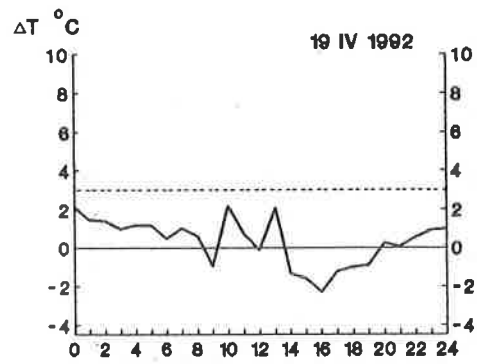


Rys. 116. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (13–15 kwietnia 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in spring (13–15 April 1992).

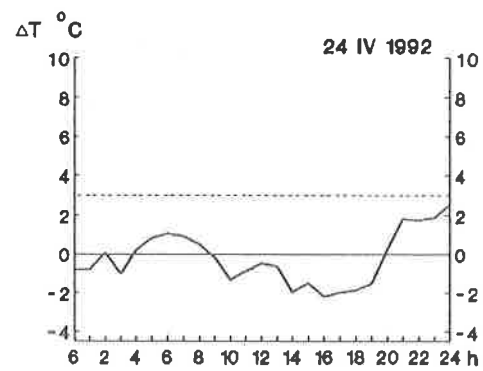
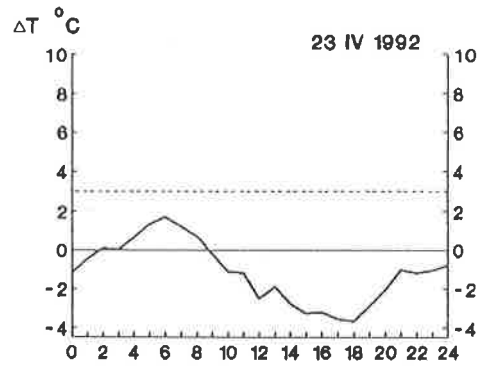
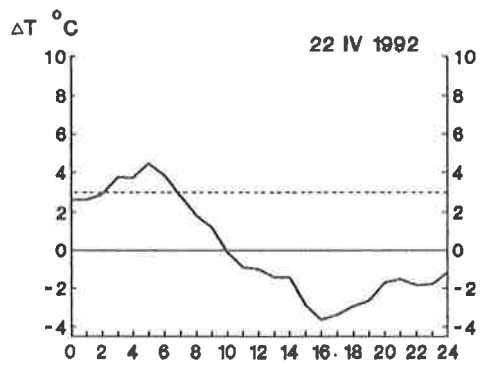


Rys. 117. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (16–18 kwietnia 1992 r.).
 The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in spring (16–18 April 1992).

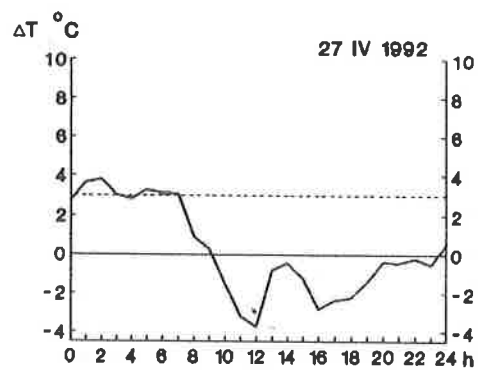
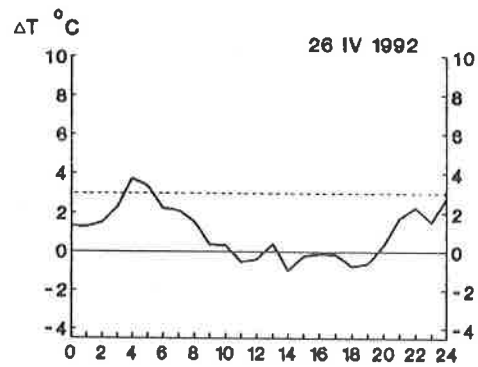
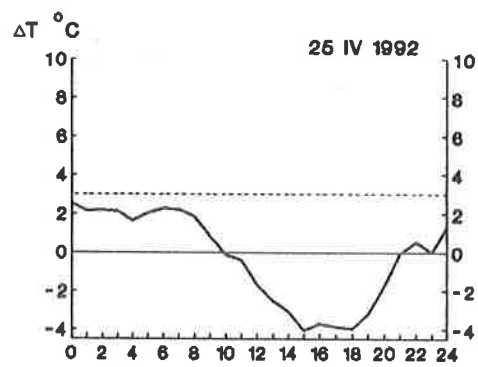


Rys. 118. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (19–21 kwietnia 1992 r.).

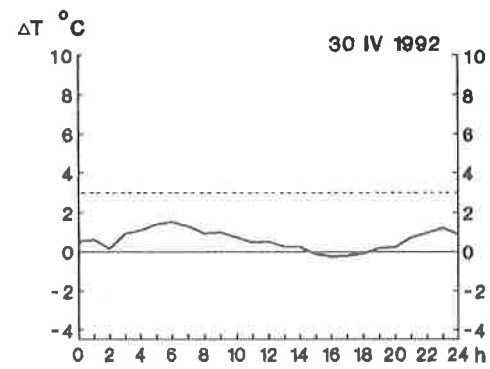
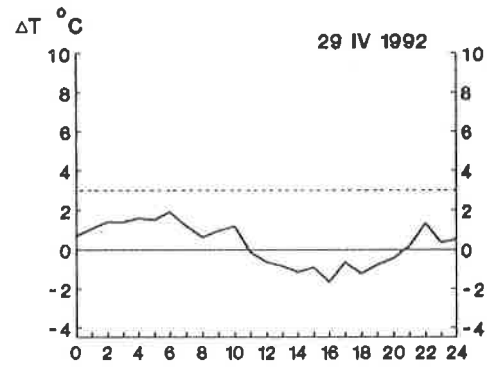
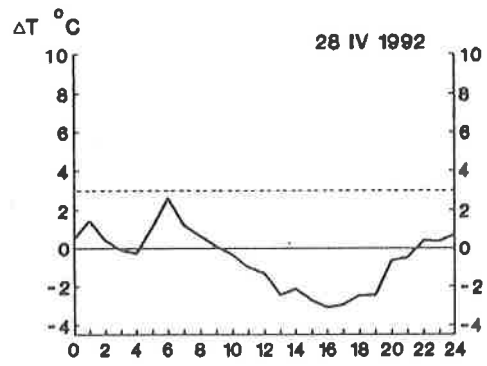
The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in spring (19–21 April 1992).



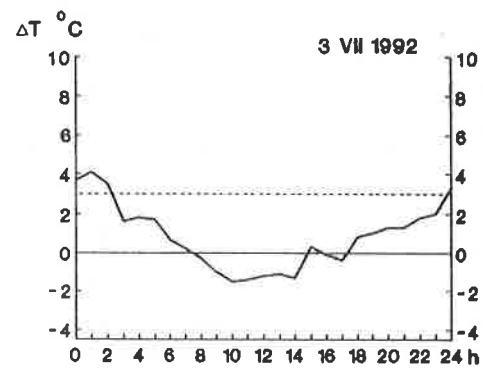
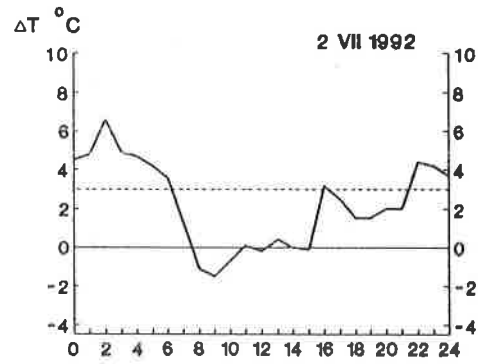
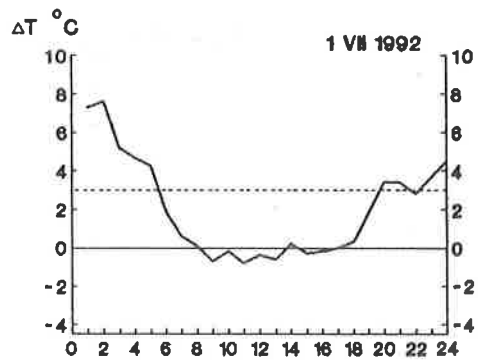
Rys. 119. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (22–24 kwietnia 1992 r.).
The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in spring (22–24 April 1992).



Rys. 120. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (25–27 kwietnia 1992 r.).
The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in spring (25–27 April 1992).

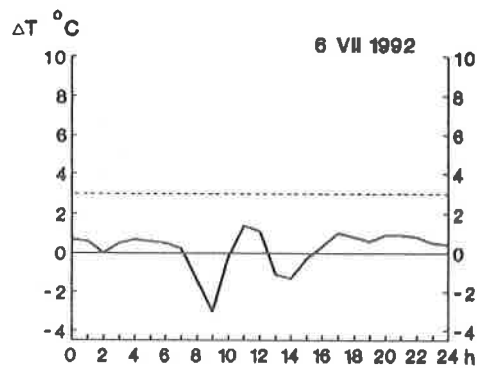
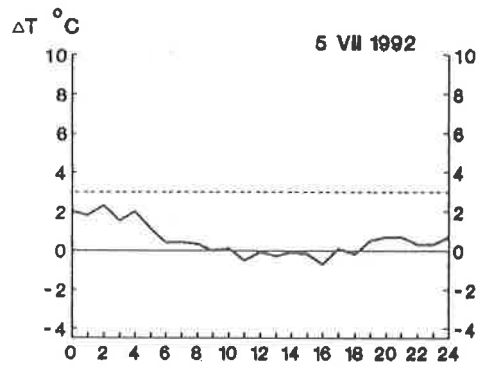
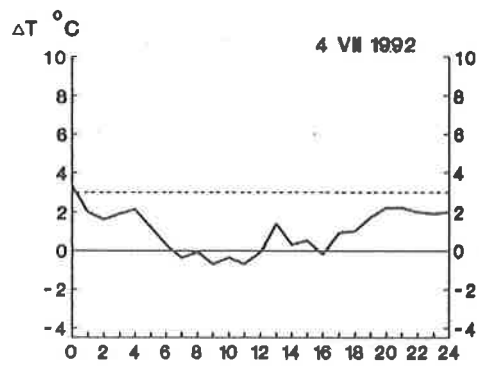


Rys. 121. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (28–30 kwietnia 1992 r.).
The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in spring (28–30 April 1992).



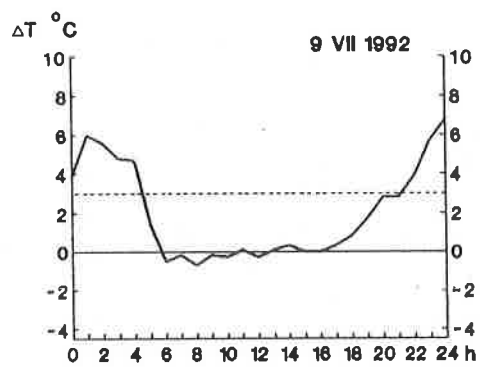
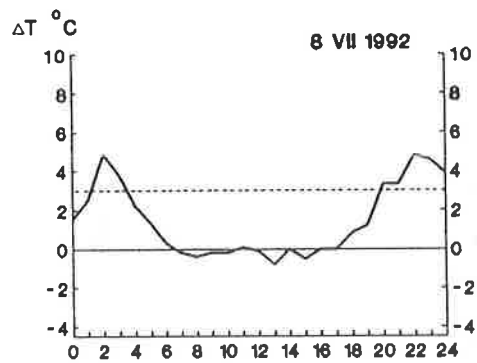
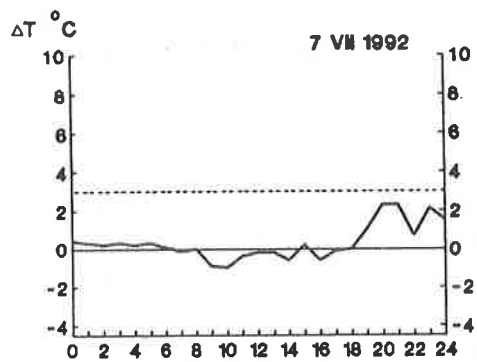
Rys. 122. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (1–3 lipca 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in summer (1–3 July 1992).



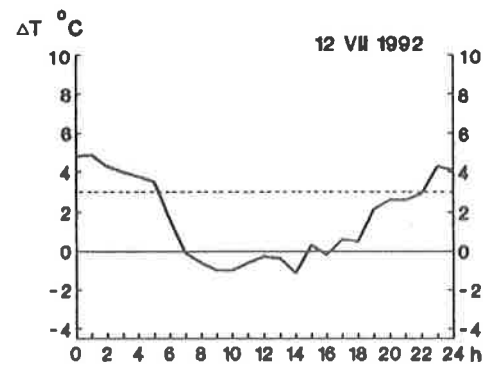
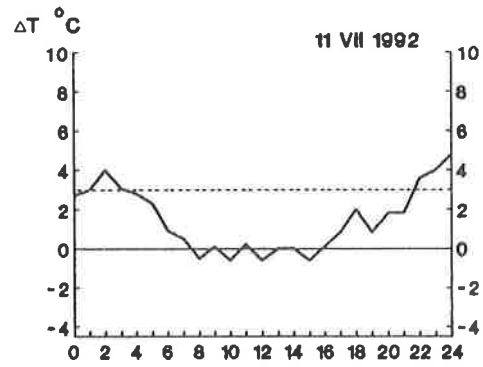
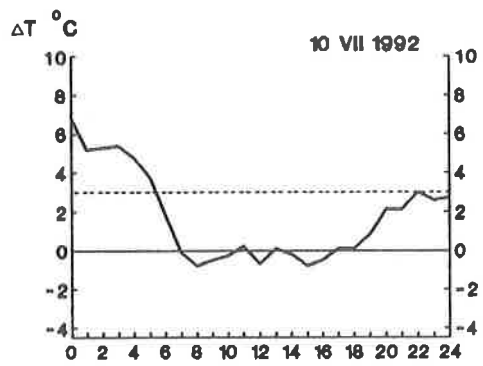
Rys. 123. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (4–6 lipca 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in summer (4–6 July 1992).

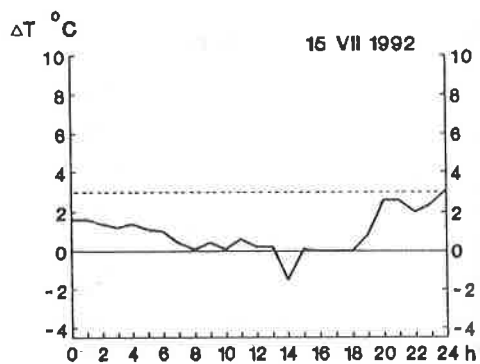
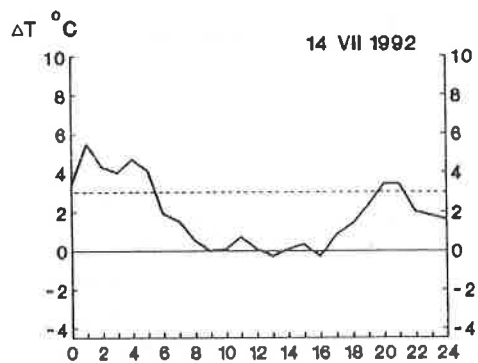
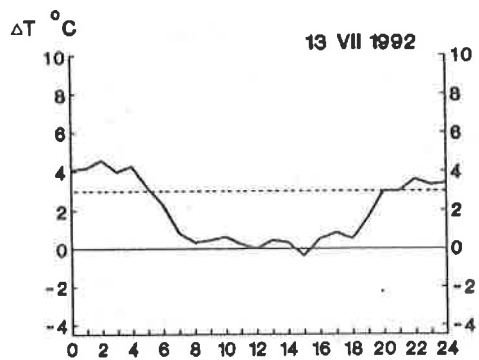


Rys. 124. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (7–9 lipca 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in summer (7–9 July 1992).

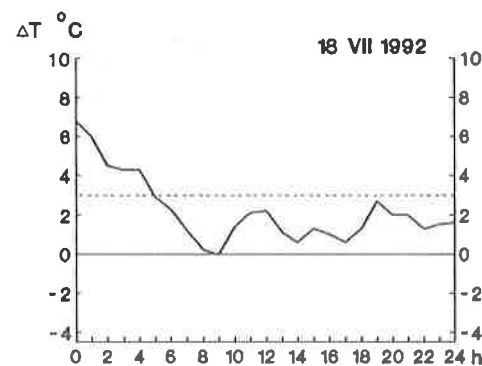
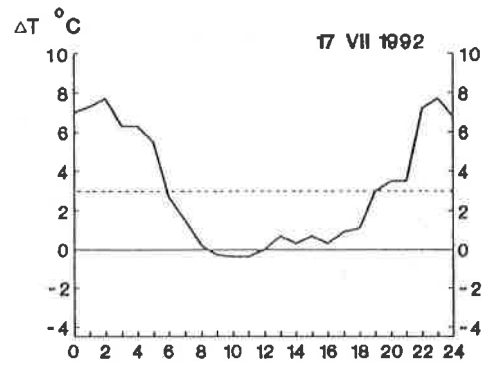
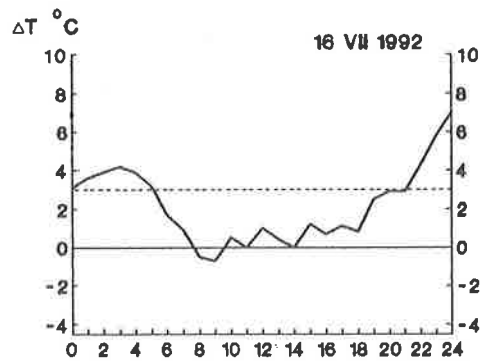


Rys. 125. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (10–12 lipca 1992 r.).
The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in summer (10–12 July 1992).



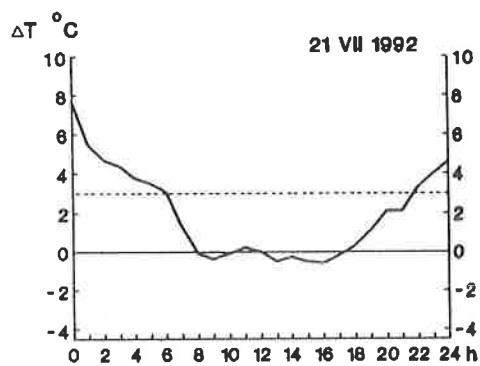
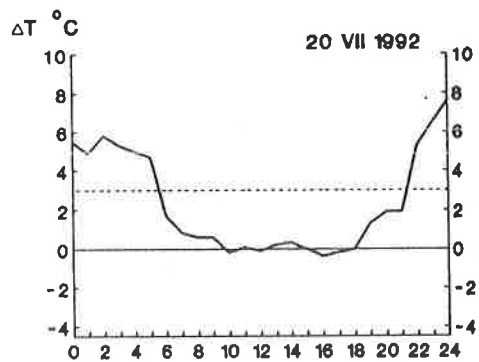
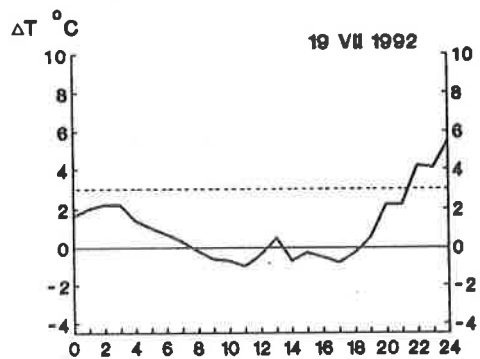
Rys. 126. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (13–15 lipca 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in summer (13–15 July 1992).



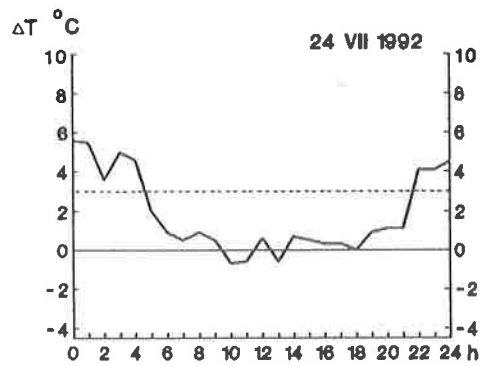
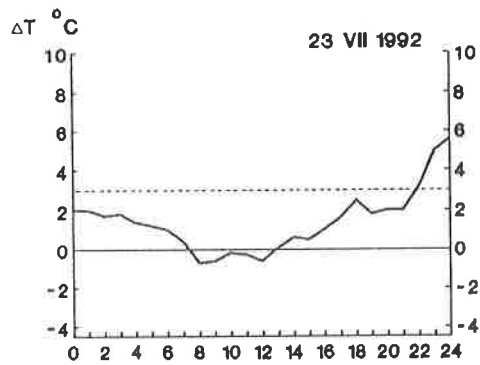
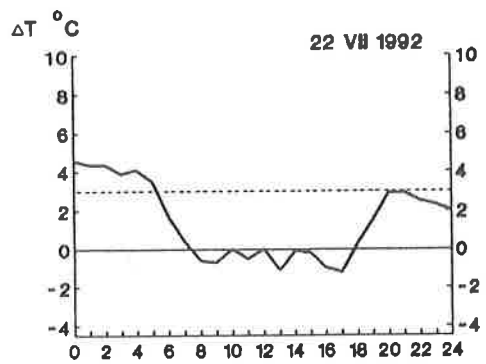
Rys. 127. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (16–18 lipca 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in summer (16–18 July 1992).



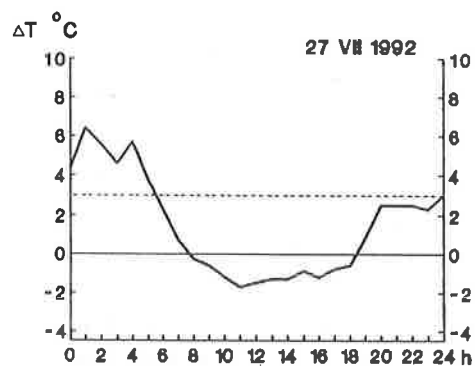
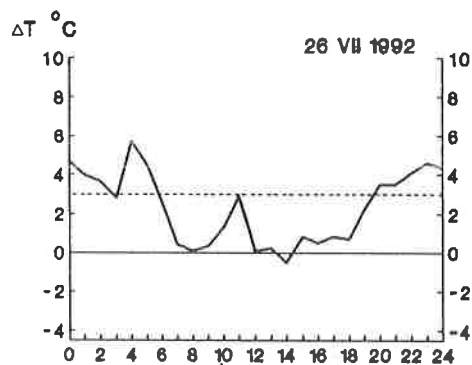
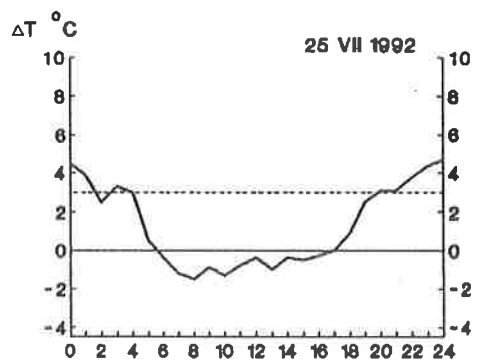
Rys. 128. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (19–21 lipca 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in summer (19–21 July 1992).



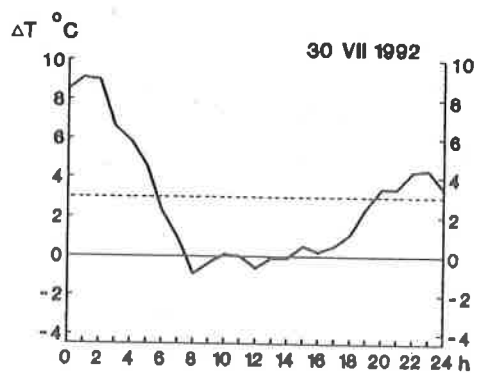
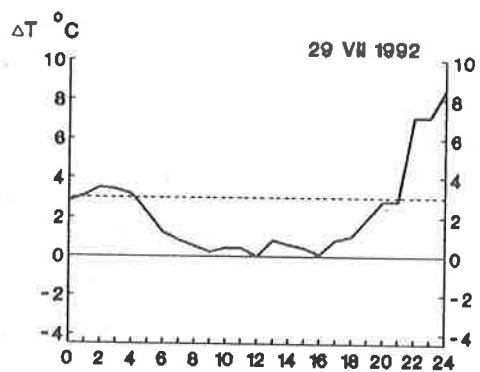
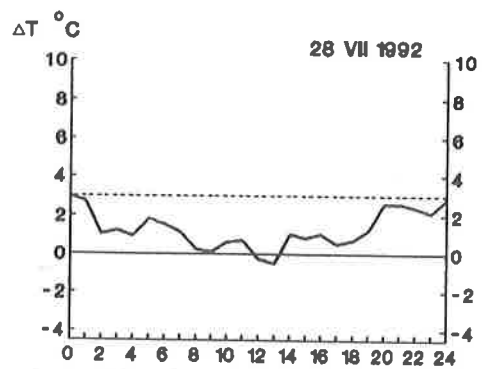
Rys. 129. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (22–24 lipca 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in summer (22–24 July 1992).



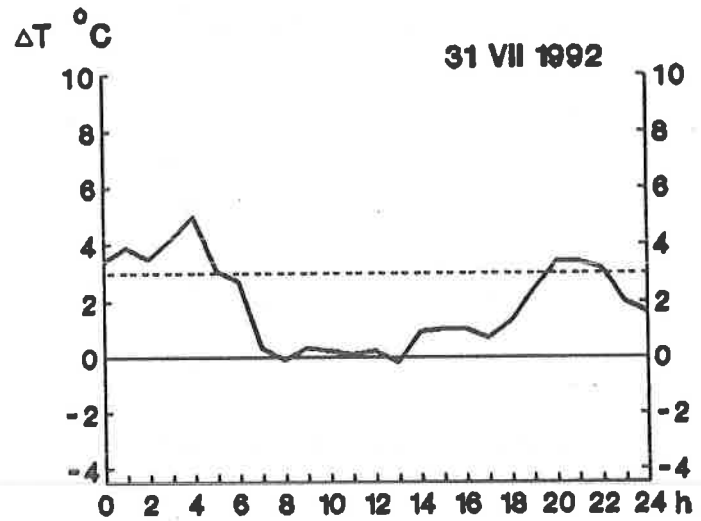
Rys. 130. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (25–27 lipca 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in summer (25–27 July 1992).



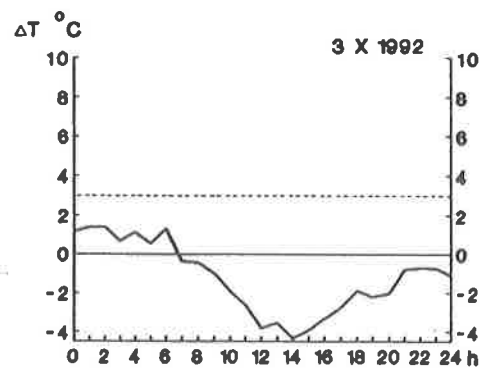
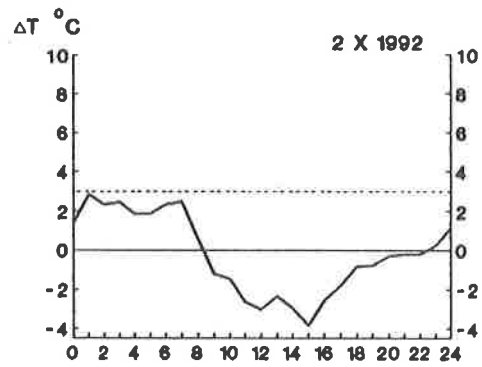
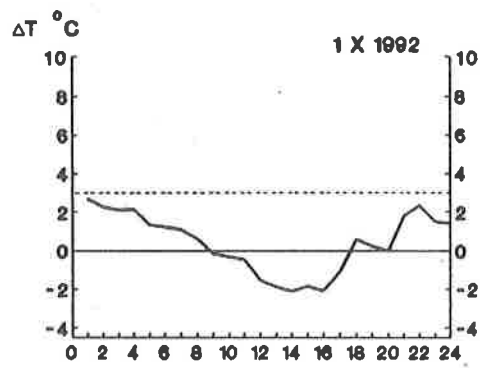
Rys. 131. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (28–30 lipca 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in summer (28–30 July 1992).

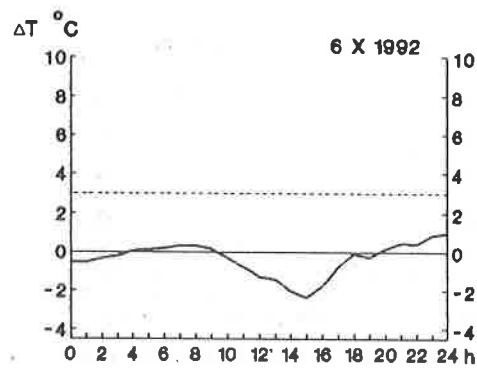
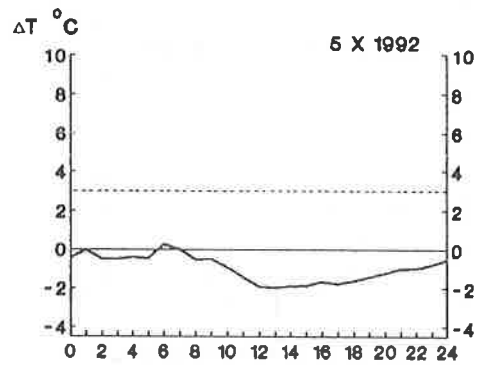
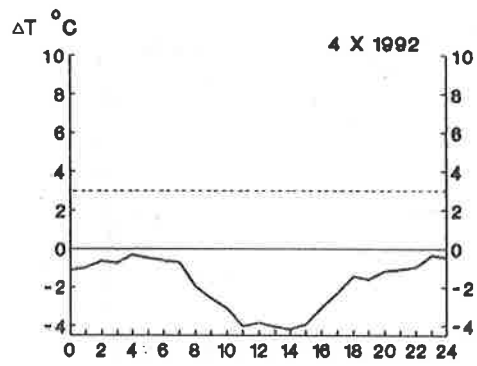


Rys. 132. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (31 lipca 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in summer (31 July 1992).

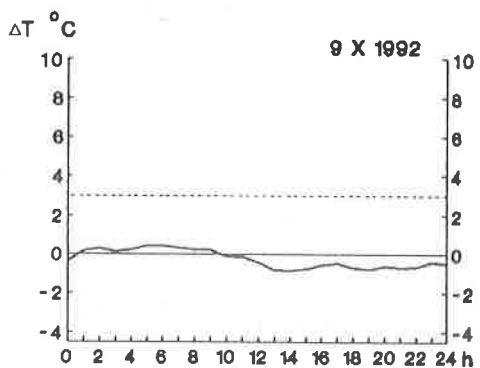
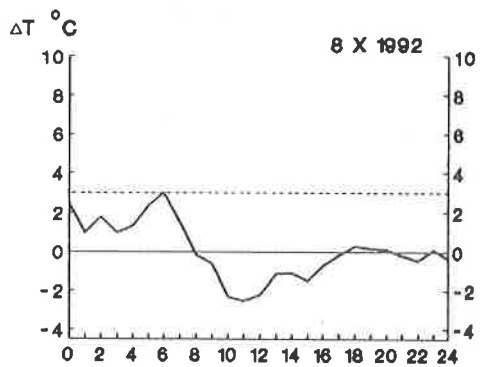
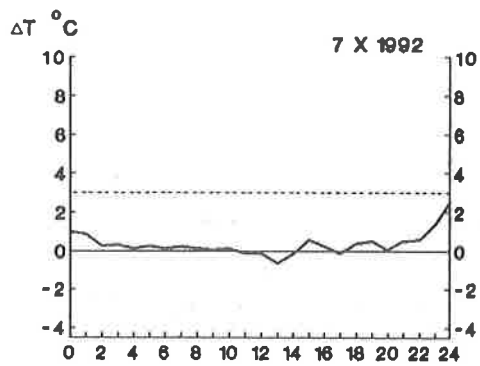


Rys. 133. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (1–3 października 1992 r.).
The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in autumn (1–3 October 1992).

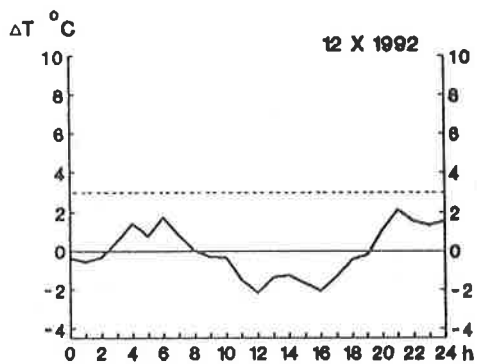
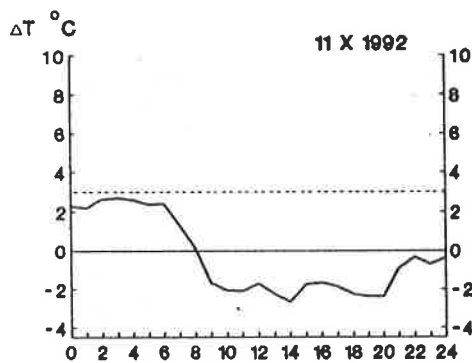
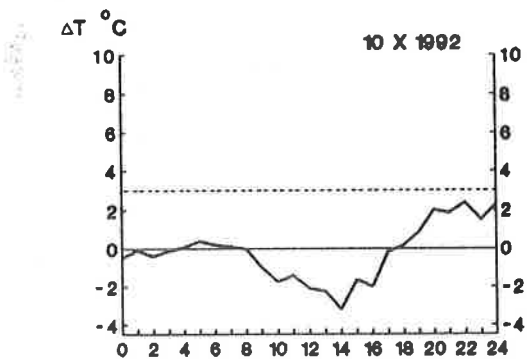


Rys. 134. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (4–6 października 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in autumn (4–6 October 1992).

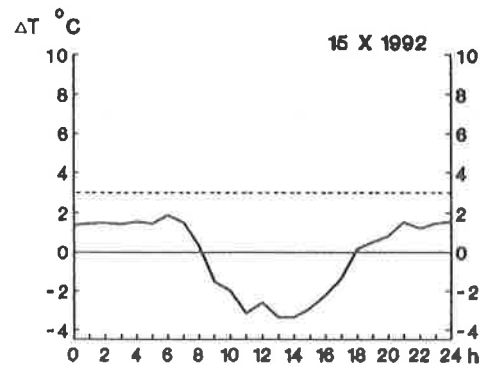
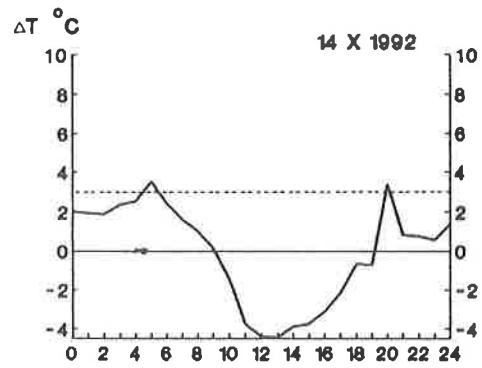
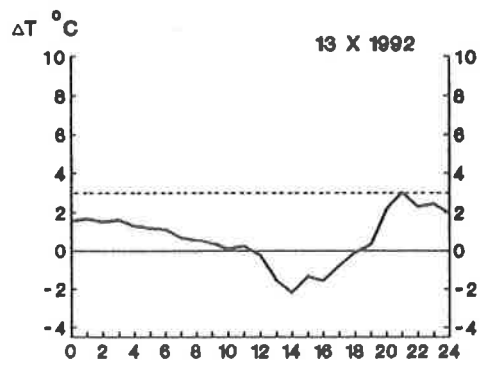


Rys. 135. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (7-9 października 1992 r.).
The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in autumn (7-9 October 1992).



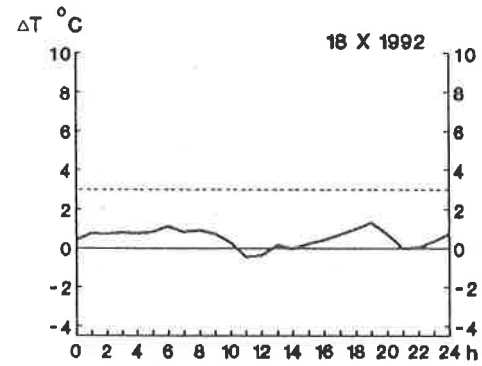
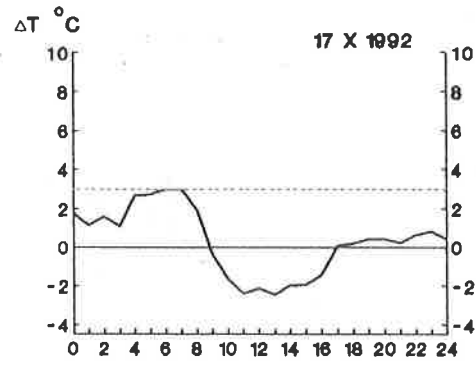
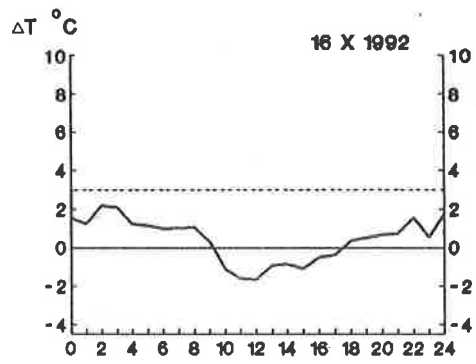
Rys. 136. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (10–12 października 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in autumn (10–12 October 1992).



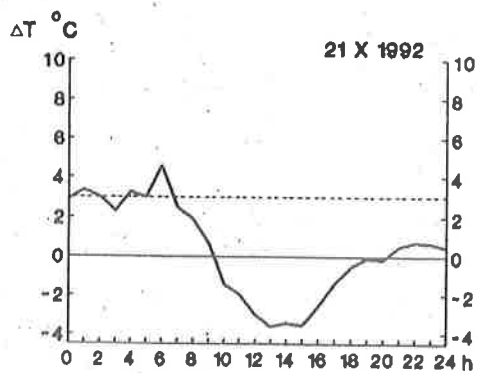
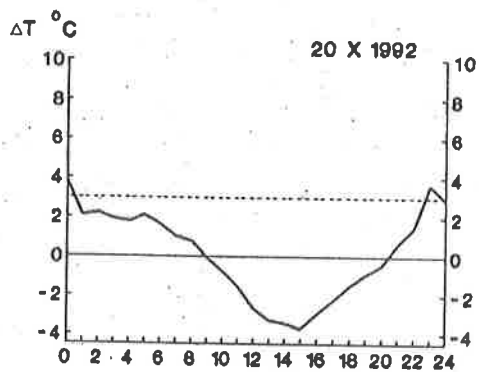
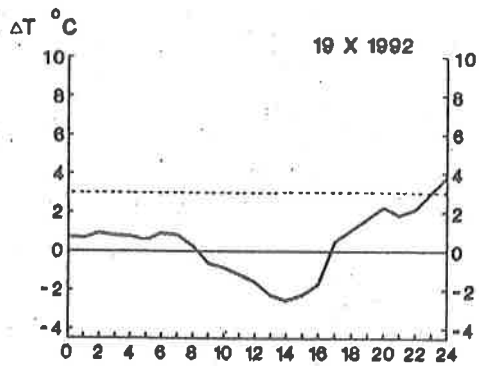
Rys. 137. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (13–15 października 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in autumn (13–15 October 1992).



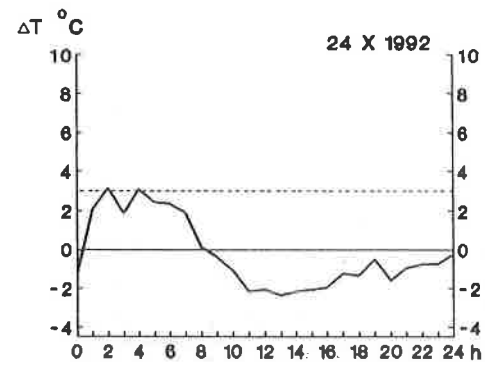
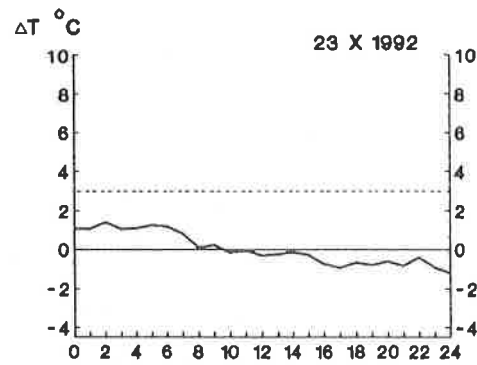
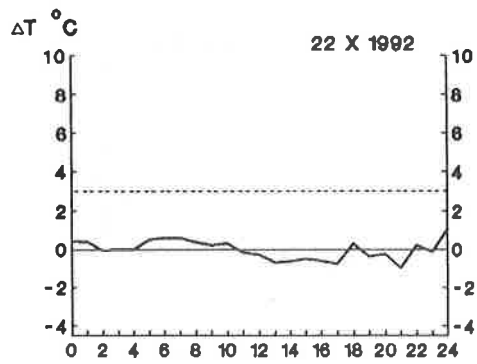
Rys. 138. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (16–18 października 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in autumn (16–18 October 1992).



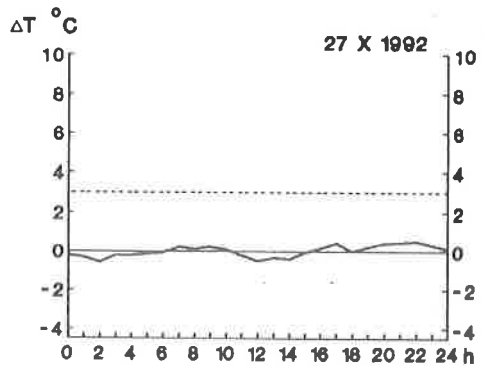
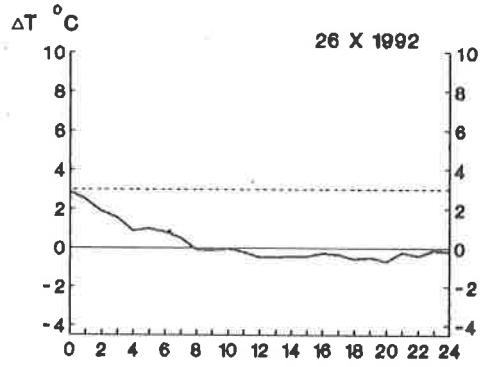
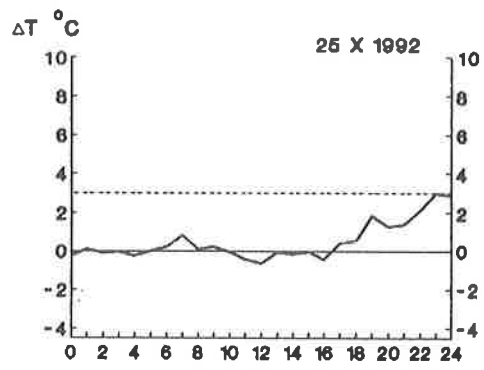
Rys. 139. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (19–21 października 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in autumn (19–21 October 1992).



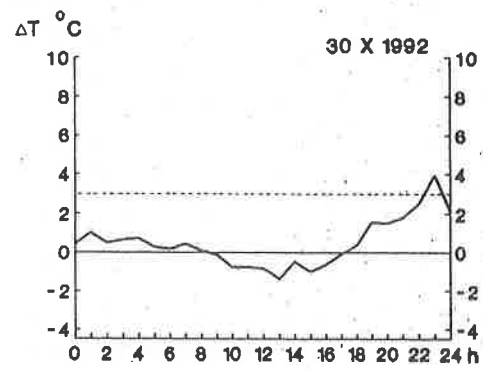
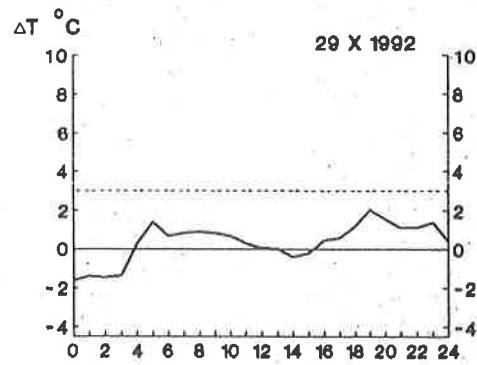
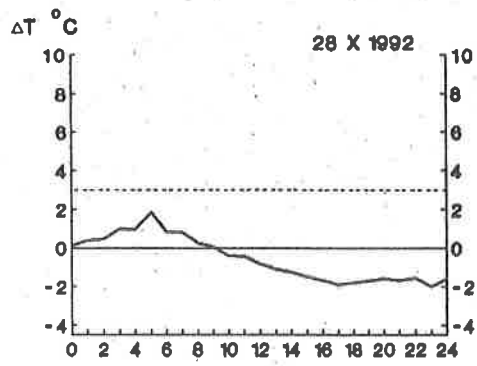
Rys. 140. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (22-24 października 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in autumn (22-24 October 1992).



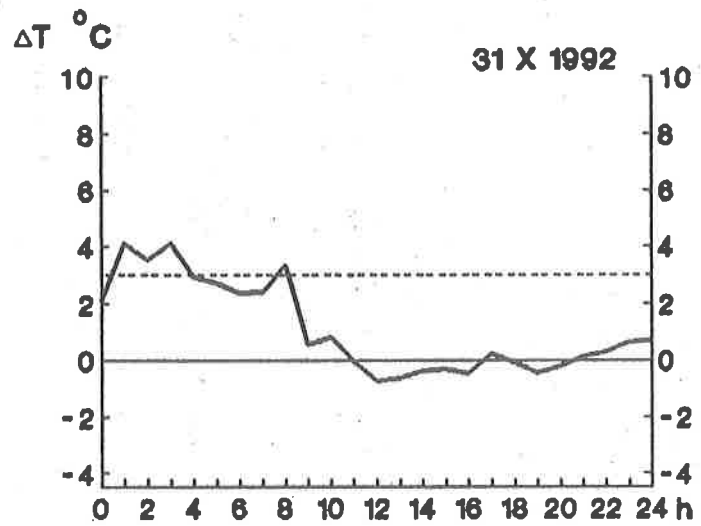
Rys. 141. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (25–27 października 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in autumn (25–27 October 1992).

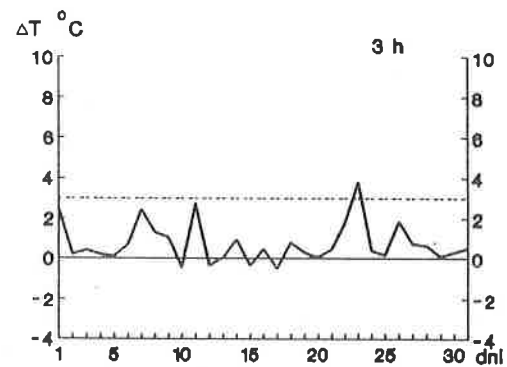
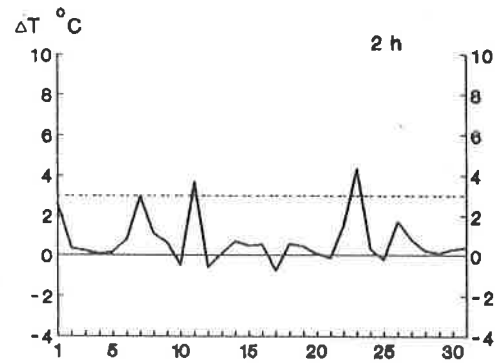
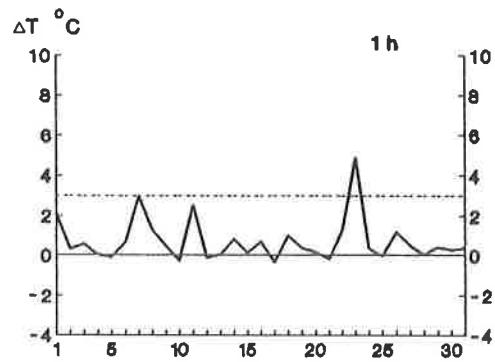


Rys. 142. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (28–30 października 1992 r.).

The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in autumn (28–30 October 1992).

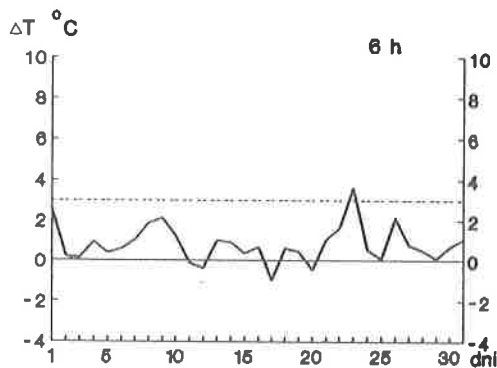
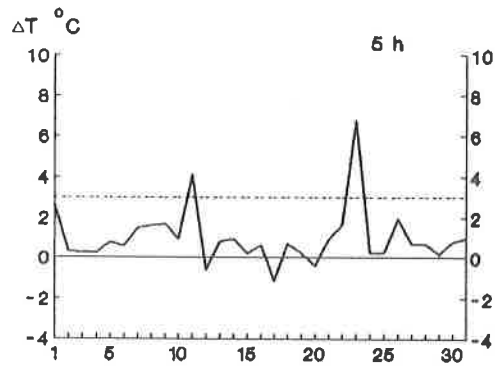
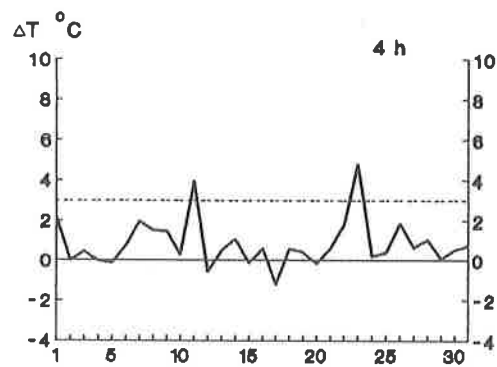


Rys. 143. Zmiany dobowe różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (31 października 1992 r.).
 The course of daily changes of air temperature differences (ΔT) between the centre and the surroundings of Warsaw in autumn (31 October 1992).

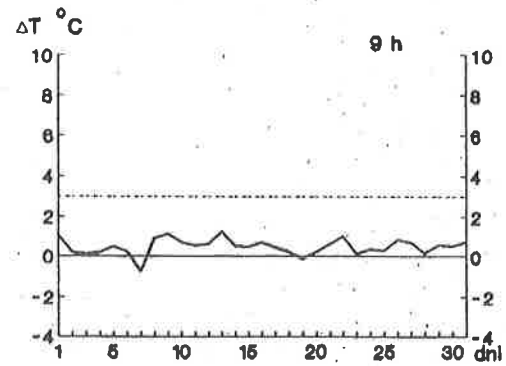
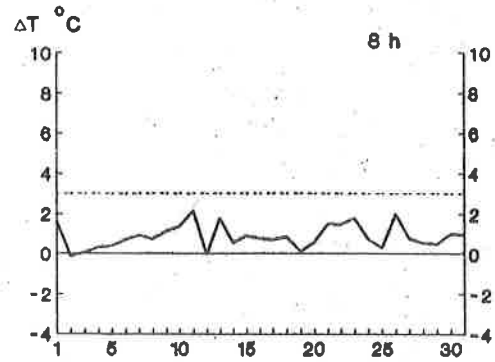
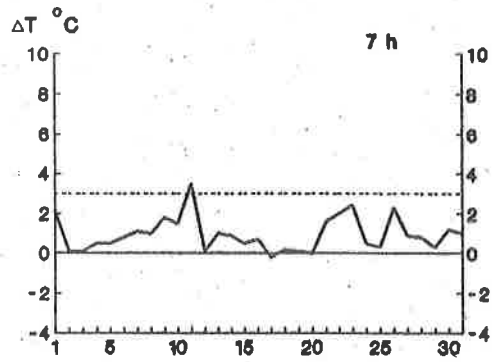


Rys. 144. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (godz. 1-3, styczeń 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in winter (1-3 h, January 1992).

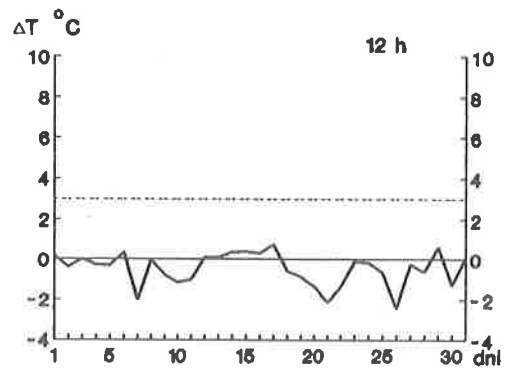
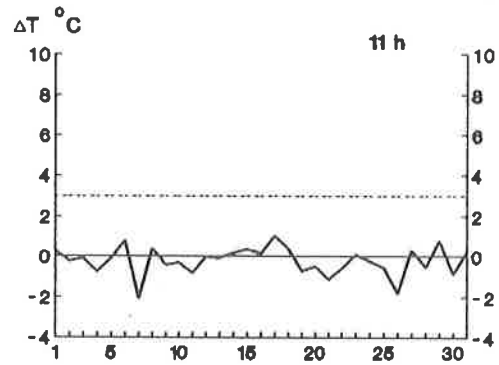
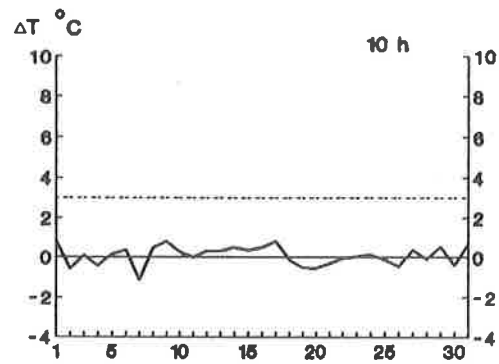


Rys. 145. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (godz. 4–6, styczeń 1992).
 Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in winter (4–6 h, January 1992).



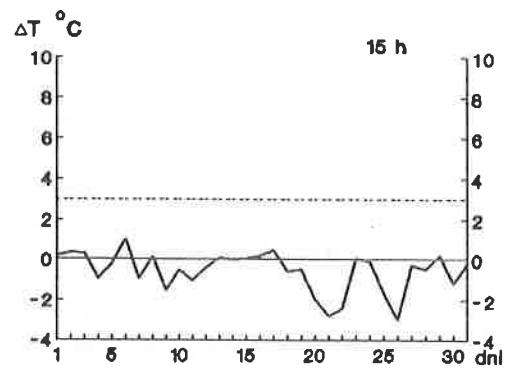
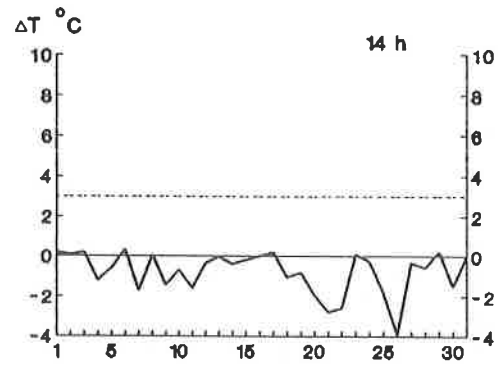
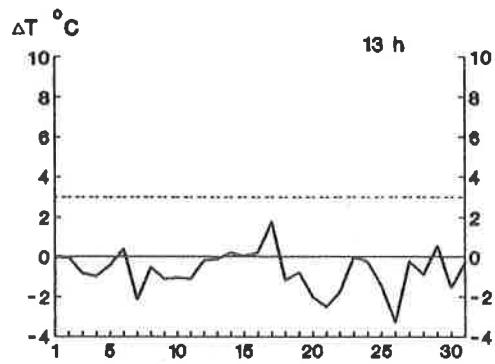
Rys. 146. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (godz. 7-9, styczeń 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in winter (7-9 h, January 1992).

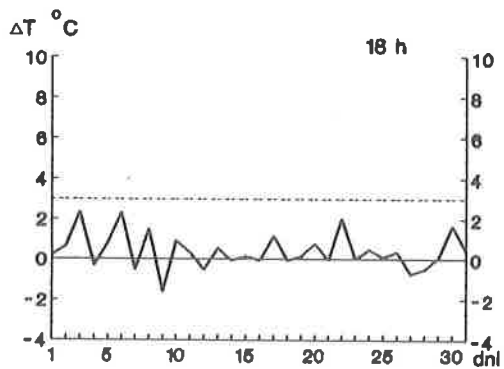
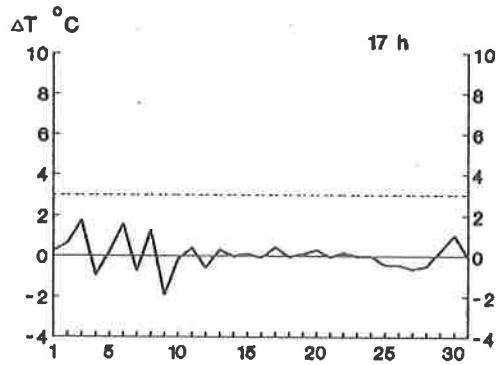
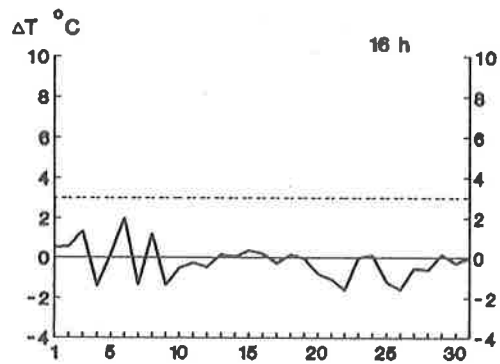


Rys. 147. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (godz. 10-12, styczeń 1992).

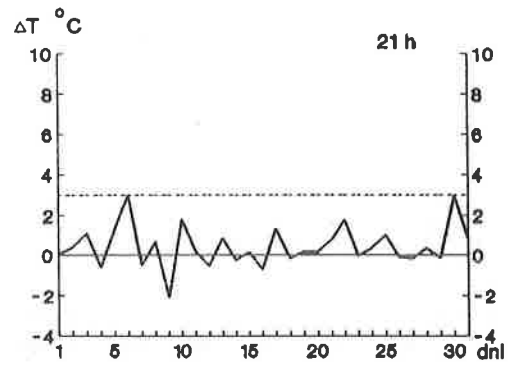
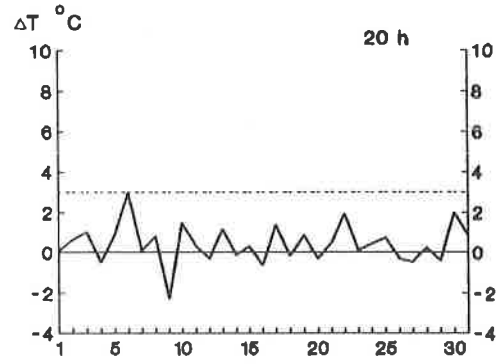
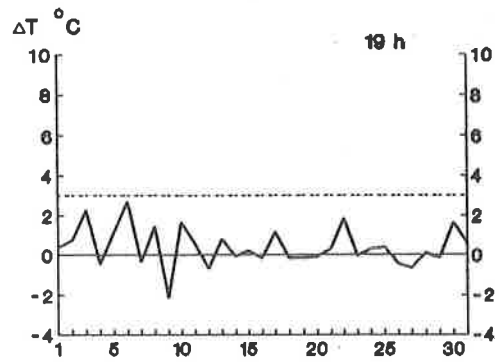
Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in winter (10-12 h, January 1992).



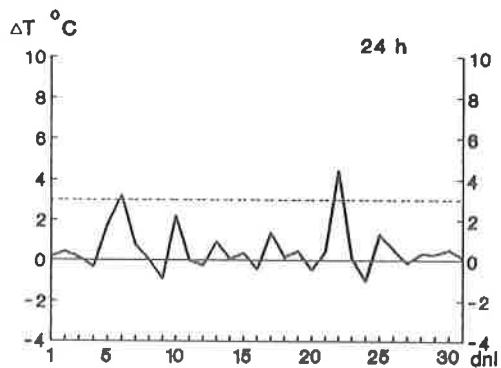
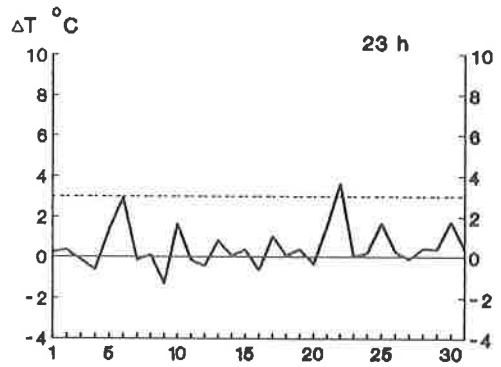
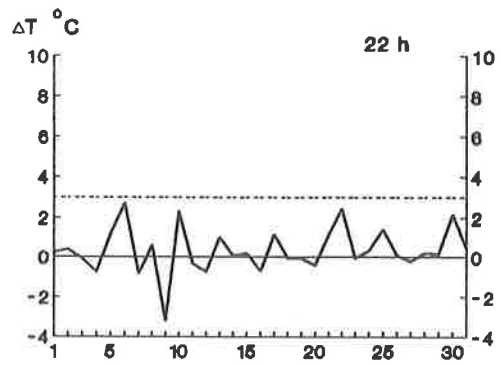
Rys. 148. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (godz. 13–15, styczeń 1992).
 Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in winter (13–15 h, January 1992).



Rys. 149. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (godz. 16–18, styczeń 1992).
 Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in winter (16–18 h, January 1992).

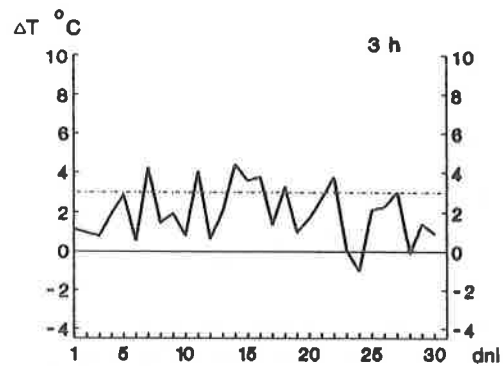
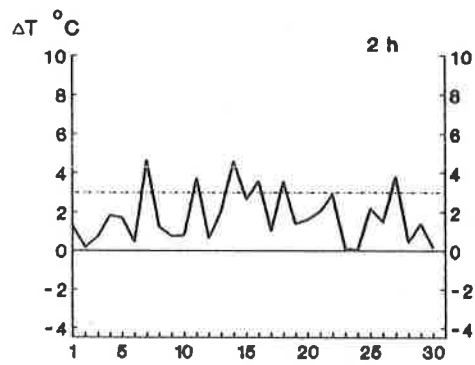
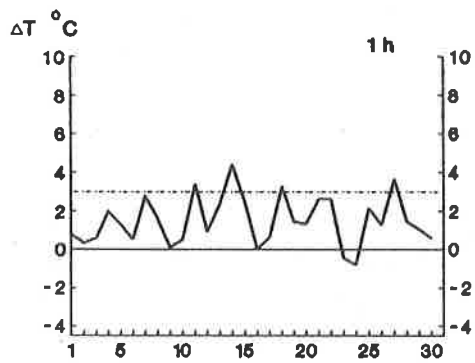


Rys. 150. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (godz. 19–21, styczeń 1992).
 Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in winter (19–21 h, January 1992).



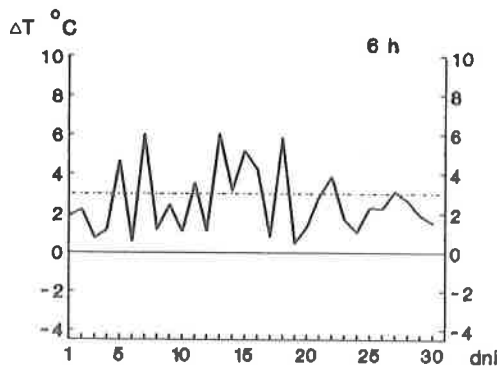
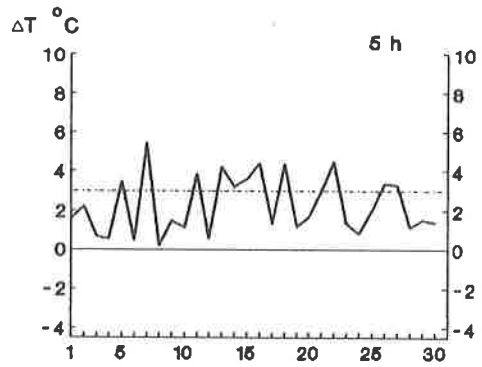
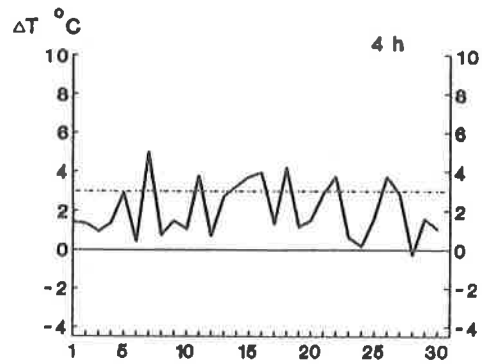
Rys. 151. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w zimie (godz. 22–24, styczeń 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in winter (22–24 h, January 1992).



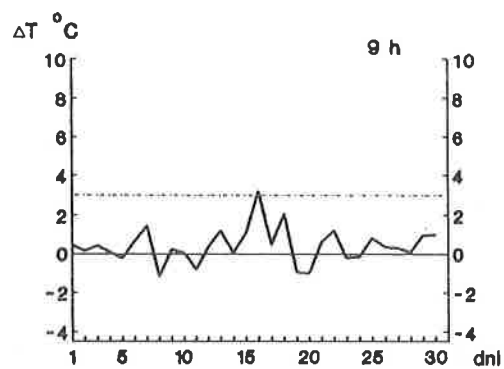
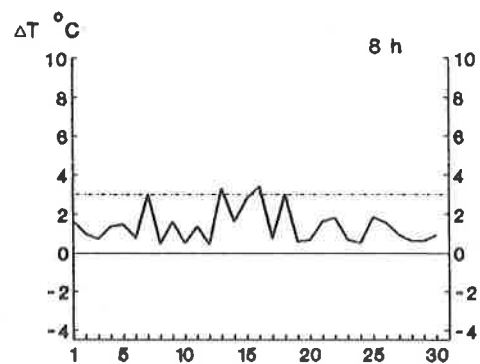
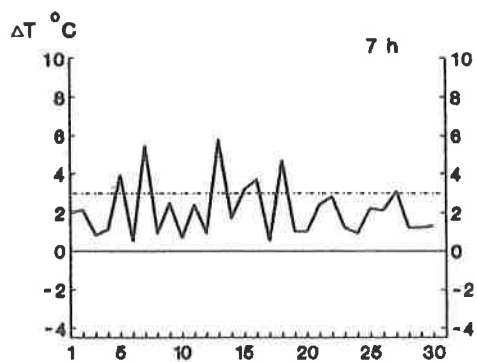
Rys. 152. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (godz. 1-3, kwiecień 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in spring (1-3 h, April 1992).



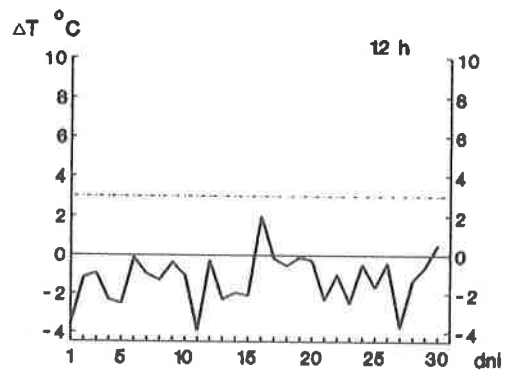
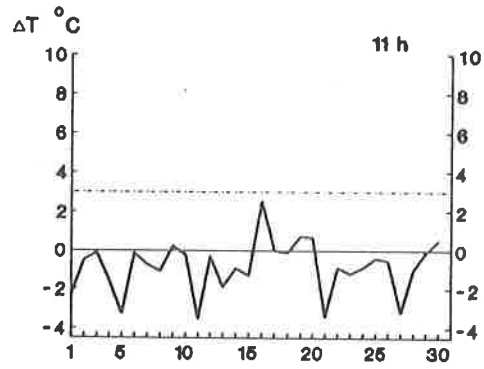
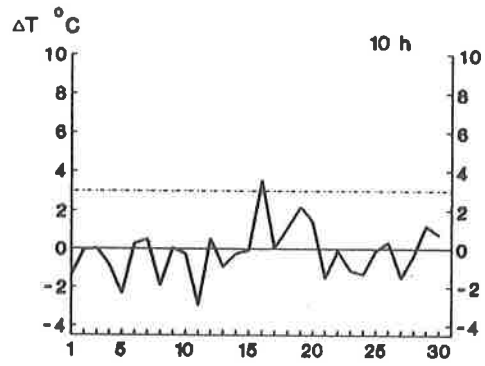
Rys. 153. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (godz. 4–6, kwiecień 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in spring (4–6 h, April 1992).



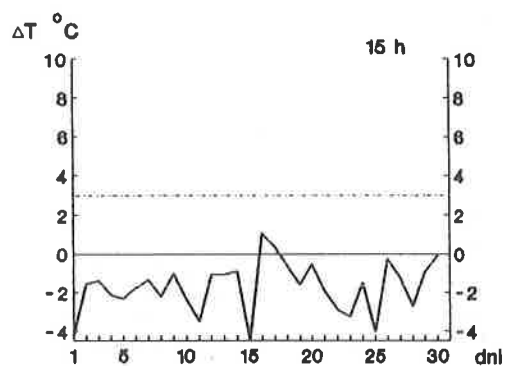
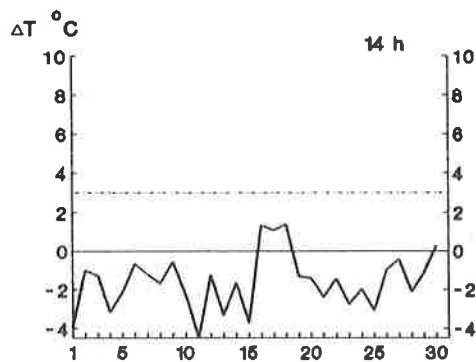
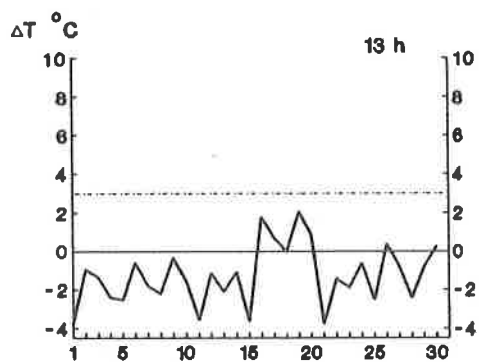
Rys. 154. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (godz. 7–9, kwiecień 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in spring (7–9 h, April 1992).

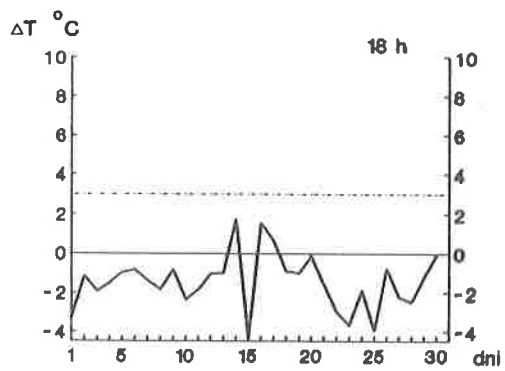
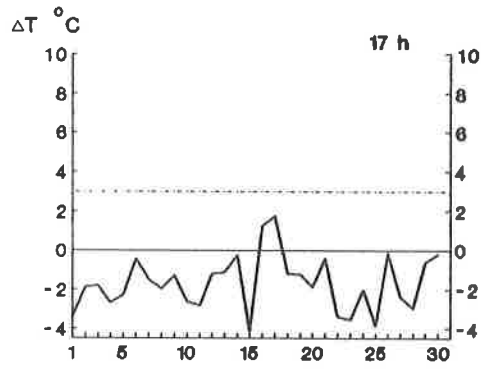
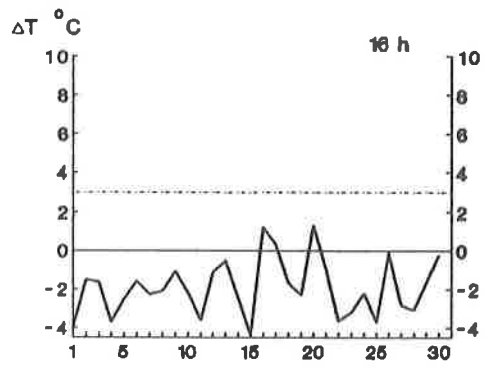


Rys. 155. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (godz. 10–12, kwiecień 1992).

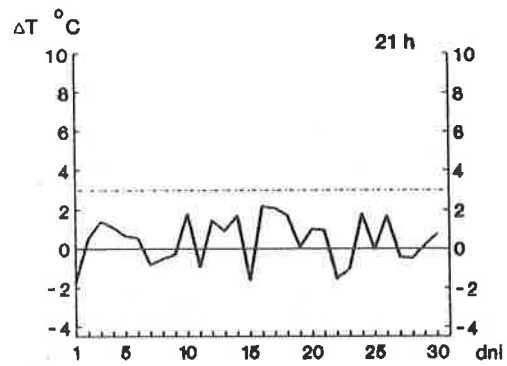
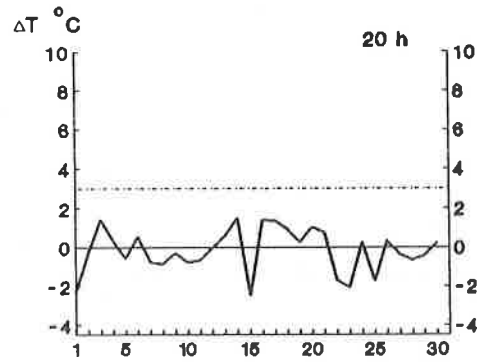
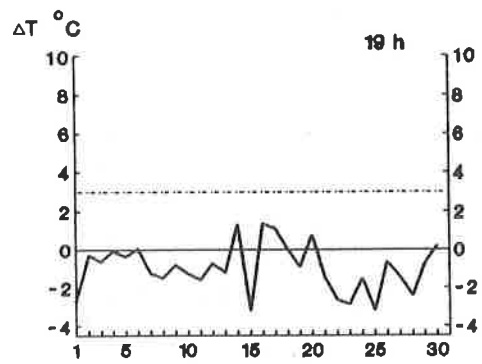
Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in spring (10–12 h, April 1992).



Rys. 156. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (godz. 13–15, kwiecień 1992).
 Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in spring (13–15 h, April 1992).

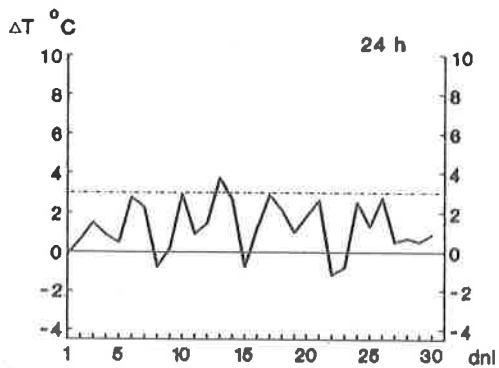
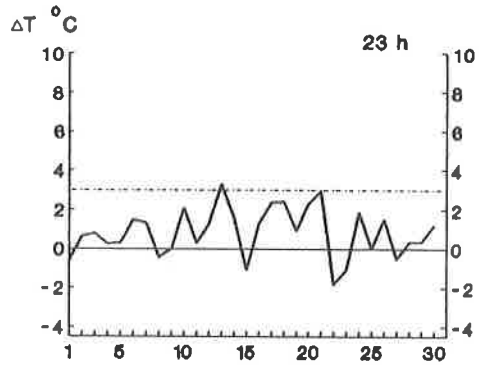
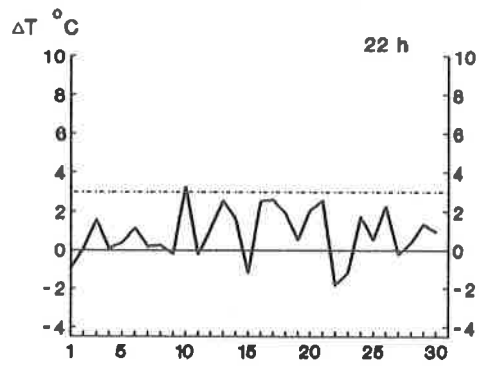


Rys. 157. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (godz. 16–18, kwiecień 1992).
 Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in spring (16–18 h, April 1992).



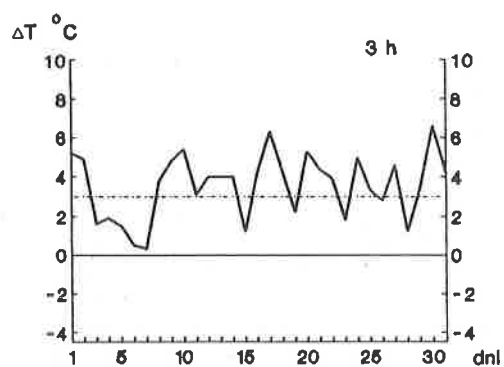
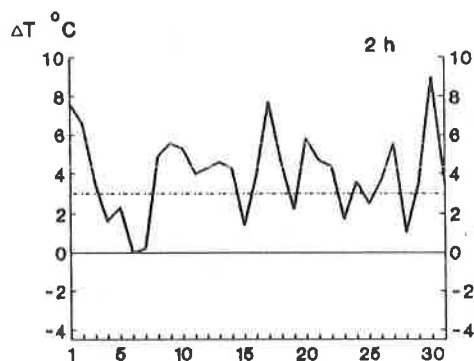
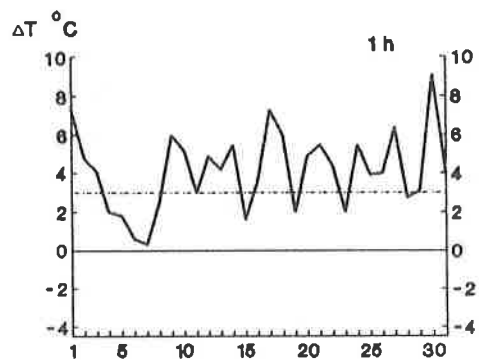
Rys. 158. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (godz. 19–21, kwiecień 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in spring (19–21 h, April 1992).



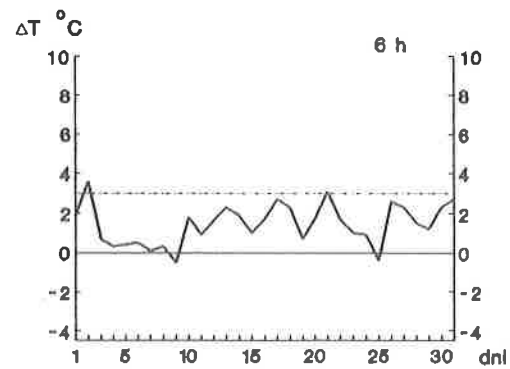
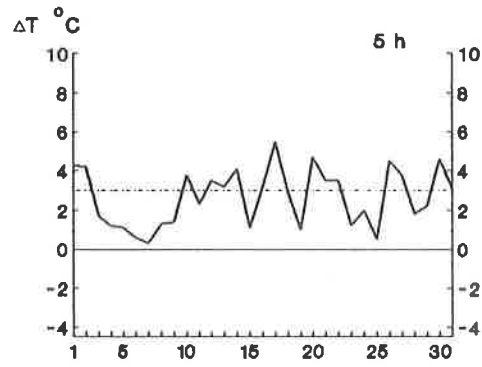
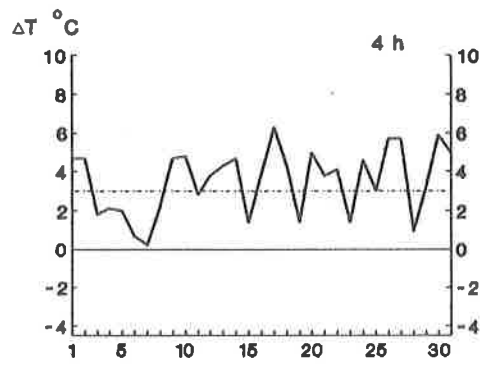
Rys. 159. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) na wiosnę (godz. 22–24, kwiecień 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in spring (22–24 h, April 1992).



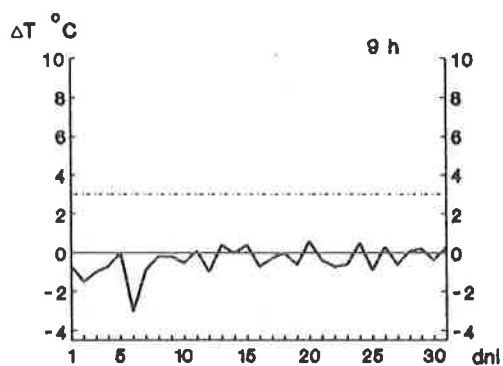
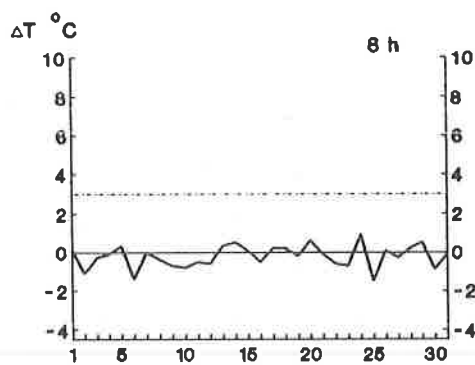
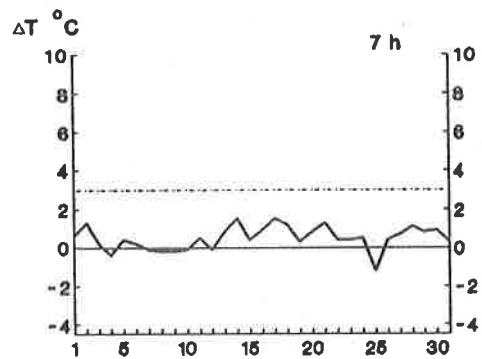
Rys. 160. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (godz. 1-3, lipiec 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in summer (1-3 h, July 1992).



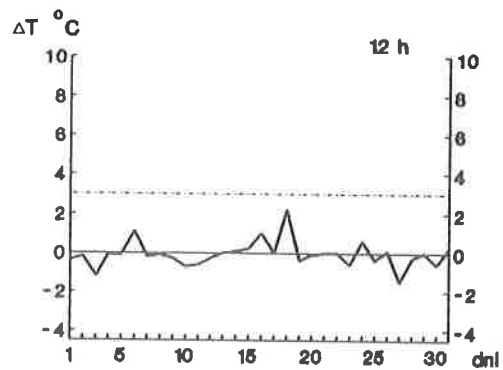
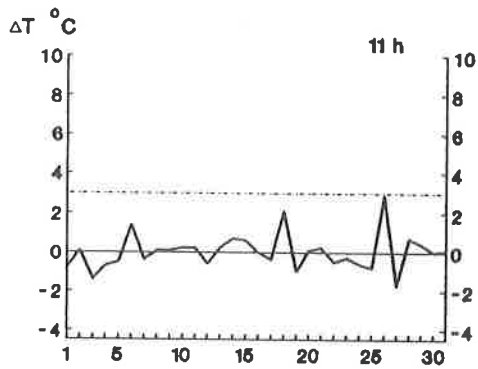
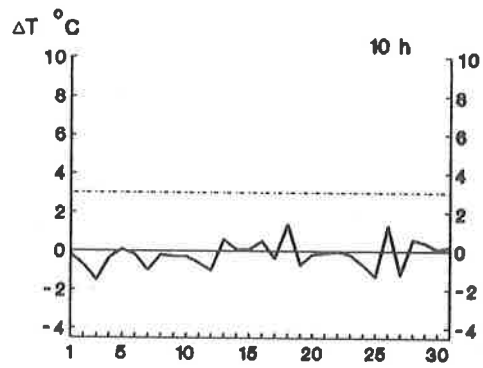
Rys. 161. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (godz. 4–6, lipiec 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in summer (4–6 h, July 1992).



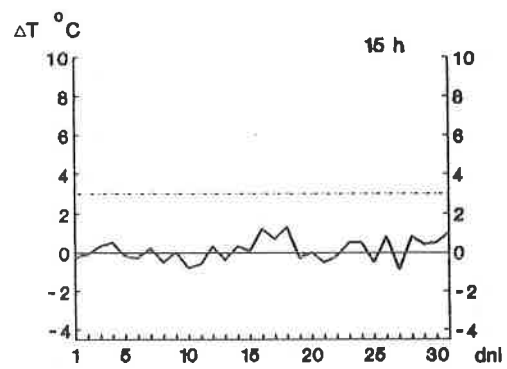
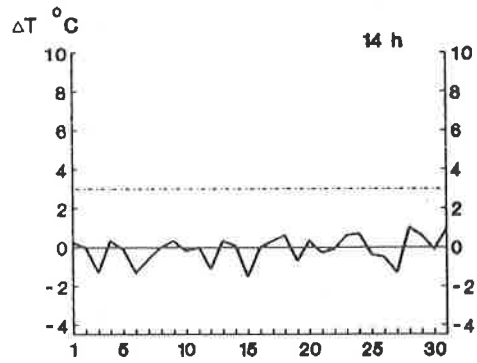
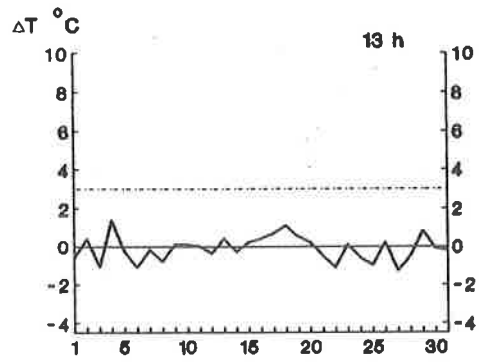
Rys. 162. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (godz. 7–9, lipiec 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in summer (7–9 h, July 1992).



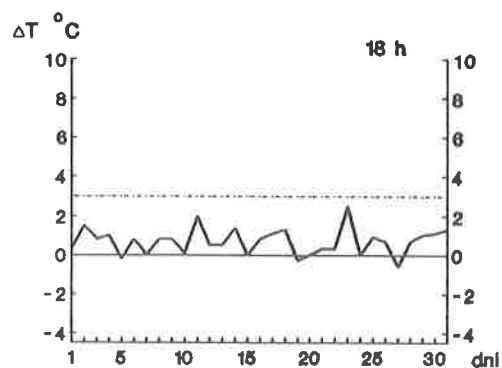
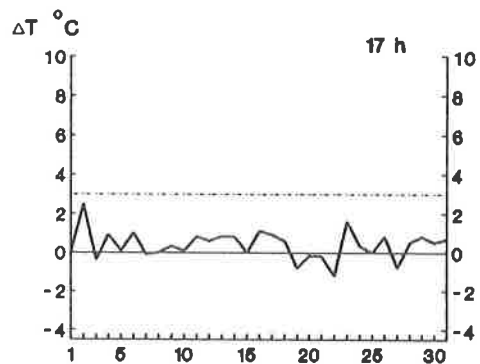
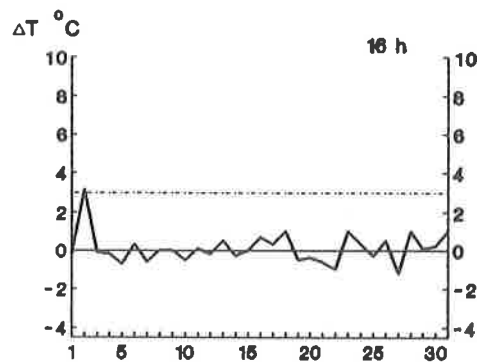
Rys. 163. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (godz. 10–12, lipiec 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in summer (10–12 h, July 1992).



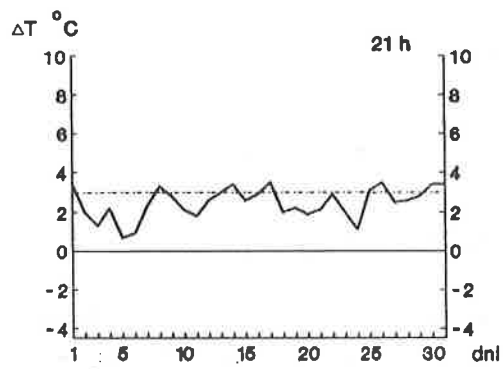
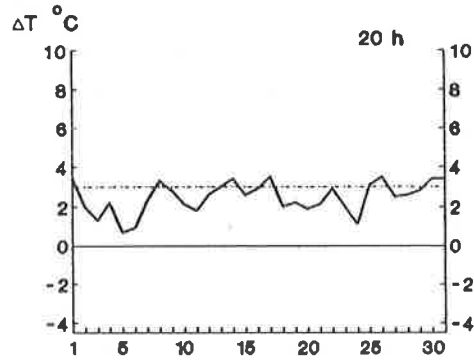
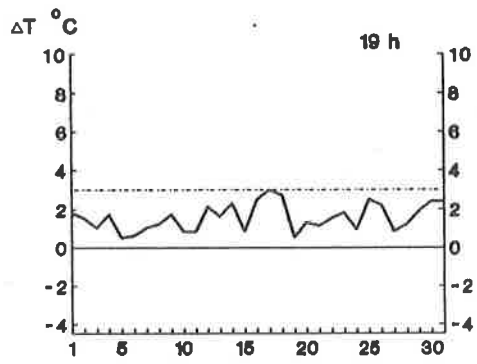
Rys. 164. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (godz. 13–15, lipiec 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in summer (13–15 h, July 1992).



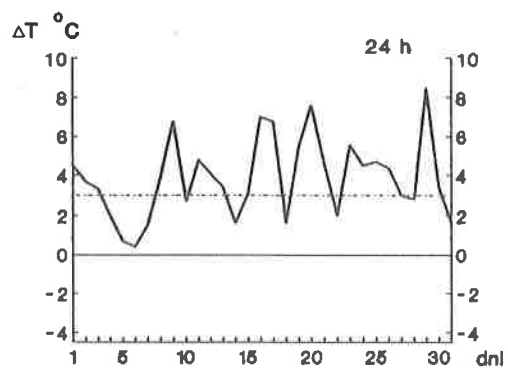
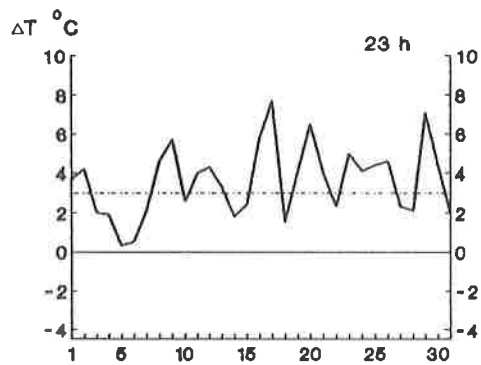
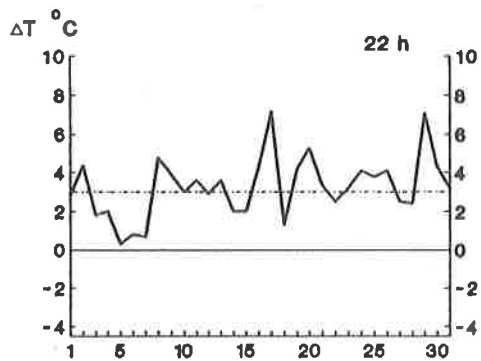
Rys. 165. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (godz. 16–18, lipiec 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in summer (16–18 h, July 1992).

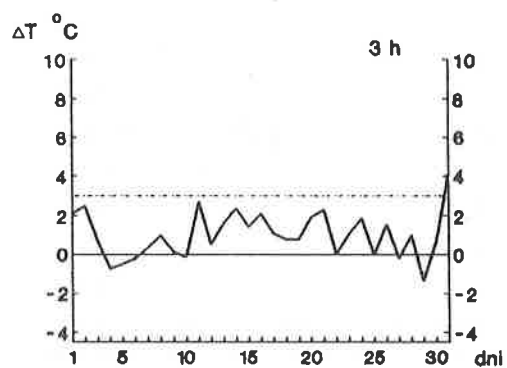
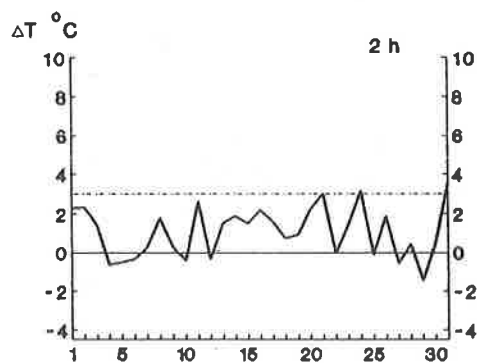
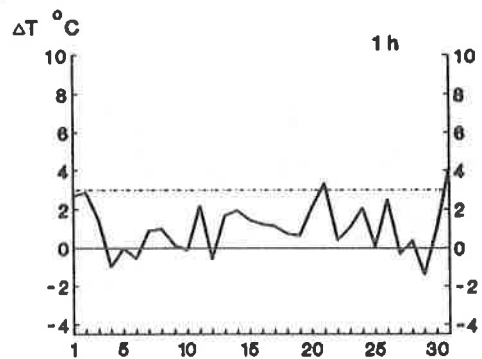


Rys. 166. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (godz. 19–21, lipiec 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in summer (19–21 h, July 1992).

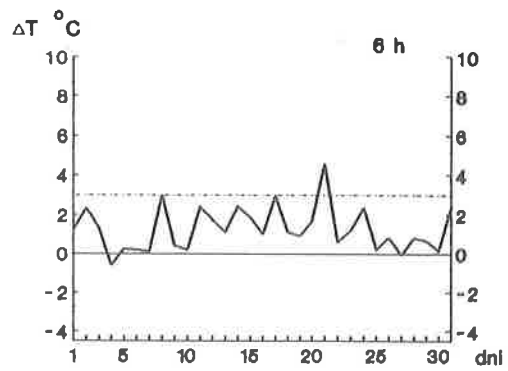
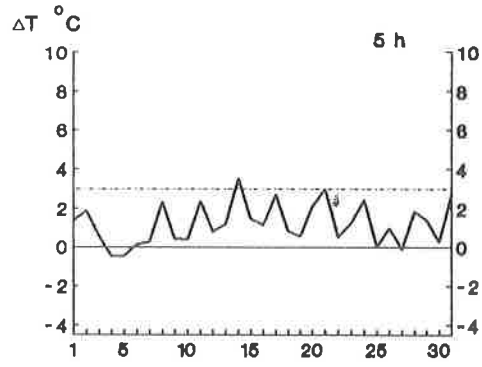
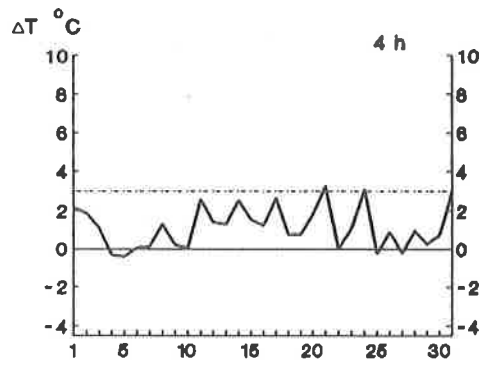


Rys. 167. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w lecie (godz. 22–24, lipiec 1992).
 Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in summer (22–24 h, July 1992).



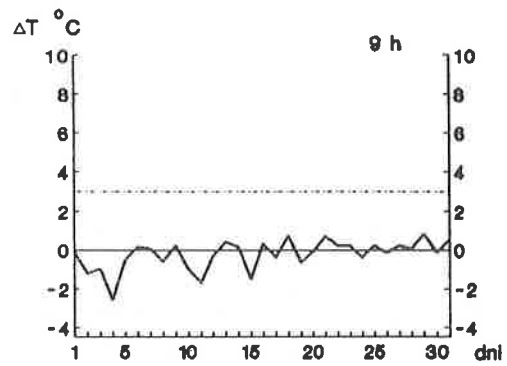
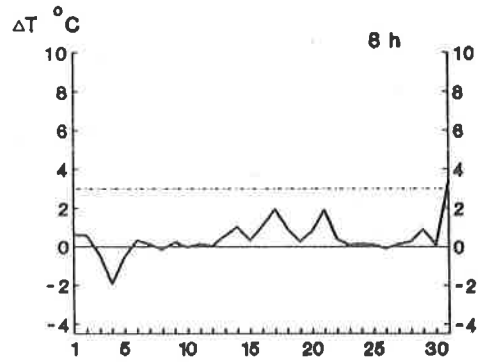
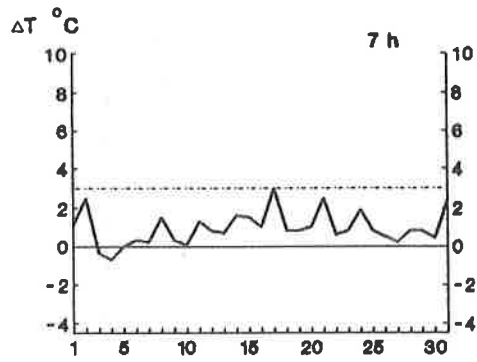
Rys. 168. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (godz. 1-3, październik 1992).

Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in autumn (1-3 h, October 1992).

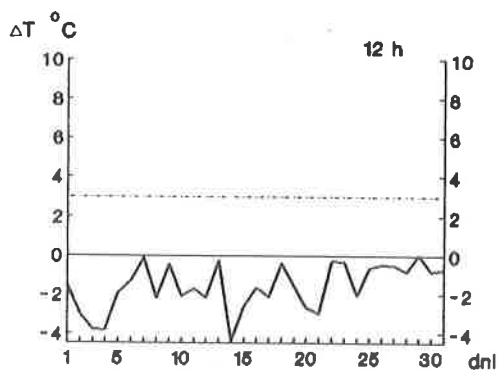
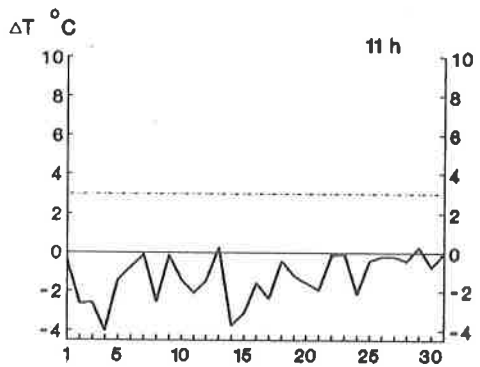
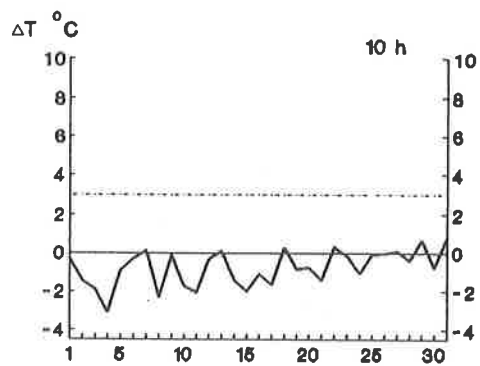


Rys. 169. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (godz. 4–6, październik 1992).

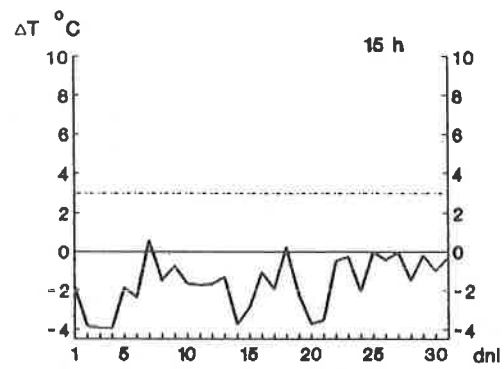
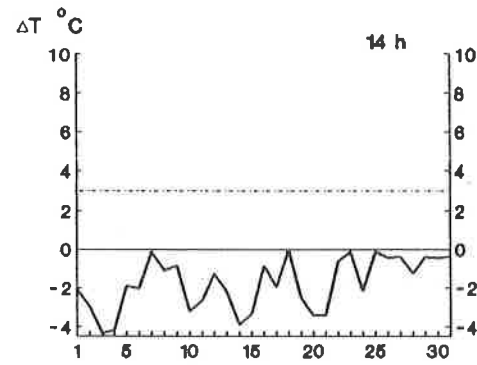
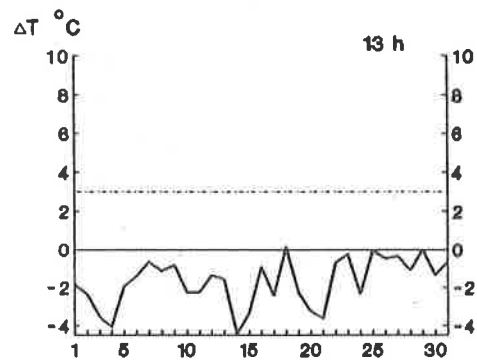
Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in autumn (4–6 h, October 1992).



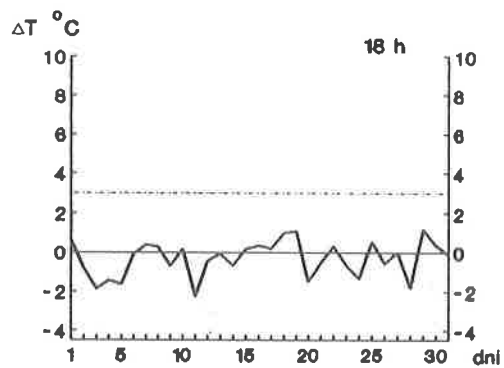
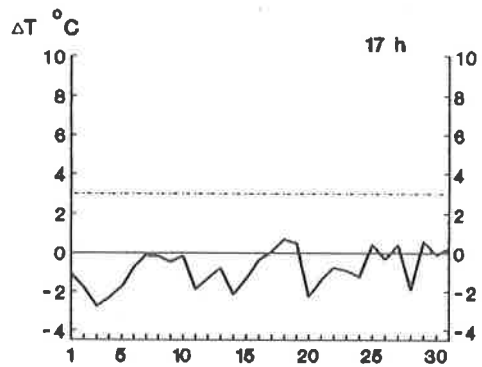
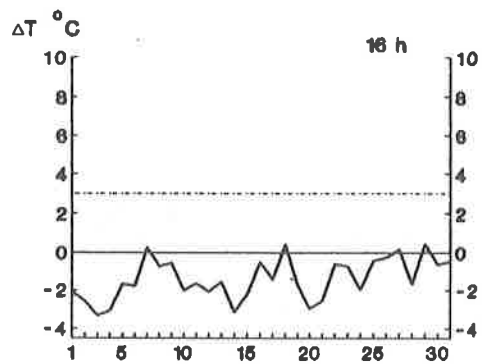
Rys. 170. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (godz. 7–9, październik 1992).
 Variability differences of air temperature between the city center and the surroundings in autumn (7–9 h, October 1992).



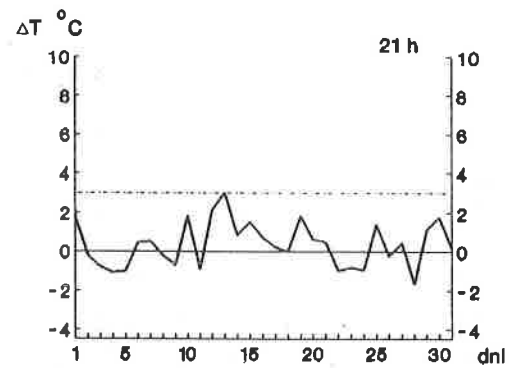
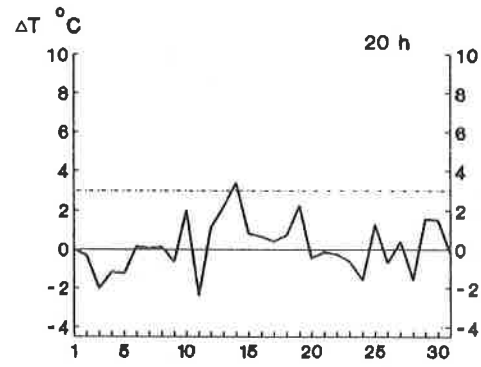
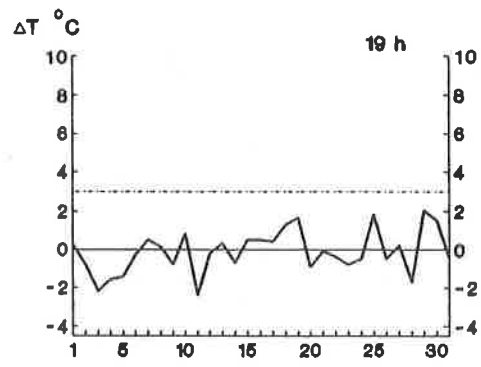
Rys. 171. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (godz. 10–12, październik 1992).
 Variability differences of air temperature between the city center and its surroundings in autumn (10–12 h, October 1992).



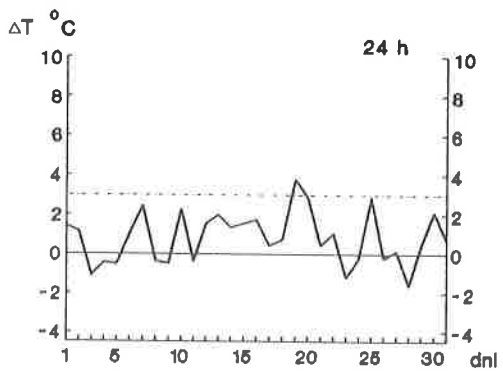
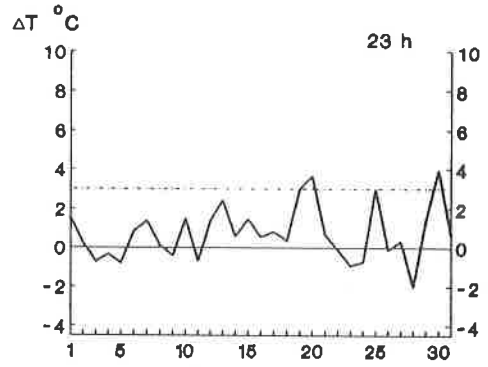
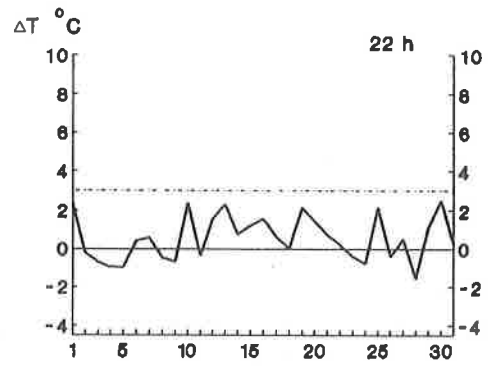
Rys. 172. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (godz. 13–15, październik 1992).
 Variability differences of air temperature between the city center and its surroundings in autumn (13–15 h, October 1992).



Rys. 173. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (godz. 16–18, październik 1992).
 Variability differences of air temperature between the city center and its surroundings in autumn (16–18 h, October 1992).

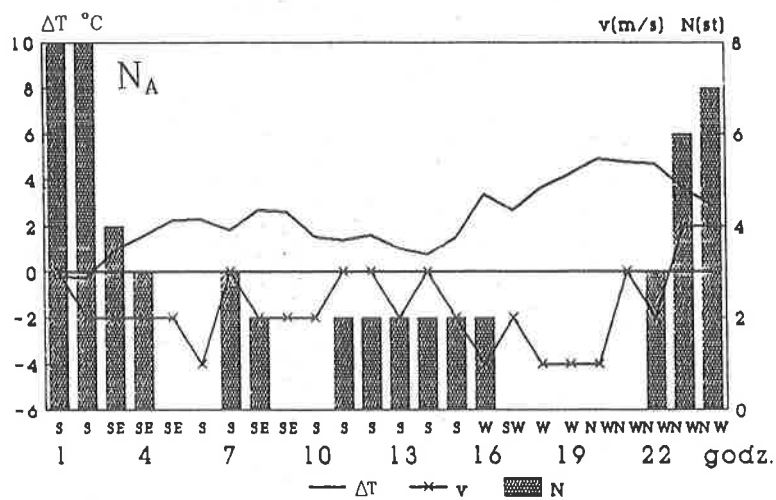


Rys. 174. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (godz. 19–21, październik 1992).
 Variability differences of air temperature between the city center and its surroundings in autumn (19–21 h, October 1992).

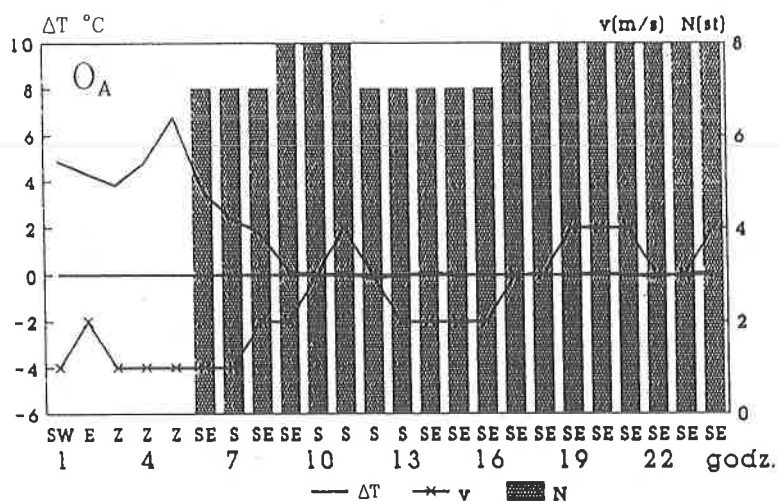


Rys. 175. Zmienność różnic temperatury powietrza (ΔT) między śródmieściem Warszawy (Uniwersytet) i peryferiami (Okęcie) w jesieni (godz. 22–24, październik 1992).
 Variability differences of air temperature between the city center and its surroundings in autumn (22–24 h, October 1992).

26 grudzień 1992 r.



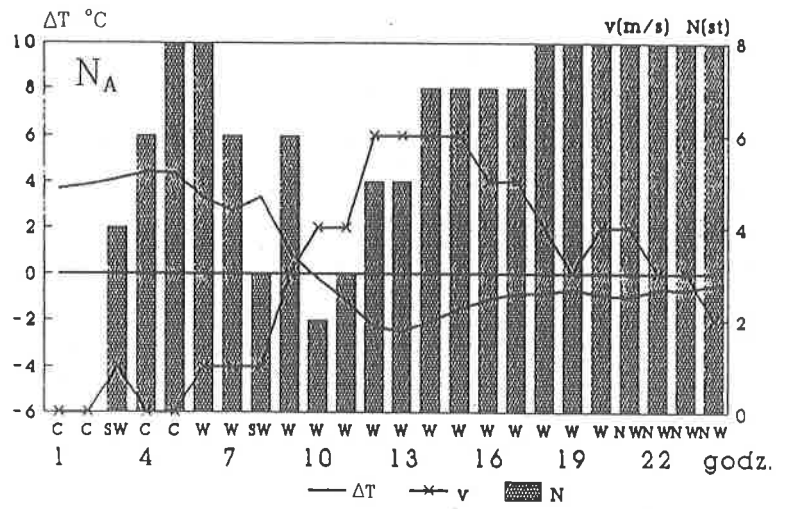
23 styczeń 1992 r.



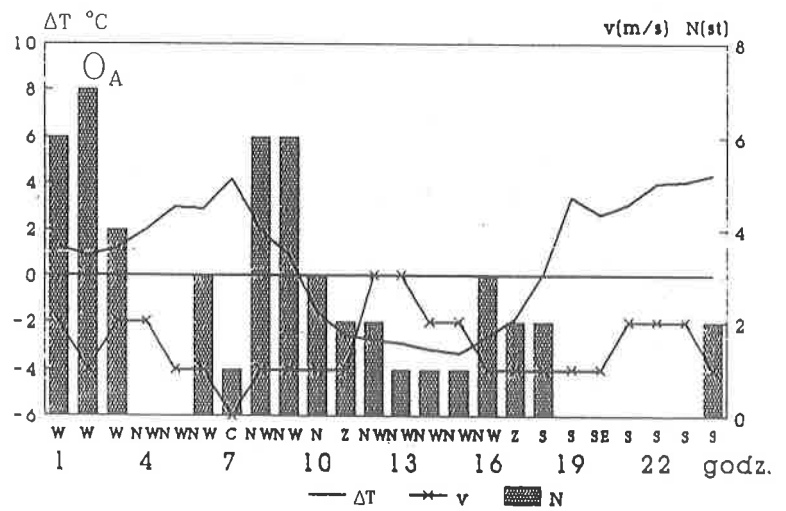
Rys. 176. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: kierunku i prędkości wiatru (v) oraz zachmurzenia (N) w dniach zimowych (26 grudzień i 23 styczeń 1992 r.).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" at Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Winter — 26 December, 23 January 1992.

20 luty 1992 r.



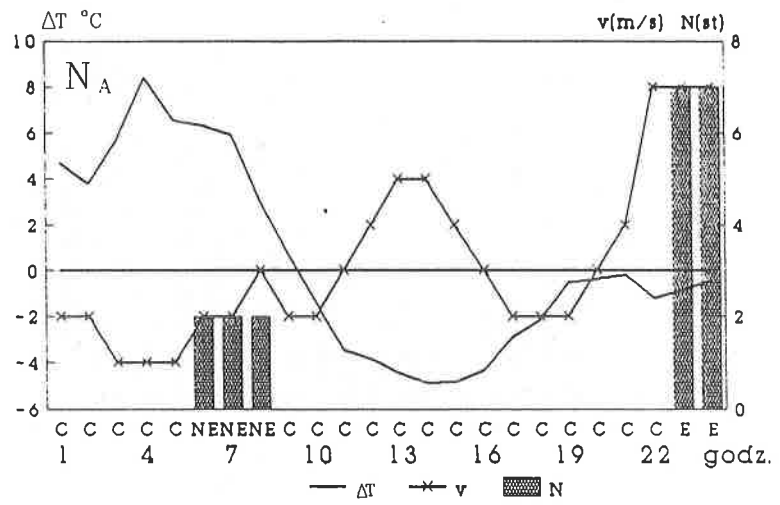
26 luty 1992 r.



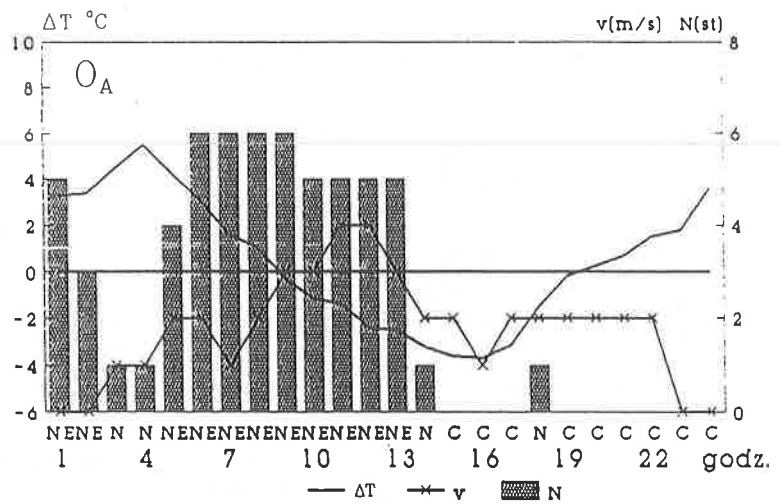
Rys. 177. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: kierunku i prędkości wiatru (v) oraz zachmurzenia (N) w dniach zimowych (20 i 26 luty 1992 r).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" at Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Winter — 20 and 26 February 1992.

2 marzec 1992 r.



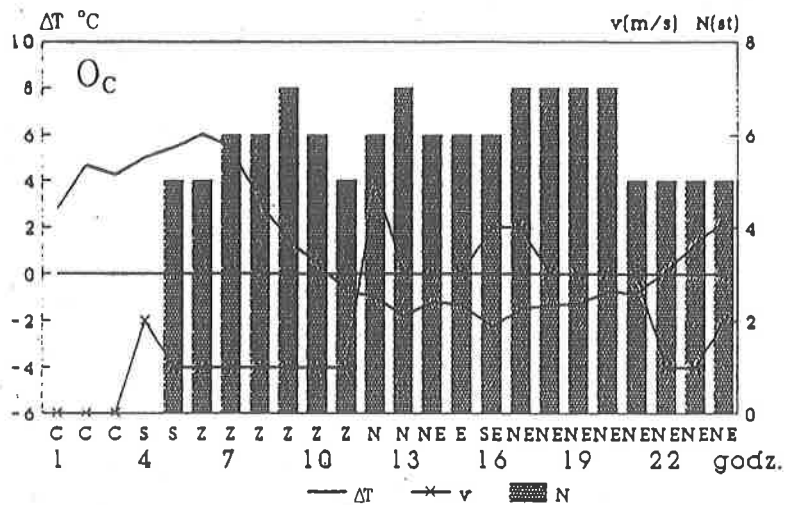
18 marzec 1992 r.



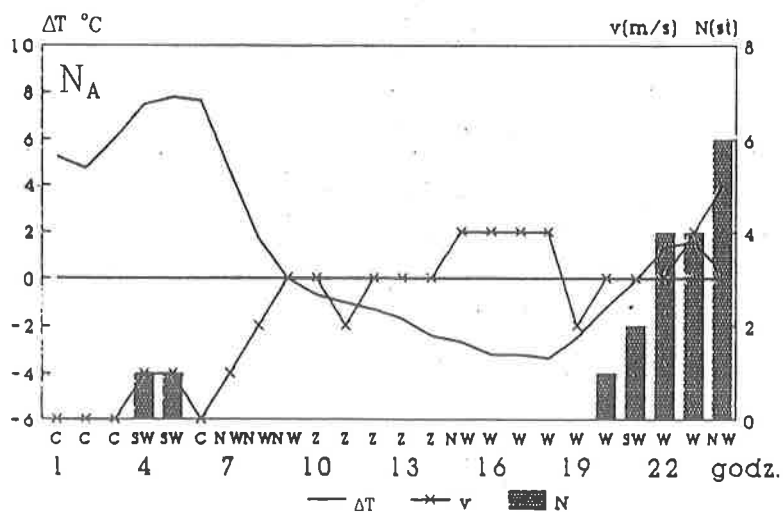
Rys. 178. Zmiany dobowe intensywności średniej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: kierunku i prędkości wiatru (v) oraz zachmurzenia (N) w dniach wiosennych (2 i 18 marzec 1992 r.).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" at Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Spring — 2 and 18 Marz 1992.

7 kwiecień 1992 r.



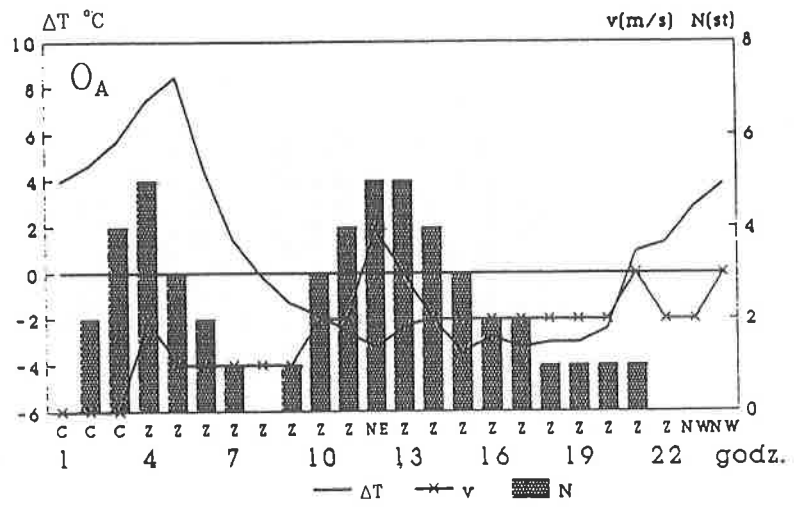
16 maj 1992 r.



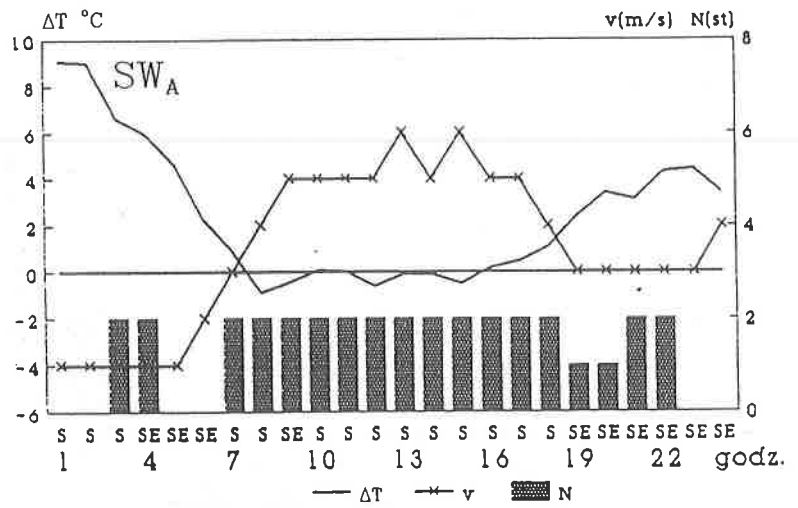
Rys. 179. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: kierunku i prędkości wiatru (v) oraz zachmurzenia (N) w dniach wiosennych (7 kwiecień i 16 maj 1992 r.).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" at Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Spring — 7 April and 16 May 1992.

27 czerwiec 1992 r.



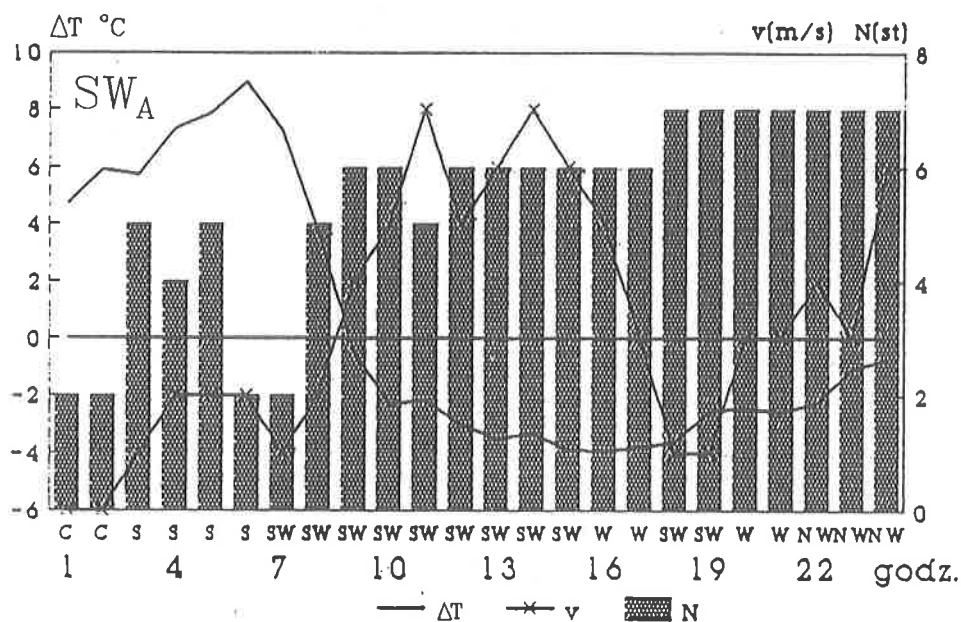
30 lipiec 1992 r.



Rys. 180. Zmiany dobowe intensywności średmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: kierunku i prędkości wiatru (v) oraz zachmurzenia (N) w dniach letnich (27 czerwiec i 30 lipiec 1992 r).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" at Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Summer — 27 June and 30 July 1992.

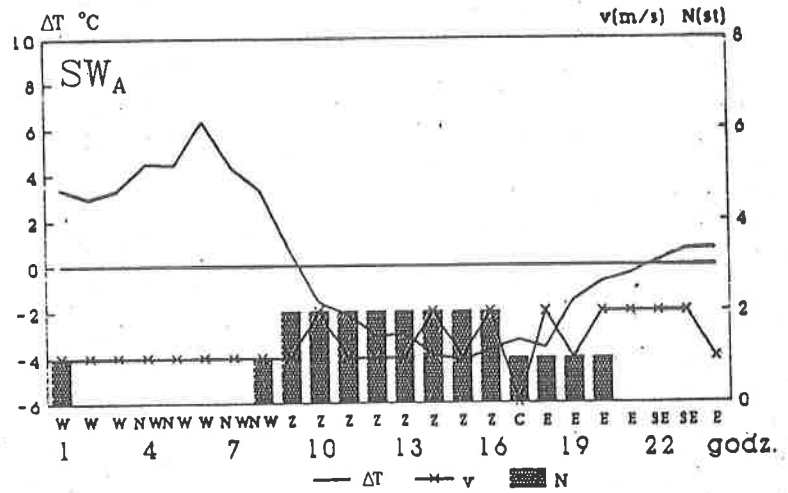
17 sierpień 1992 r.



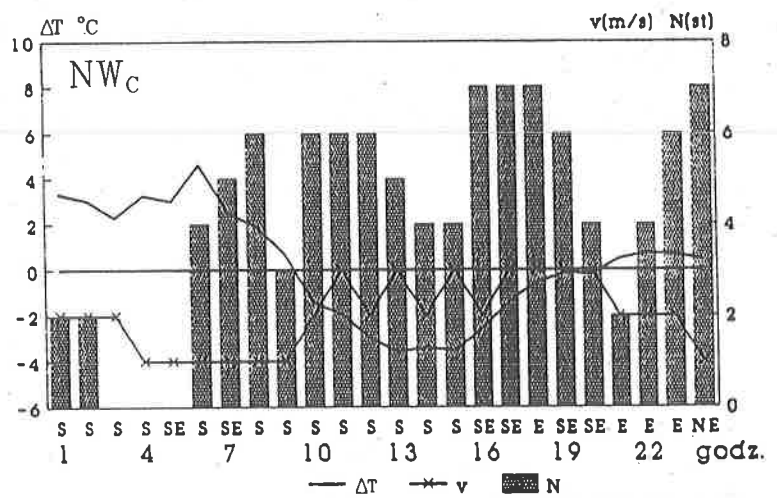
Rys. 181. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: kierunku i prędkości wiatru (v) oraz zachmurzenia (N) w dniu letnim (17 sierpień 1992 r).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" at Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Summer — 17 August 1992.

10 wrzesień 1992 r.



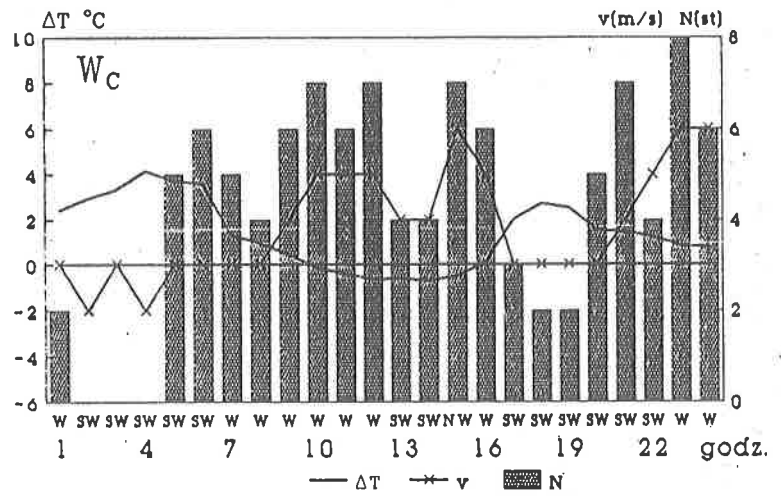
21 październik 1992 r.



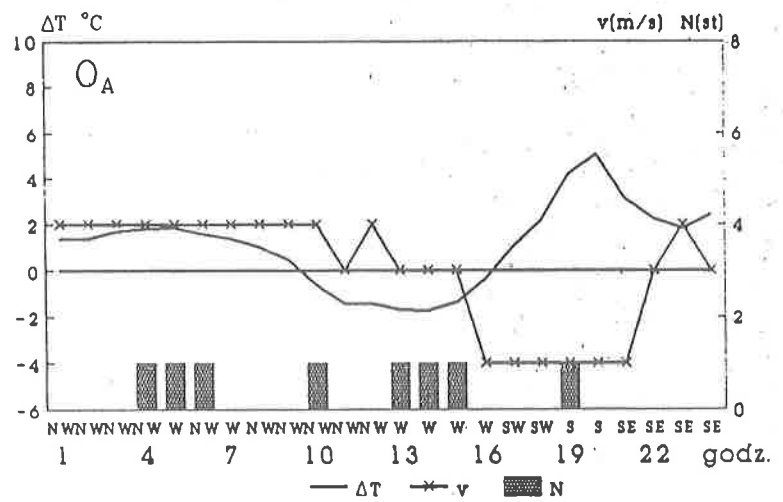
Rys. 182. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: kierunku i prędkości wiatru (v) oraz zachmurzenia (N) w dniach jesiennych (10 wrzesień i 21 październik 1992 r.).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" at Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Autumn — 10 September and 21 October 1992.

4 listopad 1992 r.

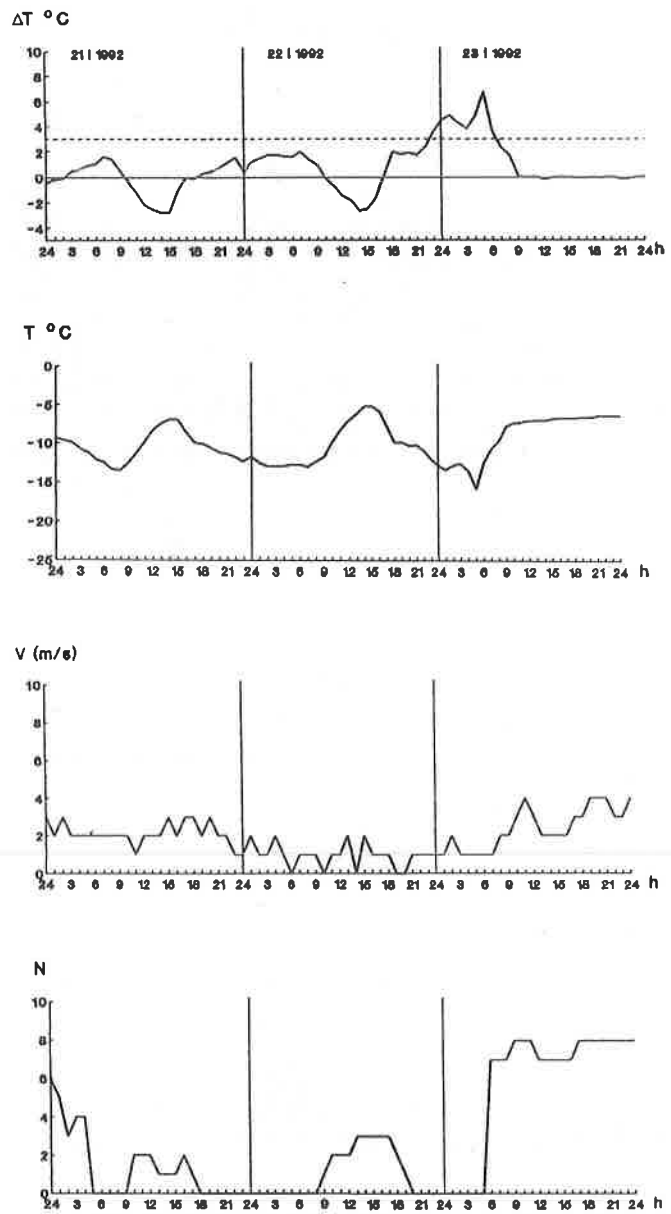


9 listopad 1992 r.



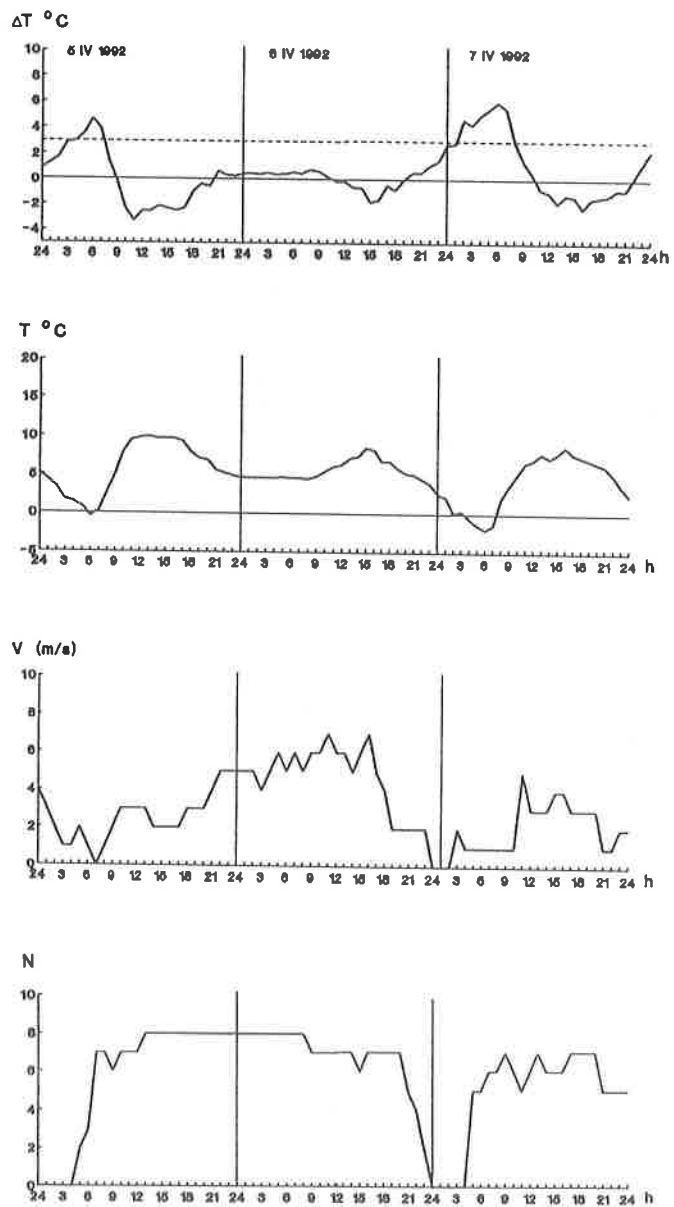
Rys. 183. Zmiany dobowe intensywności ΔT w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: kierunku i prędkości wiatru (v) oraz zachmurzenia (N) w dniach jesiennych (4 i 9 listopada 1992 r.).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" at Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Autumn — 4 and 9 November 1992.

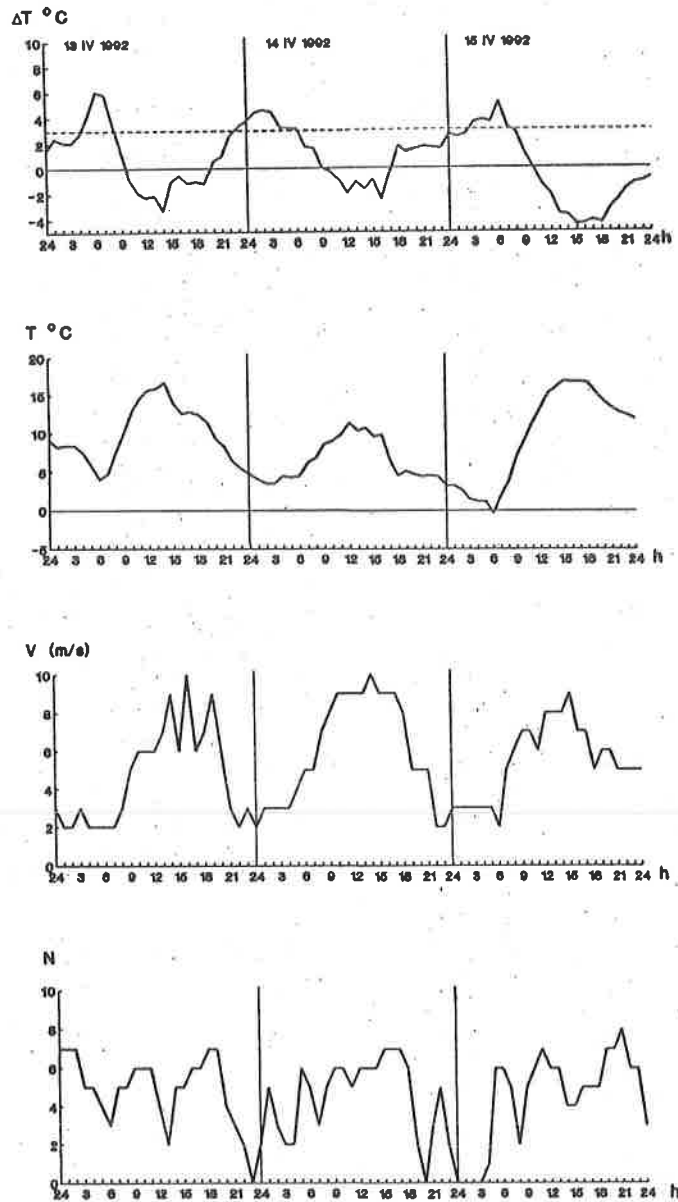


Rys. 184. Zmiany dobowe intensywności średniej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: T — temperatury powietrza, v — prędkości wiatru, N — zachmurzenia w dniach zimowych (od 21 stycznia do 23 stycznia 1992 r).

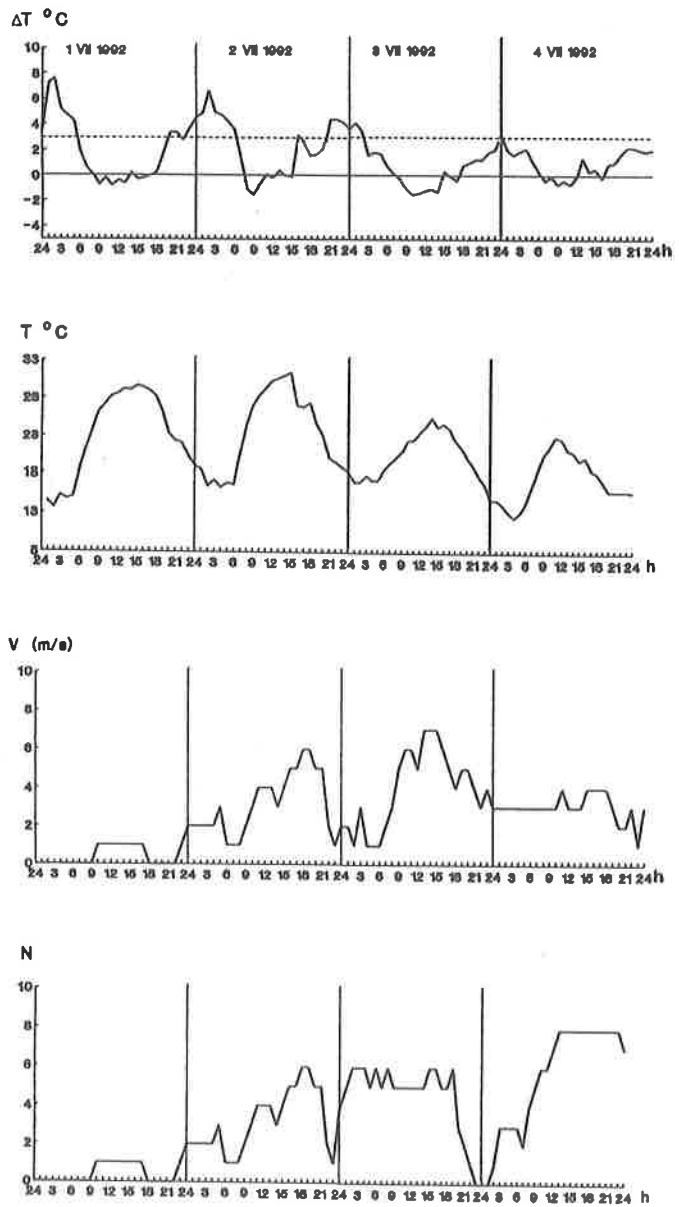
Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" at Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Winter — 21–23 January 1992.



Rys. 185. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: T — temperatury powietrza, v — prędkości wiatru, N — zachmurzenia w dniach wiosennych (od 5 do 7 kwietnia 1992 r).
Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" at Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Spring — 5-7 April 1992.

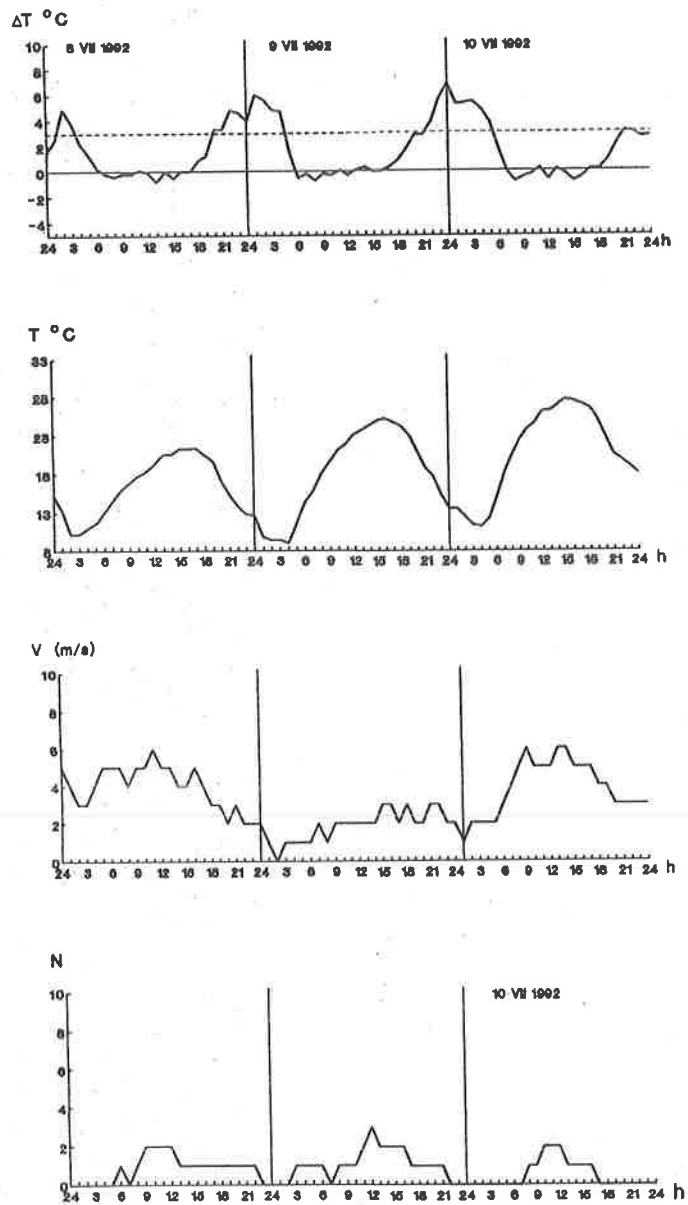


Rys. 186. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: T — temperatury powietrza, v — prędkości wiatru, N — zachmurzenia w dniach wiosennych (od 13 do 15 kwietnia 1992 r).
Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" in Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Spring — 13-15 April 1992.



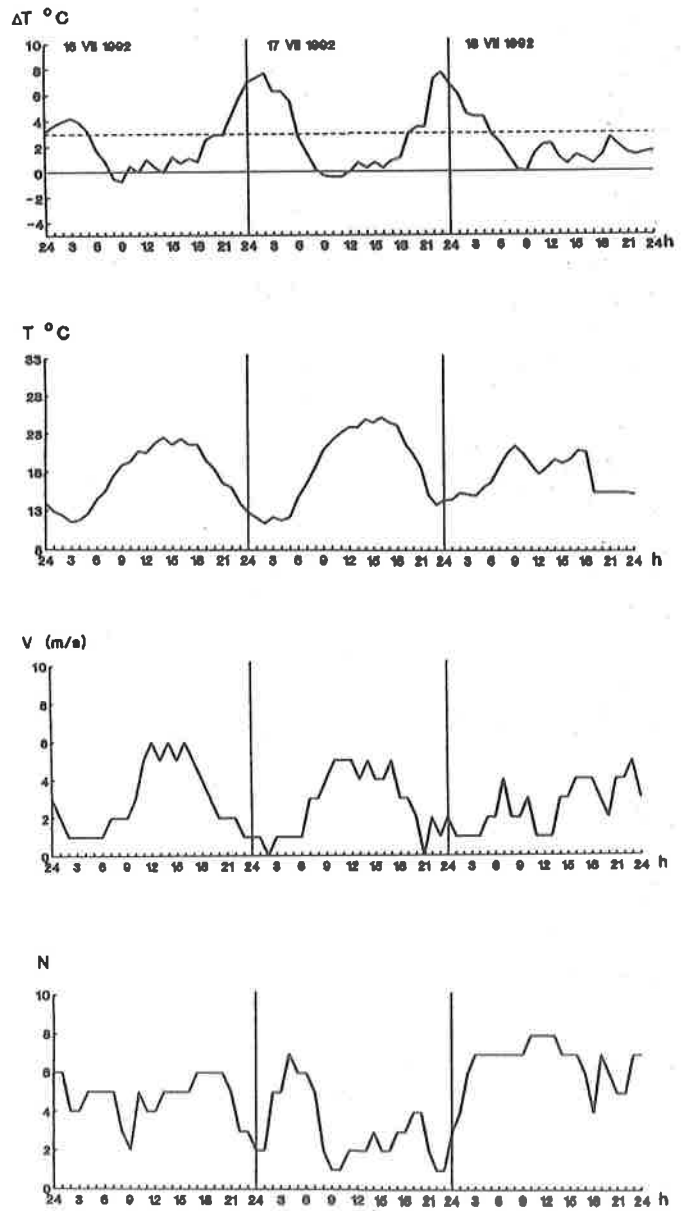
Rys. 187. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: T — temperatury powietrza, v — prędkości wiatru, N — zachmurzenia w dniach letnich (od 1 do 4 lipca 1992 r).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" in Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Summer — 1-4 July 1992.



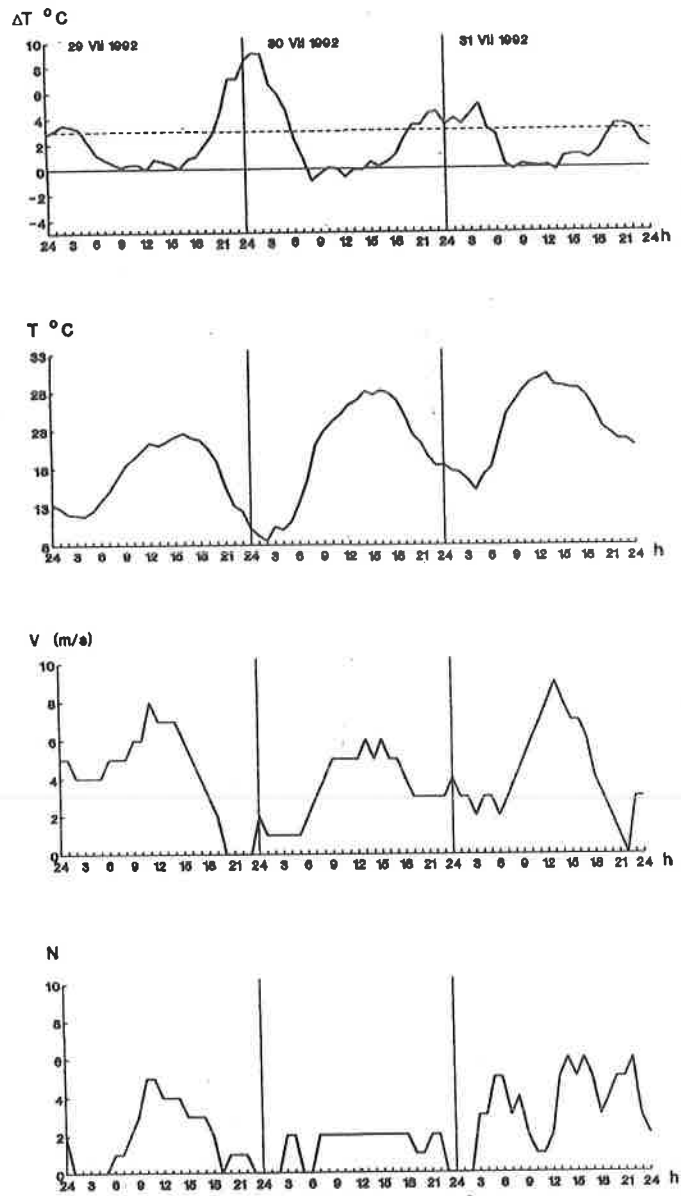
Rys. 188. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: T — temperatury powietrza, v — prędkości wiatru, N — zachmurzenia w dniach letnich (od 8 do 10 lipca 1992 r).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" in Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Summer — 8-10 July 1992.



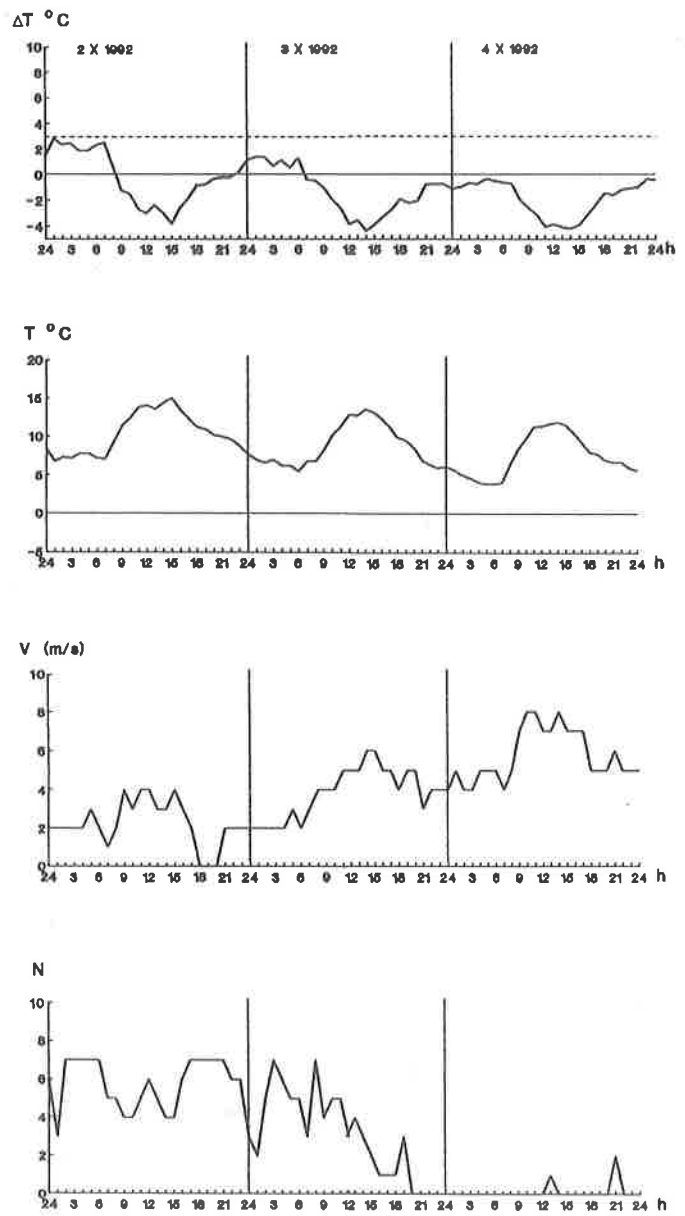
Rys. 189. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: T — temperatury powietrza, v — prędkości wiatru, N — zachmurzenia w dniach letnich (od 16 do 18 lipca 1992 r).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" in Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Summer — 16–18 July 1992.



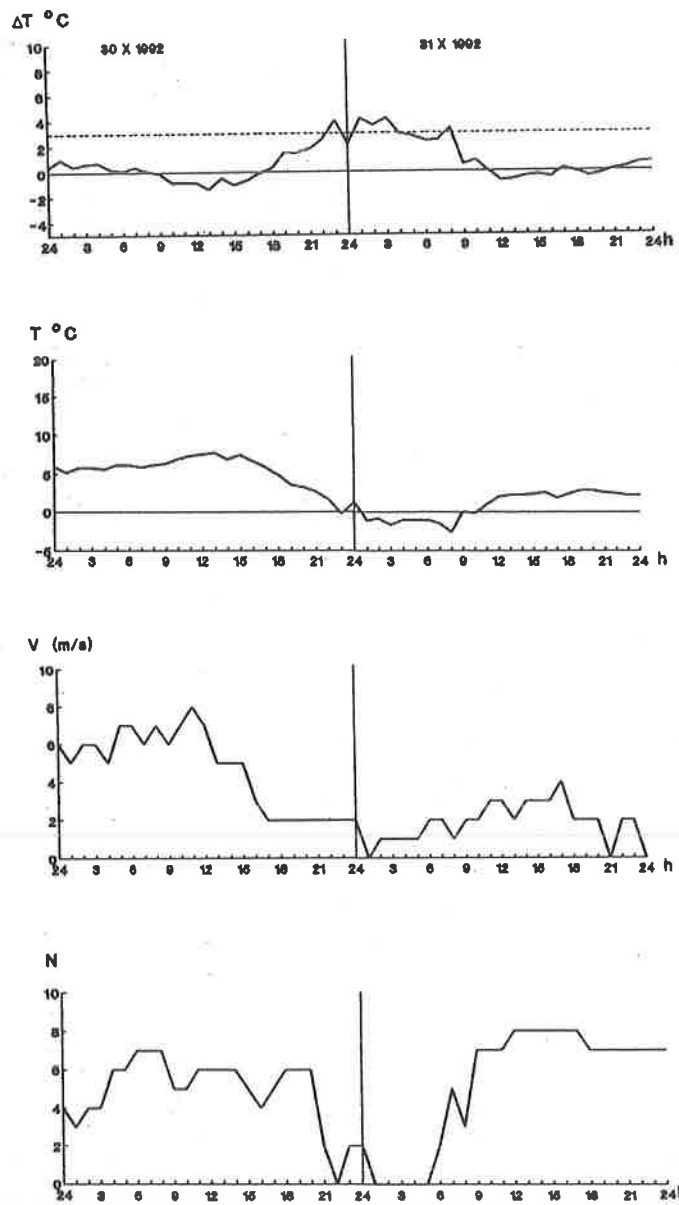
Rys. 190. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: T — temperatury powietrza, v — prędkości wiatru, N — zachmurzenia w dniach letnich (od 20 do 31 lipca 1992 r).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" at Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Summer — 20–31 July 1992.



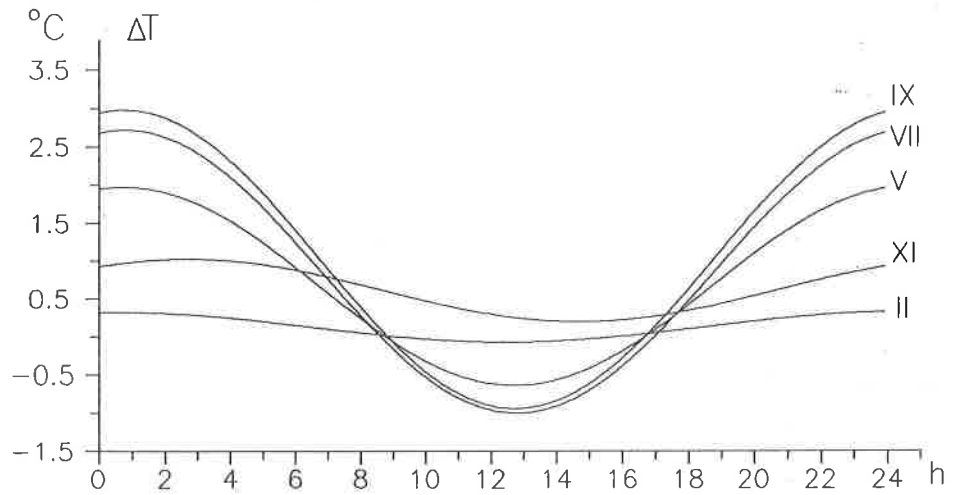
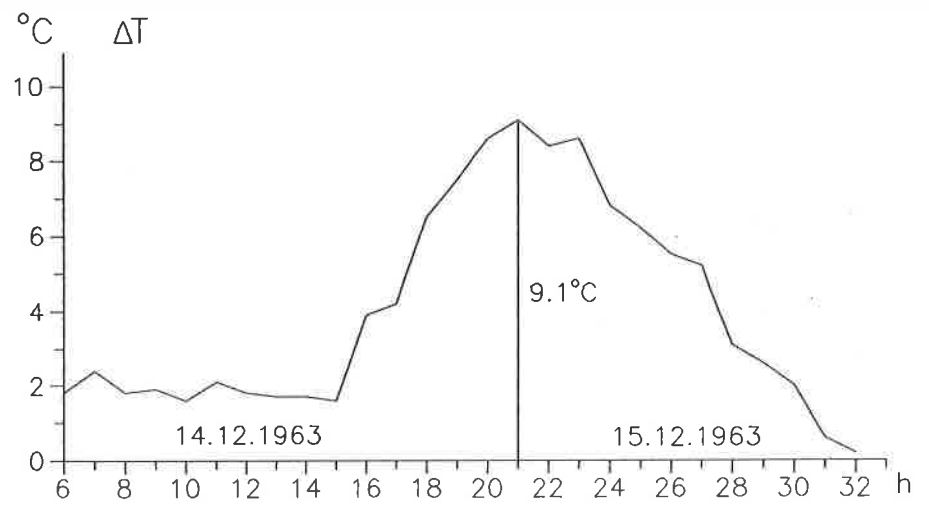
Rys. 191. Zmiany dobowe intensywności średniej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: T — temperatury powietrza, v — prędkości wiatru, N — zachmurzenia w dniach jesiennych (od 2 do 4 października 1992 r).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" at Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Autumn — 2–4 October 1992.



Rys. 192. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w zależności od stanu atmosfery: T — temperatury powietrza, v — prędkości wiatru, N — zachmurzenia w dniach jesiennych (od 30 do 31 października 1992 r.).

Diurnal changes of intensity (ΔT) of "heat island" at Warsaw in relation to atmospheric conditions: wind speed (v), wind direction, cloudiness (N). Autumn — 30–31 October 1992.



Rys. 193. Zmiany dobowe intensywności śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie (ΔT) w latach wcześniejszych: górna część — 1963, dolna część — 1969, gdzie:
 Diurnal changes of intensity of "heat island" at Warsaw: top — 1963, bottom — 1969, where:

	$\Delta T = a_0 + b \sin(2\pi t/24 + c)$	R	F
II	$\Delta T = 0,125 + 0,196 \sin(2\pi t/24 + 1,444)$	0,738	12,5
V	$\Delta T = 0,667 + 1,305 \sin(2\pi t/24 + 1,385)$	0,911	51,3
VII	$\Delta T = 0,858 + 1,862 \sin(2\pi t/24 + 1,368)$	0,914	52,9
IX	$\Delta T = 1,017 + 1,963 \sin(2\pi t/24 + 1,377)$	0,960	125,2
XI	$\Delta T = 0,608 + 0,413 \sin(2\pi t/24 + 0,871)$	0,837	24,7

VII. NATURALNE I ANTROPOGENICZNE ZMIANY KLIMATU MIAST W EUROPIE W XVII–XXI WIEKU

Celem badań jest określenie wpływu parametrów Układu Słonecznego na klimat Ziemi. Jest nim też wyodrębnienie składników: naturalnego (okresowego) i antropogenicznego trendu czasowego klimatu wraz z prognozą na XXI wiek.

Identyfikacji przyczyn naturalnych zmian klimatu dokonano zgodnie z zasadą iż widma oscylacji przyczyn (zmiennych astronomicznych) i skutków (zmiennych klimatologicznych), powinny być zbliżone.

1. Metody identyfikacji przyczyn zmian klimatu

1.1. Novum w badaniach periodycznych zmian klimatu stanowi nowa teoria widma oscylacji i rzeczywistych okresów — metoda J. Boryczki: **rzeczywistych cykli**.

Metoda **rzeczywistych cykli** polega na aproksymacji ciągu chronologicznego wyników pomiarów y_1, \dots, y_n (także niekompletnego), wykonanych w dowolnych odstępach czasu t_1, \dots, t_n kolejnymi sinusoidami regresji.

$$y = y(t) = a_0 + b \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta}t + c\right) \quad (1)$$

gdzie Θ — okres, b — amplituda, c — przesunięcie fazowe.

Zmieniając okres sinusoidy Θ : z krokiem $\Delta\Theta = 1$ rok, $\Delta\Theta = 0,1$ roku, czy też $\Delta\Theta = 1/12 = 0,0833$ — gęste widmo oscylacji — otrzymuje się empiryczne widmo oscylacji: $\Theta_1, \dots, \Theta_n$ — okresy, b_1, \dots, b_n — amplitudy, c_1, \dots, c_n — fazy, a_{01}, \dots, a_{0n} — wyrazy wolne, R_1, \dots, R_n — współczynniki korelacji wielokrotnej (tzw. oscylogram korelacji).

Okresy rzeczywiste Θ_r , to maksima lokalne b_r widma oscylacji, a $\omega = \frac{2\pi}{\Theta}$ — częstość.

Parametry a_0, b, c sinusoidy regresji (1) wyznacza się tak by suma kwadratów odchyłeń $\varepsilon_i = y_i - y(t_i)$ punktów empirycznych (t_i, y_i) od jej wykresu była najmniejsza.

Równanie sinusoidy regresji (1) po przekształceniu $a_1 = b \cos c, a_2 = b \sin c$ przyjmuje postać równania płaszczyzny regresji

$$y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2$$

względem zmiennych $x_1 = \sin \omega t, x_2 = \cos \omega t$, gdzie $\omega = \frac{2\pi}{\Theta}$.

Amplitudę b i przesunięcie fazowe c oblicza się z przekształcenia odwrotnego

$$b = \sqrt{a_1^2 + a_2^2}, \quad \operatorname{tg} c = \frac{a_2}{a_1}$$

Weryfikacji widma oscylacji b_1, \dots, b_m — rzeczywistych okresów Θ_r dokonujemy testem Fishera-Snedecora o $n_1 = 2$ i $n_2 = n - 3$ stopniach swobody. Po prostu testujemy hipotezy zerowe $\hat{R}_1 = \dots = \hat{R}_m = 0$ równoważne $\hat{b}_1 = \dots = \hat{b}_m = 0$, gdzie „daszek $\hat{}$ ” oznacza wartości w populacji.

Metoda **rzeczywistych cykli** jest znacznie lepsza od dotychczas stosowanych: analizy harmonicznej (szeregu Fouriera) i autokorelacji. W analizie harmonicznej przyjmuje się a priori fikcyjne okresy, wynikające z podziału ciągu chronologicznego o długości n na części: $n, \frac{n}{2}, \dots$ — na ogół różniące się od prawdziwych. Zaś metoda autokorelacyjna ma ograniczenie $\Theta \leq \frac{n}{2}$. Ze wzrostem długości cyklu $\Theta = k$ odrzuca się $n - k$ wyrazów ciągu chronologicznego. Ponadto, brak przesunięcia fazowego c uniemożliwia dokonanie identyfikacji przyczyn zmian klimatu.

Należy dodać, że metodę **rzeczywistych cykli** można stosować w badaniach periodycznych zjawisk występujących nieregularnie — np. erupcji wulkanów.

1.2. Istotne znaczenie metodyczne ma wyodrębnienie dwóch składników trendu czasowego klimatu: naturalnego i antropogenicznego.

Ciąg chronologiczny y_1, \dots, y_n zmierzonych wartości temperatury powietrza (czy opadów atmosferycznych) można traktować jako sumę dwóch składników: naturalnego Y_1, \dots, Y_n i antropogenicznego $\Delta y_1, \dots, \Delta y_n$: $y = Y + \Delta y$

Istnieje możliwość wyodrębnienia składnika naturalnego Y , gdyż ulega on periodycznym zmianom, które można opisać szeregiem czasowym

$$Y = a_0 + \sum_r b_r \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta_r} t + c_r \right) \quad (2)$$

jako wypadkową naturalnych cykli $\Theta_r, r = 1, \dots, m$ o istotnych statystycznie amplitudach b_1, \dots, b_m .

Antropogeniczny składnik Δy (temperatury, opadów) cechuje się stałą tendencją zmian

$$\Delta y = a_0 + at$$

Żeby oddzielić te składniki trzeba funkcję trendu czasowego zapisać w postaci

$$y = f(t) = a_0 + at + \sum_r b_r \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta}t + c_r\right) \quad (3)$$

Miarą antropogenicznych zmian jest współczynnik regresji cząstkowej a .
Równanie prostej regresji

$$y = A_0 + At$$

nie jest miarą zmian antropogenicznych. Współczynnik regresji A jest wypadkową naturalnych cykli i zmian antropogenicznych.

Oceny istotności statystycznej składnika antropogenicznego $\Delta y = at$ można dokonać testem Fishera

$$F = (n - 2m - 2) \frac{R_a^2 - R^2}{1 - R_a^2}$$

o $n_1 = 1$ i $n_2 = n - 2m - 2$ stopniach swobody, gdzie R_a — współczynnik korelacji wielokrotnej po wprowadzeniu do trendu czasowego $y = f(t)$ składnika liniowego at .

Trend hipotetyczny $y = f(t)$ zawiera się w przedziale $f(t) \pm 1,96\delta_\alpha$ (δ_α — błąd standardowy) z prawdopodobieństwem 95%, bowiem reszty $\varepsilon_i = y_i - f(t_i)$ mają w populacji rozkład normalny $0, \delta_\alpha$.

Wzór $y = f(t)$ można stosować do rekonstrukcji ($t < 0$) i prognozy ($t > n$) zmian klimatu — w prognozach tzw. klimatologicznych.

1.3. Identyfikacji astronomicznych przyczyn zmian klimatu dokonano porównując widma oscylacji parametrów Układu Słonecznego z widmami zmiennych klimatologicznych.

Ponadto, użyto parametrów Układu Słonecznego (z którymi najsilniej są skorelowane: aktywność Słońca, temperatura powietrza, opady atmosferyczne) do tzw. prognoz astronomicznych zmian klimatu.

W tym celu rozwinięto ciągi chronologiczne: liczb Wolfa, temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w szereg Taylora (wg najmniejszych kwadratów) względem 4 najistotniejszych parametrów US: $y = f(G, \cos \Gamma, z, Z)$. Są to wielomiany pierwszego ($\xi = 1$), drugiego ($\xi = 2$) i trzeciego ($\xi = 3$) stopnia względem $G, \cos \Gamma, z, Z$. Liczba parametrów modelu $y = f(G, \cos \Gamma, z, Z)$ — składników (bez wyrazu wolnego) odpowiednio wynosi: $N = 4, N = 14, N = 34$.

Zdefiniowano 10 parametrów, charakteryzujących Układ Słoneczny, w tym G , $\cos \Gamma$, z , Z :

$$\vec{G} = \sum_i \frac{m_i}{r_i^3} \vec{r}_i, \quad G = |\vec{G}|$$

$\cos \Gamma$ — cosinus kąta między promieniami wodzącymi środka masy \vec{s} i środka geometrycznego \vec{S} US

$$\cos \Gamma = \frac{\vec{s} \cdot \vec{S}}{sS}$$

z — odległość środka masy US od płaszczyzny ekliptyki

$$\vec{s} = [x, y, z] = \frac{1}{M} \sum_i m_i \vec{r}_i, \quad s = |\vec{s}|$$

Z — odległość środka geometrycznego US od płaszczyzny ekliptyki

$$\vec{S} = [X, Y, Z] = \frac{1}{n} \sum_i \vec{r}_i, \quad S = |\vec{S}|$$

gdzie: m_i , \vec{r}_i — masa i promień wodzący i -tej planety, M — masa US.

Współrzędne heliocentryczne ekliptyczne planet obliczono, korzystając z parametrów orbit eliptycznych planet, opublikowanych przez A. P. Reznikowa (1982). Są to empiryczne zależności parametrów orbit dziewięciu planet US — wielomiany względem czasu t (wyrażonego w setkach lat).

2. Wpływ parametrów Układu Słonecznego na aktywność słońca, erupcje wulkanów i klimat Ziemi

Interesujące jest, że widma oscylacji **temperatury powietrza** T — w Warszawie (1779–1985), Krakowie (1826–1980), Wrocławiu (1851–1980), Pradze (1771–1980), Zurychu (1891–1970), Anglii Środkowej (1659–1973), na Spitsbergenie (1911–1976) i Colombo (1869–1980) i **opadów atmosferycznych** P — w Warszawie (1813–1980), Krakowie (1850–1985), Wrocławiu (1859–1980), Colombo (1869–1980), Nauru (1893–1980) oraz **cyrkulacji atmosferycznej** — wschodniej (C_E), zachodniej (C_W), południkowej C (1891–1976), cyklonalnej C_L (1900–1975), strefowej C_I (1899–1984) — rys. 194–196 — są podobne do widm oscylacji **aktywności Słońca**: liczb Wolfa

W (1749–1980), wskaźnika aktywności geomagnetycznej A_P (1884–1981) i widma oscylacji **erupcji wulkanów**: wskaźnika DVI (Dust Veil Index) — H. Lamba (1977), odstępu czasu między kolejnymi wybuchami wulkanów Δt i tzw. wskaźnika aktywności wulkanicznej $I = DVI/\Delta t$ w latach 1680–1980 — rys. 197–201.

Okazało się, że w widmach oscylacji aktywności Słońca i erupcji wulkanów występują te same okresy wahań jak w widmach oscylacji parametrów Układu Słonecznego. Po prostu okresy rzeczywiste aktywności Słońca i erupcji wulkanów są zbliżone do okresów obiegu 4 największych planet (olbrzymów): Jowisza — 11,862 lat, Saturna — 29,458 lat, Urana — 84,015 lat, Neptuna — 164,790 lat i ich wzajemnego takiego samego położenia.

Okresy obiegu dookoła Słońca największych planet i okresy ich wzajemnego takiego samego położenia (z wzoru $\vartheta = \frac{\vartheta_1\vartheta_2}{\vartheta_2 - \vartheta_1}$ są następujące:

Planety	Jowisz	Saturn	Uran	Neptun	masa planet
Jowisz	11,862	—	—	—	317,82
Saturn	19,858	29,458	—	—	95,28
Uran	13,812	45,364	84,015	—	14,58
Neptun	12,782	35,870	171,400	164,790	17,28

Oto okresy pewnych konfiguracji trzech planet (olbrzymów): 32,86; 22,58; 15,08; 62,60 lat i czterech 30,88 lat lub 32,86; 17,72; 12,74; 35,57 i 17,80 lat. Okresy innych konfiguracji wynoszą: 5,93; 14,73; 42,01; 82,40 lat. Okresy obiegu planet ($v > 1$) i ich wzajemnego położenia charakteryzuje rys. 197 (np. linia przerywana 2 — to pary planet).

Okresy rzeczywiste 10 parametrów, charakteryzujących Układ Słoneczny w latach 1749–1980 (J. Boryczka, 1993a): siła grawitacji planet G (wypadkowa), składowe G_s, G_S (w kierunkach \vec{s}, \vec{S}), siła przyływowa planet ΔG , odległość s środka masy US, odległość środka masy z i środka geometrycznego Z od płaszczyzny ekliptyki, cosinus kąta Γ między promieniami wodzącymi \vec{s}, \vec{S} , momentu pędu planet J i przyspieszenia Słońca $\frac{d^2s}{dt^2}$ względem środka masy US zebrano łącznie (rys. 197).

Oto najsilniejsze cykle rzeczywiste parametrów US (wyrażone w latach) o największych współczynnikach korelacji wielokrotnej R :

siła grawitacji G	Θ	11,92;	19,83
	R	0,72;	0,67
składowa G_s	Θ	12,08;	19,92; 35,25
	R	0,24;	0,62; 0,40

składowa G_S	Θ	11,25; 12,75; 20,17
	R	0,72; 0,45; 0,17
siła przyływowa ΔG	Θ	3,50; 11,92; 19,92; 185,17
	R	0,19; 0,38; 0,36; 0,15
odległość z	Θ	11,83; 29,50; 79,08; 156,33
	R	0,65; 0,68; 0,13; 0,29
odległość Z	Θ	211,83
	R	0,98
odległość s	Θ	12,75; 19,83; 22,67; 45,42
	R	0,42; 0,81; 0,16; 0,14
$\cos I$	Θ	11,25; 36,33; 197,92
	R	0,69; 0,19; 0,17
moment pędu J	Θ	5,92; 14,75; 82,75
	R	0,90; 0,39; 0,12
przyspieszenie Słońca $\frac{d^2s}{dt^2}$	Θ	7,75; 12,75; 20,00
	R	0,25; 0,22; 0,24

Połowa okresu odległości środka geometrycznego planet od płaszczyzny ekliptyki, tj. czasu, gdy znajduje się on po jednej stronie ekliptyki wynosi: 105,9 lat.

W widmach oscylacji aktywności Słońca (liczb Wolfa, wskaźnika aktywności geomagnetycznej A_p) i erupcji wulkanów (DVI — Dust Veil Index, odstęp czasu między wybuchami Δt , wskaźnik I) występują zbliżone okresy do wyżej wymienionych (rys. 198). Okresy te zawierają również widma oscylacji cyrkulacji atmosferycznej, temperatury powietrza (T), opadów atmosferycznych (P), odpływów rzek (Q) — rys. 199:

Cykl 7,75 lat	Θ	R	w latach
przyspieszenie Słońca ($\frac{d^2s}{dt^2}$)	7,75	0,25	1749–1980
liczby Wolfa W	7,40	0,10	1700–1980
odstęp Δt	8,10	0,26	1680–1980
wskaźnik I	7,50	0,27	1680–1980
cyrkulacja C	7,83	0,24	1891–1976
cyrkulacja C_L	7,33	0,19	1901–1975

Cykl 7,75 lat	Θ	R	w latach
Warszawa (T)	7,75	0,31	1779–1990
Warszawa (T)	7,75	0,29	1779–1985
Warszawa (T)	7,75	0,22	1779–1979
Kraków (T)	7,75	0,23	1826–1985
Wrocław (T)	7,67	0,30	1851–1980
Praha (T)	7,75	0,20	1771–1980
Zurych (T)	7,83	0,37	1901–1970
Anglia (T)	7,83	0,12	1659–1977

Cykl 11 lat	Θ	R	w latach
siła grawitacji G_s	11,25	0,72	1749–1980
$\cos I$	11,25	0,69	1749–1980
liczby Wolfa (W)	11,00	0,52	1700–1980
liczby Wolfa (W)	11,08	0,50	1749–1980
wskaźnik A_p	10,92	0,31	1884–1981
erupcje wulkanów:			
Dust Veil Index DVI	11,4	0,34	1680–1980
odstęp Δt	11,1	0,27	1680–1980
wskaźnik I	11,6	0,26	1680–1980
cyrkulacja C	11,08	0,13	1891–1976

Cykl 11 lat	Θ	R	$2b$ ($^{\circ}\text{C}$)	w latach
Warszawa (T)	11,17	0,10	0,23	1779–1990
Warszawa (T)	11,25	0,12	0,32	1779–1985
Warszawa (T)	11,17	0,11	0,30	1779–1979
Kraków (T)	11,42	0,16	0,40	1826–1980
Wrocław (T)	10,83	0,12	0,27	1851–1980
Praha (T)	11,25	0,08	0,20	1771–1980
Anglia (T)	11,17	0,12	0,21	1659–1973
Spitsbergen (T)	10,50	0,25	1,19	1912–1975
Colombo (T)	11,42	0,13	0,11	1869–1980

Cykl 11 lat	Θ	R	w latach
Warszawa (P)	11,67	0,16	1813–1980
Kraków (P)	12,25	0,20	1850–1987
Wrocław (P)	9,83	0,26	1859–1979
Göta-Alv (Q)	11,4	0,20	1807–1979
Niemen (Q)	11,5	0,12	1812–1979

Obecnie staje się zrozumiała obecność niektórych cykli w widmach oscylacji temperatury powietrza: 12, 13, 14 lat — znacznie silniejszych — o większych amplitudach (2b) niż 11-letni. Prawdopodobnie są one wynikiem obiegu Jowisza (11,86 lat) i jego położenia względem Neptuna ($\vartheta = 12,78$ lat) i Urana ($\vartheta = 13,81$ lat) — występujące w widmach oscylacji parametrów US:

Cykle 12, 13 lat	Θ	R	amplituda 2b (°C)
Warszawa (T)	12,83	0,16	0,42
Kraków (T)	12,50	0,15	0,39
Wrocław (T)	12,33	0,20	0,42
Praha (T)	14,17	0,20	0,50
Zurych (T)	12,08	0,26	0,50
Anglia (T)	12,50	0,15	0,26
Spitsbergen (T)	12,50	0,41	1,97
Colombo (T)	13,00	0,16	0,14

Występują one w widmach oscylacji cyrkulacji cyklonalnej ($\Theta = 12,92$, $R = 0,26$) i strefowej ($\Theta = 12,33$, $R = 0,34$).

W widmach oscylacji: erupcji wulkanów, opadów atmosferycznych i odpływów rzek dominują okresy położenia dwóch największych planet (Jowisz — Saturn o okresie obiegu 29,46 lat — $\vartheta = 19,86$ lat), trzech (Jowisz, Saturn i Uran, $\vartheta = 22,58$ lat) i wszystkich czterech ($\vartheta = 30,88$ lat) — zawartych w widmach oscylacji parametrów US:

Cykl 23 lat	Θ	R
erupcje wulkanów:		
wskaźnik DVI	23,1	0,23
odstęp Δt	23,1	0,30
cyrkulacja C_E	22,25	0,29
cyrkulacja C	22,83	0,35
Anglia (T)	23,58	0,24
Colombo (T)	23,17	0,40

Cykl 30–35 lat	Θ	R
siła grawitacji G_s	35,25	0,40
odległość śr. masy z	29,50	0,68
liczby Wolfa W	28,75	0,10
wskaźnik A_p	35,42	0,20
wskaźnik DVI	30,2	0,18
odstęp Δt	30,8	0,15
wskaźnik I	28,2	0,22
cyrkulacja C_E	29,83	0,34
cyrkulacja C_W	30,50	0,36
Warszawa (P)	28,00	0,10
Kraków (P)	29,58	0,33
Colombo (P)	37,92	0,41
Göta-Alv (Q)	32,3	0,23
Niemen (Q)	32,7	0,11

Wyjaśnia to przyczyny 30-letniego (Brücknerowskiego) cyklu opadów atmosferycznych.

Na uwagę zasługuje cykl 60-letni temperatury powietrza, aktywności Słońca, erupcji wulkanów i cyrkulacji południkowej C .

cykl 60-letni	Θ	R	w latach
liczby Wolfa W	58,75	0,23	1749–1980
wskaźnik DVI	53,2	0,18	1680–1980
odstęp Δt	54,1	0,19	1680–1980
wskaźnik I	63,8	0,33	1680–1980
cyrkulacja C	61,17	0,49	1891–1976
Warszawa (T)	69,0	0,12	1779–1990
Warszawa (T)	66,1	0,12	1779–1985
Warszawa (T)	60,08	0,11	1779–1979
Kraków (T)	54,28	0,17	1826–1980
Praha (T)	58,50	0,19	1771–1980
Anglia (T)	58,50	0,19	1659–1973
Spitsbergen (T)	50,25	0,43	1912–1975

Istnieje cykl wiekowy parametrów Układu Słonecznego, aktywności Słońca, erupcji wulkanów, cyrkulacji atmosferycznej, opadów atmosferycznych i odpływów rzek, wynikający prawdopodobnie z dominacji trzeciej dużej planety Urana — o okresie obiegu wokół Słońca 84,01 lat:

cykl 80–110 lat	Θ	R	w latach
odległość z	79,08	0,13	1749–1980
moment pędu J	82,75	0,13	1749–1980
liczby Wolfa W	90,75	0,33	1749–1980
liczby Wolfa W	96,30	0,33	1700–1980
wskaźnik A_p	88,58	0,66	1884–1981
wskaźnik DVI	92,4	0,23	1680–1980
odstęp Δt	115,9	0,25	1680–1980
wskaźnik I	86,7	0,29	1680–1980
cyrkulacja C_I	75,67	0,38	1899–1984
Warszawa (T)	103,75	0,09	1779–1990
Warszawa (T)	98,83	0,08	1779–1985
Warszawa (T)	89,67	0,15	1779–1979
Kraków (T)	82,83	0,18	1826–1985
Praha (T)	80,92	0,17	1771–1980
Anglia (T)	102,75	0,29	1659–1973
Colombo (T)	86,42	0,56	1869–1980
Warszawa (P)	112,50	0,17	1813–1980
Colombo (P)	109,76	0,32	1869–1980
Göta-Alv (Q)	86,9	0,12	1807–1979

Prawdopodobnie cykl prawie dwuwiekowy zmiennych klimatologicznych jest także uwarunkowany zmiennością parametrów Układu Słonecznego — dominacją czwartej dużej planety Saturna o okresie obiegu dookoła słońca 164,79 lat i jej takiego samego położenia względem Neptuna ($\vartheta = 171,40$ lat):

Cykl 160–220 lat	Θ	R	w latach
siła grawitacji G_s	184,92	0,17	1749–1980
siły przyptywowe ΔG	185,17	0,15	1749–1980
odległość śr. masy z	156,33	0,29	1749–1980
odległość śr. geom. Z	211,83,	0,98	1749–1980
$\cos F$	197,92	0,17	1749–1980
liczby Wolfa W	187,1	0,20	1700–1980
wskaźnik DVI	211,0	0,25	1680–1980
odstęp Δt	206,3	0,16	1680–1980
Warszawa (T)	220,75	0,43	1779–1990
Warszawa (T)	209,0	0,43	1779–1985
Warszawa (T)	195,17	0,42	1779–1979
Praha (T)	160,33	0,39	1771–1980
Anglia (T)	175,92	0,24	1659–1973

Prawie wszystkie cykle zestawione wyżej są istotne statystycznie na poziomie istotności 0,10 — wg testu Fishera-Snedecora.

Mało prawdopodobne jest, by podobieństwo (obecność kilku pasm częstości wahań) widm oscylacji zmiennych astronomicznych (parametrów US, aktywności Słońca), geofizycznych (wskaźnika aktywności geomagnetycznej), geologicznych (erupcji wulkanów), klimatologicznych (cyrkulacji atmosferycznej, temperatury powietrza, opadów atmosferycznych) i hydrologicznych (odpływów rzek) było przypadkowe. Zbieżność rytmów (okresów) świadczy o dwojakiego rodzaju oddziaływaniu grawitacyjnym planet na klimat Ziemi (rys. 200, 201):

1. Parametry US → aktywność Słońca → cyrkulacja atmosferyczna.
2. Parametry US → erupcje wulkanów → promieniowanie.

Oddzielenie zmian klimatu, wynikających ze zmienności aktywności Słońca i erupcji wulkanów jest trudne. Zarówno aktywność Słońca, jak i erupcje wulkanów ulegają zbliżonej cykliczności, uwarunkowanej prawdopodobnie zmianami parametrów Układu Słonecznego. Nie wiadomo, dlaczego maksima wiekowe wskaźnika *DVI* (Dust Veil Index) występują podczas minimumów wiekowych plam słonecznych.

3. Antropogeniczne zmiany klimatu w XVII–XXI wieku

Ciąg chronologiczny zmierzonych wartości temperatury powietrza można opisać równaniem:

$$T = A + At \quad (4)$$

lub

$$T = \underline{a + at} + \sum_r b_r \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta_r} t + c_r \right) \quad (5)$$

gdzie Θ_r — to okresy rzeczywiste (istotne statystycznie).

Miarą antropogenicznych zmian jest współczynnik regresji cząstkowej a — po eliminacji cyklicznych (naturalnych) wahań. Współczynnik regresji A jest wypadkową naturalnej i antropogenicznej zmienności.

Temperatura powietrza w Warszawie w latach 1779–1979 wzrastała średnio o $A = 0,6^{\circ}\text{C}/100$ lat:

$$T = 6,86 + 0,005960t$$

$$T = 7,304 + 0,001470t + \sum$$

gdzie $a = 0,15^{\circ}\text{C}/100$ lat jest składnikiem antropogenicznym.

Objaśniają to wykresy na rys. 202 (prosta ciągła — o nachyleniu $A = 0,6^{\circ}\text{C}/100$ lat i przerywana — o nachyleniu $a = 0,15^{\circ}\text{C}/100$ lat). Prosta

regresji o nachyleniu $A = 0,6^{\circ}\text{C}/100$ lat jest wypadkową głównie dwóch naturalnych cykli: $\Theta = 89,67$ lat i $\Theta = 195,17$ lat.

Na podstawie dłuższych ciągów chronologicznych temperatury powietrza w Warszawie (średnie konsekwtywne 12-miesięczne) otrzymuje się nieco większe wartości współczynników regresji A ;

$$T = 6,95 + 0,006197t, \quad R = 0,40 \quad 1779\text{--}1985$$

$$T = 6,93 + 0,006460t, \quad R = 0,42 \quad 1779\text{--}1990$$

Różnice między współczynnikami regresji A i regresji cząstkowej a w innych miejscowościach są następujące:

Miejscowość	A ($^{\circ}\text{C}/100$ lat)	a ($^{\circ}\text{C}/100$ lat)
Warszawa	0,60	0,15
Kraków	1,01	0,97
Wrocław	-0,02	-0,03
Praha	-0,01	-0,06
Zurych	1,53	0,06
Anglia	0,18	0,10
Spitsbergen	1,92	1,40
Colombo	-0,10	-0,04

Należy pamiętać, że współczynnik regresji cząstkowej a może też być wynikiem aproksymacji odcinka sinusoidy dłuższego cyklu — nie wykrytego na podstawie zbyt krótkiej serii pomiarów.

M. Morawska-Horawska (1991) na podstawie danych z lat 1881–1980 otrzymała: Kraków — $A = 1,02^{\circ}\text{C}/100$ lat, Wieliczka — $A = 0,12^{\circ}\text{C}/100$ lat. Różnica $\Delta A = 0,9^{\circ}\text{C}/100$ lat wskazuje antropogeniczne zmiany temperatury powietrza w Krakowie.

Antropogeniczny składnik $\Delta T = at$ trendu czasowego temperatury powietrza jest przede wszystkim rezultatem coraz to większej akumulacji ciepła (w dzień) przez zabudowę miejską — wynika z rozbudowy miast. Wzrostowi koncentracji CO_2 w atmosferze (efektowi cieplarnianemu) przeciwstawna jest absorpcja promieniowania słonecznego przez pyły przemysłowe, których koncentracja systematycznie rośnie.

Wzrost temperatury powietrza w ostatnich dwóch stuleciach w Warszawie o $0,6^{\circ}\text{C}/100$ lat wynika prawdopodobnie ze wzrostu aktywności Słońca (W) i wzrostu odstępu czasu Δt między erupcjami wulkanów (rys. 203–205):

$$W = 34,73 + 0,0948t, \quad R = 0,20 \quad 1700\text{--}1980$$

$$\Delta t = 1,72 + 0,019t, \quad R = 0,22 \quad 1680\text{--}1980.$$

Liczby Wolfa (W) w latach 1700–1980 wzrastają średnio o 9,5/100 lat, a odstęp czasu między wybuchami wulkanów — o prawie 2 lata/100 lat.

Zmiany wiekowe aktywności Słońca i erupcji wulkanów — wskaźnika Dust Veil Index (DVI) lepiej wyrażają parabole regresji na rys. 205. Aktywność Słońca wzrasta w ostatnim stuleciu, a zawartość pyłów wulkanicznych (DVI) — maleje.

Duże znaczenie poznawcze ma zgodność prognoz klimatologicznych (rys. 206A) i astronomicznych (rys. 206B) temperatury powietrza w XXI wieku (Boryczka 1993 a,b).

W prognozach klimatologicznych nałożono na siebie 15 cykli rzeczywistych o największych amplitudach, zawartych w gęstym widmie oscylacji temperatury powietrza w Warszawie $T = f(t)$. Natomiast w prognozach astronomicznych rozwinięto ciąg chronologiczny w szereg Taylora (wg najmniejszych kwadratów) względem czterech najistotniejszych prametrów Układu Słonecznego: $T = f(G, \cos I, z, Z)$.

W przyszłym stuleciu (XXI) można oczekiwać pewnego ochłodzenia klimatu. Nie będzie ono jednak zbyt duże (takie jak na przełomie XVIII/XIX wieku) ze względu na składnik antropogeniczny trendu wiekowego temperatury powietrza, wynoszący w Warszawie $a = 0,15^{\circ}\text{C}/100$ lat.

Nowymi dowodami w tej pracy, uzasadniającymi wpływ erupcji wulkanów na klimat Ziemi jest podobieństwo widm oscylacji (rzeczywistych okresów) temperatury powietrza, wskaźnika zapylenia wulkanicznego Dust Veil Index (DVI), odstępów czasu między kolejnymi erupcjami (Δt) i tzw. wskaźnika aktywności wulkanicznej ($I = DVI/\Delta t$). Są nimi też parabole wiekowych zmian erupcji wulkanów w latach 1680–1980 — tendencja malejąca DVI , I i rosnąca Δt (rys. 205).

Spadek natężenia promieniowania słonecznego i temperatury powietrza po erupcjach wulkanów zauważono już dawniej (Wexler 1953, Sawinow (patrz Budyko 1971), Kimbal 1980). Po wybuchu wulkanu Katmai (Alaska) promieniowanie słoneczne zmniejszyło się na stacjach aktynometrycznych o 10–20%. M. I. Budyko (1971) interpretował dwa maksima wiekowe temperatury powietrza na półkuli północnej (1881–1960) jako wynik dwóch maksimów natężenia promieniowania słonecznego, skorelowanych z długimi odstępami czasu między erupcjami wulkanów — oczyszczania się atmosfery z pyłów wulkanicznych.

Z modeli fizycznych (Öpik 1953, Budyko 1967, Sellers 1969) wynika, że spadek promieniowania całkowitego w 1,5–2% prowadzi do pełnego **złodowacenia Ziemi**.

Stwierdzono też w ostatnich latach stałą tendencję spadkową natężenia promieniowania słonecznego, wynikającą ze wzrostu koncentracji pyłów przemysłowych w dużych miastach.

Odmienne są katastroficzne prognozy wynikające z modeli fizycznych, uwzględniających efekt cieplarniany atmosfery, wywołany tendencją wzrostową koncentracji CO₂. Na tej podstawie S. Manabe i R. I. Wetherald (1975) przewidują wzrost temperatury powietrza o 0,5°C w latach 1970–2000. Według Budyki (1971) wzrost produkcji energii cieplnej o 6%/rok spowoduje w połowie przyszłego stulecia wzrost temperatury powietrza o 3°C w umiarkowanych szerokościach geograficznych, a za 80–100 lat **stopień lodów Arktyki**.

Przewiduje się, że podwojenie zawartości CO₂ w atmosferze do 600 ppm nastąpi około 2053 — wg wzoru empirycznego H. Oeschgera i U. Siegenthalera (1987, rys. 207).

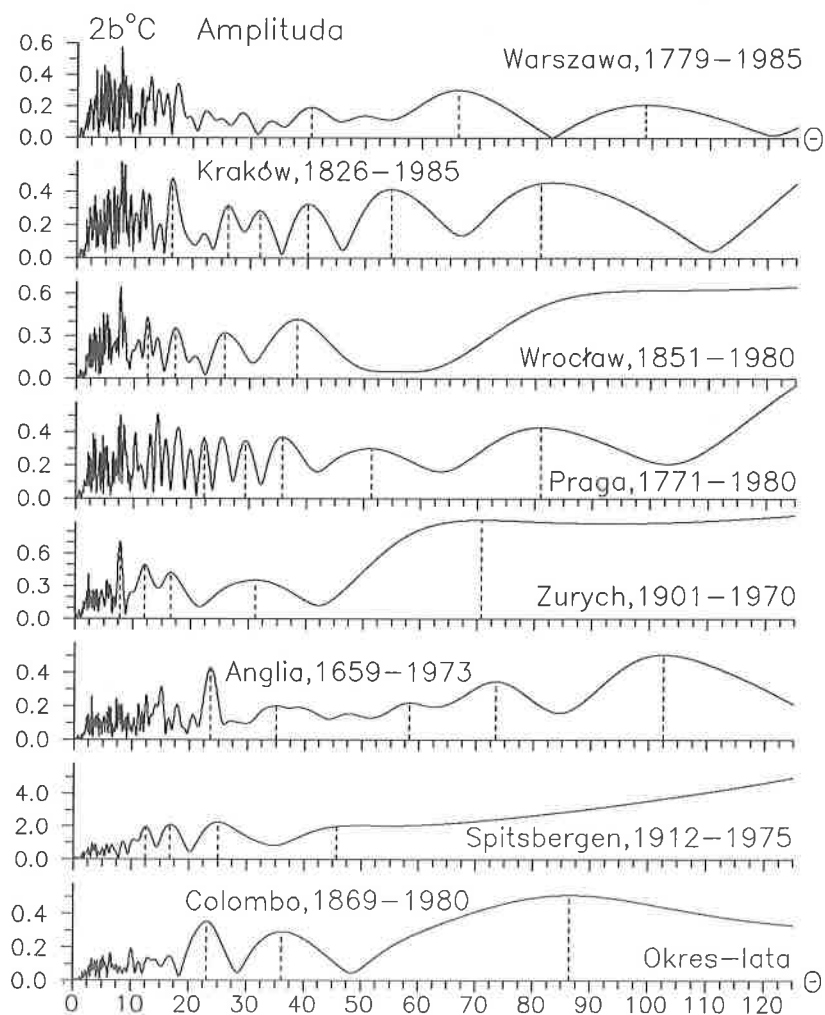
Interesujące są późniejsze modele fizyczne (1992): GFDL (Geophysical Fluid Dynamic Laboratory) — cyrkulacji atmosferycznej GCM (General Circulation Model) i GISS (Goddard Institute for Space Studies). Na uwagę zasługują tzw. scenariusze temperatury powietrza i opadów atmosferycznych: zerowe 1 × CO₂ i po podwojeniu koncentracji dwutlenku węgla 2 × CO₂. Są to modele globalne (ogólne) dwuwymiarowe $T = f(\varphi, \lambda)$ w sensie klimatologicznym, otrzymane z bilansu cieplnego układu Ziemia — atmosfera, przy pewnych założeniach — średniego albedo, zachmurzenia itp. Bardzo ważna jest weryfikacja modeli zerowych 1 × CO₂ na konkretnych obszarach Ziemi, np. w Polsce — ich rozbieżności z polami rzeczywistymi temperatury powietrza czy też opadów atmosferycznych.

W zastosowaniach scenariuszy 2 × CO₂ zmian klimatu — po podwojeniu koncentracji CO₂ w atmosferze, które nastąpi dopiero po upływie kilkudziesięciu lat konieczne jest uwzględnienie składnika naturalnego trendu wiekowego temperatury powietrza czy też opadów atmosferycznych. W tak długim przedziale czasowym wahania składnika naturalnego są rzędu 2°C (w Warszawie 1,2°C).

Najmniej wiarygodne są więc prognozy temperatury powietrza i opadów atmosferycznych wg scenariuszy 2 × CO₂ podane w postaci izarytm (izoterm i izohiet), gdzie abstrahuje się od głównego składnika naturalnych zmian klimatu i ich naturalnych przyczyn (zmian aktywności Słońca, erupcji wulkanów). Izarytmy są kreślone w zasadzie na podstawie modeli dwuwymiarowych $T = f(\varphi, \lambda)$ (φ — szerokość geograficzna, λ — długość geograficzna) — wielkoskalowych — na obszarach takich jak Polska o zróżnicowanej wysokości n.p.m.

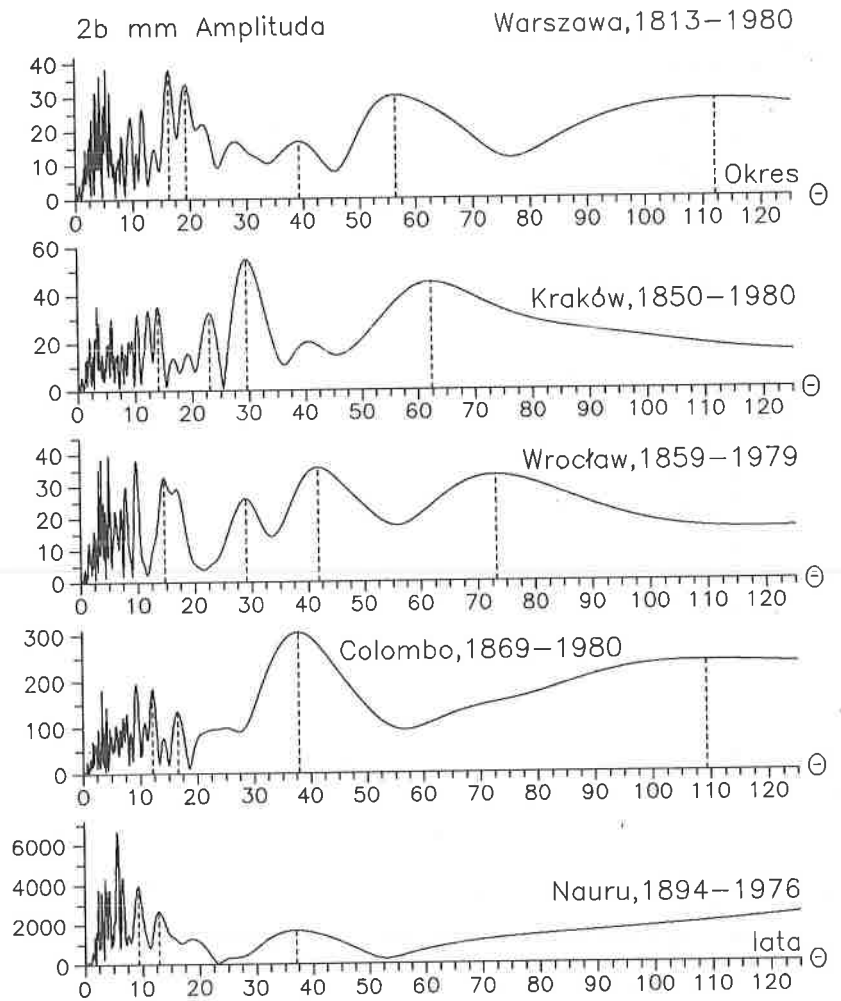
Najdłuższe ciągi chronologiczne temperatury powietrza na Ziemi nie wykazują tak dużych antropogenicznych przyrostów, np. w górach (Lorenz 1994). W dużych zaś nielicznych miastach wzrost temperatury powietrza w ostatnich stuleciach jest wywołany przez czynniki naturalne i antropogeniczne — głównie przyrostem zabudowy (akumulującej energię słoneczną) — tzw. miejską wyspą ciepła (Boryczka, Stopa-Boryczka i inni 1992).

Przytoczony na rys. 207 prognozowany antropogeniczny przyrost temperatury w Warszawie będzie w pierwszym 10-leciu XXI wieku bardziej zróżnicowany od obecnego. W półroczu chłodnym przyrosty temperatury w mieście będą większe (do $1,0^{\circ}\text{C}$ w roku 2100), co oznacza, że miasto będzie coraz cieplejsze w zimie, a coraz chłodniejsze w lecie w stosunku do stanu wyjściowego z początku XIX wieku.



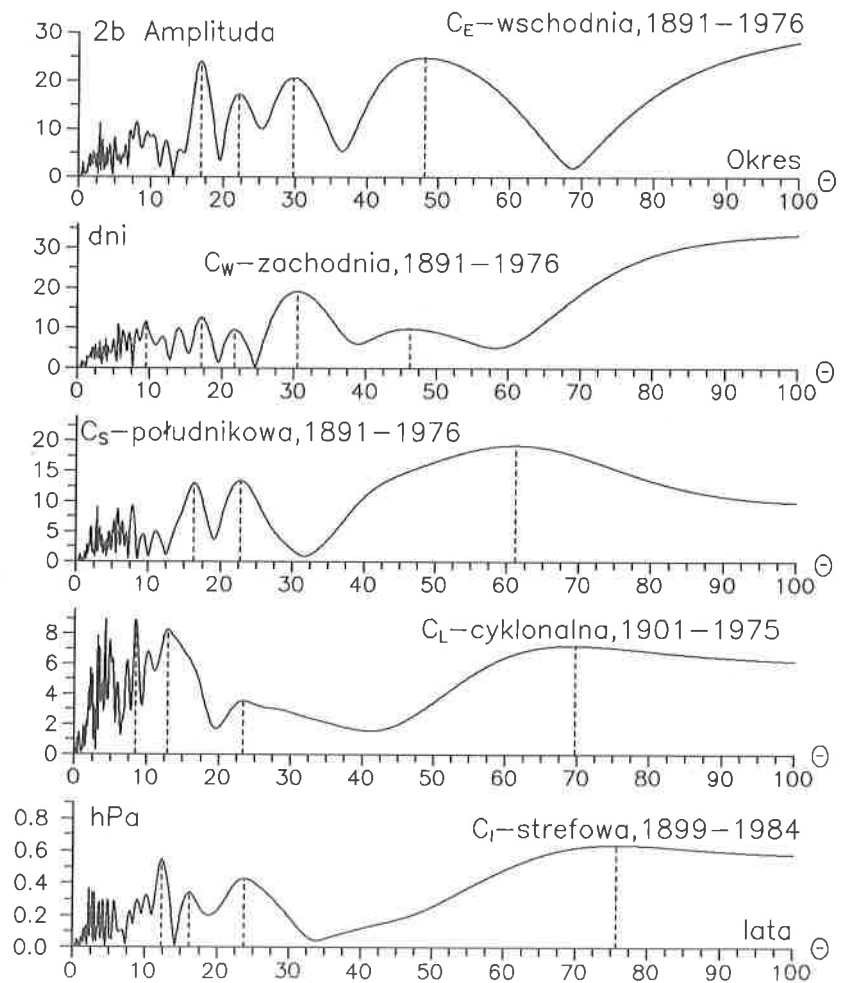
Rys. 194. Gęste widma oscylacji temperatury powietrza w: Warszawie, Krakowie, Wrocławiu, Pradze, Zurychu, Anglii środkowej i Colombo — w pasmie 0,25 — 125 lat.

Dense spectra of oscillation of the air temperature in Warsaw, Cracow, Wrocław, Prague, Zurich, England and Colombo in the strip 0,25 — 125 years.



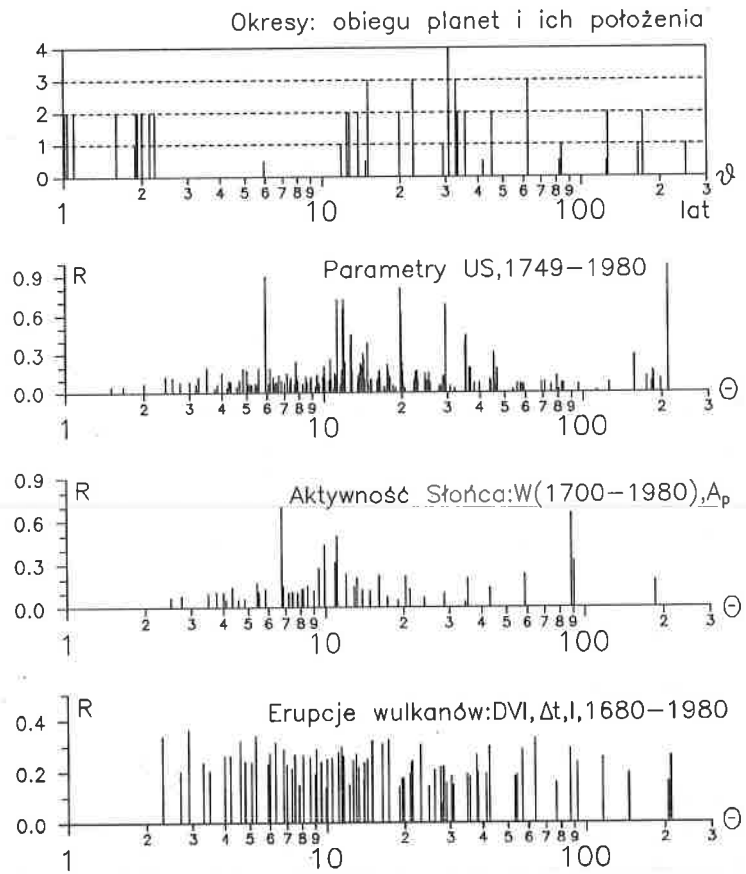
Rys. 195. Gęste widma oscylacji opadów atmosferycznych w: Warszawie, Krakowie, Wrocławiu, Colombo i Nauru — w pasmie 0,25 — 125 lat.

Dense spectra of oscillation of the precipitation in Warsaw, Cracow, Wrocław, Colombo and Nauro in the strip 0,25 — 125 years.



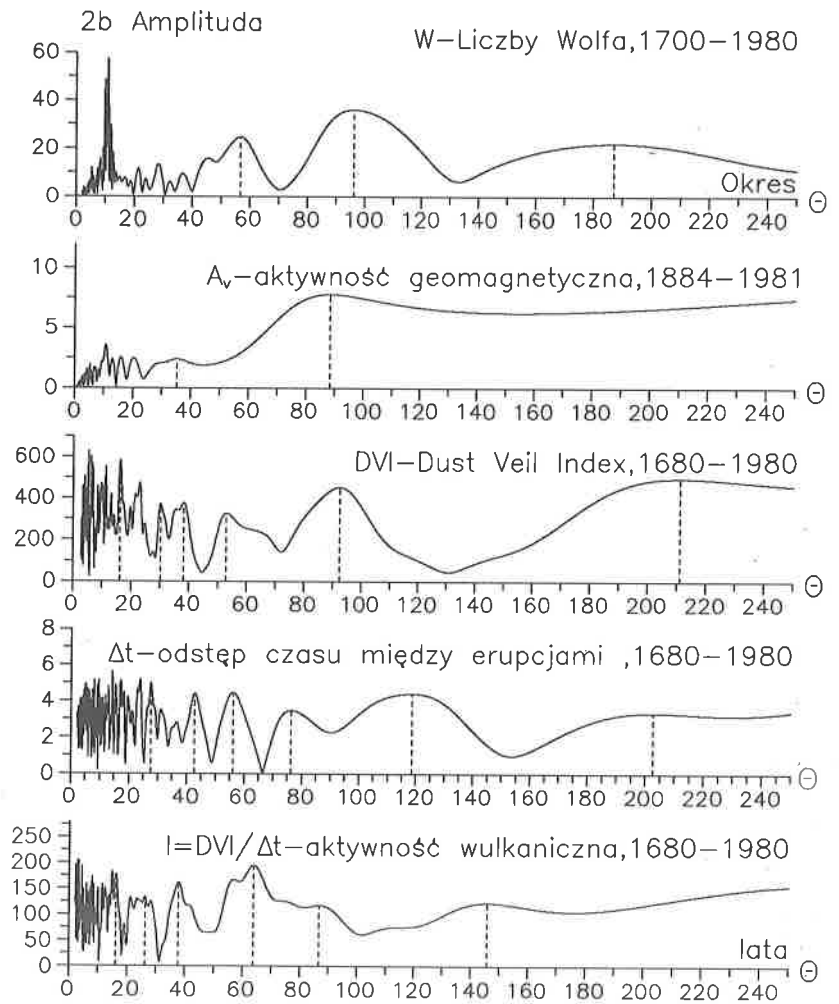
Rys. 196. Gęste widma oscylacji cyrkulacji atmosferycznej: wschodniej, zachodniej, południkowej, cyklonalnej i strefowej — w pasmie 0,25 — 125 lat.

Dense spectra of oscillation of the circulation: eastern, western, meridional, cyclonal and zonal in the strip 0,25 — 125 years.



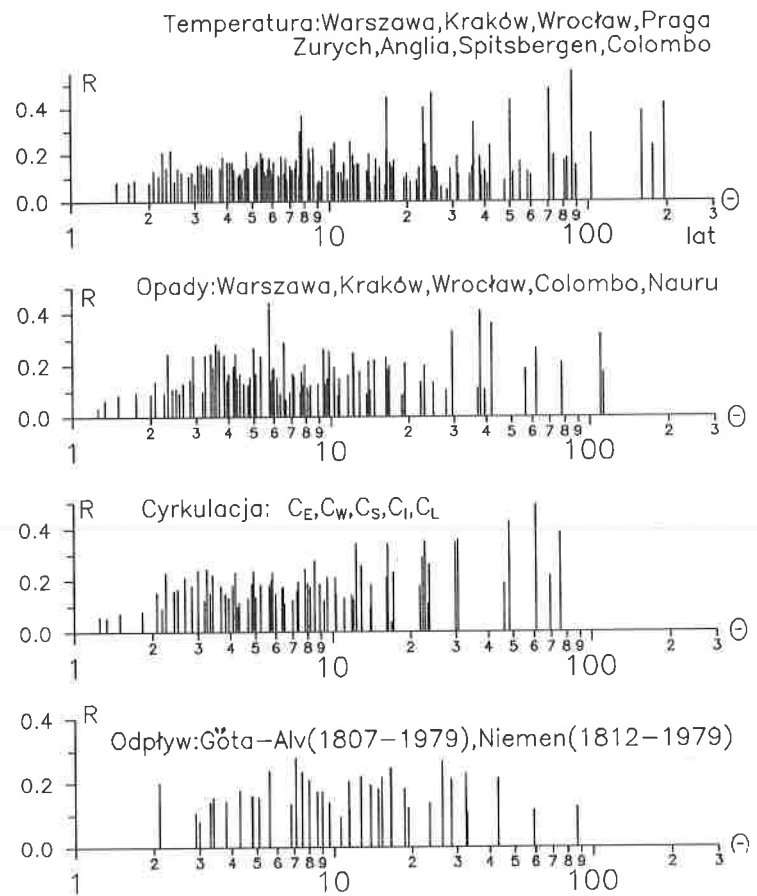
Rys. 197. Okresy: obiegu planet i ich położenia, parametrów Układu Słonecznego, aktywności Słońca (liczb Wolfa W i A_p) i erupcji wulkanów (DVI — Dust Veil Index).

The periods of planets and their position, the parameters of Solar System, the solar activity (Wolf numbers W and A_p) and volcanic eruption (DVI — Dust Veil Index).



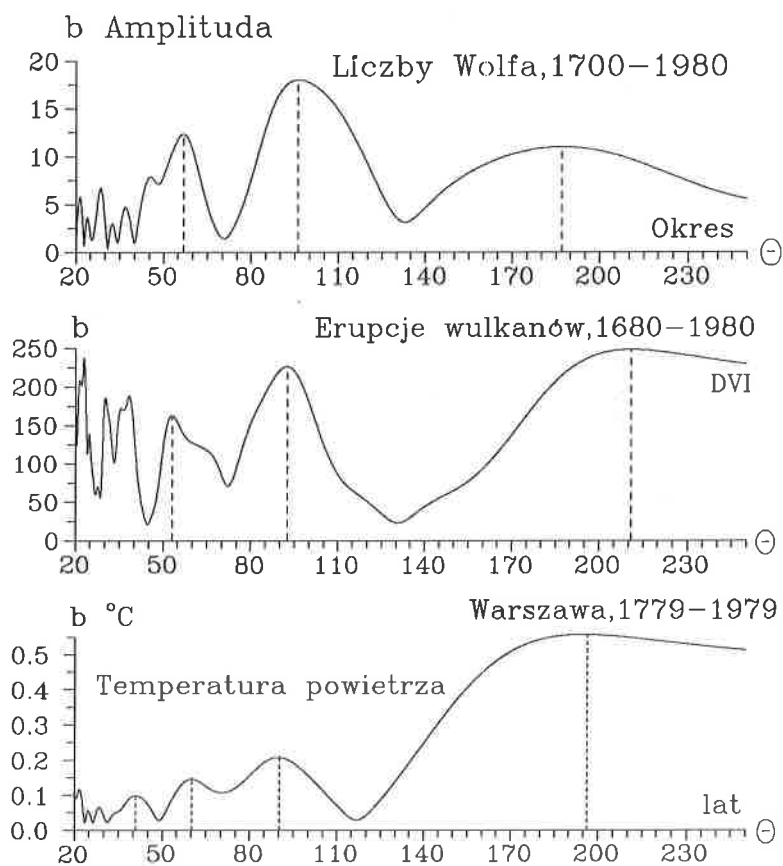
Rys. 198. Gęste widma oscylacji: aktywności Słońca, aktywności geomagnetycznej i erupcji wulkanów — wskaźnika zapylenia wulkanicznego Dust Veil Index (DVI), odstępów czasu między kolejnymi erupcjami (Δt) i aktywności wulkanicznej $I = DVI/\Delta t$, w pasmie 2,1 — 250 lat.

Dense spectra of oscillation of solar activity, geomagnetic activity and volcanic eruption (Dust Veil Index — DVI), the time interval between volcanic eruptions (Δt) and volcanic activity $I = DVI/\Delta t$ in the strip 2,1 — 250 years.



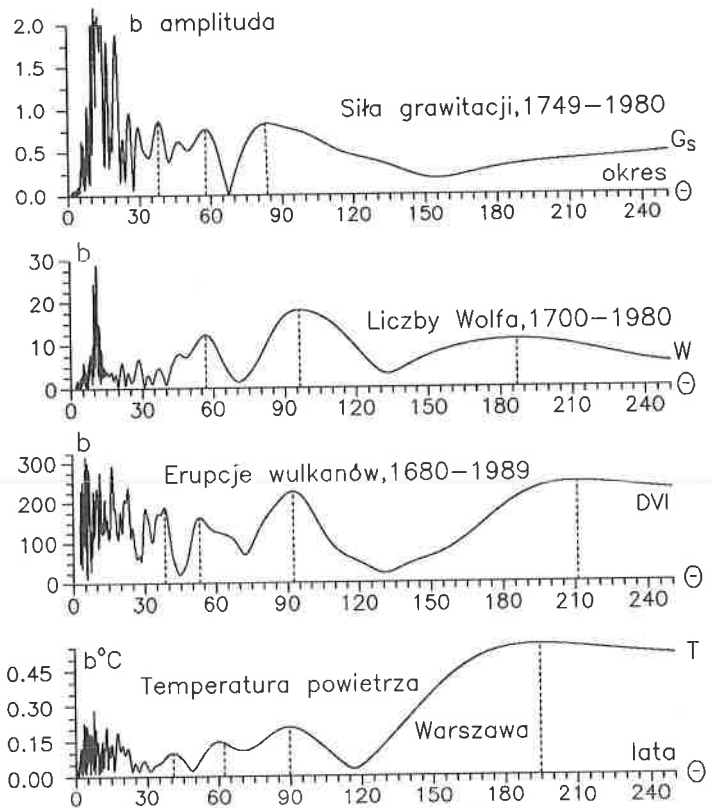
Rys. 199. Okresy rzeczywiste θ : temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, cyrkulacji atmosferycznej i odpływów rzek (Göta-Alv, Niemen) — w pasmie 0,25 — 250 lat.

True periods θ of the air temperature, precipitation, atmospheric circulation and rivers run-off (Göta-Alv, Niemen) in the strip 0,25 — 250 years.



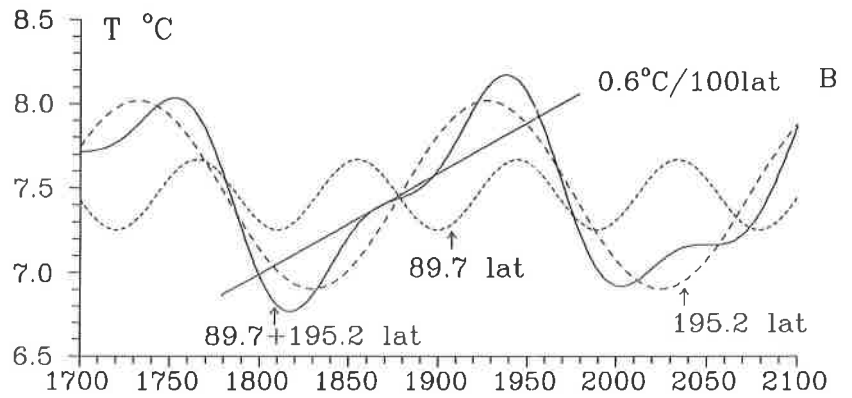
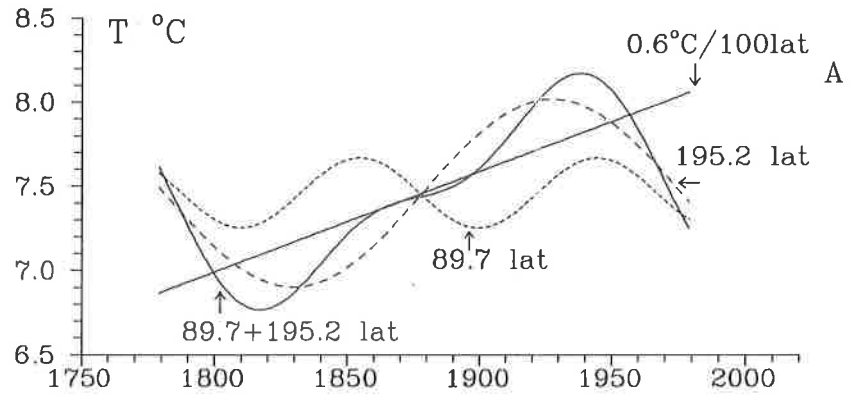
Rys. 200. Gęste widma oscylacji: aktywności Słońca (W), erupcji wulkanów (Dust Veil Index) i temperatury powietrza w Warszawie (1779-1979) — w pasmie 20 — 250 lat.

Dense spectra of oscillation of the solar activity (W), volcanic eruptions (Dust Veil Index) and the air temperature in Warsaw (1779-1979) in the strip 20 — 250 years.



Rys. 201. Gęste widma oscylacji: wypadkowej siły grawitacji planet (G_s) (składowej w kierunku środka masy), liczb Wolfa (W), erupcji wulkanicznych (DVI) i temperatury powietrza w Warszawie (1779-1979)

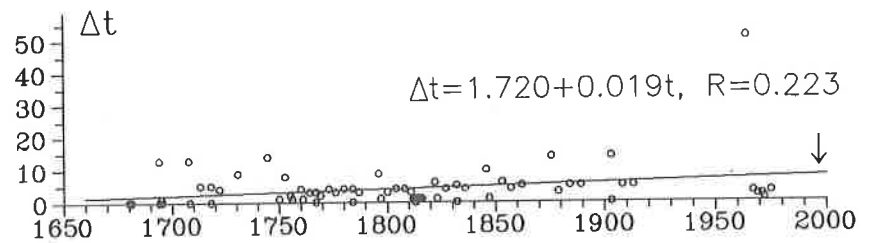
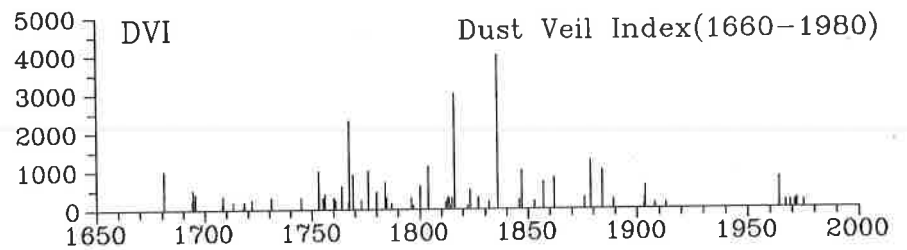
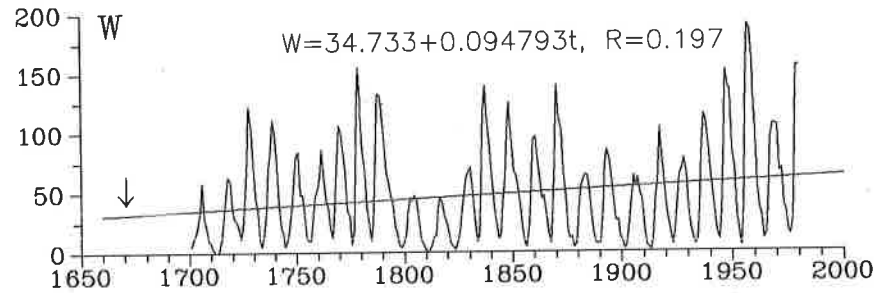
Dense spectra of oscillation of the resultant gravitation force of planets onto Sun (G_S — component into centre of mass) the Wolf numbers (W), volcanic eruptions (DVI — Dust Veil Index) and the air temperature in Warsaw (1779-1979).



Rys. 202. Naturalne zmiany temperatury powietrza w Warszawie (1700–2100): cykl 89,7 lat, cykl 195,2 lat, ich wypadkowa (linia ciągła): prosta regresji o nachyleniu $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ lat}$.

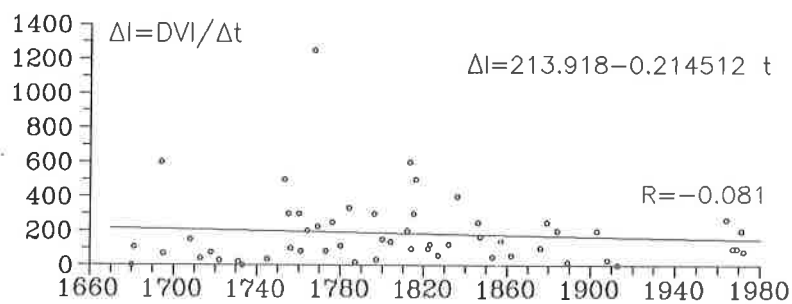
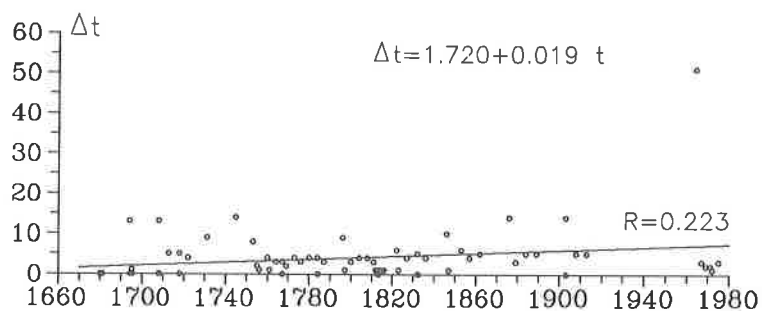
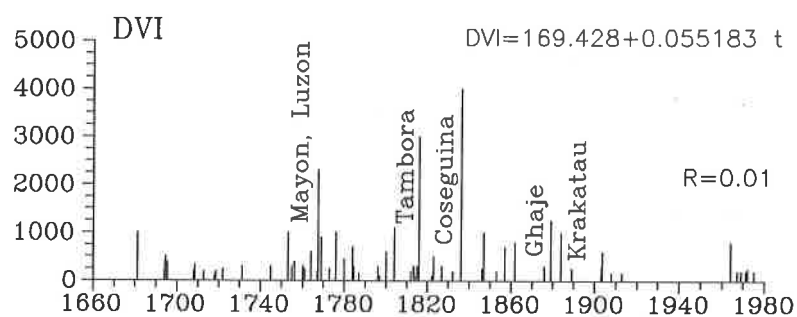
Natural changes of the air temperature in Warsaw (1700–2100): cycle 89.7 years, cycle 195.2 years, its resultant (solid line) and line of regression with a slope of a curve = $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ years}$.

Liczby Wolfa(1700–1980)



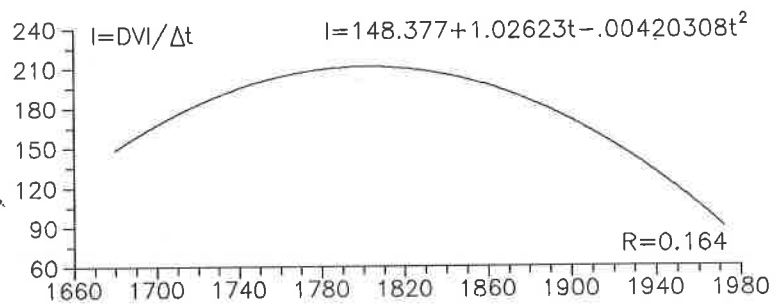
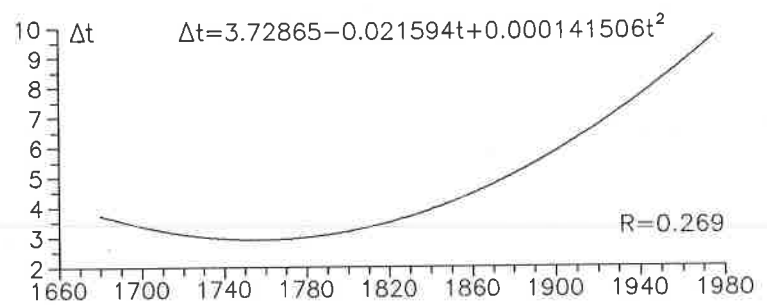
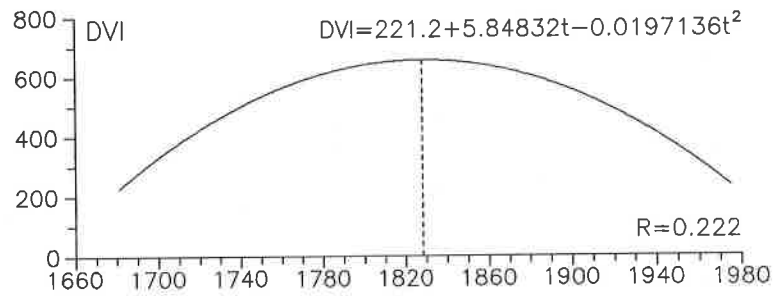
Rys. 203. Zmiany wiekowe: aktywności Słońca — jej wzrost o 9,5/100 lat i wybuchów wulkanów — wskaźnika Dust Veil Index i odstępów czasu między kolejnymi erupcjami (Δt).

Secular changes of solar activity (increase of 9.5/100 years), eruption of volcanos (Dust Veil Index), and time interval between eruptions (Δt).



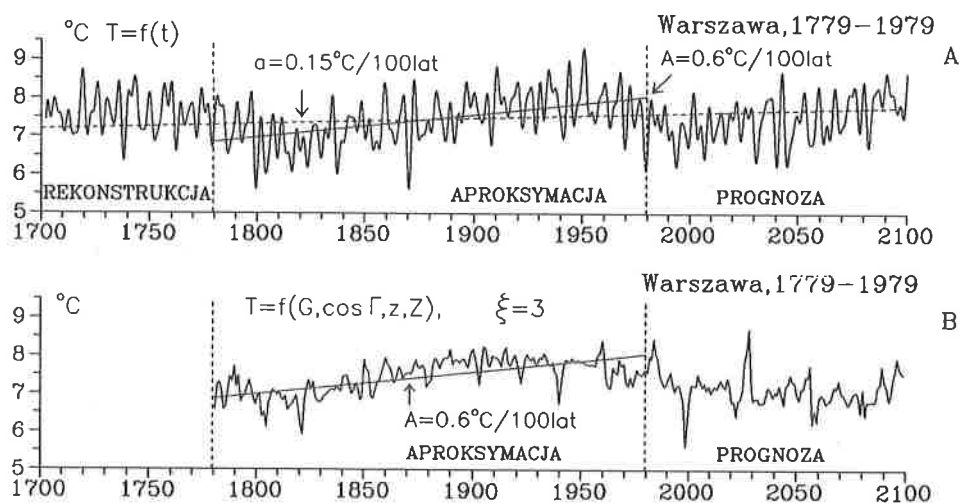
Rys. 204. Tendencja wiekowych zmian erupcji wulkanów: wskaźnika Dust Veil Index, odstępów czasu między erupcjami (Δt) i wskaźnika aktywności wulkanicznej $I = DVI/\Delta t$ — w latach 1660-1980.

Secular tendency of changes of volcanic eruptions (Dust Veil Index), time interval between eruptions (Δt) and index of volcanic activity $I = DVI/\Delta t$ in the years 1660-1980.



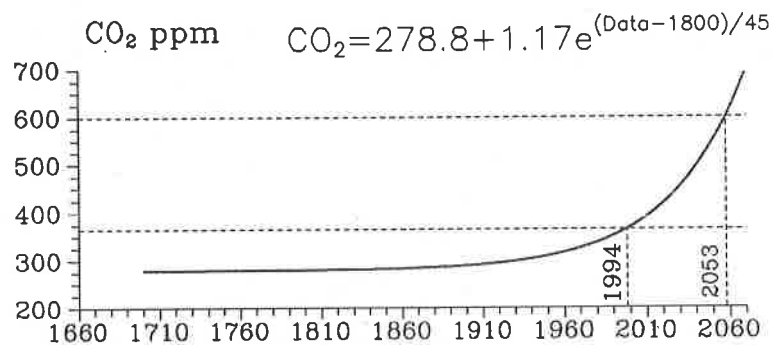
Rys. 205. Ekstrema wiekowe erupcji wulkanów na Ziemi w latach 1680–1980: wskaźnika *DVI*, odstępów czasu Δt i aktywności wulkanicznej $I = DVI/\Delta t$.

Secular extremes of volcanic eruptions in the years 1680–1980 (*DVI*), the time interval (Δt) and volcanic activity ($I = DVI/\Delta t$).



Rys. 206. Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Warszawie w latach 1700–2100: A — prognoza wg naturalnych cykli $T = f(t)$, B — prognoza wg zmian parametrów Układu Słonecznego $T = f(G, \cos \Gamma, z, Z)$. Wypadkowy (naturalny i antropogeniczny) wzrost temperatury o $A = 0,6^\circ\text{C}/100$ lat. Składnik antropogeniczny $a = 0,15^\circ\text{C}/100$ lat.

Secular changes of the air temperature in Warsaw in the years 1700–2100: A — forecast according to natural cycles $T = f(t)$; B — forecast according to changes of parameters of Solar System $T = f(G, \cos \Gamma, z, Z)$. Resultant (natural and anthropogenic) increase of the air temperature when $A = 0,6^\circ\text{C}/100$ years. Anthropogenic component $a = 0,15^\circ\text{C}/100$ years.



Rys. 207. Zmiany wiekowe koncentracji CO₂ w atmosferze w latach 1690–2070 (wg empirycznego wzoru H. Oeschgera i U. Siegenthalera, 1987).

Secular changes of carbon dioxide concentration in the atmosphere in the years 1690–2070 (according to H. Oeschger's i U. Siegenthalera's formula, 1987).

VIII. ZAKOŃCZENIE

Głównym celem pracy jest określenie zakresu deformacji pola temperatury powietrza w Polsce przez miasta. Propozycję rozwiązania tego problemu przedstawiono na przykładzie Warszawy — miasta nizinnego, położonego w środkowej Europie na Nizinie Mazowieckiej ($\varphi = 52,1^{\circ}$, $\lambda = 21,0^{\circ}$, $H = 110$ m n.p.m.).

1. Najpierw dokonano oceny wpływu położenia geograficznego na cechy termiczne miast w Europie — ze szczególnym uwzględnieniem Polski. Z modeli statystycznych różnoskalowych: wielkoskalowych (Europa) i średnioskalowych (Polska) wynika, że w kształtowaniu klimatu miast (także największych) dominują czynniki naturalne: szerokość geograficzna — warunkująca strefowość klimatu, odległość od Oceanu Atlantyckiego (ocieplający wpływ w zimie mas powietrza polarnomorskiego) i wysokość n.p.m. Strefowość klimatu jest głównie deformowana przez Ocean Atlantycki i góry. W miastach „nizinnych” Europy Zachodniej dominuje oddziaływanie Oceanu Atlantyckiego na pole temperatury powietrza, a w Europie Wschodniej — wpływ ładu Azji. Pole temperatury powietrza w miastach położonych na południe i północ od nizin europejskich jest głównie zdeformowane przez wysokość n.p.m. Najbardziej go deformują kotliny śródgórskie w Alpach, Karpatach, Sudetach.

Z modeli symulujących zmienność przestrzenną temperatury powietrza w Europie wynika też znaczny udział czynników antropogenicznych w kształtowaniu klimatu miast. Różnice temperatury powietrza między zmierzonymi i obliczonymi z wielomianów regresji 4 stopnia względem czynników geograficznych $T = f(\varphi, \lambda, H)$ świadczą o dość dużej roli powierzchni sztucznych — głównie w dużych miastach. W przypadku Warszawy ta różnica jest rzędu 1°C , mimo że wyróżnia się jako cieplejsza Nizina Mazowiecka.

2. Warszawa na tle otoczenia wyróżnia się przede wszystkim wyższą temperaturą minimalną (w nocy jest znacznie cieplejsza); dłuższym okresem

bezprzymrozkowym i wegetacyjnym, mniejszą wilgotnością względną i większym niedosytem wilgotności powietrza, większym zachmurzeniem nieba i mniejszą liczbą dni pogodnych, większymi sumami opadów atmosferycznych, mniejszą liczbą dni z mgłą (mniej inwersji termicznych) oraz znacznie mniejszą prędkością wiatru, mniejszą liczbą dni z wiatrem silnym, większą liczbą dni z wiatrem bardzo słabym i większym udziałem dni bezwietrznych (Stopa-Boryczka 1992b).

Pomiary elementów meteorologicznych w obrębie miasta (w kilku punktach) i na jego peryferiach umożliwiły określenie zmian rocznych i dobowych miejskiej wyspy ciepła w Warszawie. Określono deformację pola temperatury powietrza w skali całego miasta jak też jego fragmentów: o zabudowie zwartej, luźnej i zieleni parkowej. Sporo miejsca w pracy poświęcono więc różnicowaniu cech termicznych klimatu w skali lokalnej — wpływowi rodzaju zabudowy, konfiguracji budynków, terenów zielonych na miejską wyspę ciepła.

Novum w literaturze stanowi wszechstronna charakterystyka zmian dobowych miejskiej wyspy ciepła w Warszawie przedstawiona na przykładzie anomального — upalnego roku 1992. Istotne znaczenie poznawcze mają terminy pojawiania się i zaniku miejskiej wyspy ciepła, jak również jej intensywność — zależnie od warunków pogodowych. Interesujące jest określenie przy jakiej cyrkulacji powietrza, różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem są największe np. $> 3^{\circ}\text{C}$. Po prostu stwierdzono jakie sytuacje pogodowe sprzyjają dużej intensywności miejskiej wyspy ciepła.

Dni o maksymalnej różnicy temperatury powietrza (ΔT_{\max}) między śródmieściem Warszawy i peryferiami w roku 1992 i ich charakterystykę meteorologiczną zestawiono w tabelce:

1992	godz.	$(\Delta T)_{\max}$	Typ cyrk.	$T^{\circ}\text{C}$	N	v m/s	Kier.
23.I	5	6,8	0_A	-15,8	0	1	W
26.II	24	4,4	0_A	-1,1	2	1	S
2.III	4	8,4	W_A	-1,7	2	0	C
6.IV	6	6,0	O_C	-2,0	5	1	W
16.V	5	7,8	N_A	5,8	1	1	SW
27.VI	5	8,5	O_A	9,4	3	1	W
30.VII	1	9,1	SW_A	9,2	0	1	S
17.VIII	6	9,1	SW_A	8,1	2	2	S
10.IX	6	6,4	SW_A	4,5	0	1	W
21.X	6	4,6	NW_C	-2,3	4	1	S
9.XI	20	5,1	O_A	-3,8	0	1	S
26.XII	21	4,9	N_A	-11,3	0	1	NW

gdzie podano: godziny wystąpienia maksymalnej różnicy temperatury powietrza $(\Delta T)_{\max}$, typ cyrkulacji wg Lityńskiego, temperaturę powietrza na Okęciu (T), zachmurzenie (N), prędkość wiatru (v) i jego kierunek.

Interesujące jest, że miejska wyspa ciepła w Warszawie o maksymalnej intensywności (największej różnicy dodatniej temperatury powietrza między centrum miasta i peryferiami) wystąpiła w dniach o cyrkulacji antycyklo-nalnej (wyżowej) — przy największej insolacji. Największą różnicę temperatury powietrza $\Delta T = 9,1^{\circ}\text{C}$ zanotowano w dniach 30.VII. i 17.VIII.1992 r. — przy typie cyrkulacji SW_A . Kontrast termiczny między miastem i jego okolicami szczególnie nasila się przy frontach chłodnych w godzinach (późnowieczornych i nocnych).

Dzienna wyspa ciepła jest najintensywniejsza w zimie w śródmieściu (w zabudowie zwartej i zieleni parkowej). W nocy miasto wychładza się mniej niż jego otoczenie. Wskazują na to różnice temperatury powietrza (styczeń, kwiecień, lipiec, październik 1992). Miasto w nocy jest znacznie cieplejsze od otoczenia — średnio temperatura minimalna jest do 2°C większa. Miejska wyspa ciepła w zimie występuje prawie przez całą dobę. Natomiast w lecie nasila się ona od wieczora do rana. W godzinach okołopołudniowych różnice temperatury powietrza między śródmieściem Warszawy i peryferiami są niewielkie (wyrównanie temperatury powietrza).

3. Różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem: średniej dobowej ΔT , maksymalnej ΔT_{\max} , minimalnej ΔT_{\min} i dobowej amplitudy ΔA — zależnie od rodzaju powierzchni zestawiono w tabelce:

Rodzaj powierzchni	Ekstrema	ΔT	ΔT_{\max}	ΔT_{\min}	ΔA
Miasto	max	0,8 VII	0,2 II	1,7 VII	-1,7 VIII
	min	0,5 I	-0,1 I	0,5 I	-0,3 II
Zabudowa zwarta	max	1,0 VII,VIII	0,3 II	1,9 VII,VIII	-2,1 VII,VIII
	min	0,7 II	-0,2 VIII	0,9 I	-0,6 I
Zabudowa luźna	max	0,5 VIII,IX	0,1 VI,V	1,2 VII	-1,2 VII,VIII
	min	0,3 III	-0,0 X	0,5 I	-0,4 I
Zieleń parkowa	max	0,6 VI,VII	0,6 IV	1,3 VII	-0,9 VIII,IX
	min	0,5 XII	0,3 IX	0,7 I	-0,2 II

W mieście wahania dobowe temperatury powietrza są mniejsze niż poza miastem. Różnice dobowej amplitudy zmieniają się w ciągu roku od $\Delta A = -0,6^{\circ}\text{C}$ w styczniu do $\Delta A = -2,1^{\circ}\text{C}$ w lipcu i sierpniu. Zabudowa luźna mniej zniekształca dobowe wahania temperatury powietrza: różnica ΔA zmienia się od $-0,4^{\circ}\text{C}$ do $-1,2^{\circ}\text{C}$ (w tych samych miesiącach). Najmniejsze jednak dobowe wahania temperatury powietrza ΔA występują w zieleni parkowej: od $-0,2^{\circ}\text{C}$ w lutym do $-0,9^{\circ}\text{C}$ w sierpniu i wrześniu.

$$\Delta T = a_0 + b \sin(2\pi t/365,25 + c)$$

między zabudową zwartą, luźną, zielenią parkową i otoczeniem świadczą o zależności amplitudy miejskiej wyspy ciepła od rodzaju powierzchni czynnej. Temperatura powietrza w zabudowie zwartej i kompleksach zieleni parkowej w śródmieściu najbardziej odbiega od średnich warunków termicznych Warszawy. Zabudowa zwarta cechuje się najwyższą temperaturą minimalną (różnice ΔT do $1,9^{\circ}\text{C}$) i najmniejszą dobową amplitudą ΔA (do $-2,1^{\circ}\text{C}$) względem otoczenia. Z kolei zielenie miejska wyróżnia się najwyższą temperaturą maksymalną — różnice ΔT_{\max} sięgają $0,6^{\circ}\text{C}$ i największą amplitudą ΔA — do $-0,9^{\circ}\text{C}$ względem otoczenia.

Z przeprowadzonej analizy wynika, że zabudowa zwarta w śródmieściu Warszawy najbardziej deformuje pole temperatury powietrza, podwyższając średnią temperaturę powietrza, zwłaszcza minimalną, w 5-leciu 1961–1965 do $1,9^{\circ}\text{C}$, w poszczególnych latach do $2,6^{\circ}\text{C}$, a w pojedynczych dniach do 9°C , zmniejszając dobowe wahania temperatury powietrza do $-2,1^{\circ}\text{C}$. Podczas upalnego lata 1992 r. średnie miesięczne różnice osiągały skrajne wartości od $-4,1^{\circ}\text{C}$ w sierpniu do $-0,4^{\circ}\text{C}$ w lipcu.

4. Istotny wpływ na pionowy i poziomy ruch powietrza w mieście ma stratyfikacja atmosfery. Nierównomierne ogrzewanie się miasta w ciągu dnia (zwłaszcza słonecznego) tj. silne nagrzewanie się oświetlonych ścian budynków, a powolne terenów zacienionych i zieleni parkowej sprzyja powstawaniu równowagi chwiejnej powietrza.

Równowaga chwiejna powietrza przy kontrastach termicznych podłoża sprzyja rozwojowi prądów konwekcyjnych i turbulencji — pionową wymianę powietrza. Jest to proces samooczyszczania się miasta — odprowadzania pyłów i innych substancji gazowych na większe wysokości. Innym mechanizmem samooczyszczania się miasta z pyłów przemysłowych jest poziomy ruch powietrza, wynikający z różnicy temperatury powietrza między centrum i peryferiami. Odgrywa on dużą rolę przy słabych wiatrach i ciszach (bryza miejska). Na peryferiach miasta — przy małych prędkościach wiatru i czystym niebie — często występują inwersje temperatury powietrza (w nocy przy równowadze stałej powietrza), powodujące stagnację chłodnego powietrza przy gruncie. Miejska wyspa ciepła nie sprzyja inwersjom temperatury powietrza, którym towarzyszą mgły — duża koncentracja aerozoli. Miejska wyspa ciepła wzmacnia pionową turbulencyjną dyfuzję zanieczyszczenia powietrza, zmniejszając zawartość aerozoli w przyziemnej warstwie atmosfery (Stopa-Boryczka, 1992b).

W aspekcie zanieczyszczeń powietrza, najbardziej niekorzystne są warunki równowagi stałej powietrza — silne inwersje temperatury powietrza.

Hamują one konwekcję i pionowy turbulencyjny ruch powietrza. Z radiosondaży atmosfery, wykonanych w Legionowie w latach 1954–1959 wynika, że średnio w roku jest 265 dni z inwersją temperatury powietrza, w tym jest 156 dni w inwersją przyziemną i 109 dni z inwersją w swobodnej atmosferze, kiedy to temperatura wzrasta ku górze od pewnego poziomu (Nowosielski 1959).

Liczba dni z inwersją zależy od pory roku:

inwersje	Wiosna	Lato	Jesień	Zima
Przyziemne	39,2	51,2	38,4	27,2
Wysokie	28,4	13,2	26,8	40,6

Częstość inwersji przyziemnych (pochodzenia radiacyjnego) jest największa w lecie, a inwersji wysokich (pochodzenia frontowego) zimą.

Inwersje przyziemne i wysokie występują przeważnie w masach powietrza kontynentalnego (PPk). Ponadto 50% inwersji przyziemnych jest obserwowanych przy niebie bezchmurnym, a połowa z nich — podczas pochmurnego nieba. Prawdopodobieństwo inwersji w ciągu nocy bezchmurnej jest bliskie 100%, a w dni o zachmurzeniu konwekcyjnym — zanikającym wieczorem lub przy chmurach wysokich, które nie hamują wypromieniowania Ziemi — ponad 50%.

Należy podkreślić, że inwersjom temperatury powietrza towarzyszą zwykle małe prędkości wiatru lub cisze, przy których poziomy i pionowy turbulencyjny ruch powietrza jest niewielki. Sprzyjają one więc dużej koncentracji pyłów i SO_2 w przyziemnej warstwie powietrza (aerozoli). Na przykład dwutlenek siarki SO_2 łącząc się z kropelkami mgły tworzy kwas siarkawy H_2SO_3 , a w tkankach roślin — kwas siarkowy H_2SO_4 .

Spadek częstości inwersji przyziemnych w miastach należy zatem do pozytywnych skutków miejskiej wyspy ciepła.

Na wyższych poziomach nad miastem mogą być odmienne dobowe i roczne zmiany wyspy ciepła. W godzinach popołudniowych, powietrze nad miastem ogrzewa się szybciej niż w jego otoczeniu. Wywołane jest to intensywniejszym odprowadzeniem ciepła do góry drogą wzmożonej konwekcji i turbulencji.

Stwierdzone prawidłowości oddziaływania powierzchni sztucznych (miasta) na stan atmosfery w ciągu doby czy też roku można wykorzystać w prognozach antropogenicznych zmian klimatu. Przy rozbudowie miast np. w projektowaniu nowych osiedli mieszkaniowych.

Na podstawie empirycznych wzorów — równań prostych, parabol, sinusoid i hiperpłaszczyzn regresji można ekstrapolować deformację pola temperatury powietrza przez miasto. Można oszacować różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem wstawiając odpowiednie wartości

zmiennych meteorologicznych. Istnieje więc możliwość prognozowania np. temperatury powietrza w dzielnicach miasta — przy projektowaniu nowej zabudowy. Można oszacować temperaturę powietrza tam, gdzie nigdy nie prowadzono żadnych pomiarów meteorologicznych. Przykładem może być opracowanie prognozy projektowanego osiedla mieszkaniowego w Białołęce Dworskiej — pracy wykonanej w ramach tematu rządowego (Stopa-Boryczka 1992b).

Tego rodzaju empiryczne wzory wyznaczone dla różnego typu zabudowy i zieleni miejskiej częściowo już wykorzystano w interpolacji — przy konstrukcji izarytm w terenie zabudowanym Warszawy (Stopa-Boryczka, 1992b).

5. Innym rozwiązywanym problemem są naturalne zmiany klimatu i identyfikacja ich przyczyn. Uzasadniono tezę, że współczesne wahania klimatu są wypadkową: aktywności Słońca (mającej wpływ na cyrkulację atmosferyczną) i erupcji wulkanów (absorpcji promieniowania słonecznego przez pył wulkaniczny). Wskazano dwa rodzaje pośredniego oddziaływania Układu Słonecznego na klimat Ziemi.

1. parametry US → aktywność Słońca → cyrkulacja atmosferyczna
2. parametry US → erupcje wulkanów → promieniowanie słoneczne

Wykazano też, że erupcje wulkanów — podobnie do aktywności Słońca — są zjawiskiem periodycznym, kształtowanym przez zmiany parametrów Układu Słonecznego. Takimi parametrami m.in. są przyspieszenie Słońca względem środka masy US i wypadkowa sił przyptywowych na Słońcu, wywołanych przyciąganiem grawitacyjnym największych planet (olbrzymów).

Identyfikacji przyczyn naturalnych zmian klimatu dokonano zgodnie z zasadą „widma oscylacji — rzeczywiste cykle — przyczyn i skutków są zbliżone”. Postępu w identyfikacji przyczyn naturalnych zmian klimatu dokonano dzięki nowej metodzie J. Boryczki, wyznaczania gęstych widm oscylacji — rzeczywistych cykli.

Okazało się, że widma oscylacji: temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, odpływów rzek Europy, cyrkulacji atmosferycznej są zbliżone, a także do widm oscylacji parametrów Układu Słonecznego. We wszystkich widmach oscylacji dominują okresy obiegu dookoła Słońca największych planet (Jowisz, Saturn, Uran, Neptun) i okresy ich wzajemnego takiego samego położenia (wyrażone w latach kalendarzowych):

Planety	Jowisz	Saturn	Uran	Neptun
Jowisz	11,862			
Saturn	19,858	29,458		
Uran	13,812	45,364	84,015	
Neptun	12,782	35,870	171,400	164,700

Znamienne jest, że okresy te są obecne w widmach oscylacji temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779–1990 (średnie konsekwentne 12 miesięczne), aktywności Słońca w latach 1700–1980 (liczb Wolfa) i erupcji wulkanów — w latach 1680–1980: wskaźnika zapylenia wulkanicznego $\lg DVI$ (Dust Veil Index), wskaźnika aktywności wulkanicznej $\lg I$ ($I = DVI/\Delta t$), gdzie Δt jest odstępem czasu między kolejnymi erupcjami. Oto najsilniejsze cykle (o największych amplitudach) widm oscylacji (R — współczynnik korelacji wielokrotnej):

Temperatura		Liczby Wolfa		Erupcje wulkanów			
				$\lg DVI$		$\lg I$	
Okres	R	Okres	R	Okres	R	Okres	R
12,1	0,10	12,1	0,27	11,4	0,31	11,7	0,29
12,8	0,16	12,8	0,17	13,3	0,28	12,7	0,26
14,0	0,14	13,8	0,09	13,9	0,18	15,2	0,29
17,7	0,14	21,4	0,11	19,8	0,25	21,2	0,32
29,8	0,05	28,5	0,12	30,4	0,19	28,4	0,28
34,7	0,04	36,9	0,08	38,6	0,22	40,8	0,24
42,2	0,10	45,5	0,14	52,2	0,17	57,0	0,33
103,8	0,09	96,3	0,33	91,8	0,34	90,5	0,25
220,7	0,43	187,1	0,20	223,8	0,23	221,5	0,35

Istnieje też zbieżność krótszych silnych cykli:

Temperatura powietrza:	4,16	($R = 0,17$),	7,75	($R = 0,23$),	11,17	($R = 0,10$)
Aktywność Słońca:	—	—	7,4	($R = 0,10$),	11,0	($R = 0,52$)
Wulkany ($\lg DVI$):	4,0	($R = 0,33$),	7,9	($R = 0,23$),	11,4	($R = 0,31$)
Wulkany ($\lg I$):	3,9	($R = 0,29$),	8,0	($R = 0,32$),	11,2	($R = 0,22$)
Przyspieszenie Słońca:	3,9	($R = 0,28$),	7,8	($R = 0,27$)		

Nie oczekiwano tak dużego podobieństwa między maksimumami lokalnymi gęstych widm oscylacji (rzeczywistymi cyklami): temperatury powietrza, aktywności Słońca, erupcji wulkanów i parametrów Układu Słonecznego ze względu na procesy deterministyczno-stochastyczne zachodzące na Słońcu i Ziemi (w atmosferze).

W ostatnich dwóch stuleciach (1779–1990), temperatura powietrza w Warszawie wzrastała średnio o $0,6^{\circ}\text{C}/100$ lat:

$$T = 6,93 + 0,006460t, \quad R = 0,42$$

Ta tendencja wzrostowa temperatury powietrza jest wypadkową nakładania się dwóch naturalnych cykli: 103,8 lat i 220,7 lat (na podstawie ciągu chronologicznego 1779–1979 otrzymano trochę krótsze cykle: 89,7 lat i 195,2 lat, pozostałe — takie same).

Podczas maksimum aktywności Słońca obserwuje się wyższą temperaturę powietrza niż w latach spokojnego Słońca. Minimum wiekowe temperatury powietrza przypada na najsłabszy cykl 11 letni aktywności Słońca (1811–1823). Natomiast maksimum krzywej trendu czasowego temperatury przypada w pobliżu maksimum absolutnego aktywności Słońca (1957 r.). Minimum wiekowe temperatury powietrza wystąpiło podczas wzmożonej aktywności wulkanicznej Ziemi: 1815 — wybuch wulkanu Tambora (Indonezja) o $DVI = 3000$, 1835 — Coseguina (Nicaragua) o $DVI = 4000$.

Najdłuższe cykle temperatury powietrza: 103,8 i 220,7 lat są zbliżone do najdłuższych cykli aktywności Słońca: 96,3 i 187,1 lat oraz erupcji wulkanów: $\lg DVI = 91,8$ i $223,8$ lat, $\lg I = 90,5$ i $221,5$ lat.

To ocieplenie się klimatu w ostatnich dwóch stuleciach o $0,6^{\circ}\text{C}/100$ lat jest wywołane głównie wzrostem aktywności Słońca i spadkiem aktywności wulkanicznej.

Aktywność Słońca w latach 1700–1980 wzrastała średnio o $9,5/100$ lat:

$$W = 34,73 + 0,0948t, \quad R = 0,20$$

Ponadto tendencja wiekowych zmian erupcji wulkanów w latach 1680–1980 jest malejąca — zarówno wskaźnika Dust Veil Index jak też wskaźnika aktywności wulkanicznej $I = DVI/\Delta t$. Natomiast średnio biorąc, wzrastają odstępy czasu między erupcjami wulkanów Δt (patrz parabola regresji na rys. 205).

Miarą antropogenicznych zmian temperatury powietrza w ostatnich dwóch stuleciach jest składnik liniowy $\Delta T = at$ trendu czasowego temperatury powietrza — część która pozostaje po eliminacji kilkunastu naturalnych cykli (rytmów) temperatury. Składnik antropogenicznych zmian temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779–1979 wynosi $a = 0,15^{\circ}\text{C}/100$ lat. Wynika on głównie z rozbudowy miasta — z miejskiej wyspy ciepła (większa akumulacja ciepła przez zabudowę, pyły przemysłowe i CO_2).

O właściwej identyfikacji przyczyn naturalnych zmian klimatu świadczy zgodność prognoz klimatologicznych i astronomicznych na XXI wiek. W prognozach klimatologicznych $T = f(t)$ nałożono na siebie 15 cykli rzeczywistych temperatury powietrza — o największych amplitudach — obecnych w gęstym widmie oscylacji. Natomiast w prognozach astronomicznych rozwinięto ciąg chronologiczny w szereg Taylora (wg najmniejszych kwadratów) względem czterech parametrów Układu Słonecznego $T = f(G, \cos I, z, Z)$. Obydwie krzywe wiekowych zmian temperatury powietrza w Warszawie w stuleciu XXI znajdują się poniżej średniej z lat 1779–1979. W przyszłym wieku (XXI) można oczekiwać pewnego ochłodzenia klimatu. Nie będzie ono jednak zbyt duże (takie, jak na przełomie XVIII–XIX wieku) ze względu na składnik antropogeniczny wskazujący wzrost temperatury o $0,15^{\circ}\text{C}/100$ lat (rys. 206).

LITERATURA

- B o r y c z k a J., 1993 a, *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII-XXI wieku*. Wyd. WGSR UW, Warszawa.
- B o r y c z k a J., 1993 b, *Wpływ erupcji wulkanów na klimat Ziemi w XVII-XXI wieku*. Materiały Sympozjum nt. Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja, 16-17 września 1993, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń.
- B o r y c z k a J., S t o p a - B o r y c z k a M., K i c i Ń s k a B., Ż m u d z - k a E., 1992, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, cz. VII, Zmiany wiekowe klimatu Polski*. Wyd. UW, Warszawa.
- B u d y k o M. I., 1967, *Izmenienije klimata*. Meteorologija i Hidrologija, nr 11.
- B y d y k o M. I., 1971, *Klimat i żizń*. Gidromietieoizdat, Leningrad.
- C h a n d l e r T., 1965, *Climate of London*. Heffer and Sons Ltd., Cambridge, England.
- G r a e d e l T. E., C r u t z e n P. J., 1993, *Atmospheric change: an Earth System Perspective*. W. H. Freeman and Company (Library of Congress Cataloging — in — Publication Data), New York.
- H e s s M., 1968, *Klimat terytorium miasta Krakowa*. Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys., vol. I, Kraków.
- K i m b a l H. H., 1980, *Volcanic eruptions and solar radiation intensities*. Mon. Wea. Rev., vol. 46, No. 8.
- K o p a c z - L e m b o w i c z M., 1991, *Wymiana powietrza w Warszawie*. W: Tereny otwarte w Warszawie. Instytut Miasta, Warszawa.
- K o p a c z - L e m b o w i c z M., K o s s o w s k a - C e z a k U., M a r t y n D., O l s z e w s k i K., 1984, *Wpływ zieleni miejskiej na klimat lokalny*.

- W: Wpływ zieleni na kształtowanie środowiska miejskiego, praca zbior. pod red. M. B. Szczepanowskiej. PWN, Warszawa.
- K o s s o w s k a U., 1973, *Osobliwości klimatu wielkomiejskiego na przykładzie Warszawy*. Prace i Studia IG UW, z. 12, Klimatologia, z. 7.
- K o s s o w s k a U., 1975, *Zmiany roczne różnic temperatury powietrza między śródmieściem i peryferiami Warszawy*. Prace i Studia IG UW, z. 18, Klimatologia z. 8.
- K o s s o w s k a - C e z a k U., 1977, *Warunki termiczne Warszawy*. Prace i Studia IG UW, z. 22, Klimatologia z. 9.
- K o z ł o w s k a - S z c z ę s n a T., 1993, *Temperatura powietrza w Polsce w trzydziestoleciu 1951–1980*. W: Charakterystyka termiczna Polski. Zeszyty Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Nr 18.
- K o ż u c h o w s k i K., 1990, *Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych*. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- K o ż u c h o w s k i K., 1993, *Antropogenne oddziaływania na klimat*. Materiały Konferencji nt. Globalne ocieplenie a współczesne zmiany klimatyczne w Polsce, 31 maja – 1 czerwca 1993, Szczecin.
- K r a t z e r P. A., 1958, *Klimat goroda*. Moskwa (tłum. z niem.).
- L a m b H. H., 1970, *Volcanic dust in the atmosphere, with a chronology and assessment of the meteorological significance*. Philosoph. Transactions Roy. Soc., Ser. A, No. 226.
- L a m b H. H., 1972, 1977, *Climate: present, past and future*. Vol. I, II. Methuen, London.
- L a n d s b e r g H. E., 1981, *The urban climate*. New York.
- L a s k o w s k i L., 1987, *Wybrane zagadnienia fizyki miasta*. Centralny Ośrodek Budownictwa, Warszawa.
- L e w i Ń s k a J., Z g u d K., B a ś c i k J., W i a t r a k W., 1990, *Klimat obszarów zurbanizowanych*. Wyd. IGPiK, Warszawa.
- L o r e n c H., 1994, *Symptomy zmian klimatu w strefach ograniczonych wpływów antropogenicznych*. Materiały Badawcze, seria: Meteorologia — 19. Wyd. IMGW, Warszawa.
- L u d w i c z a k K., 1986, *Regresja elementów meteorologicznych w Warszawie względem jej okolic*. Maszynopis pracy magisterskiej, Zakład Klimatologii UW.
- M a n a b e S., W e t h e r a l d R. I., 1975, *The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model*. Journ. Atm. Sci., vol. 32.

- Martyn D., 1993, *Klimat*. W: Atlas Województwa Warszawskiego. Wyd. Wydziału Geodezji i Gospodarki Gruntami, Warszawa.
- Morawska-Horawska M., 1991, *Wpływ rozwoju miasta i globalnego ocieplenia na wzrost temperatury powietrza w Krakowie w 100-leciu 1881-1980*. Przegląd Geofizyczny, R. XXXVI, z. 4.
- Nowosielski L., 1959, *Inwersje temperatury przyziemne i w swobodnej atmosferze w Legionowie w okresie 1 I 1954-31 XII 1958*. Maszynopis pracy magisterskiej, Zakład Klimatologii UW.
- Oeschger H., Siegenthaler U., 1987, *Biosphere CO₂ emission during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data*. Tellus 1987, 39 B.
- Oke T. R., 1978, *Boundary layer climates*. Methuen, London.
- Öpik E. T., 1953, *On the causes of paleoclimatic variation and of ice ages in particular*. Journ. Glaciol., vol. 2, No. 13.
- Ostaszewska E., 1991, *Założenia koncepcji systemu wymiany i regeneracji powietrza w Warszawie*. W: Tereny otwarte w Warszawie. Instytut Miasta, Warszawa.
- Paszyński J., Niedźwiedź T., 1991, *Klimat*. W: Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa.
- Puławska U., 1994, *Warunki meteorologiczne sprzyjające powstawaniu śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie w półroczu chłodnym 1992 roku*. Maszynopis pracy magisterskiej, Zakład Klimatologii UW.
- Reznikow A. P., 1982, *Priedskazaniye jestiestwiennych processow obuczajuszcziesja sistiemoj*. Nowosibirsk.
- Scenarios of climatic changes according to global models GFDL and GTSS, 1992. Archives of the Institute of Geophysics, PAN.
- Sellers W. D., 1969, *A global climate model based on the energy balance of the Earth — atmosphere system*. Journ. Appl. Meteorol., vol. No. 3.
- Sochacka U., 1994, *Warunki meteorologiczne sprzyjające powstawaniu śródmiejskiej wyspy ciepła w Warszawie w półroczu ciepłym 1992 roku*. Maszynopis pracy magisterskiej, Zakład Klimatologii UW.
- Stopa-Boryczka M., 1992 a, *Deformacja pól zmiennych meteorologicznych przez zabudowę w Warszawie*. Prace i Studia Geograficzne, t. 11.
- Stopa-Boryczka M., 1992 b, *Z badań klimatu Warszawy Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego*. Prace i Studia Geograficzne, t. 11.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1989, *Wpływ czynników antropogennych na klimat lokalny Warszawy*. Acta Universitatis Carolinae, Geographica, No. 2. Praha.

- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1989, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, cz. V, Z badań klimatu Polski*. Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1990, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, cz. VI, Wpływ Oceanu Atlantyckiego i ukształtowania powierzchni Ziemi na pole temperatury powietrza w Polsce*. Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wągrowska M., Śmiałkowski J., 1994. *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, cz. VIII, Cechy oceaniczne klimatu Europy*. Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Kopacz-Lembowicz M., Boryczka J., 1994, *Positive and negative effects of the urban heat island in Warsaw*. *Memorabilia Zoologica* 49.
- Tomaszewska A., 1963, *Przebieg temperatur ekstremalnych w Warszawie w różnych masach powietrza w latach 1951-1960*. Maszynopis pracy magisterskiej, Zakład Klimatologii UW.
- Wawer J., 1992, *Zależność od pory dnia różnic temperatury powietrza między miastem a otoczeniem*. *Prace i Studia Geograficzne*, t. 11.
- Wawer J., 1994, *Cechy termiczne klimatu lokalnego Warszawy*. Maszynopis pracy doktorskiej, Zakład Klimatologii UW.
- Wexler H., 1953, *Radiation balance of the Earth as factor of climate changes. Climatic change: evidence, causes and effects*. Harvard Univ. Press.
- Wójcik G., Marciniak K., 1984, *Zróżnicowanie stosunków termicznych na obszarze Torunia. Materiały I Ogólnopolskiej Konferencji nt. Klimat i bioklimat miast, 22-24 listopada 1984*. Uniwersytet Łódzki, Łódź.
- Zinkiewicz W., Warakomski W., 1960, *Zarys klimatu Lublina*. *Annales UMCS*, vol. XIV, 2, ser. B.

SUMMARY

The primary objective of the volume is to determine the scope of deformation of the air temperature field in Poland caused by towns. The proposal of a solution to this problem is presented on the example of Warsaw, a lowland town, located in central Europe within the Masovian Lowland ($\varphi = 52.1^\circ$, $\lambda = 21.0^\circ$, $H = 110$ m a.s.l.).

1. First, the assessment was made of the influence exerted by geographical location on the thermal features of towns in Europe, with special consideration of Poland. The statistical models of various scales: large scale (for Europe) and meso-scale (for Poland) give the results indicating that the natural factors dominate in formation of climate of towns. These factors are: latitude — decisive for the zonal nature of climate, distance from the Atlantic Ocean (the warming influence of masses of polar-maritime air in winter), and the height above the sea level. The zonal setting of climates is mainly being deformed by the Atlantic Ocean and the mountains. In the "lowland" towns of western Europe the influence of Atlantic Ocean on the field of air temperature dominates, while in eastern Europe — the influence of the Asian continent. The field of air temperature in towns located to the South and to the North of the belt of European plains is primarily deformed by their height a.s.l. It is most deformed in the intermontane valleys and dales in the Alps, Carpathians and Sudetes.

The models simulating the spatial variability of air temperature in Europe indicate also an important contribution of the anthropogenic factors in shaping of the climate of towns. The differences between air temperatures measured and calculated from the fourth order regression polynomials with respect to geographic factors, $T = f(\varphi, \lambda, H)$, witness to quite important role of the artificial surfaces, mainly in large towns. In the case of Warsaw this difference is of the order of 1°C , in spite of the fact that Masovian Lowland distinguishes itself as a warmer area.

2. Warsaw can be distinguished from the thermal background mainly through: higher minimum temperatures (the town being significantly warmer during the night), longer frost-free and growing season, lower relative humidity and greater air humidity deficiency, greater cloudiness and lower number of good weather days, higher total precipitation, lower number of foggy days (fewer thermal inversions) and much lower wind velocity (fewer days with strong winds, and more days with very weak winds and no wind at all), see Stopa-Boryczka (1992).

The measurements of the meteorological elements within the confines of town (in a couple of points) and in its peripheries made it possible to determine the annual and daily

changes of the urban heat island in Warsaw. The deformations of the air temperature field on the scale of the whole town, as well as for the fragments of compact and dispersed buildings, and greenery, were determined. Thus, quite a lot of space in the volume is devoted to differentiation of the thermal features on the local scale — the influence exerted by the nature of buildings, their disposition in space, and by green areas on the urban island of heat.

A novelty in the literature is constituted by the comprehensive characterization of daily changes in the urban heat island in Warsaw, presented on the example of the anomalous hot year of 1992. An important cognitive significance must be attributed to the dates of appearance and disappearance of the urban heat island, as well as to its intensity, depending upon the weather conditions. It is interesting to know under what circulation of the air the differences of air temperature between the town and its surroundings are the biggest, e.g. $> 3^{\circ}\text{C}$. It was namely simply stated what kind of weather situations are conducive to high intensity of the urban heat island.

The days with the maximum difference of air temperature (ΔT_{\max}) between downtown Warsaw and the town's peripheries in 1992 and their meteorological characteristics are given in Table 27.

It is interesting to note that the most pronounced urban heat island in Warsaw (i.e. the biggest positive difference of air temperature between downtown and peripheries) appeared on the days with anticyclonic (high pressure) circulation and the highest insolation. The biggest air temperature difference, $\Delta T = 9.1^{\circ}\text{C}$, occurred on the days of July 30th and August 17th, 1992, with the type of circulation SW_A . The thermal contrast between the town and its surroundings intensifies particularly in the presence of cold fronts in late evening and night hours.

Table 27. Days with highest air temperature differences between downtown Warsaw and its peripheries.

Day in 1992	Hour	ΔT_{\max}	Circulation	$T^{\circ}\text{C}$	N	v [m/s]	Direction
23.I.	5	6.8	O_A	-15.8	0	1	W
26.II.	24	4.4	O_A	-1.1	2	1	S
2.III.	4	8.4	W_A	-1.7	2	0	C
6.IV.	6	6.0	O_C	-2.0	5	1	W
16.V.	5	7.8	N_A	5.8	1	1	SW
27.VI.	5	8.5	O_A	9.4	3	1	W
30.VII.	1	9.1	SW_A	9.2	0	1	S
17.VIII.	6	9.1	SW_A	8.1	2	2	S
10.IX.	6	6.4	SW_A	4.5	0	1	W
21.X.	6	4.6	NW_C	-2.3	4	1	S
9.XI.	20	5.1	O_A	-3.8	0	1	S
26.XII.	21	4.9	N_A	-11.3	0	1	NW

The table gives the hours (1–24) of appearance of the maximum air temperature difference (ΔT_{\max}), circulation type according to Osuchowska-Klein, air temperature in Okęcie quarter (T), cloudiness (N), wind velocity (v) and its direction.

The daily heat island is most intensive in winter in downtown Warsaw (in compactly built up areas and parks). During the night the town cools down less than the surrounding areas. This is indicated by the differences in air temperature (January, April, July, October 1992). During the night the town is much warmer than its peripheries — the temperature is

on the average higher by up to 2°C. The urban heat island persists in winter during almost the whole day. In summer, on the other hand, it intensifies from evening till morning. In the hours around noon the differences between air temperatures in downtown Warsaw and in peripheries are very small (evening up of air temperature).

3. Various measurement of difference of air temperature, noted between the town and its surroundings, namely daily average, ΔT , maximum, ΔT_{\max} , minimum, ΔT_{\min} , and daily amplitude, ΔA , depending upon the nature of surface, are presented in Table 28, together with months of occurrence of their extremal values (minimum and maximum), given in brackets.

Table 28. Temperature difference measurement for various kinds of surface

Surface	Extremum values	ΔT	ΔT_{\max}	ΔT_{\min}	ΔA
Town as a whole	max	0.8(VII)	0.2(II)	1.7(VII)	-1.7(VIII)
	min	0.5(I)	-0.1(I)	0.5(I)	-0.3(II)
Compactly built up areas	max	1.0(VII,VIII)	0.3(II)	1.9(VII,VIII)	-2.1(VII,VIII)
	min	0.7(II)	-0.2(VIII)	0.9(I)	-0.6(I)
Sparsely built up areas	max	0.5(VIII,IX)	0.1(VI,V)	1.2(VII)	-1.2(VII,VIII)
	min	0.3(III)	-0.0(X)	0.5(I)	-0.4(I)
Parks	max	0.6(VI,VII)	0.6(IV)	1.3(VII)	-0.9(VIII,IX)
	min	0.5(XII)	0.3(IX)	0.7(I)	-0.2(II)

As can be easily seen from Table 2, daily oscillations of temperature are smaller in town than outside of it. The differences of the daily amplitudes change during the year from $\Delta A = -0.6^\circ\text{C}$ in January to $\Delta A = -2.1^\circ\text{C}$ in July and August. Sparse configuration of buildings deforms less the daily fluctuations of air temperature: the difference ΔA changes in the interval of -0.4°C to -1.2°C (in the same months as before). The lowest differences of the daily air temperature amplitudes are observed, though, for the park areas, where they range from -0.2°C in February to -0.9°C in August and September.

The sinusoid model, describing the annual changes of air temperature differences, namely

$$\Delta T = a_0 + b \sin(2\pi t/365.25 + c),$$

established for compactly built up areas, sparsely built up areas and parks, indicates the dependence of the amplitude of the urban heat island upon the nature of active surface. Air temperatures in the compactly built up areas and in parks of downtown Warsaw diverge the most from the average thermal conditions of the town. The compactly built up areas are characterized by the highest minimum temperatures (the differences ΔT_{\min} reaching up to 1.9°C), and the lowest daily amplitude ΔA (down to -2.1°C), in relation to the surroundings. On the other hand, urban green areas feature the highest maximum temperatures, the differences ΔT_{\max} reaching 0.6°C , and the highest amplitude difference ΔA — up to -0.9°C — with respect to the surrounding areas.

It can be concluded from the analysis performed that the compactly built up area in downtown Warsaw deforms the most the air temperature field, pushing up the average air temperature, and especially the minimum temperatures, over the five-year period 1961–1965 by 1.9°C (in particular years by up to 2.6°C , and on individual days even by 9°C),

and decreasing the daily temperature fluctuations by 2.1°C. During the hot summer of 1992 the average monthly differences attained the extremum values of -4.1°C in August and -0.4°C in July.

4. An essential influence upon the vertical and horizontal movements of air masses in town is exerted by stratification of the atmosphere. The uneven warming of the town during the day (especially during the sunny days), namely strong temperature increase of the insulated walls of buildings, and much smaller increase of temperature of the shaded areas and parks is altogether conducive to appearance of the unstable equilibrium of the air.

The unstable equilibrium of the air, given the thermal contrasts of the surface, gives rise to the development of convection currents and turbulences — the vertical air exchange. This constitutes the process of self-purification of the town's atmosphere — carrying away of gaseous substances to greater heights. Another mechanism of self-purification of the town from the industrial dust is provided by the horizontal movement of air masses, resulting from the difference of temperatures between the centre and the peripheries. This latter mechanism plays an important role in periods of weak winds and calms (town breeze). Within the peripheries of towns — when wind velocities are low and sky is clean — there often appear the inversions of air temperature (during the night in conditions of a stable equilibrium of the air masses), entailing stagnation of cool air near to the ground. The urban heat island hampers the occurrence of air temperature inversions, accompanied by fogs, i.e. high concentrations of aerosols. The urban heat island intensifies the vertical, turbulent diffusion of air pollution, thereby decreasing the content of aerosols in the ground adjacent layer of the atmosphere (Stopa-Boryczka, 1992b).

In terms of air pollution the most disadvantageous are the conditions of stable equilibrium of the air masses — strong inversions of air temperature. They slow down the convection and the vertical turbulent movement of the air. According to the radio probing of the atmosphere, carried out in Legionowo near Warsaw in the years 1954–1959 there have been on the average 265 days in a year with inversions of air temperature. This includes 156 days with the ground-adjacent inversions and 109 days with inversions in free atmosphere, when temperature increases along with height starting with a certain level (Nowosielski, 1959).

Numbers of days with inversions depend upon the season:

	Spring	Summer	Autumn	Winter
Ground-adjacent	39.2	51.2	38.4	27.2
High	28.4	13.2	26.8	40.6

The frequency of the ground-adjacent inversions (of radiation origin) is the greatest in summer, while that of high inversions (of weather front origin) — in winter.

Both kinds of inversions appear most often in the masses of continental air (PPK). Besides this, 50% of the ground-adjacent inversions are observed in conditions of cloudless sky, and a half of them — when the sky is clouded. The probability of inversion taking place during a cloudless night is close to 100%, while on the days with convective clouds — disappearing in the evening, or with tall clouds, which do not stand in the way of radiation of the earth — more than 50%.

It should be emphasized that inversions of air temperature are usually accompanied by low velocities of wind or by calms, when the horizontal and vertical turbulent movement of the air is very limited. They are conducive, therefore, to high concentrations of dusts and SO₂ in the ground-adjacent layer of the air (aerosols). Thus, for instance, the sulphur

dioxide SO_2 , associating with the droplets of fog forms the sulphurous acid H_2SO_3 , and in the plant tissues — the sulphuric acid H_2SO_4 .

The decrease of frequency of the ground-adjacent inversions in towns is, therefore, a positive effect of the urban heat island.

At the higher levels above town there may exist different daily and annual changes of the heat island. In the afternoon hours the air above town warms up quicker than in its surroundings. This is caused by the more intensive carrying away of the heat upwards through intensified convection and turbulence.

The established regularities regarding the influences exerted by the artificial surfaces (town) on the state of the atmosphere during a day or a year can be made use of in the forecasts of anthropogenic climate changes. In the case of expansion of towns — they can be used in designing new housing estates.

On the basis of empirical formulae — equations of straight lines, paraboles, sinusoids and hyperplanes of regression — the deformation of the field of air temperature by a town can be extrapolated. The differences of air temperature between the town and the surrounding areas can be estimated by substitution of appropriate values of meteorological variables. Thus, there exists a possibility of forecasting, e.g., the air temperature in the newly designed and constructed parts of town. Air temperature can be forecasted in places, where no meteorological measurements have been made before. An example can be provided by the elaboration of the forecast for the design of a housing estate in Białołęka Dworska by Warsaw, elaborated within the framework of the respective governmental program (Stopa-Boryczka, 1992b).

The empirical formulae of this kind, determined for various types of built up and green areas, were already partly applied in interpolation, for construction of isotherms within the built up area of Warsaw (Stopa-Boryczka, 1992b).

5. Another problem solved is constituted by the natural climate changes and identification of their causes. The proposition was proved stipulating that the modern fluctuations of the climate are the resultant of the solar activity (influencing atmospheric circulation) and the volcanic eruptions (absorption of solar radiation by volcanic dust). Two kinds of indirect influence of the Solar System (SS) on the earth's climate are indicated:

- 1) the parameters of the SS → solar activity → atmospheric circulation;
- 2) the parameters of the SS → volcanic eruptions → solar radiation.

It was also demonstrated that volcanic eruptions — similarly as solar activity — are periodic phenomena, shaped by the changes in the parameters of the solar system. The parameters in question are, in particular, acceleration of the sun with respect to the center of gravity of the SS and the resultant of the tidal forces on the sun, brought about by the gravitational attraction of the greatest planets (the giants).

Identification of the natural causes of climate changes was performed according to the principle: "the spectra of oscillations — the true cycles of causes and effects are similar". An advance in identification of the causes of natural climate changes was made possible due to the new method of J. Boryczka of determining the dense spectra of oscillations — the true cycles.

It turned out that the spectra of oscillations of air temperature, precipitation, outflow of European rivers and atmospheric circulation are alike, as are the spectra of oscillations of the parameters of the solar system. All these spectra are dominated by the periods of rotation of the biggest planets (Jupiter, Saturn, Uranus and Neptune) around the sun and the periods of their mutual identical positions (expressed in years), see Table 29.

It is quite telling that these periods are present in the spectra of oscillations of the air temperature in Warsaw in the years 1779–1990 (consecutive 12-month averages), of

the solar activity in the years 1700–1980 (Wolf numbers), and of volcanic eruptions in the years 1680–1980: the indicator of volcanic dust, $\lg DVI$ (Dust Veil Index), along with the volcanic activity indicator $\lg I = \lg(DVI/\Delta t)$, where Δt is the time interval between two consecutive eruptions. Table 30 presents the strongest cycles (i.e. those with the greatest amplitudes) of the spectra of oscillations (R — multiple correlation coefficient value).

Table 29. Periods of mutual identical positions of the giants (years)

Planets	Jupiter	Saturn	Uranus	Neptune
Jupiter	11.862			
Saturn	19.858	29.458		
Uranus	13.812	45.364	84.015	
Neptune	12.782	35.870	171.400	164.700

Table 30. The strongest cycles in the time series of air temperature, Wolf number and volcanic eruptions

Temperature		Wolf numbers		Volcanic eruptions			
				$\lg DVI$		$\lg I$	
Period	R	Period	R	Period	R	Period	R
12.1	0.10	12.1	0.27	11.4	0.31	11.7	0.29
12.8	0.16	12.8	0.17	13.3	0.28	12.7	0.26
14.0	0.14	13.8	0.09	13.9	0.18	15.2	0.29
17.7	0.14	21.4	0.11	19.8	0.25	21.2	0.32
29.8	0.05	28.5	0.12	30.4	0.19	28.4	0.28
34.7	0.04	36.9	0.08	38.6	0.22	40.8	0.24
42.2	0.10	45.5	0.14	52.2	0.17	757.0	0.33
103.8	0.09	98.3	0.33	791.8	0.34	90.5	0.25
220.7	0.43	187.1	0.20	223.8	0.23	221.5	0.35

One can also observe similarity of the shorter strong cycles, as shown in Table 31 below.

Table 31. Characteristics of short strong cycles

	Period	R	Period	R	Period	R
Air temperature	4.16	0.17	7.75	0.23	11.17	0.10
Solar activity	—	—	7.4	0.10	11.0	0.52
Volcanic activity ($\lg DVI$)	4.0	0.33	7.9	0.23	11.4	0.31
Volcanic activity ($\lg I$)	3.9	0.29	8.0	0.32	11.2	0.22
Acceleration of the Sun	3.9	0.28	7.8	0.27	—	—

The thus important similarity between the local maxima of the dense spectra of oscillations (the true cycles) of air temperature, solar activity, volcanic eruptions and the parameters of the Solar System was not expected, in view of the deterministic — stochastic processes taking place in the sun and on the earth (in the atmosphere).

During the last two centuries (1779–1990) air temperature in Warsaw has been increasing by 0.6°C in 100 years on the average, i.e.

$$T = 6.93 + 0.006460 \cdot t, \quad R = 0.42$$

The upward tendency of the air temperature is the resultant of the overlapping of two natural cycles: 103.8 years and 220.7 years (on the basis of the chronological series for 1779–1979 somewhat shorter cycles were obtained: 89.7 years and 195.2 years, with the remaining ones being the same).

During the maxima of solar activity higher temperature of the air is observed than in the years of calm sun. The secular minimum of air temperature coincides with the weakest 11-year cycle of solar activity (1811–1823). On the other hand, the maximum of the temporal trend curve of air temperature can be located some place near the absolute maximum of solar activity (1957). The secular minimum of air temperature occurred during the intensified volcanic activity of the earth: 1815 — eruption of Tambora volcano (Indonesia) of $DVI = 3,000$, 1835 — Coseguina (Nicaragua), with $DVI = 4,000$.

The longest cycles of air temperature: 103.8 and 220.7 years, are similar to the longest cycles of solar activity: 96.3 and 187.1 years, and of volcanic eruptions: $\lg DVI$ — 91.8 and 223.8 years, $\lg I$ — 90.5 and 221.5 years.

This warming of climate during the last two centuries by 0.6°C per 100 years is mainly caused by the increase of solar activity and the decrease of volcanic activity.

Solar activity has been increasing in the years 1700–1980 by 9.5 per each 100 years:

$$W = 34.73 + 0.0948 \cdot t, \quad R = 0.20$$

Besides this, there is a downward tendency in the secular trend of volcanic eruptions, both in terms of the Dust Veil Index and of the volcanic activity indicator $I = DVI/\Delta t$. Simultaneously, there has been, on the average, an increase of the time intervals, Δt , between consecutive volcanic eruptions (see the parabole of regression in Fig. 205).

The measure of antropogenic changes of air temperature during the last two centuries is constituted by the linear component of $\Delta T = at$ of the temporal trend of air temperature — the part which remains after elimination of a dozen natural cycles (rhythms) of temperature. The antropogenic component of temperature changes in Warsaw in the years 1779–1979 amounted to $a = 0.15^{\circ}\text{C}$ per 100 years. This results primarily from the expansion and growth of the town and the related increase of the heat island (bigger accumulation of heat by the buildings, industrial dusts and CO_2):

The correctness of identification of the natural causes of climate changes was confirmed by the agreement between the climatological and astronomic forecasts for the 21st century. In the climatological forecast 15 true cycles of air temperature, having the highest amplitudes, contained in the dense spectrum of oscillations $T = f(t)$, were combined. In the astronomical forecasts, on the other hand, Taylor expansion of the chronological series was obtained according to the least squares with respect to four parameters of the Solar System, $T = f(G, \cos I, z, Z)$. Both these curves of secular changes of air temperature in Warsaw in the 21st century are below the average for 1779–1979. Thus, in the 21st century one can expect a certain cooling down of climate. It will not be too big, though (like at the turn of 19th century), due to the presence of the antropogenic component, which forces the increase of temperature by 0.15°C per 100 years (see Fig. 206).

SPIS TREŚCI

PRZEDMOWA	5
I. WSTĘP	9
II. ZASTOSOWANE METODY BADAŃ KLIMATU MIAST ...	12
1. Badanie zależności miejskiej wyspy ciepła od stanu atmosfery	13
2. Ekstrema roczne miejskiej wyspy ciepła i daty ich występowania	15
3. Oddzielenie deformacji pola temperatury powietrza przez ukształtowanie powierzchni Ziemi i miasta	16
III. WPŁYW CZYNNIKÓW GEOGRAFICZNYCH NA POLE TEMPERATURY POWIETRZA	18
1. Profile temperatury powietrza w Europie	18
2. Profile temperatury powietrza w Polsce	20
IV. CECHY TERMICZNE KLIMATU MIAST W POLSCE	48
1. Zmiany roczne temperatury powietrza w latach 1951–1990	48
2. Przestrzenne zróżnicowanie temperatury powietrza w Polsce	50
V. DEFORMACJA POLA TEMPERATURY POWIETRZA PRZEZ MIASTO	106
1. Wpływ zabudowy na różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem	107
2. Zależność różnic temperatury powietrza od stanu atmosfery	108
3. Wpływ miejskiej wyspy ciepła na procesy przewietrzania Warszawy	110
VI. ZMIANY DOBOWE MIEJSKIEJ WYSPY CIEPŁA W WARSZAWIE	165
1. Terminy powstawania i zaniku miejskiej wyspy ciepła	166
2. Intensywność miejskiej wyspy ciepła w godzinach wieczornych i nocnych	168

3. Warunki meteorologiczne sprzyjające powstawaniu miejskiej wyspy ciepła	170
VII. NATURALNE I ANTROPOGENICZNE ZMIANY KLIMATU MIAST W EUROPIE W XVII–XXI WIEKU	272
1. Metody identyfikacji przyczyn zmian klimatu	272
2. Wpływ parametrów Układu Słonecznego na aktywność Słońca, erupcje wulkanów i klimat Ziemi	275
3. Antropogeniczne zmiany klimatu w XVII–XXI wieku ...	282
VIII. ZAKOŃCZENIE	301
LITERATURA	309
SUMMARY	313

