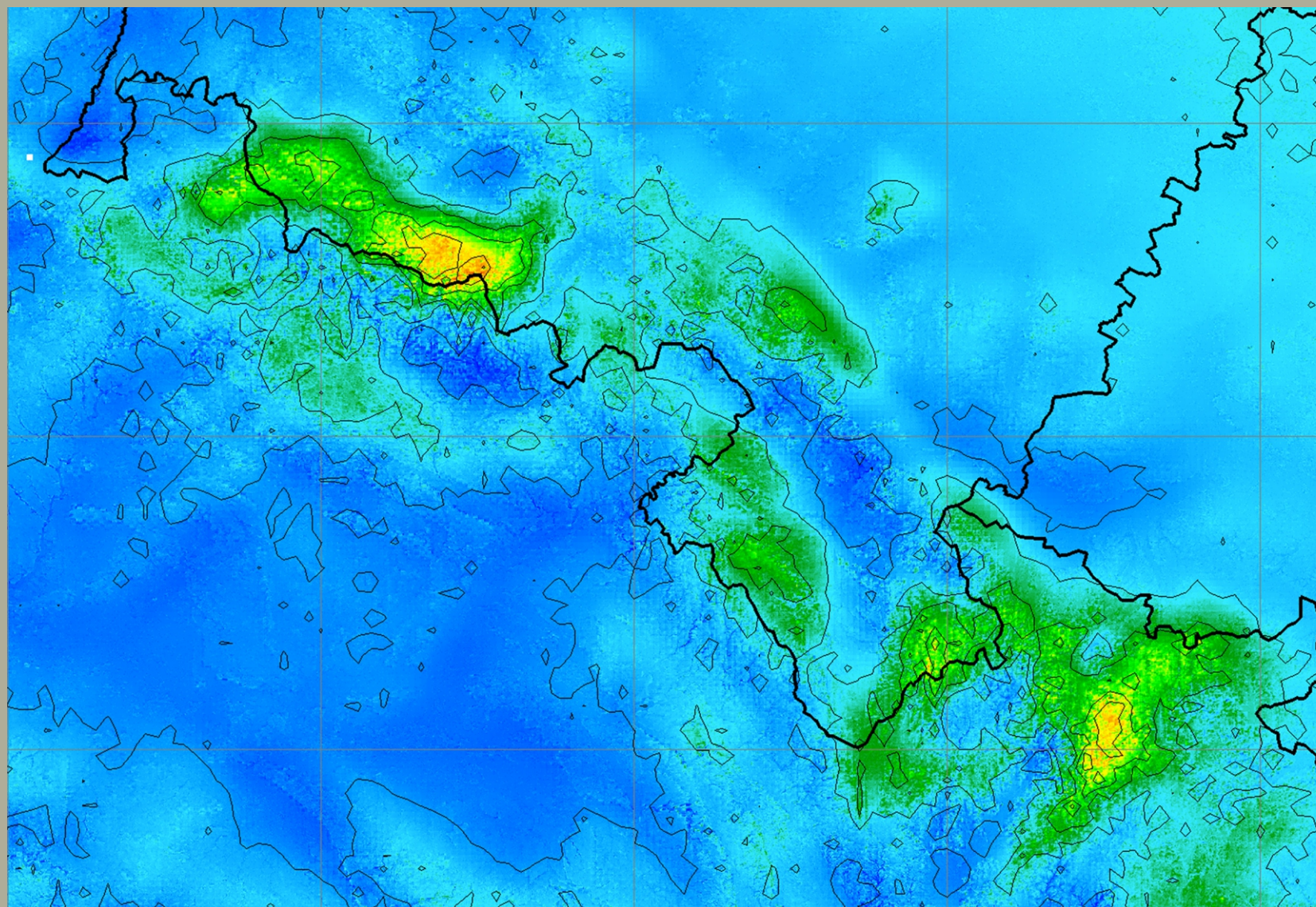


CYRKULACYJNE UWARUNKOWANIA PRZESTRZENNEGO ROZKŁADU TEMPERATURY POWIETRZA W TERENIE ZRÓŻNICOWANYM MORFOLOGICZNIE NA PRZYKŁADZIE SUDETÓW

Hanna Ojrzyńska



Cyrkulacyjne uwarunkowania
przestrzennego rozkładu
temperatury powietrza
w terenie zróżnicowanym
morfologicznie na przykładzie
Sudetów

Hanna Ojrzyńska

Redaktor serii
Zdzisław Jary

Redaktor techniczny
Kacper Jancewicz

Recenzent tomu
prof. dr hab. Tadeusz Niedźwiedź
prof. dr hab. Zbigniew Ustrnul

Skład komputerowy
Hanna Ojrzyńska, Kacper Jancewicz

Projekt graficzny okładki
Kacper Jancewicz

Ilustracja na okładce:
Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza w styczniu w typie cyrkulacji SWAAD w obrębie obszaru Sudetów,
autor ryciny: Hanna Ojrzyńska.

Zalecane cytowanie
Hanna Ojrzyńska, 2015, Cyrkulacyjne uwarunkowania przestrzennego rozkładu temperatury powietrza w terenie zróżnicowanym morfologicznie na przykładzie Sudetów, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego 36, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.

©Copyright 2015 by Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego

ISBN 978-83-62673-50-6

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego
Uniwersytet Wrocławski
Plac Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław



Uniwersytet
Wrocławski

Druk i oprawa
I-BiS s.c., ul. Sztabowa 32, 53-321 Wrocław

Spis treści

1. WSTĘP	8
1.1. Wprowadzenie.....	8
1.2. Cele pracy	9
1.3. Problem badawczy	9
1.4. Obszar badań.....	11
1.5. Zakres czasowy analiz.....	14
2. DANE I METODY OPRACOWANIA	15
2.1. Naziemne dane termiczne	15
2.2. Dane z reanaliz NCEP/NCAR.....	16
2.3. Numeryczne modele terenu.....	17
2.3.1. <i>Wskaźniki morfometryczne</i>	17
2.4. Dodatkowe źródła danych.....	21
2.5. Metodyka opisu uwarunkowań cyrkulacyjnych.....	22
2.5.1. <i>Kalendarz cyrkulacji atmosfery dla obszaru Sudetów</i>	22
2.5.2. <i>Metodyka grupowania typów</i>	25
2.6. Metodyka analiz przestrzennych.....	27
2.6.1. <i>Model regresji wieloczynnikowej</i>	28
2.6.2. <i>Metody walidacji modelu</i>	29
3. CZYNNIKI RÓŻNICUJĄCE ROZKŁAD TEMPERATURY POWIETRZA W RÓŻNYCH SKALACH PRZESTRZENNYCH	31
3.1. Czynniki globalne	32
3.1.1. <i>Szerokość geograficzna</i>	32
3.1.2. <i>Położenie geograficzne</i>	33
3.2. Cyrkulacja atmosferyczna.....	35
3.2.1. <i>Typ cyrkulacji atmosfery</i>	36
3.2.2. <i>Wskaźniki cyrkulacji atmosfery</i>	39
3.3. Czynniki topoklimatyczne.....	41
3.3.1. <i>Wysokość n.p.m.</i>	41
3.3.2. <i>Rodzaj formy terenu</i>	43
3.3.3. <i>Rodzaj pokrycia terenu</i>	47
4. WARUNKI TERMICZNE I ICH GŁÓWNE UWARUNKOWANIA W OBSZARZE ANALIZ.....	51
4.1. Warunki termiczne.....	51
4.1.1. <i>Średnie charakterystyki termiczne z wielolecia 1991-2010</i>	54
4.2. Warunki insolacyjne.....	57
4.3. Warunki cyrkulacyjne.....	58
4.3.1. <i>Częstość typów cyrkulacji atmosferycznej</i>	59
4.3.2. <i>Termika powierzchni izobarycznej 850 hPa</i>	64
4.4. Uwarunkowania morfometryczne.....	67
4.4.1. <i>Wysokość n.p.m.</i>	67
4.4.2. <i>Rodzaj formy terenu</i>	69
4.4.3. <i>Przebieg i zwartość formy terenu</i>	70
4.4.4. <i>Nachylenie i ekspozycja stoków</i>	71
4.4.5. <i>Zaślonięcie terenowe</i>	72
4.5. Charakterystyka pokrycia terenu.....	76
4.5.1. <i>Albedo</i>	77
4.5.2. <i>Szorstkość podłoża</i>	83
4.5.3. <i>Stopień uwilgotnienia powierzchni</i>	85

5. CYRKULACYJNE UWARUNKOWANIA ROZKŁADU PRZESTRZENNEGO TEMPERATURY POWIETRZA W OBSZARACH ZRÓŻNICOWANYCH MORFOLOGICZNIE	86
5.1. Zima	86
5.1.1. Najczęstsze typy cyrkulacji.....	86
5.1.2. Pozostałe i zgrupowane typy cyrkulacji	106
5.1.3. Podsumowanie	116
5.2. Wiosna	118
5.2.1. Najczęstsze typy cyrkulacji.....	118
5.2.2. Pozostałe i zgrupowane typy cyrkulacji	132
5.2.3. Podsumowanie	138
5.3. Lato	139
5.3.1. Najczęstsze typy cyrkulacji.....	139
5.3.2. Pozostałe i zgrupowane typy cyrkulacji	149
5.3.3. Podsumowanie	154
5.4. Jesień.....	156
5.4.1. Najczęstsze typy cyrkulacji.....	156
5.4.2. Pozostałe i zgrupowane typy cyrkulacji	169
5.4.3. Podsumowanie	174
6. SEZONOWE MODELE PRZESTRZENNEGO ROZKŁADU TEMPERATURY POWIETRZA W SUDETACH	176
6.1. Zima	176
6.2. Wiosna	187
6.3. Lato	193
6.4. Jesień.....	198
6.5. Podsumowanie	203
7. PODSUMOWANIE I WNIOSKI	204
Literatura	210
Spis tabel.....	222
Spis rycin	224
Summary	227

WYKAZ NAJCZĘŚCIEJ STOSOWANYCH SKRÓTÓW I OZNACZEŃ

- bufory** wskaźnik odległości od zwanego pasma górskiego o wysokości ponad 500 m n.p.m.
- dem50 (dem100, dem500, dem1000)** – hipsometryczny model terenu o rozdzielczości 50 m (100 m, 500 m, 1000 m)
- forma100m (forma200m, forma500m, forma1km, forma...forma50km)** – wskaźnik wklęsłości/wypukłości formy terenu dla odległości 100 m (200 m, 500 m, 1 km, ...50 km)
- NEAAD (NWACW, XXCCD)** – typy cyrkulacyjne, np. **NEAAD** – typ suchy północno-wschodni antycyklonalny dolny i górny (**NWACW** – typ wilgotny północno-zachodni antycyklonalny dolny i cyklonalny górny, **XXCCD** – typ suchy nieokreślony cyklonalny dolny i górny); porządek zapisu wg ogólnego wzoru: kierunek adwekcji: NE lub NW, SE, SW (XX – kierunek nieokreślony), indeks cyklonalności dolnej i górnej, czyli charakter układu barycznego (A – antycyklonalny, C – cyklonalny) dolnej oraz górnej troposfery, indeks wilgotności układu barycznego (D – suchy, W – mokry)
- X** współrzędna położenia X – odpowiada długości geograficznej
- Y** współrzędna położenia Y – odpowiada szerokości geograficznej
- zasNE100m (zasNW1km)** - wskaźniki zasłonięcia/wyekspowowania terenu z danego sektora (NE lub NW, SE, SW) dla podanej odległości (100 m, 200 m, 500 m, 1 km, 5 km, 10 km, 15 km, 20 km, 50 km) – porządek zapisu wg wzoru: **zasNE100m (zasNW1km)** wskaźnik zasłonięcia/wyekspowowania terenu z sektora NE dla odległości 100 m (wskaźnik zasłonięcia/wyekspowowania terenu z sektora NW dla odległości 1 km)
- zwartość100m (200m, 500m, 1km, 10km, 15km, 20km, 30km, 50km)** - wskaźnik zwartości formy terenu dla podanej odległości: 100 m (200 m, 500 m, 1 km, 10 km, 15 km, 20 km, 30 km, 50 km)

1. WSTĘP

1.1. Wprowadzenie

Temperatura powietrza, z punktu widzenia życia i gospodarki człowieka, jest jednym z najistotniejszych elementów meteorologicznych. W dobie narastającej antropopresji zrodziła się potrzeba ścisłego, matematyczno-fizycznego opisanie jej przestrzennego zróżnicowania na tle najważniejszych determinant. Z uwagi na swoją morfologię, szczególnym obszarem problemowym są góry, w których dynamika zmian temperatury powietrza jest największa. Na zróżnicowanie wywołane zmienną wysokością n.p.m. nakładają się tu efekty związane z odmiennymi warunkami insolacyjnymi. Morfologia stoków nie tylko determinuje ilość docierającego promieniowania, ale i występowanie szeregu procesów odpowiedzialnych za lokalny wzrost bądź spadek temperatury powietrza. Najważniejsze z nich – zjawiska fenowe oraz orograficzne procesy spiętrzeniowo-dynamiczne uwarunkowane są określonymi cechami cyrkulacyjnymi. W przypadku zwartej pasma górskiego istotny staje się poziomy kierunek przemieszczania się mas powietrza oraz wynikająca z cyklonalności dolnej i górnej, tendencja ruchów pionowych. Równie ważne są także właściwości termiczno-wilgotnościowe napływających mas powietrza.

Sezonowa zmienność warunków oświetleniowych Ziemi wywołuje nie tylko modyfikację temperatury napływających mas powietrza, ale i szereg zmian cyrkulacyjnych. Pewnym przekształceniom, oprócz kierunku przemieszczania się mas powietrza z obszaru źródłiskowego ulega także intensywność adwekcji. W efekcie stopień transformacji mas powietrza różni się istotnie między poszczególnymi sezonami. Dość duża zmienność dotyczy także stopnia chwiejności mas powietrza, czy częstości występowania i miąższości warstw osiadającego powietrza. Wspomniane cechy sprawiają, że w poszczególnych miesiącach roku można spodziewać się zmian istotności i kierunku wpływu poszczególnych czynników różnicujących przestrzennie temperaturę powietrza. Wzrost bądź spadek istotności oddziaływania czynników związanych z morfologią i pokryciem terenu wpłynąć może także na zmiany zależności temperatury powietrza przy powierzchni ziemi od termiki napływających mas powietrza.

W poniższej pracy podniesiono temat zależności pomiędzy cyrkulacyjnymi i topoklimatycznymi determinantami zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza w obszarach zróżnicowanych morfologicznie i ich zmienności w czasie. Na podstawie materiału badawczego z obszaru środkowej Europy z centralnie położonym terenem Sudetów, wyprowadzono równania estymacji temperatury powietrza dla każdego z miesięcy oraz typu cyrkulacji atmosferycznej. Opisane zależności przeniesione zostały na rastrowe warstwy GIS. W efekcie otrzymano nie tylko barwne

ilustracje rozkładu temperatury powietrza w obszarach górskich, ale przede wszystkim podstawę do dalszych wielowymiarowych i interdyscyplinarnych analiz.

1.2. Cele pracy

Podstawowym celem pracy jest rozpoznanie i opis zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza w określonych sytuacjach cyrkulacji atmosferycznej w obszarach o urozmaiconej morfologii, przy uwzględnieniu rozkładu temperatury powietrza na powierzchni izobarycznej 850 hPa. Poznanie zależności pomiędzy cyrkulacyjnymi i topoklimatycznymi determinantami zróżnicowania temperatury umożliwi weryfikację hipotez badawczych oraz realizację użytecznego celu pracy – wyprowadzenie równań estymacji temperatury powietrza na obszarze pozbawionym stacji meteorologicznych.

Spośród celów szczegółowych wymienić należy wyodrębnienie obszarów szczególnie narażonych na występowanie skrajnych wartości temperatury powietrza w określonych typach cyrkulacji atmosferycznej. Wymaga to uprzedniej, szczegółowej analizy i opisu rozkładów temperatury powietrza uzyskanych drogą modelowania.

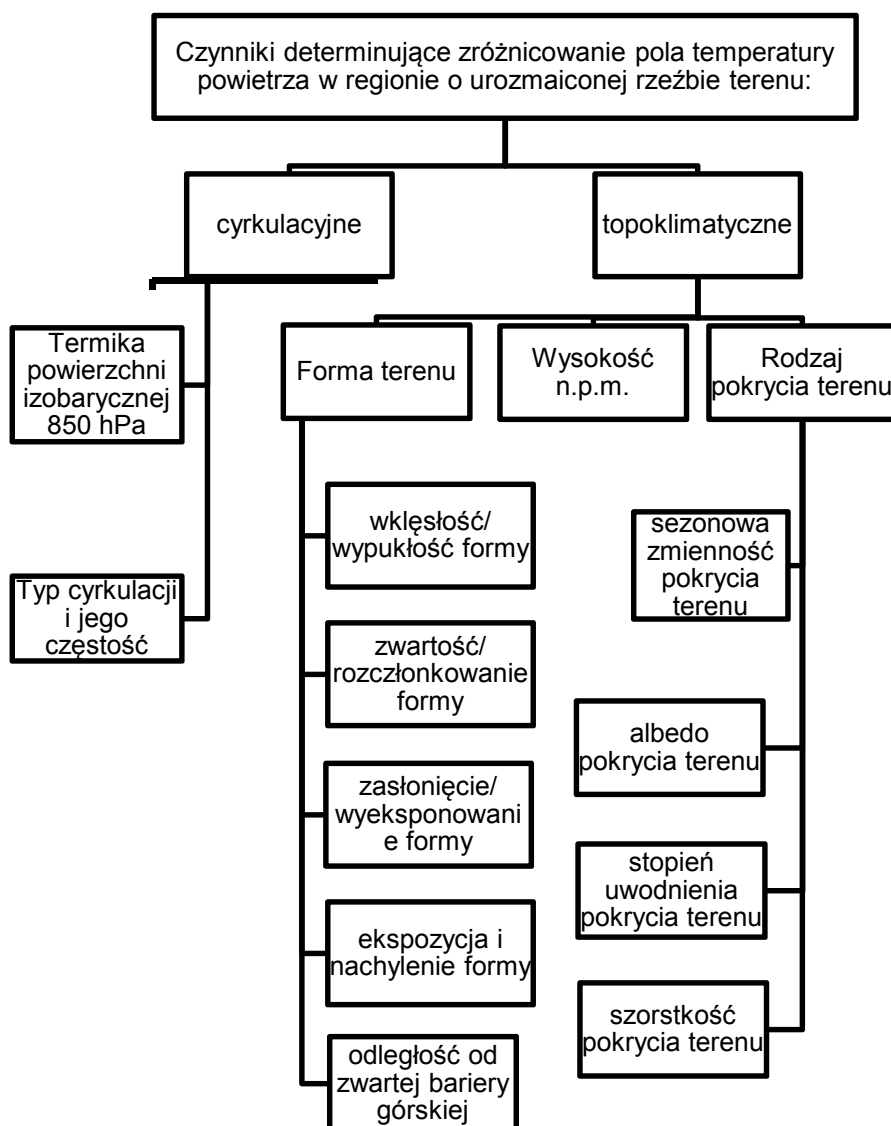
Modelowanie i prezentacja rozkładów temperatury i jej determinant w postaci warstw rastrowych systemu GIS GRASS umożliwić ma dostęp do dalszych, wielowymiarowych analiz, np. szacowania bilansu cieplnego i jego składowych oraz pośrednio bilansu wodnego. W ostatnich latach istotny staje się też sposób konstrukcji takich modeli, które pozwolą na prognozowanie zmian lokalnych warunków termicznych przy zakładanych zmianach zagospodarowania terenu. Realizację powyższych kryteriów zaliczono do szczegółowych, użytecznych celów prezentowanej rozprawy.

1.3. Problem badawczy

Głównym problemem badawczym pracy jest określenie związków determinujących zróżnicowanie pola temperatury powietrza w regionie o urozmaiconej rzeźbie terenu, w zależności od czynników cyrkulacyjnych i topoklimatycznych. Mnogość czynników odpowiedzialnych za modyfikację rozkładu temperatury oraz fakt sezonowej zmienności części z nich sprawia, że problem badawczy jest dość złożony (ryc. 1).

Spośród czynników cyrkulacyjnych wymienić tu należy typ cyrkulacji atmosferycznej i jego częstość opisane przy pomocy tzw. kalendarza cyrkulacji atmosferycznej. Rozkład temperatury powietrza na powierzchni izobarycznej 850 hPa w praktyce synoptycznej traktowany jest jako istotne źródło informacji o cieple lub chłodzie pochodzącym z adwekcji masy. W znacznie wyniesionych obszarach górskich, powierzchnia 850 hPa często znajduje się pod modyfikującym wpływem rzeźby i pokrycia terenu. Z tego powodu, w strukturze procesu badawczego, termika powierzchni

izobarycznej 850 hPa zakwalifikowana została do dwóch grup czynników – cyrkulacyjnych i topoklimatycznych.



Ryc. 1. Struktura problemu badawczego. Źródło: opracowanie własne.

Czynniki topoklimatyczne, mające istotny wpływ na procesy determinujące przestrzenne różnicowanie temperatury, związane są z wysokością n.p.m., formą oraz rodzajem pokrycia terenu. Oddziaływania formy terenu uwarunkowane są przez

poszczególne jej charakterystyki: wklęsłość bądź wypukłość, zwartość bądź rozczłonkowanie, zasłonięcie lub wyeksponowanie oraz ekspozycję i nachylenie a wreszcie jej odległość od zwartej bariery górskiej. Podlegający sezonowej zmienności rodzaj pokrycia terenu, zaznacza swój modyfikujący wpływ na temperaturę powietrza poprzez odmienne wartości albedo, stopnia uwodnienia oraz szorstkości poszczególnych powierzchni.

Analizując strukturę zależności poszczególnych czynników w podjętym problemie badawczym, do weryfikacji przygotowano trzy główne hipotezy badawcze:

1. Właściwości termiczne napływających mas powietrza stanowią wyraźną podstawę do określenia przestrzennego rozkładu temperatury powietrza w terenie zróżnicowanym morfologicznie.

2. Za zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza w poszczególnych typach cyrkulacji atmosferycznej odpowiadają odmienne czynniki topoklimatyczne, związane z rzeźbą i rodzajem pokrycia terenu.

3. Siła i kierunek oddziaływania czynników topoklimatycznych w procesach różnicujących przestrzenny rozkład temperatury powietrza, wykazuje zmienność sezonową.

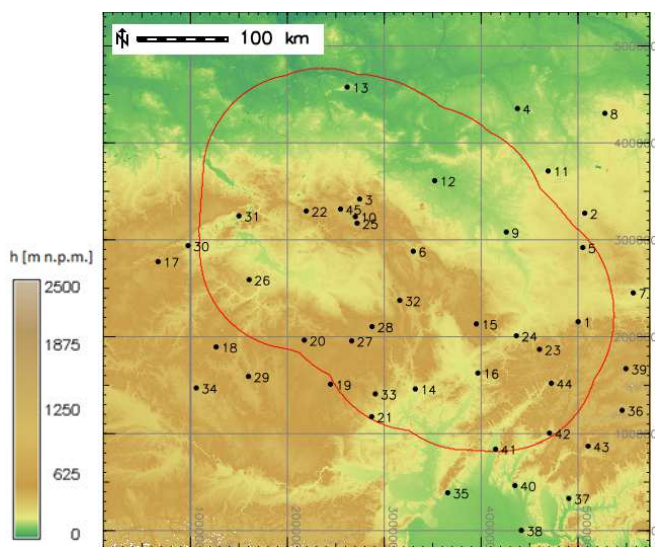
1.4. Obszar badań

Obszarem badań jest rozległy ($47,5^{\circ}$ N – $52,5^{\circ}$ N i $12,5^{\circ}$ E – $20,0^{\circ}$ E) i zróżnicowany morfologicznie teren, obejmujący południowo-zachodnią Polskę, wschodnią Republikę Czeską, południowo-wschodnią Republikę Federalną Niemiec oraz północno-zachodnią Słowację. W skład obszaru badań wchodzi: południowa część Niziny Środkowoeuropejskiej, cały Masyw Czeski, zachodnia część Wyżyn Polskich, południowo-wschodnia część Średniogórza Niemieckiego, niewielki fragment Północnego Przedgórze Alp oraz część Karpat Zachodnich z Podkarpaciem Zachodnim i Północnym. Centrum obszaru stanowi pasmo Sudetów (Sudety Zachodnie, Sudety Środkowe i Sudety Wschodnie), będące wraz z jego otoczeniem, sięgającym do 100 km od zwartego pasma (Przedgórze Sudeckie, Pogórze Zachodniosudeckie, Nizina Śląsko-Łużycka, Płyta Północnoczeska, Płyta Wschodnioczeska, Wyżyna Brneńska, Kotlina Ostrawska, Brama Morawska, Obniżenie Górnomoławskie, Brama Wyszowska, oraz częściowo Rudawy, Masyw Czesko-Morawski, Nizina Śląska, Karpaty Środkowomoławskie, Karpaty Słowacko-Morawskie, Beskidy Zachodnie i Pogórze Zachodniobeskidzie), głównym obszarem analitycznym pracy (ryc. 2).

Znaczne zwiększenie obszaru badań (prawie 300 tys. km²) w stosunku do obszaru analiz i wnioskowania (nieco ponad 120 tys. km²), wynikało w głównej mierze z uwarunkowań statystycznych. Z jednej strony, wzbogacony został w ten sposób zbiór naziemnych stacji meteorologicznych reprezentujących odmienne formy terenu. Dodatkową przyczyną była konieczność zwiększenia liczby punktów gridowych do przestrzennej interpolacji danych z reanaliz NCEP/NCAR. Równie

istotnym powodem była, wynikająca z metodyki opracowania warstw opisujących rzeźbę terenu (analiza sąsiedztwa), konieczność wykluczenia z analiz gridów położonych na krańcach obszaru badań. Powiększenie obszaru badań pozwoliło na zachowanie wszystkich gridów istotnych w procesie analiz i wnioskowania. Z uwagi na powyższe zmiany wyniki analiz zawarte w pracy odnosić należy do zróżnicowanych morfologicznie obszarów Środkowej Europy, w tym w szczególności dla terenu Sudetów.

W obrębie obszaru badań zlokalizowany jest szereg stacji meteorologicznych z kilku sieci pomiarowych: Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Polsce, Deutscher Wetterdienst w Niemczech, Český Hydrometeorologický Ústav w Czechach oraz Slovenský Hydrometeorologický Ústav na Słowacji, jednakże w pracy analizowano jedynie dane z 44 sieciowych punktów pomiarowych (tab. 1). Głównym kryterium doboru stacji była kompletność serii danych pomiarowych, udostępnianych przez serwis NOAA. Dodatkowo do zbioru stacji dołączono szczyt Szrenicy, gdzie do roku 2004 zlokalizowane było Obserwatorium Górskie Uniwersytetu Wrocławskiego, a obecnie ograniczone pomiary (głównie automatyczne) prowadzi się w ramach działalności Karkonoskiej Stacji Meteorologicznej Uniwersytetu Wrocławskiego. W obrębie obszaru badań znajdują się także dwa punkty pomiarowe Uniwersytetu Wrocławskiego - „Orle” oraz „Jagnięcy Potok”, które prowadzą stałą, automatyczną rejestrację zmian temperatury powietrza w Górach Izerskich. Wspomniane serie danych są jednakże stosunkowo krótkie.



Ryc. 2. Lokalizacja stacji pomiarowych oraz zasięg obszaru analiz i wnioskowania; zasięg obszaru wyznacza czerwona linia; numery stacji odpowiadają numerom z tabeli 1.

Źródło: opracowanie własne.

Tab. 1. Stacje pomiarowe uwzględnione w pracy. Źródło: opracowanie własne

Nazwa stacji	Położenie		Sieć pomiarowa	Wysokość n.p.m. [m]	Okres kompletnej serii danych	nr stacji na rycinie 3
	φ [°N]	λ [°E]				
Wrocław	51.100	16.883	IMGW	124	1981-2010	12
Hurbanovo	47.867	18.200	SHMÚ	124	1981-2010	38
Bratislava-Letisko	48.200	17.200	SHMÚ	134	1981-2010	35
Nitra	48.283	18.133	SHMÚ	136	1981-2010	40
Kalisz	51.783	18.083	IMGW	140	1981-2010	4
Dudince	48.167	18.867	SHMÚ	140	1981-2010	37
Opole	50.616	17.967	IMGW	163	1981-2010	9
Piestany	48.617	17.833	SHMÚ	164	1981-2010	41
Łódź	51.733	19.400	IMGW	190	1981-2010	8
Zielona Góra	51.933	15.533	IMGW	192	1981-2010	13
Wieluń	51.217	18.567	IMGW	201	1981-2010	11
Holesov	49.317	17.567	ČHMÚ	224	1981-2010	16
Kraków	50.083	19.800	IMGW	237	1981-2010	7
Brno/Turany	49.150	16.683	ČHMÚ	246	1981-2010	14
Ostrava/Mosnov	49.683	18.117	ČHMÚ	260	1981-2010	24
Prievidza	48.767	18.600	SHMÚ	261	1981-2010	42
Katowice	50.233	19.033	IMGW	284	1981-2010	5
Częstochowa	50.817	19.100	IMGW	295	1981-2010	2
Zilina/Hricov	49.233	18.617	SHMÚ	311	1981-2010	44
Slac	48.650	19.150	SHMÚ	315	1981-2010	43
Tusimice	50.383	13.333	ČHMÚ	328	1981-2010	30
Kucharovice	48.883	16.082	ČHMÚ	339	1981-2010	21
Jelenia Góra	50.900	15.800	IMGW	344	1981-2010	3
Praha/Ruzyne	50.100	14.250	ČHMÚ	365	1981-2010	26
Kłodzko	50.433	16.617	IMGW	357	1981-2010	6
Usti nad Labem	50.683	14.033	ČHMÚ	379	1981-2010	31
Bielsko-Biała	49.800	19.000	IMGW	399	1981-2010	1
Liberec	50.767	15.017	ČHMÚ	401	1981-2010	22
Dukovany	49.100	16.133	ČHMÚ	405	1981-2010	33
Usti nad Orlici	49.983	16.417	ČHMÚ	406	1981-2010	32
Temelin	49.200	14.350	ČHMÚ	507	1981-2010	29
Kocelovice	49.467	13.833	ČHMÚ	522	1981-2010	18
Kresin-Kramolin	49.583	15.083	ČHMÚ	533	1981-2010	20
Pribislav	49.583	15.767	ČHMÚ	536	1981-2010	27
Kostelni Myslova	49.017	15.433	ČHMÚ	573	1981-2010	19
Karlovy Vary	50.217	12.917	ČHMÚ	607	1981-2010	17
Liesek	49.367	19.683	SHMÚ	693	1981-2010	39
Svratouch	49.733	16.033	ČHMÚ	740	1981-2010	28
Cervena	49.783	17.550	ČHMÚ	753	1981-2010	15
Pec pod Snezkou	50.683	15.717	ČHMÚ	820	1981-2010	25
„Jagnięcy Potok”	50.848	15.357	punkt pomiar. UW	825	2004-2010	46
„Orle”	50.816	15.384	punkt pomiar. UW	828	2005-2010	47
Churanov	49.067	13.617	ČHMÚ	1122	1981-2010	34
Lysa Hora	49.550	18.450	ČHMÚ	1327	1981-2010	23
Szrenica	50.800	15.517	Obs. UW	1330	1981-2003 2003-2010	45
Śnieżka	50.733	15.733	IMGW	1613	1981-2010	10
Chopok	48.983	19.600	SHMÚ	2007	1981-2010	36

Ze względu na istotną rolę morfologii i rodzaju pokrycia terenu, jako determinant rozkładu temperatury, ich szczegółową charakterystykę dla obszaru badań zawarto w rozdziale czwartym (4.4. - *Uwarunkowania morfometryczne* oraz 4.5. - *Charakterystyki pokrycia terenu*).

1.5. Zakres czasowy analiz

Wybór okresu badań uwarunkowany był, podobnie jak dobór stacji w obrębie obszaru badań, dostępnością do pełnych lub prawie pełnych serii danych pomiarowych. Główny okres analiz objął dwudziestolecie 1991-2010. Ograniczenie zakresu czasowego do lat dwudziestu spowodowane było możliwością wykorzystania danych z 44 stacji (tab. 1), co znacznie podnosiło wiarygodność statystyczną analiz oraz wynikowych modeli rozkładu temperatury. W trzydziestoleciu 1981-2010 kompletne serie danych dotyczyły jedynie 29 stacji zlokalizowanych głównie w północno-wschodniej części obszaru badań. W obrębie analizowanego wielolecia przeprowadzone zostały podstawowe analizy zależności rozkładu temperatury powietrza od uwarunkowań topoklimatycznych i termiki powierzchni izobarycznej 850hPa w wydzielonych typach cyrkulacji. Dodatkowo, do niezależnej weryfikacji uzyskanych modeli, posłużyły dane z pięciolecia 2005-2010, obejmujące wyniki pomiarów ze stacji „Orle”, „Jagnięcy Potok” oraz ze szczytu Szrenicy.

2. DANE I METODY OPRACOWANIA

2.1. Nazienne dane termiczne

Podstawowy zbiór danych do analiz zależności temperatury powietrza od uwarunkowań cyrkulacyjnych oraz topoklimatycznych obejmował dane termiczne ze stacji naziemnych. W pracy wykorzystano średnie dobowe wartości temperatury powietrza z narodowych sieci pomiarowych (IMGW, DWD, ČHMÚ, SHMÚ) zlokalizowanych w obrębie obszaru badań. Dane termiczne z wielolecia 1991-2010, pierwotnie z 48 stacji synoptycznych (ostatecznie 44 stacji - tab. 1), pobrane zostały z serwisu internetowego NOAA, z archiwum Global Summary of The Day (<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/mpp/freedata.html>). Średnie dobowe wartości temperatury powietrza odnotowane w Górskim Obserwatorium Uniwersytetu Wrocławskiego na Szrenicy (dziś Karkonoskiej Stacji Meteorologicznej) oraz w punktach pomiarowych „Orle” i „Jagnięcy Potok”, które wykorzystano do walidacji modeli temperatury, uzyskano bezpośrednio z archiwum Zakładu Klimatologii i Ochrony Atmosfery Uniwersytetu Wrocławskiego.

Zbiór danych poddano kontroli pod kątem kompletności serii danych oraz występowania błędów związanych z ich transmisją i archiwizacją (Pruchnicki 1987). Kontrola merytoryczna wykazała nieliczne przypadki niejednorodności ciągów, które wynikały w głównej mierze z błędnego wprowadzenia danych (najczęściej brak lub przesunięcie separatora dziesiętnego) lub ich losowego przemieszania. Drobne i jednoznaczne błędy zostały poprawione, natomiast ciągi z przemieszonymi danymi lub większymi lukami całkowicie wykluczone z analiz (odrzucono pierwotnie uwzględniane stacje: Milesovkę, Koło, Racibórz, Leszno oraz Sulejów). Pojedyncze luki w seriach danych uzupełniono metodą różnic, z zachowaniem zasady podobieństwa lokalizacji stacji, w obrębie obszaru badań, oraz formy terenu. Kompletnie ciągi danych posłużyły do obliczenia średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza, w analizowanym dwudziestoleciu. Podczas obliczania średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza dla wydzielonych typów cyrkulacji wykorzystano serie danych pozbawione wartości interpolowanych.

Termiczne dane pomiarowe zostały zdigitalizowane, a współrzędne stacji przeliczone do układu 1992 przy pomocy aplikacji programu Excel „Kalkulator Zadorskiego” (http://www.syryjczyk.krakow.pl/turystyka_i_gps.htm). Pochodząca z archiwum NOAA, źródłowa informacja o położeniu stacji (o dokładności do kątowych minut), została uszczegółowiona poprzez samodzielną analizę lokalizacji stacji, na dostępnych mapach topograficznych. Po zaimportowaniu danych termicznych do warstw wektorowych systemu GIS GRASS, w nielicznych przypadkach

konieczne było zastosowanie drobnej korekty dla współrzędnych stacji (różnica od 50 do 100 m odległości), w celu dopasowania wysokości stacji i formy terenu którą reprezentowała, do wartości rastra z hipsometrycznego modelu terenu. Tak przygotowana baza danych, stanowiła w pracy podstawowe źródło informacji o rozkładzie przestrzennym zmiennej zależnej – temperatury powietrza w obszarze zróżnicowanym morfologicznie.

2.2. Dane z reanaliz NCEP/NCAR

Dane źródłowe, będące podstawą rozważań cyrkulacyjnych objęły wartości reanaliz NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/The National Center for Atmospheric Research). Spośród reintegrowanych danych gridowych o rozdzielczości przestrzennej $2,5^\circ \varphi \times 2,5^\circ \lambda$, wykorzystano głównie wartości, z najbardziej wiarygodnej, bo opartej tylko na wynikach pomiarów, grupy „A” (Kalnay i in. 1996). Do danych tych zaliczają się: wysokość geopotencjału dla powierzchni izobarycznej 850 i 500 hPa, temperatura powietrza dla powierzchni izobarycznej 850 hPa oraz składowe u i v wiatru rzeczywistego na powierzchni izobarycznej 700 hPa. Z grupy „B”, w której wartości danych uzależnione są od wyników pomiarów oraz wskazań modeli, wykorzystano jedynie informację o zawartości wody PW w słupie troposfery oraz wartości ciśnienia atmosferycznego z powierzchni ziemi. Dane dla godzin 00, 06, 12 i 18 UTC dla analizowanego wielolecia 1991-2010, pobrane zostały bezpośrednio ze strony UCAR (University Corporation for Atmospheric Research; <http://dss.ucar.edu/>).

Dane z 12 gridów zawartych w obrębie obszaru badań zaimportowane zostały bezpośrednio do systemu GIS GRASS. Przy pomocy funkcji sklejanych przeprowadzona została następnie przestrzenna interpolacja danych na terenie badań (Mitasova i Hofierka 1993, Mitasova i in. 1995). Otrzymane warstwy rastrowe, o rozdzielczości przestrzennej 1km, nie uszczegółowiły rozkładu poszczególnych elementów, jednakże pozwoliły na uzyskanie gładkiej i ciągłej przestrzennie powierzchni, bez skoków na granicy gridów NCEP/NCAR. Dzięki zastosowaniu skryptów sh, interpolacja przeprowadzona została iteracyjnie dla każdego dnia w analizowanym wieloleciu. Większość uzyskanych warstw – rozkładów przestrzennych wybranych elementów, posłużyła do konstrukcji kalendarza cyrkulacji. Opis metodyki wykorzystanej przy charakterystyce uwarunkowań cyrkulacyjnych zawarto w podrozdziale 2.5. (*Metodyka opisu uwarunkowań cyrkulacyjnych*). Zastosowanie warstwy rastrowej zawierającej dane o termice powierzchni izobarycznej 850 hPa, jako zmiennej niezależnej w konstruowanych równaniach regresji wieloczynnikowej, opisano w podrozdziale 2.6. (*Metodyka analiz przestrzennych*).

2.3. Numeryczne modele terenu

Podstawowym źródłem danych o morfologii i rodzaju pokrycia terenu były numeryczne modele terenu. W pracy wykorzystano model hipsometryczny DEM (Digital Elevation Model) pochodzący z bazy danych SRTM w wersji 2 (Shuttle Radar Topography Mission; Bamler 1999, Werner 2001), udostępniony przez NASA (www2.jpl.nasa.gov/srtm). Dane źródłowe modelu przekonwertowane zostały do układu współrzędnych 1992, a następnie za pomocą standardowych procedur GIS zmieniono ich rozdzielczość z 90 m (3 sekundy kątowe) na 50 m (*dem50*), 100 m (*dem100*), 500 m (*dem500*) oraz 1 km (*dem1000*). Model pokrycia terenu CORINE (Coordination of Information on the Environment) o rozdzielczości 100 m, pobrany został bezpośrednio ze strony European Environment Agency (<http://www.eea.europa.eu/themes/landuse/dc>; Corine Land Cover 2006 raster data) i przekonwertowany do układu współrzędnych 1992.

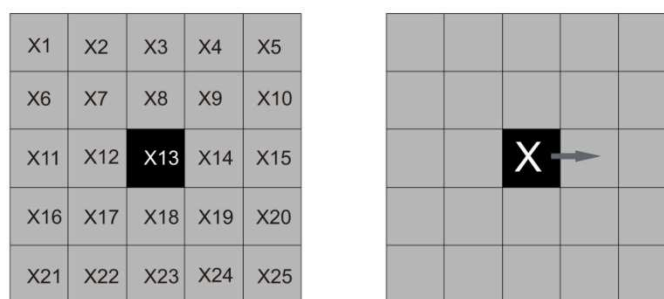
2.3.1. Wskaźniki morfometryczne

Na podstawie hipsometrycznych modeli DEM (*dem50* i *dem100*), w systemie GIS GRASS, wygenerowano szereg pochodnych 65 warstw rastrowych – wskaźników (indeksów) stanowiących morfometryczną charakterystykę obszaru badań. Wartości wskaźników, odpowiadające rastrom reprezentującym analizowane w pracy stacje pomiarowe, stworzyły nowy zbiór danych źródłowych. Opisujące urzeźbienie terenu dane, umożliwiły analizę wpływu uwarunkowań topoklimatycznych w procesie różnicowania temperatury powietrza. Badaniu poddano istotność i rodzaj wpływu poszczególnych charakterystyk morfometrycznych, jako zmiennych niezależnych w równaniach regresji wieloczynnikowej. W tym celu zestawiono wartości każdej z nich dla poszczególnych stacji. Spośród wielu testowanych równań wybrano te, które zawierały najbardziej optymalne dla lokalnych warunków zestawy analizowanych zmiennych. Procedura wyboru istotnych statystycznie, wzajemnie nieskorelowanych zmiennych oraz sposoby weryfikacji statystycznej równań przedstawiono szerzej w rozdziale 2.6. (2.6.1. *Model regresji wieloczynnikowej* oraz 2.6.2. *Metody walidacji modelu*).

Podstawowy wskaźnik – bezwzględna wysokość stacji H_{dem} , odczytana została bezpośrednio z modelu *dem50*. Wartość indeksu stanowi więc średnią wysokość z najbliższej okolicy stacji (50 m x 50 m), odpowiadającej obszarowi pojedynczego rastra modelu. Sposób konstrukcji pozostałych wskaźników morfometrycznych, stosowanych już w różnych wariantach dla terenu Sudetów przez Kryżę i Sobika (2004), Kryżę (2007), Kryżę i in. (2007), Ojrzyńską i in. (2010) oraz Ojrzyńską (2011), przedstawiony został poniżej. Z uwagi na konieczność rozpatrywania indeksów w różnych skalach przestrzennych, duża część z nich opracowana została dla różnych odległości. Opis konstrukcji odnosić można więc do grup wskaźników.

Pierwsza grupa obejmuje wskaźniki zwartości terenu, opracowane dla odległości około 100 m (*zwartość100m*), 200 m (*zwartość200m*), 500 m (*zwartość500m*), 1 km (*zwartość1km*), 5 km (*zwartość5km*), 10 km (*zwartość10km*), 15 km (*zwartość15km*), 20 km (*zwartość20km*), 30 km (*zwartość30km*) i 50 km (*zwartość50km*). Warstwy przygotowane zostały przy pomocy modułu GRASS *r.neighbors* (Neteler i Mitasova 2004, Netzel 2004), umożliwiającego wyliczenie podstawowych charakterystyk dla poszczególnych rastrów, na podstawie ich wartości źródłowej i z tzw. „sąsiedztwa”, czyli wartości rastrów leżących bezpośrednio wokół nich. Konstrukcja modułu zakłada, że obszar „sąsiedztwa” ma kształt kwadratu o długości boku równej n-liczbie rastrów (ryc. 3). Opracowane na potrzeby pracy rozkłady wskaźników zwartości, obliczone zostały dla odległości 100, 200 i 500 metrów na podstawie modelu *dem50*, jako średnie wysokości z sąsiedztwa odpowiednio 5x5, 9x9 i 21x21 rastrów. Dla odległości 1 i 5 kilometrów posłużono się modelem *dem500* (sąsiedztwo 5x5 i 21x21 rastrów), a dla 10, 15, 20, 30 oraz 50 kilometrów - modelem *dem1000* (sąsiedztwo odpowiednio 21x21, 31x31, 41x41, 61x61 i 101x101 rastrów). Uzyskane w ten sposób warstwy przedstawiły w różnych skalach przestrzennych, mniej lub bardziej zgeneralizowany, obraz rzeźby terenu (ryc. 4).

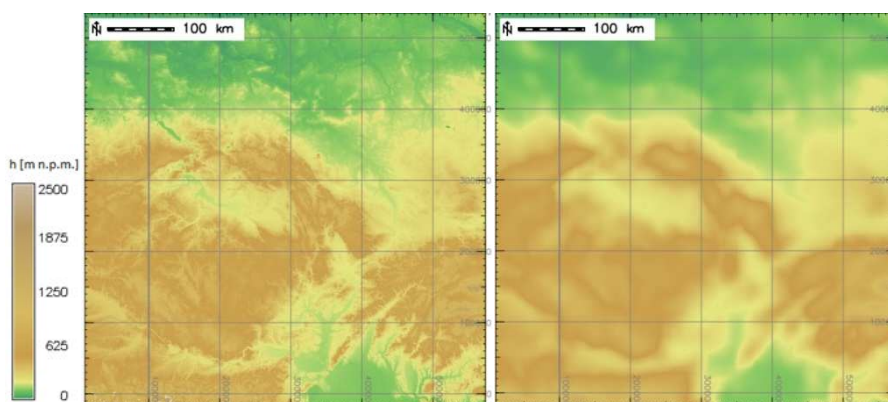
Grupa wskaźników sektorowych zasłonięć terenowych stanowi uszczegółowienie wskaźników formy terenu. Zastosowanie modułu *r.mfilter* pozwoliło na zawężenie obszaru sąsiedztwa do przybliżonych wycinków kół, reprezentujących sektory kierunkowe NW, NE, SE, SW (ryc. 6). Dobór sektorów podyktowany był ogólnym przebiegiem Sudetów – głównego obszaru analitycznego, z kierunku NW do SE. Poza zmianą kształtu obszaru sąsiedztwa, sposób konstrukcji wskaźników sektorowych zasłonięć, w stosunku do wskaźników formy, nie uległ dalszym modyfikacjom. Wskaźniki zasłonięcia opracowane zostały dla każdego z 4 sektorów dla odległości 100 m (*zasNW100m*, *zasNE100m*, *zasSE100m*, *zasSW100m*), 200 m (*zasNW200m*, *zasNE200m*, *zasSE200m*, *zasSW200m*), 500 m (*zasNW500m*, *zasNE500m*, *zasSE500m*, *zasSW500m*), 1 km (*zasNW1*, *zasNE1*, *zasSE1*, *zasSW1*), 5 km (*zasNW5*, *zasNE5*, *zasSE5*, *zasSW5*), 10 km (*zasNW10*, *zasNE10*, *zasSE10*, *zasSW10*), 15 km (*zasNW15*, *zasNE15*, *zasSE15*, *zasSW15*), 20 km (*zasNW20*, *zasNE20*, *zasSE20*, *zasSW20*) oraz 50 km (*zasNW50*, *zasNE50*, *zasSE50*, *zasSW50*). Interpretacja rozkładu wartości wskaźników zasłonięcia terenu pozwala na wskazanie miejsc zasłoniętych przez wyższe formy morfologiczne z danego sektora kierunkowego (wartości ujemne), bądź odpowiednich obszarów wyeksponowanych (wartości dodatnie), w różnych skalach przestrzennych. Informacja ta ma szczególne znaczenie w przypadku typowania obszarów, pozostających pod wpływem efektów spiętrzeniowo-dynamicznych w trakcie adwekcji wilgotnych mas powietrza, bądź też rozwoju efektów fenowych (Kwiatkowski 1979, 1984).



$$X = \frac{1}{25} \sum_{i=1}^{25} x_i$$

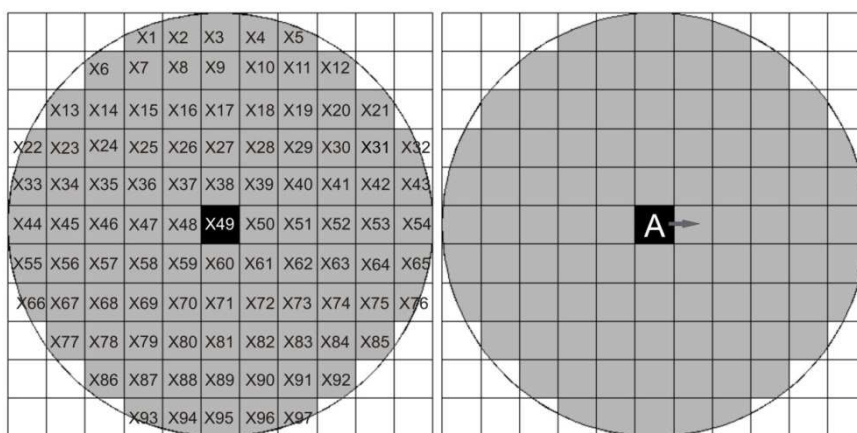
Ryc. 3. Przykład wyliczania średniej w module *r.neighbors* dla sąsiedztwa 5x5 rastrów.

Źródło: opracowanie własne

Ryc. 4. Obraz rzeźby terenu z modelu *dem100* (po lewej) oraz wg wskaźnika *zwartość10km* (po prawej).

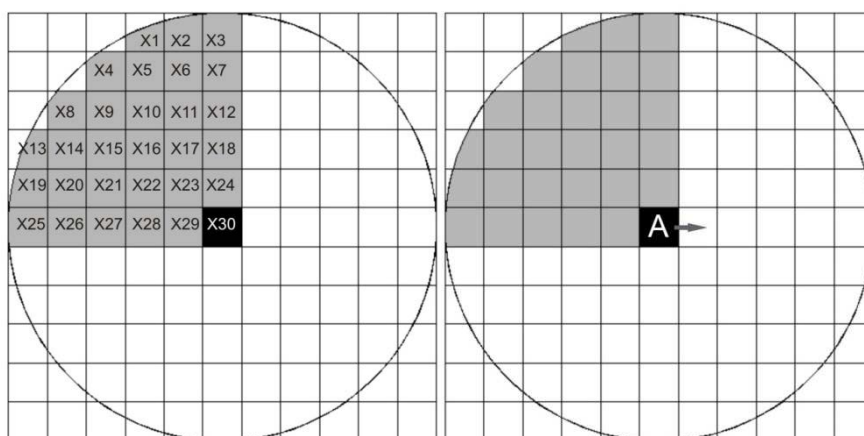
Źródło: opracowanie własne

Analizy oparte na „sąsiedztwie” były podstawą konstrukcji drugiej, dużej grupy wskaźników opisujących formę terenu. Podobnie jak w przypadku indeksów *zwartości*, rozpatrywane były one dla odległości 100 m (*forma100m*), 200 m (*forma200m*), 500 m (*forma500m*), 1 km (*forma1km*), 5 km (*forma5km*), 10 km (*forma10km*), 15 km (*forma15km*), 20 km (*forma20km*), 30 km (*forma30km*) oraz 50 km (*forma50km*). Ponownie, na podstawie modeli DEM, wyliczone zostały warstwy średniej wysokości w zadanym sąsiedztwie, jednakże tym razem wykorzystano moduł *r.mfilter* (Neteler i Mitasova 2004), który umożliwił modyfikację jego obszaru do kształtu zbliżonego do koła (ryc. 5). Średnie wysokości (ryc. 5 A) obliczone zostały dla obszarów o promieniu 100, 200 i 500 metrów z *dem50* (odpowiednio 3, 5 i 11 rastrów), 1 i 5 kilometrów z *dem500* (3 i 11 rastrów) oraz 10, 15, 20, 30 i 50



$$A = \frac{1}{97} \sum_{i=1}^{97} x_i \quad B = x_{49} - A$$

Ryc. 5. Przykład wyliczania średniej wysokości z sąsiedztwa o promieniu 6 rastrów (A) oraz wskaźnika formy terenu (B). Źródło: opracowanie własne



$$A = \frac{1}{30} \sum_{i=1}^{30} x_i \quad B = x_{30} - A$$

Ryc. 6. Przykład wyliczania średniej wysokości z sąsiedztwa dla sektora NW o promieniu 6 rastrów (A) oraz wskaźnika zasłonięcia terenowego dla sektora NW (B). Źródło: opracowanie własne

kilometrów z *dem1000* (11, 16, 21, 31, 51 rastrów). Ostatecznie, w celu konstrukcji wskaźnika formy terenu, wartości średnich wysokości z sąsiedztwa dla poszczególnych rastrów odjęto od odpowiadających im wartości wysokości rzeczywistej z modelu *dem50m* (ryc.5 B). Przeprowadzone w ten sposób, wieloskalowe porównanie wysokości poszczególnych rastrów z wysokością ich bliskiego otoczenia, uwypukliło informację o rzeczywistej wklęsłości (wartości ujemne) lub wypukłości (wartości dodatnie) formy terenu.

Nachylenie i ekspozycja rzeźby terenu, należące do podstawowych charakterystyk morfometrycznych, wygenerowane zostały przy pomocy modułu *GRASS r.slope.aspect* (Neteler i Mitasova 2004, Hofierka i in. 2009) na podstawie modelu terenu *dem50*. Wynikowa warstwa ekspozycji terenu została dodatkowo zreklasyfikowana (*r.reclass*) (Neteler i Mitasova 2004) do 16 klas kierunkowych i nazwana, na potrzeby pracy, wskaźnikiem *eks_rec*. Przy pomocy modułu *r.mapcalc* (Neteler i Mitasova 2004, Neteler 2005) przygotowano dodatkowo warstwę współrzędnych położenia *X* oraz *Y*, będących odzwierciedleniem odpowiednio długości i szerokości geograficznej w obszarze badań ('*X=x()*'; '*Y=y()*'). Kalkulator warstw rastrowych (*r.mapcalc*) posłużył także do przygotowania ostatniego ze wskaźników – odległości od zwartych pasm górskich o wysokości ponad 500 m. Wyznaczenie obszarów spełniających wspomniany warunek hipsometryczny, możliwe było dzięki odwołaniu do wskaźnika *zwartość5km* ('obszar=*if(zwartosc5km>=500,1,null())*'). Strefy jednakowej odległości od wybranych pasm (bufory) otrzymano po zastosowaniu modułu *r.buffer* z interwałem odległości 1 km.

2.4. Dodatkowe źródła danych

W celu uszczegółowienia informacji o rodzaju pokrycia terenu w obrębie obszaru badań, reprezentowanej przez model CORINE, wszystkim rodzajom pokrycia terenu przypisane zostały średnie miesięczne wartości albedo. W efekcie, model reprezentujący dane jakościowe, zamieniony został na istotne analitycznie warstwy ilościowe – przestrzenne rozkłady albedo. Wykorzystane w pracy średnie wartości albedo wybranych powierzchni pobrano bezpośrednio z literatury, a w przypadku braku takiej informacji wartość tę oszacowano na podstawie opublikowanych wartości albedo dla podobnych cech powierzchni czynnych. Spośród szeregu publikacji dotyczących stosunków radiacyjnych w Polsce, jako podstawowe źródło informacji o wielkości albedo posłużyły średnie wartości dla poszczególnych rodzajów pokrycia terenu w zależności od okresu fenologicznego (za Kozłowską-Szczęsną 1973), miesiąca (Kędziora 1999) oraz stanu pokrywy śnieżnej (Kondratiew 1954, 1969 oraz Budyko 1971 za Miarą i Paszyńskim 1984). Dodatkowym źródłem danych o wielkości albedo zmierzonym bezpośrednio w obrębie obszaru badań były opracowania

Łykowskiego (1967, 1968), Baca i Baranowskiego (1968) oraz Bryś (2013) dla niektórych powierzchni rolniczych, a dla pokrywy śnieżnej na Szrenicy – Chudzi (1997, 1998).

2.5. Metodyka opisu uwarunkowań cyrkulacyjnych

Stosowane powszechnie metody opisu cyrkulacji atmosfery zakwalifikowane zostały do 3 głównych grup: typów cyrkulacji (pogody), wskaźników cyrkulacji oraz wzorów i modeli cyrkulacji (Tveito i Ustrnul 2003). W pracy wykorzystano pierwszą z nich, a wybór kalendarza cyrkulacji podporządkowany został w głównej mierze specyfice rozkładu przestrzennego temperatury powietrza w obszarach górskich. Zachowanie szczegółowości opisu, wobec znacznej zmienności pola temperatury z dnia na dzień, wymagało zastosowania klasyfikacji z dużą liczbą wydzielonych typów. Z drugiej strony, ze względu na występowanie w obrębie obszaru badań charakterystycznych, orograficznych procesów spiętrzeniowo-dynamicznych (Kwiatkowski 1984), przy wyborze kalendarza kierowano się faktem uwzględniania informacji o wilgotności masy powietrza. Spośród klasyfikacji stosowanych w obrębie środkowej Europy (Hess i Brezowsky 1952, Lityński 1969, Konček i Rein 1971, Osuchowska-Klein 1978, Niedźwiedz 1988, Ustrnul 1997, Piotrowski 2009) oba warunki spełniła Obiektywna Klasyfikacja Typów Pogody stosowana przez Deutscher Wetterdienst – DWD (Bissolli i Dittmann 2001).

W pracy posłużono się autorską modyfikacją klasyfikacji DWD (Ojrzyńska 2012a), której założenia opisano poniżej. Podstawowe informacje o częstości występowania wydzielonych typów cyrkulacji w okresie badawczym zawarto w rozdziale 4.3. (*Warunki cyrkulacyjne*), natomiast najistotniejsze dla problemu badawczego analizy rozkładu temperatury powietrza w wydzielonych typach podstawowych i zgrupowanych, stanowią główną treść rozdziału piątego (*Cyrkulacyjne uwarunkowania rozkładu przestrzennego temperatury powietrza w obszarach zróżnicowanych morfologicznie*). Podkreślić należy że w kontekście prowadzonych badań, metoda określania kierunku adwekcji, zastosowana w wybranej klasyfikacji typów cyrkulacji, umożliwiła, przy znajomości lokalnej topografii, identyfikację i lokalizację procesów modyfikujących rozkład przestrzenny temperatury powietrza. Nie pozwalała ona jednak, co podkreślają Degirmendzić i Kożuchowski (2006), na jednoznaczne określenie pochodzenia masy powietrza. W dalszej części pracy do opisu uwarunkowań cyrkulacyjnych, posłużono się więc dodatkowo zestawem dolnych i górnych map barycznych dla obszaru Europy, udostępnianych na niemieckim portalu „Wetterzentrale” (www.wetterzentrale.de).

2.5.1. Kalendarz cyrkulacji atmosfery dla obszaru Sudetów

Przeniesienie na tereny góryste, stosowanej głównie na terenach nizinnych, Obiektywnej Klasyfikacji Typów Pogody (Bissolli i Dittmann 2001) wymagało

wprowadzenia szeregu modyfikacji do założeń konstrukcyjnych klasyfikacji DWD. Nazwa opracowanego na podstawie zmienionych założeń autorskiego kalendarza, celowo odwołuje się do typów cyrkulacji, a nie pogody. Głównym powodem takiego przekształcenia był fakt, iż część ze zgrupowanych w niej typów nie posiada klasyfikacyjnych odniesień do warunków pogodowych (wilgotności masy powietrza). Z drugiej strony, nazwa kalendarza sugeruje, że dotyczy on jedynie Sudetów, podczas gdy wszystkie elementy klasyfikacyjne obliczane były dla całego obszaru badań. Zawężenie zakresu przestrzennego kalendarza do obszaru Sudetów i jego sąsiedztwa, dotyczyło jedynie etapu wyboru najczęściej występującego typu cyrkulacji w obszarze analitycznym pracy. Kryteria klasyfikacyjne kalendarza zostały zaimplementowane do systemu GIS GRASS w celu automatyzacji wyliczeń i stworzenia możliwości dalszych modyfikacji założeń oraz indywidualnego grupowania typów.

Najmniejszym modyfikacjom w stosunku do pierwowzoru DWD poddano sposób konstrukcji indeksu wilgotności masy. Indeks stanowi różnicę między dobową wartością zawartości wody w słupie powietrza (PW) troposfery, a średnią miesięczną wartością wieloletnią. Dodatnie i równe zero wartości indeksu klasyfikowane są do typu „mokrego” (wilgotnego - W), natomiast ujemne do typu „suchego” (D). W kalendarzu dla terenu Sudetów posłużono się średnimi miesięcznymi wartościami wyliczonymi dla wielolecia 1981-2010, a obliczenia prowadzono w oparciu o warstwy rozkładu średniej dobowej wartości PW dla troposfery przy użyciu modułu *r.mapcalc*. Zmiana w stosunku do metody DWD dotyczyła jedynie sposobu wyliczenia typu wilgotności masy dla obszaru. Tak jak w przypadku pozostałych indeksów klasyfikacyjnych, zrezygnowano tu z wag lokalizacyjnych poszczególnych rastrów. Typ wilgotności masy dla Sudetów określono jako typ występujący najczęściej (modalna).

Podobnie jak w metodzie DWD, podstawą klasyfikacji do typu cyrkulacji w kalendarzu dla terenu Sudetów są wartości 4 indeksów klasyfikacyjnych: kierunku adwekcji, indeksu cyklonalności „dolnej”, indeksu cyklonalności „górnej” oraz indeksu wilgotności masy powietrza. Kierunek adwekcji obejmuje 4 sektory kierunkowe (NW, NE, SW, SE) oraz klasę XX (brak przeważającego kierunku wiatru i typy „bezaadwekcyjne”). Pozostałe indeksy posiadają po dwa wydzielenia – indeksy cyklonalności: klasę antycyklonalną (A) i cyklonalną (C), natomiast indeks wilgotności masy: klasę suchą (D) oraz klasę wilgotną (W). Zestawienie wymienionych klas daje w sumie 40 kombinacji - typów cyrkulacji. Nazwy typów, zgodnie z założeniami pierwowzoru DWD, składają się z oznaczeń klas poszczególnych indeksów uszeregowanych w kolejności: kierunku adwekcji, typ cyklonalności „dolnej”, typ cyklonalności „górnej” oraz typ indeksu wilgotności (tab. 2).

Przestrzenne rozkłady wartości poszczególnych indeksów klasyfikacyjnych na obszarze badań wygenerowane zostały z danych z reanaliz NCEP/NCAR (por. 2.2.). Warstwę kierunku adwekcji otrzymano ze składowych wiatru rzeczywistego u i v z wysokości izobarycznej 700 hPa. Kierunek wiatru (adwekcji),

Tab. 2. Wydzielone typy cyrkulacji i ich składowe indeksy klasyfikacyjne. Źródło: opracowanie własne

nr	Typ Cyrkulacji	Kierunek adwekcji	Typ cyklonalności dolnej	Typ cyklonalności górnej	Typ wilgot- ności
1	XXAAD	brak przeważ. kierunku	antycyklonalny	antycyklonalny	suchy
2	NEAAD	północno-wschodni	antycyklonalny	antycyklonalny	suchy
3	SEAAD	południowo-wschodni	antycyklonalny	antycyklonalny	suchy
4	SWAAD	południowo-zachodni	antycyklonalny	antycyklonalny	suchy
5	NWAAD	północno-zachodni	antycyklonalny	antycyklonalny	suchy
6	XXAAW	brak przeważ. kierunku	antycyklonalny	antycyklonalny	mokry
7	NEAAW	północno-wschodni	antycyklonalny	antycyklonalny	mokry
8	SEAAW	południowo-wschodni	antycyklonalny	antycyklonalny	mokry
9	SWAAW	południowo-zachodni	antycyklonalny	antycyklonalny	mokry
10	NWAAW	północno-zachodni	antycyklonalny	antycyklonalny	mokry
11	XXACD	brak przeważ. kierunku	antycyklonalny	cyklonalny	suchy
12	NEACD	północno-wschodni	antycyklonalny	cyklonalny	suchy
13	SEACD	południowo-wschodni	antycyklonalny	cyklonalny	suchy
14	SWACD	południowo-zachodni	antycyklonalny	cyklonalny	suchy
15	NWACD	północno-zachodni	antycyklonalny	cyklonalny	suchy
16	XXACW	brak przeważ. kierunku	antycyklonalny	cyklonalny	mokry
17	NEACW	północno-wschodni	antycyklonalny	cyklonalny	mokry
18	SEACW	południowo-wschodni	antycyklonalny	cyklonalny	mokry
19	SWACW	południowo-zachodni	antycyklonalny	cyklonalny	mokry
20	NWACW	północno-zachodni	antycyklonalny	cyklonalny	mokry
21	XXCAD	brak przeważ. kierunku	cyklonalny	antycyklonalny	suchy
22	NECAD	północno-wschodni	cyklonalny	antycyklonalny	suchy
23	SECAD	południowo-wschodni	cyklonalny	antycyklonalny	suchy
24	SWCAD	południowo-zachodni	cyklonalny	antycyklonalny	suchy
25	NWCAD	północno-zachodni	cyklonalny	antycyklonalny	suchy
26	XXCAW	brak przeważ. kierunku	cyklonalny	antycyklonalny	mokry
27	NECAW	północno-wschodni	cyklonalny	antycyklonalny	mokry
28	SECAW	południowo-wschodni	cyklonalny	antycyklonalny	mokry
29	SWCAW	południowo-zachodni	cyklonalny	antycyklonalny	mokry
30	NWCAW	północno-zachodni	cyklonalny	antycyklonalny	mokry
31	XXCCD	brak przeważ. kierunku	cyklonalny	cyklonalny	suchy
32	NECCD	północno-wschodni	cyklonalny	cyklonalny	suchy
33	SECCD	południowo-wschodni	cyklonalny	cyklonalny	suchy
34	SWCCD	południowo-zachodni	cyklonalny	cyklonalny	suchy
35	NWCCD	północno-zachodni	cyklonalny	cyklonalny	suchy
36	XXCCW	brak przeważ. kierunku	cyklonalny	cyklonalny	mokry
37	NECCW	północno-wschodni	cyklonalny	cyklonalny	mokry
38	SECCW	południowo-wschodni	cyklonalny	cyklonalny	mokry
39	SWCCW	południowo-zachodni	cyklonalny	cyklonalny	mokry
40	NWCCW	północno-zachodni	cyklonalny	cyklonalny	mokry

jako wypadkowa ze składowych, obliczony został przy pomocy modułu *r.mapcalc*, a następnie zreklasyfikowany (*r.reclass*) do jednego z 4 sektorów kierunkowych. Ponowne zastosowanie kalkulatora warstw rastrowych umożliwiło wyznaczenie prędkości wiatru rzeczywistego ze składowych *u* i *v* oraz wydzielenie dodatkowego typu klasyfikacyjnego XX. Do nowej klasy zakwalifikowane zostały te przypadki, w których prędkość wiatru nie przekraczała $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ („bezaadwekcyjne”). Wyznaczenie kierunku adwekcji dla całego obszaru analitycznego oparte było na założeniu, że liczba rastrow reprezentujących dany sektor kierunkowy stanowi minimum 2/3 ich ogółu. Niespełnienie powyższego warunku wiązało się z ostateczną klasyfikacją do typu XX.

Indeksy cyklonalności, zgodnie z pierwowzorem DWD, stanowią wartość $\nabla^2\phi$, gdzie ∇ - operator nabra, a ϕ - wartość geopotencjału. Operator nabra opisuje wklęsłość i wypukłość pola geopotencjału. Dodatnie i równe zero wartości indeksu klasyfikowane są do typu cyklonalnego (C), natomiast ujemne do typu antycyklonalnego (A). W klasyfikacji cyrkulacji dla terenu Sudetów indeksy cyklonalności obliczane są dla dwóch wysokości odpowiadających położeniu powierzchni izobarycznych. Indeks cyklonalności „górnej” odwołuje się, jak w metodzie DWD, do powierzchni 500 hPa, podczas gdy indeks cyklonalności „dolnej” do 850 hPa, zamiast 950 hPa. Zmiana ta podyktowana była znacznym wyniesieniem obszaru analiz ponad poziom morza. Wygenerowanie przestrzennych rozkładów wartości indeksów, ze źródłowych warstw rozkładu wysokości geopotencjału dla powierzchni 500 i 850 hPa, możliwe było dzięki zastosowaniu modułu GRASS *r.mfilter* z filtrem:

```
1 1 1
1 -8 1
1 1 1
```

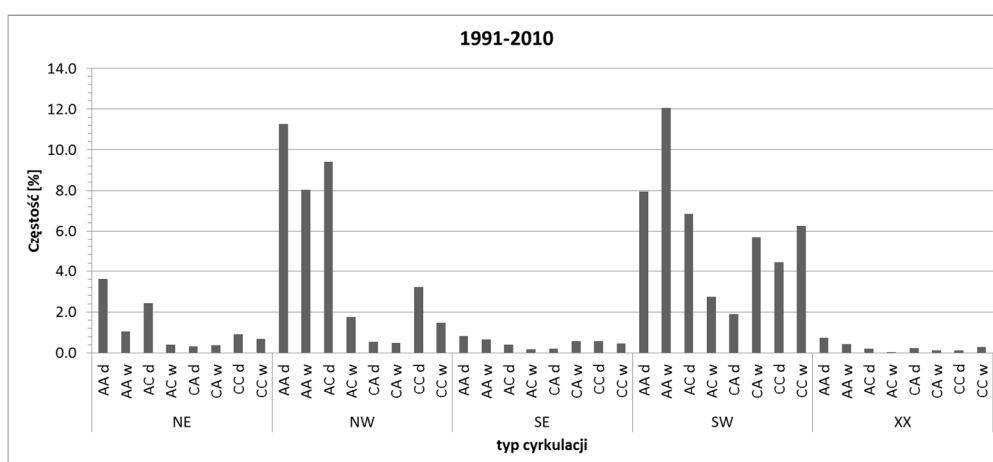
Ostateczna klasyfikacja do odpowiedniego typu cyklonalności przeprowadzona została w oparciu o kalkulator warstw rastrowych *r.mapcalc*. Wyznaczenie typu cyklonalności dla Sudetów związane było z wyznaczeniem typu występującego najczęściej w danym obszarze (wartość modalna).

2.5.2. Metodyka grupowania typów

Z uwagi na małą częstość niektórych spośród 40 typów cyrkulacji atmosferycznej i związane z tym faktem trudności w analizach statystycznych, istotną stała się możliwość częściowego grupowania typów. Konstrukcja kalendarza dla terenu Sudetów pozwala na szybkie grupowanie bez ingerencji w założenia klasyfikacyjne. Dzięki temu ograniczanie liczby klas prowadzić można tak, aby jak najlepiej uwypuklić rolę wydzielonych typów cyrkulacji w modyfikacji analizowanych elementów meteorologicznych. Na potrzeby pracy proces ten poprzedzony został analizą podobieństwa kierunków i wartości odchyleń średniej miesięcznej temperatury powietrza w poszczególnych typach cyrkulacji na wybranych stacjach pomiarowych. W efekcie

grupowania otrzymano 7 grup typów cyrkulacji, zmniejszając ogólną liczbę typów oraz grup typów analizowanych w pracy do 21.

Poza grupowaniem znalazło się czternaście typów cyrkulacji (SWAAD, NWAAD, SWAAW, NWAAW, SWACD, NWACD, SWCAW, SWCCW, NEAAD, NEACD, SWCCD, NWCCD, SWACW oraz SWCAD¹), przy czym pierwsze osiem stanowią te typy, których częstość w analizowanym wieloleciu 1991-2010 przekracza wartość 5%. W przypadku kolejnych pięciu typów frekwencja roczna osiąga wartości z przedziału od 2 do 5% (ryc. 7). W ramach wyjątku do grupy tej zaliczony został dodatkowo typ SWCAD, którego częstość przekroczyła 1,9%. Dla pozostałych typów cyrkulacji z sektora NW, o frekwencji niższej niż 2% nie zaobserwowano istotnych różnic w kształtowaniu wartości temperatury między przypadkami o odmiennej cyklonalności dolnej. W efekcie rezygnacji z tego kryterium klasyfikacyjnego, otrzymano więc grupę cyklonalną górną wilgotną NWCgW, łączącą typy NWCCW i NWACW, a pomijając dodatkowo kryterium wilgotności - grupę NWCA łączącą pozostałe typy NWCAD i NWCAW.



Ryc. 7. Częstość wydzielonych typów cyrkulacji atmosferycznej w kalendarzu dla obszaru Sudetów w wieloleciu 1991-2010; Dla zwiększenia przejrzystości ryciny nazwy typów podzielono na człony; w poziomie- kierunek adwekcji, duże litery w pionie - typ cyklonalności dolnej i górnej; litera „w” – typ wilgotny; brak „w” – typ suchy. Źródło: opracowanie własne

Stosunkowo najrzadsze typy o kierunku nieokreślonym zakwalifikowane zostały do grupy XX. W przypadku nieco częstszych typów z sektora SE podział na grupy podyktowany został typem cyklonalności górnej. Do grupy cyklonalnej SECg

¹ Pełne nazwy wymienionych typów cyrkulacji atmosferycznej zawarto w rozdziale 4.3.1 *Częstość typów cyrkulacji atmosfery*, zaś wskazówki dotyczące odczytu pozostałych nazw – w wykazie najczęściej stosowanych skrótów.

zaliczone zostały typy: SEACD, SECCD, SEACW i SECCW, zaś do grupy antycyklonalnej SEAg: SEAAD, SECAD, SEAAW i SECAW. Spośród pozostałych typów z sektora NE utworzono 2 grupy o odmiennej cyklonalności dolnej: cyklonalną NECd (NECAD, NECAW, NECCD, NECCW) oraz mniej liczną antycyklonalną wilgotną NEAdW (NEAAW i NEACW).

2.6. Metodyka analiz przestrzennych

Podstawową, wykorzystaną w pracy analizą przestrzenną jest interpolacja danych punktowych na ciągle przestrzennie dane powierzchniowe. Interpolacja przestrzenna, rozumiana jako proces aproksymacji funkcyjnej, zastępowana jest ostatnio szerszym terminem „spacjalizacja” (ang. spatialization) (Tveito i Schöner 2002, Ustrnul i Czekierda 2003, Ustrnul 2004, Thornes 2005). Wprowadzenie nowego określenia, odwołującego się do metody „uprzestrzenniania” danych oraz ich wizualizacji, wskazuje na rosnącą rangę analiz przestrzennych z użyciem technik GIS. W podstawowym znaczeniu interpolacja wiąże się z określeniem funkcji $z = f(x, y)$, która dla rozmieszczonych w sposób dyskretny, zadanych wartości $z(x, y)$, pozwala wyznaczyć poszukiwaną wartość w dowolnie położonym punkcie (Mościbroda 1999). Analizowane w pracy stacje pomiarowe nie są w pełni reprezentatywne dla zróżnicowanego morfologicznie obszaru, dlatego transformacja danych punktowych na powierzchniowe, posiada cechy aproksymacji (Tveito 2006).

Mnogość grup interpolacji stosowanych w klimatologii i meteorologii (Dobesch i in. 2001, Tveito i Schöner 2002, Tveito 2006) skłoniła do poszukiwań metody dającej najbardziej satysfakcjonujące wyniki do określania rozkładu przestrzennego temperatury powietrza w obszarach górskich. Spośród najczęściej wymienianych, znalazła się metoda liniowej regresji wieloczynnikowej (Hess 1968a, Hess i in. 1975a, 1975b, 1977, Daly i in. 1997, Kryza i Sobik 2004, Kryza i in. 2007) oraz krigingu resztowego (Tveito i in. 2000, Bihari 2002, Ustrnul i Czekierda 2003, Kryza i in. 2007, Tveito 2007, Auer i in. 2008, Esteban i in. 2009). Zaletą metody regresji wieloczynnikowej, zaliczanej do grupy metod deterministycznych, jest możliwość statystycznego opisu zależności fizycznych i zestawienia szerokiej gamy zmiennych (predyktorów) objaśniających przestrzenną zmienność modelowanego zjawiska (Dobesch i in. 2001, Vicente-Serrano i in. 2003). Popularność krigingu resztowego wynika z jego hybrydowej budowy – łączy w sobie metodę deterministyczną (regresję wielokrotną) oraz stochastyczną (losową) (Ustrnul i Czekierda 2003, Ustrnul 2004).

Z uwagi na mnogość predyktorów rozkładu przestrzennego temperatury powietrza, rozpatrywanych w niniejszej pracy, ostatecznie zdecydowano o użyciu metody liniowej regresji wieloczynnikowej. Wpływ rozpatrywanych czynników morfometrycznych opisany jest szeroko w literaturze topoklimatologicznej, dlatego określono go mianem wpływu „fizycznego”, a nie przypadkowego, przypuszczając że reszty z regresji będą niewielkie. W decyzji o rezygnacji z koncepcji losowości

utwierdziły autorkę wyniki analiz przeprowadzone przez Kryżę i in. (2007) na terenie Dolnego Śląska. Zwrócili oni uwagę na fakt niewielkich różnic w błędach oceny krzyżowej pomiędzy modelami rozkładu temperatury uzyskanymi w oparciu o liniową regresję wielokrotną oraz kriging resztowy.

2.6.1. Model regresji wieloczynnikowej

Model regresji wieloczynnikowej wyrazić można równaniem:

$$\hat{y} = b_0 + \sum_{i=1}^k b_i x_i$$

gdzie: $\hat{y}$ to zmienna zależna, x_i to ciągle przestrzennie zmienne niezależne, b_0 to wyraz wolny równania regresji, a b_i to współczynniki regresji (Wilks 2006). Liniowe modele zależności między temperaturą powietrza (zmienna zależna), a zmiennymi niezależnymi, opisującymi morfologię i rodzaj pokrycia terenu oraz termikę powierzchni izobarycznej 850 hPa wyprowadzono przy pomocy pakietu statystycznego R z bibliotekami *leaps* i *car* (Fox 2002, Faraway 2004, R Development Core Team 2006).

Współczynniki regresji do poszczególnych równań wyliczono stosując metodę najmniejszych kwadratów, podczas gdy wybór zmiennych niezależnych przeprowadzony został metodą krokową postępującą z zastosowaniem kryterium informacyjnego Akaike (Fox 2002, Faraway 2004, Weisberg 2005). Istotność statystyczną zmiennych niezależnych określono stosując test t-Studenta (Weisberg 2005). Za istotne statystycznie uznawano te spośród predyktorów, które nie przekraczają progu istotności $\alpha = 0.05$. W celu uniknięcia problemu wzajemnej korelacji zmiennych niezależnych, zbiór predyktorów poddany został weryfikacji, z użyciem wskaźnika inflacji wariancji (VIF) (Fox 2002). Ze zbioru usuwano zmienne dla których VIF przekroczył wartość 10, w kolejności od zmiennej o największej wartości wspomnianego wskaźnika.

Ostateczne równania zależności średnich dobowych wartości temperatury powietrza w danym miesiącu i typie cyrkulacji konstruowano w oparciu o wzajemnie nieskorelowane i istotne statystycznie zmienne. W celu określenia zgodności kierunków opisanych zależności z dotychczasową wiedzą klimatologiczną, analizie poddane zostały znaki współczynników regresji b_0 dla poszczególnych predyktorów. przyjęto, że w modelu pozostaną tylko te spośród zmiennych, które odzwierciedlają rzeczywiste procesy zachodzące w atmosferze. W praktyce liczba predyktorów ograniczana była w ten sposób do 3-4 zmiennych.

Wyprowadzone równania regresji posłużyły do wygenerowania warstw przestrzennego zróżnicowania średnich dobowych wartości temperatury powietrza w poszczególnych miesiącach i typach cyrkulacji. Przygotowanie modeli rozkładu w systemie GIS GRASS wymagało zastosowania modułu *r.mapcalc*. Opracowane wcześniej warstwy zmiennych niezależnych – wskaźników morfometrycznych

oraz wartości albedo zostały, niezależnie dla każdego z modeli, pomnożone przez odpowiadające im współczynniki regresji, a następnie zsumowane do jednej warstwy. Finalne modele rozkładu temperatury powietrza o rozdzielczości 1 km otrzymano poprzez dodanie do zsumowanych warstw wartości wyrazu wolnego z regresji.

2.6.2. Metody walidacji modelu

Otrzymane w wyniku przestrzennej interpolacji rozkłady temperatury powietrza poddane zostały ocenie w celu określenia ich zgodności z ogólną wiedzą klimatologiczną. Weryfikację statystyczną modeli oparto na wartościach dopasowanych współczynników regresji R^2_{adj} (Weisberg 2005) oraz ocenie krzyżowej (ang. cross-validation) typu *leave one out* (Droge 1996, Tveito i Schöner 2002, Wilks 2006). Wybór dopasowanych współczynników regresji, zamiast popularnego współczynnika determinacji R^2 , wiązał się z możliwością porównywania równań z różną liczbą zmiennych niezależnych. Zastosowanie oceny krzyżowej umożliwiło wyliczenie błędu interpolacji dla niezależnego, testowego zbioru danych. Wszystkie wyliczenia, mające na celu walidację modelu, przeprowadzone zostały w oparciu o pakiet statystyczny R (R Development Core Team, 2006). W celu automatyzacji obliczeń oceny krzyżowej, wykorzystano fakt iteracyjnej procedury tworzenia zbioru testowego (usuwanie kolejno jednej wartości ze zbioru danych pomiarowych), interpolacji tej wartości na podstawie danych z pozostałych stacji oraz wyliczenia różnicy między wartością estymowaną i pomiarową (wartość błędu). Odwołując się do kolejnych poleceń pakietu R, kroki te zapisano w postaci skryptu shell.

Do oceny średniego błędu oceny krzyżowej poszczególnych modeli wykorzystano wartość pierwiastka średniego błędu kwadratowego (RMSE) oraz średniego błędu absolutnego (MAE). Obliczenia wykonane przy pomocy pakietu statystycznego R przeprowadzone były według następujących formuł (Wilks 2006):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (y_k - o_k)^2}$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n |y_k - o_k|$$

gdzie: y_k to wartość estymowana, a o_k wartość pomiarowa (różnica obu wartości stanowi wartość błędu oceny krzyżowej).

Dodatkowa weryfikacja uzyskanych rozkładów temperatury powietrza w obrębie Sudetów Zachodnich obejmowała analizę wzajemnego zróżnicowania estymowanych wartości temperatury powietrza dla trzech stacji: Szrenica, Jagnięcy Potok, Orle, w stosunku do relacji ich rzeczywistych wartości temperatury. Z uwagi na to, że dla stacji tych dysponowano zdecydowanie krótszą serią pomiarową

(2004-2009), która zawierała dłuższe okresy z brakiem danych (awaria mikrotermografu HOBO) lub danymi niereprezentatywnymi (wywrócenie klatki meteorologicznej pod wpływem naporu pokrywy śnieżnej), zdecydowano o użyciu do porównań wybranych (reprezentatywnych dla danego miesiąca) wartości dobowych, zamiast wartości średnich miesięcznych.

3. CZYNNIKI RÓŻNICUJĄCE ROZKŁAD TEMPERATURY POWIETRZA W RÓŻNYCH SKALACH PRZESTRZENNYCH

Opis czynników różnicujących rozkład przestrzenny temperatury powietrza zajmuje w literaturze klimatologicznej szczególne miejsce, co uwarunkowane jest złożonością procesów mających wpływ na stan termodynamiczny układu Ziemia – atmosfera. Poszczególne opracowania zaklasyfikować można do 4 grup tematycznych, związanych ze skalą oddziaływania czynników: makroklimatologii, mezoklimatologii, topoklimatologii oraz mikroklimatologii, przy czym opis czynników genetycznych temperatury powietrza stanowi domenę fizyki atmosfery, zwaną tradycyjnie mikrometeorologią. Literatura klimatologiczna, związana z zachodzącymi w mikroskali procesami wymiany pędu, ciepła i materii pomiędzy atmosferą a powierzchnią Ziemi, zawiera charakterystykę głównych składowych bilansu cieplnego: bilansu radiacyjnego, przemian fazowych wody, przewodnictwa cieplnego oraz turbulencji (Geiger 1965, Sellers 1965, Monteith 1973, Budyko 1974, Miller 1981, Kessler 1985, Paszyński i in. 1999), a w obszarach miejskich również ciepła antropogenicznego (Oke 1988, Schmid i in. 1991, Swaid 1993, Kłysik i Matusiak 1990, Fortuniak 2003, 2010, Szymanowski 2004). Z uwagi na cele pracy, opracowania dotyczące podstaw fizycznych poszczególnych strumieni nie będą jednakże szerzej omawiane. Poniższy przegląd literatury ukierunkowany jest w głównej mierze na prace dotyczące czynników i procesów różnicujących poszczególne strumienie energii, a w efekcie i temperaturę powietrza, w skali mezoklimatycznej i topoklimatycznej.

Zróżnicowanie bilansu cieplnego w skali globalnej, w czasie i przestrzeni, wynika ze zróżnicowania warunków insolacyjnych zależnych od czynników astronomicznych (deklinacji Słońca, odległości Ziemi od Słońca oraz szerokości geograficznej) oraz różnej zawartości pary wodnej w powietrzu nad powierzchnią lądów i oceanów (Atlas Teplovogo Balansa 1955, Atlas Teplovogo Balansa Zemnogo Shara 1963, Robinson 1966, Budyko 1974, Kessler 1985, Paszyński i in. 1999, Martyn 2000). Wpływ każdego z czynników w skali globalnej nie będzie szczegółowo omawiany, autorka uznała jednak za zasadne, by powołać się na prace charakteryzujące warunki insolacyjne w obszarze badań. Informacje te zawarto w następnym rozdziale pracy (4.5. *Warunki insolacyjne*). Poniżej (3.1.) podkreślono rolę tych spośród czynników globalnych, które różnicują bilans cieplny w przestrzeni. Odwołano się tu do szerokości geograficznej, jako czynnika astronomicznego oraz położenia geograficznego w stosunku do powierzchni oceanów i dużych powierzchni lądowych. Zmienne te są dziś najczęściej wykorzystywane w procesie modelowania rozkładów

temperatury powietrza (Tveito i in. 2000, Ustrnul i Czekierda 2003, Kryza i Sobik 2004, Tveito 2007, Auer i in. 2008, Esteban i in. 2009).

3.1. Czynniki globalne

3.1.1. Szerokość geograficzna

Rola szerokości geograficznej w kształtowaniu bilansu cieplnego, a tym samym i wartości temperatury związana jest w głównej mierze z modyfikacją warunków insolacyjnych. Jak zwracają uwagę kolejni badacze (List 1951, Riehl 1965, Chromow 1969, Budyko 1974, Kessler 1985) wpływ szerokości najłatwiej zaobserwować analizując rozkład tzw. klimatu solarnego. Spadek przychodu promieniowania słonecznego na górną granicę atmosfery wraz ze wzrostem szerokości geograficznej oraz letnie maksimum ilości dopływającego promieniowania zaznaczone na zwrotniku, odzwierciedla główne zależności astronomiczne oświetlenia Ziemi. Zgodnie z nimi, szerokość geograficzna wpływa wprost proporcjonalnie na długość dnia w półroczu letnim danej półkuli, podczas gdy w półroczu zimowym odwrotnie proporcjonalnie. Wraz ze wzrostem szerokości geograficznej promienie słoneczne docierają do powierzchni Ziemi pod coraz mniejszym kątem, przy czym obserwuje się zmienność miejsca górowania Słońca w zenicie pomiędzy Zwrotnikami. W obszarze tym, zależność wysokości Słońca od szerokości geograficznej zmienia się na wprost proporcjonalną między równikiem a równoleżnikiem, nad którym Słońce aktualnie góruje w zenicie.

Spadek wysokości Słońca nad horyzontem związany jest ze wzrostem wielokrotności mas optycznych atmosfery, na co zwraca uwagę Chrgian (1978). W efekcie, wraz ze wzrostem szerokości geograficznej obserwuje się zwiększenie osłabiania promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi. Fakt ten istotnie modyfikuje jego przychód, doprowadzając do miejscowych zniekształceń (obszary podbiegunowe) cech globalnego rozkładu (Atlas Teplovogo Balansa Zemnego Shara 1963). Odstępstwa od równoleżnikowego rozkładu sum promieniowania całkowitego dochodzącego do powierzchni Ziemi wynikają, jak wskazują szeregi autorów (Houghton 1954, Okołowicz 1969, Chromow 1969, Budyko 1974, Kessler 1985), z uwzględniania nierównomiernej przeźroczystości atmosfery nad powierzchnią lądów i oceanów, a w szczególności różnej wilgotności powietrza oraz obecności pokrywy chmur. Fakt maskowania globalnych zależności warunków insolacyjnych od szerokości geograficznej, szczególnie wyraźny jest w mniejszej skali przestrzennej. W obrębie Polski temat ten podejmowany był przez Mackiewicz (1953), Kuczmarską i Paszyńskiego (1964), w Atlasie bilansu promieniowania w Polsce (1966) oraz w pracach Podogrockiego (1970, 1978, 1982, 2002) i Kuczmarskiego (1982). Jako miejsca największych modyfikacji strefowego rozkładu warunków insolacyjnych wskazywano obszary górskie oraz położone w bezpośrednim sąsiedztwie morza.

Silny wpływ szerokości geograficznej na globalny rozkład warunków insolacyjnych powoduje wyraźną strefowość innych elementów- bilansu radiacyjnego i temperatury powierzchni Ziemi, a w drodze dalszych zależności także strat ciepła na parowanie czy wielkości wymiany turbulencyjnej ciepła (Atlas Teplovogo Balansa Zemnogo Shara 1963). Fakt ten potwierdza, że w sposób pośredni szerokość geograficzna warunkuje przestrzenne rozkłady poszczególnych elementów bilansu cieplnego układu Ziemia-atmosfera. W efekcie w literaturze ugruntowany został wniosek o zależności temperatury powietrza od szerokości geograficznej i jej wyraźnej strefowości modyfikowanej przez rozmieszczenie lądów i oceanów oraz położenie dużych łańcuchów górskich (Chromow 1969, Budyko 1974, Crowe 1987, Martyn 2000). Odwołując się do średniej temperatury równoleżników Chromow (1969) zwraca uwagę na nierównomierne tempo zmian temperatury wraz z szerokością geograficzną. Dla terenu Europy i Polski problem ten podejmuje Stopa-Boryczka (2002), prezentując profile termicznego gradientu południkowego. Temat istotnej zależności termiki od szerokości geograficznej w skali Polski (Stopa-Boryczka i Boryczka 1974, Stopa-Boryczka 1976, 1977; Stopa-Boryczka i in. 1990, 1994, Ustrnul i Czekierda 2003), podejmowany jest niejednokrotnie, jednakże zawsze podkreślana jest znaczna modyfikacja rozkładu temperatury powietrza przez szereg innych czynników, kwalifikowanych do parametrów geograficznych i meteorologicznych (Kozłowska-Szczęśna 1993, Paszyński i Niedźwiedź, 1999, Kryza i Sobik 2004).

3.1.2. Położenie geograficzne

W miarę oddalania się od granicy ocean – ląd wzrasta kontrastowość udziału procentowego poszczególnych składników powietrza atmosferycznego, a w szczególności pary wodnej pomiędzy powietrzem nad oceanem i nad lądem. Jak wskazuje Chrgian (1978), wzrost zawartości pary wodnej w słupie powietrza wiąże się ze zwiększeniem pochłaniania promieniowania słonecznego w każdym przedziale widmowym. W efekcie nad terenami mórz i oceanów oraz w ich bliskim sąsiedztwie obserwowane są niższe sumy całkowitego promieniowania słonecznego, niż w centralnych obszarach kontynentów. Na globalnym rozkładzie z Atlasu Teplovogo Balansa Zemnogo Shara (1963) fakt ten zaznacza się poprzez wyraźne ugięcie izaleji na granicy lądu i oceanu. Z drugiej strony, z uwagi na silne pochłanianie przez parę wodną promieniowania długofalowego (poza przedziałem 8-13 μ) więcej energii cieplnej w przyziemnej warstwie troposfery pozostaje w obszarach o zwiększonym zasobie wilgoci. Jak zauważają Haltiner i Martin (1960) transmisja samej warstwy chmur wynosi średnio 85%, przy czym wartość ta pozostaje w silnej zależności od ich miąższości, mikrostruktury i wodności. Wraz z przemieszczaniem się w głąb kontynentów zaznacza się przeważnie spadek zachmurzenia ogólnego, co silnie modyfikuje rozkład globalnego usłonecznienia (Lippmann 1963, Landsberg 1963).

Stopień nasycenia powietrza parą wodną reguluje bilans cieplny układu Ziemia – atmosfera także poprzez wpływ na rozkład ciepła utajonego. Ugięcie izolinii strat ciepła na parowanie w Atlasie Teplovogo Balansa Zemnogo Shara (1963) na linii brzegowej kontynentów jest tak znaczne, że często nie mają one swojej kontynuacji na obszarach lądowych. Jak zauważa Martyn (2000), wynikające z powyższych rozkładów, kontrastowe warunki bilansu cieplnego pomiędzy oceanem a lądem są w rzeczywistości łagodzone lub uwypuklane poprzez inne czynniki pozostające pod wpływem układu lądów i oceanów – cyrkulację atmosferyczną i oceaniczną. Czynniki te, jak podkreśla szereg autorów (Okołowicz 1969, Chromow 1969, Budyko 1974, Crowe 1987), mają istotną rolę w utrzymywaniu równowagi globalnego bilansu energii. Z uwagi na cele poniższej pracy oraz położenie obszaru badań zrezygnowano z opisu wpływu cyrkulacji oceanicznej, podczas gdy problem cyrkulacji atmosferycznej omówiony został w skali mezoklimatycznej (3.2. *Cyrkulacja atmosferyczna*).

Zależność wartości temperatury powietrza od położenia względem powierzchni lądów i oceanów opisywana jest w literaturze jako cecha odpowiednio klimatu kontynentalnego lub morskiego. Najczęściej wymienia się niewielkie zróżnicowanie przestrzenne wartości temperatury w obszarach morskich, które wzrasta w miarę przemieszczania się w głąb kontynentu. W obszarach kontynentalnych wzrasta ponadto zakres międzydobowej i sezonowej zmienności wartości temperatury (Okołowicz 1969, Budyko 1974, Crowe 1987). Przewaga powierzchni lądów nad powierzchnią oceanów na półkuli północnej, jak zauważa Chromow (1969) odpowiada za wyższą amplitudę roczną na tej półkuli, co podkreśla jej bardziej kontynentalny klimat. Zagadnienie kontynentalizmu termicznego poruszane było w literaturze m.in. przez Gorczyńskiego (1918) i Chromowa (1969) jednak dopiero we wzorze Ewerta (1966, 1973) uwzględniona została liniowa zmienność temperatury wzdłuż wybranego równoleżnika, jako wyraz odległości od oceanu. Południkowy układ lądów i oceanów w szerokościach umiarkowanych półkuli północnej został wzięty pod uwagę w analizie zmian temperatury powietrza w zależności od długości geograficznej przeprowadzonej przez Boryczkę i Stopę-Boryczkę (1991) oraz Stopę-Boryczkę (2002). Stopa-Boryczka (2002) zwróciła uwagę na fakt sezonowej zmienności znaku równoleżnikowych gradientów temperatury powietrza w Europie, z ujemnego w miesiącach zimowych na dodatni w miesiącach letnich. Południkowy układ izogradów równoleżnikowych na obszarze Polski wymieniany jest zaś jako dowód przejściowości jego klimatu rozumianej jako przewaga cech termicznych klimatu morskiego na zachodzie, zaś kontynentalnego na wschodzie (Stopa-Boryczka 1976, Boryczka i Stopa-Boryczka 1991).

3.2. Cyrkulacja atmosferyczna

Cyrkulacją atmosfery określa się zespół powiązanych ze sobą procesów trójwymiarowego przepływu i wymiany energii, niezwykle trudnych do jednoznacznego zdefiniowania i opisu (Tveito i Ustrnul 2003, Kożuchowski 2011, Marsz 2012). Jedną z podstawowych trudności jest fakt, że wspomniane procesy działają jednocześnie w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Z uwagi na potrzeby pracy, zagadnienie wpływu cyrkulacji na rozkład przestrzenny temperatury powietrza przedstawione zostanie jedynie w skali mezoklimatycznej, na podstawie zależności obserwowanych w obrębie europejsko-atlantycznego sektora strefy cyrkulacji umiarkowanych szerokości geograficznych. Obszar ten, charakteryzujący się panowaniem zachodniego przenoszenia mas powietrznych, z powodu aktywnych procesów cyklogenezy i frontogenezy oraz towarzyszącej im różnorodności i zmienności układów cyrkulacyjnych nazywany jest strefą ruchów zaburzonych (Iribarne i Cho 1988).

Jak podkreśla Kożuchowski (2011), stosowane najczęściej metody opisu cyrkulacji atmosferycznej: wskaźniki cyrkulacji oraz typologie sytuacji synoptycznych, są jedynie przybliżonym i uśrednionym opisem rzeczywistego – zmiennego w czasie i przestrzeni obrazu cyrkulacji. Dają jednakże możliwość prowadzenia stosunkowo prostych analiz statystycznych oraz dokumentowania ich wpływu na rozkład poszczególnych elementów meteorologicznych (Marsz 2012). Szczegółowego przeglądu metod klasyfikacji cyrkulacji dokonał Yarnal (1993). Wraz z rozwojem nowych metod jego publikacja została poszerzona (Yarnal i in. 2001, Tveito i Ustrnul 2003). Zestawienie klasyfikacji opracowanych dla obszaru Polski przygotowane zostało przez Kaszewskiego (1989, 1990, 2001, 2012), Ustrnula (1997, 2001), Wibig (2001) czy Piotrowskiego (2009). Duża zmienność przestrzenna uwarunkowań cyrkulacyjnych uniemożliwia wybór uniwersalnej metody ich opisu w obrębie Europy, co podkreśliły wyniki analiz przeprowadzonych w ramach 733 akcji COST (cost733.met.no/FinalEvent.html) *Harmonisation and applications of weather type Classification for European Regions*. W pełni uzasadnione jest więc określanie wpływu cyrkulacji na rozkład temperatury powietrza w oparciu o regionalne metody opisu cyrkulacji atmosferycznej.

Jednym z kluczowych, dla rozkładu temperatury powietrza przy powierzchni ziemi, elementów opisu cyrkulacji atmosfery jest określenie pochodzenia masy powietrza oraz kierunku jej przemieszczania, warunkowanego rozkładem pola ciśnienia. Położenie obszaru źródłkowego stanowi cenną informację o pierwotnych stosunkach termiczno-wilgotnościowych oraz chwiejności masy, natomiast tor ruchu informuje pośrednio o stopniu jej przetransformowania. Szczegółowa charakterystyka mas powietrza polarnego, arktycznego i zwrotnikowego, kształtujących warunki meteorologiczne w Środkowej Europie, zawarta jest w opracowaniu Zwieriewa (1957), a w skali Polski w pracy Parczewskiego (1971). Zwieriew podkreśla fakt

sezonowej zmienności właściwości termicznych napływających mas powietrza, uwarunkowanej dynamicznymi kontrastami termicznymi między lądem, a powierzchnią oceanów. W poszczególnych porach roku masy powietrza, z tych samych obszarów źródłiskowych, klasyfikowane są jako ciepłe lub chłodne, o różnych rodzajach stratyfikacji, a w efekcie odmiennym kierunku wpływu na rozkład temperatury powietrza przy powierzchni ziemi. Największe zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza dotyczy obszarów pozostających pod wpływem frontów atmosferycznych (Filipiuk i Siwek 1997, Bąkowski 2007). Wpływ na wartość temperatury przejawia się nie tylko poprzez adwekcję ciepła, bądź chłodu, lecz w dużej mierze poprzez regulowanie stosunków radiacyjnych w wyniku oddziaływania charakterystycznego typu zachmurzenia.

3.2.1. Typ cyrkulacji atmosfery

Wydzielenie typów lub grup (klas) typów cyrkulacji możliwe jest po zastosowaniu uśrednienia pola ciśnienia i wiatru lub określeniu typowych, charakterystycznych form cyrkulacji, powtarzających się w podobnej postaci z określoną częstością. Jak podkreśla Tveito i Ustrnul (2003), klasyfikacja typów cyrkulacji, w odróżnieniu od klasyfikacji typów pogody, oparta jest w głównej mierze na określeniu kierunku adwekcji i typu systemu barycznego, a nie na realnych warunkach pogodowych. Brak jednoznacznych definicji w literaturze przedmiotu sprawia, że terminy te są czasem traktowane jednoznacznie. Konstruowane w oparciu o klasyfikacje typów cyrkulacji, tzw. kalendarze cyrkulacyjne stanowią bogate źródło informacji o zmienności cyrkulacji z dnia na dzień, są więc chętnie wykorzystywane do analiz ich wpływu na wartość elementów meteorologicznych. Przypisanie jednego typu cyrkulacji dla większego obszaru sprawia, że wyniki analiz są najczęściej uogólniane dla całych obszarów badawczych. Ich przytoczenie jest tu jednak ważne z uwagi na zarysowanie ogólnego wpływu czynników cyrkulacyjnych. Różnicowanie temperatury powietrza w przestrzeni związane jest z dużą dynamiką układów (Filipiuk i Siwek 1997), a także z zaznaczającym się, w przypadku rozległych i zwartych form orograficznych, nierozłącznym oddziaływaniem cyrkulacji atmosfery oraz rzeźby terenu (Hess 1969).

Do określania wpływu cyrkulacji na rozkład przestrzenny temperatury powietrza w obrębie Środkowej Europy dość często stosowana jest klasyfikacja Großwetterlagen Europas, opracowana pod kierunkiem Baura (1944) dla lat 1881-1939 i nieco zmodyfikowana i uzupełniona o dalsze lata przez Hessa i Brezowsky'ego (1952) oraz Gerstengarbe i in. (1993). Na kalendarz ten powołali się Domonkos i in. (2003) analizując wpływ cyrkulacji na ekstremalne wartości temperatury powietrza w południowo-środkowej części Europy. W Polsce podobne rozważania dotyczące jednakże związków ze średnią temperaturą sezonową i roczną podjął Filipiuk (2006/2007), a ze średnią temperaturą dobową Ustrnul i Czekierda (2005, 2006a) i Ustrnul (2006). W opracowaniach tych niejednokrotnie podkreślano, że rola czynni-

ków cyrkulacyjnych w kształtowaniu zróżnicowania termicznego staje się szczególnie wyraźna w miesiącach zimowych, w przeciwieństwie do miesięcy letnich, pozostających pod silnym wpływem warunków insolacyjnych. Jak wykazał Ustrnul (2006) wykorzystanie informacji o typie cyrkulacji znacząco poprawiło wyniki estymacji temperatury dla obszaru Polski, a otrzymane rozkłady wykazały zróżnicowanie przestrzenne temperatury nie tylko dla terenów górskich, ale i w obrębie części nizinnej.

Wpływ cyrkulacji na wartość temperatury powietrza w wybranych stacjach górskich Europy, w oparciu o kalendarz Großwetterlagen Europas, badał także Migąła (2005). Jako typ warunkujący dodatnie anomalie zimowe w obrębie pasm górskich Europy Środkowej wymieniał on cyrkulację antycyklonalną południową oraz antycyklonalną z centrum wyżu nad Europą Środkową. W górskiej, południowej części Europy wzrost średniej temperatury dobowej związany był z wystąpieniem typów cyklonalnych – zachodniego i południowo-zachodniego, podczas gdy w obrębie Alp w przewadze w sytuacjach generujących silne inwersje temperatury – w typie antycyklonalnym zachodnim i z centrum wyżu nad Europą Środkową. Jak podkreślił Migąła, anomalie ujemne kształtowane są w zimie przez cyrkulację cyklonalną z centrum niżu między Islandią i Szkocją oraz układ wyżowy między Morzem Północnym i Fennoskandią. W południowo-wschodniej, górskiej części Europy rola tego ostatniego malała na korzyść cyrkulacji cyklonalnej północnej oraz typu z wałem wysokiego ciśnienia o osi równoleżnikowej nad Europą Środkową. W miesiącach letnich spadek temperatury w górach Europy Środkowej obserwowano głównie w typie cyklonalnym z bruzdą niskiego ciśnienia rozciągniętą południkowo nad Europą Środkową, w sytuacji z wyżem nad Wyspami Brytyjskimi, a w niższych partiach Alp także cyrkulacji cyklonalnej zachodniej, podczas gdy w Karpatach Wschodnich w typie antycyklonalnym z centrum wyżu nad Europą Środkową.

W oparciu o popularną w obrębie Wysp Brytyjskich i Skandynawii, zautomatyzowaną według metody Jenkinsona i Collisona (1977), klasyfikację typów cyrkulacji Lamba (Jones i in. 1992), Chen (2000) i Linderson (2001) przeprowadzili analizę związków anomalii temperatury powietrza w zimie z typami cyrkulacji atmosferycznej w południowej Szwecji. Wykazali oni, że negatywne anomalie temperatury oraz duża zmienność dobowych amplitud związane są najczęściej z wpływem typów antycyklonalnych, szczególnie z sektora N i NW, podczas gdy anomalie pozytywne oraz względnie stałe amplitudy temperatury dobowej obserwuje się podczas typów cyklonalnych z sektora SW i W. Podobne wyniki, w swych studiach przestrzennych dla terenu Norwegii, otrzymał Tveito (2007), uwzględniając efekt jednoczesnego wpływu warunków cyrkulacyjnych, rzeźby terenu oraz odległości od morza. Na klasyfikacji Lamba wzorowanych był dodatkowo szereg klasyfikacji lokalnych, np. Končeka i Reina (1971) oraz Hydrometeorologicznego Ustavu (Katalog povetnostnich situaci pro uzemi CSSR 1967) dla dawnej Czechosłowacji, Lauschera (1976), Schüppa (1979) i Steinackera (1991) dla Alp, Peczely'ego (1983) dla Węgier,

Osuchowskiej-Klein (1975, 1978, 1991) dla Polski i Niedźwiedzia (1981, 1988, 1992) dla Polski Południowej. Każda z klasyfikacji wykorzystywana była do analiz związków cyrkulacji z temperaturą powietrza w obrębie swojej domeny przestrzennej.

W Polsce anomalie temperatury powietrza, jako wyraz zależności od cyrkulacji atmosferycznej, badane były niejednokrotnie w oparciu o wspomnianą klasyfikację typów cyrkulacji Osuchowskiej-Klein (1975, 1978, 1991), a w ostatnich latach także o jej zautomatyzowaną formę (Piotrowski 2009). Kossowska-Cezak analizowała cyrkulacyjne uwarunkowania dużych zmian temperatury z dnia na dzień w Warszawie (1987, 2003), jak i wpływ cyrkulacji na miesięczne warunki termiczno-opadowe (1997). Określiła, że zimowe ochłodzenia związane są głównie z antycyklonalnymi typami cyrkulacji ze składową N i E oraz obecnością wyżu nad centrum Polski, natomiast za ocieplenia odpowiadają raczej sytuacje cyklonalne z W i S. W marcu i kwietniu na ujemne anomalie temperatury powietrza wpływ mają typy antycyklonalne z N oraz cyklonalne z NE i E, a w maju dodatkowo także z NW. Dodatkowo anomalie są związane w tym czasie z typami antycyklonalnymi z SE i E, cyklonalnymi z SW, a w kwietniu dodatkowo cyklonalnymi z S i SE. W miesiącach letnich za rodzaj odchyień temperatury odpowiada zaś nie tylko kierunek adwekcji (anomalie ujemne dla typów z sektora N oraz dodatkowo dla S, E i NE), ale też modyfikujący stopień zachmurzenia, charakter cyklonalny lub antycyklonalny.

Podobne wyniki analiz otrzymał w oparciu o swoją klasyfikację typów cyrkulacji dla Dorzecza Górnej Wisły Niedźwiedź (1981, 1988, 1992), a dla Regionu Bydgosko-Toruńskiego (kalendarz regionalny wg założeń Niedźwiedzia), Przybylak i Maszewski (2009). Jak zaznaczył Niedźwiedź (1981), w przypadku obszarów o zróżnicowanej morfologii, istnieje duże zróżnicowanie regionalne w dynamice zjawisk klimatycznych kształtowanych przez cyrkulację atmosferyczną. Najlepszym przykładem jest wzrost temperatury po zawiętrznej stronie Tatr w typach cyrkulacji z sektora S i SW, wzmacniany oddziaływaniem efektów fenowych. Spośród typów cyrkulacji o największym wpływie na różnicowanie temperatury powietrza w Dorzeczu Górnej Wisły wymienia, oprócz wspomnianych powyżej, także typy antycyklonalne z S i SW. Najmniejsze różnice w przestrzennym rozkładzie temperatury są natomiast cechą typów cyklonalnych z sektora N i NE oraz antycyklonalnych z sektora E i SE. Kalendarz Niedźwiedzia należy wciąż do najpopularniejszych metod wykorzystywanych do badań wpływu warunków cyrkulacyjnych na elementy meteorologiczne w skali regionalnej, o czym świadczy ilość opracowań potwierdzających oraz uszczegółowiających jego obserwacje (Kaszewski 2012). Wymienić można tu np. badania Bielec-Bąkowskiej i Łupikaszy (2009) dotyczące uwarunkowań występowania chłodnych, mroźnych i bardzo mroźnych dni w Małopolsce. Podkreślają one szczególną rolę rzeźby terenu w różnicowaniu temperatury powietrza w określonych warunkach cyrkulacji. Na założeniach klasyfikacyjnych kalendarza Niedźwiedzia opracowana została automatyczna metoda Ustrnula (1997), wykorzystana przez

autora do analiz uwarunkowań cyrkulacyjnych temperatury powietrza w Atlasie ekstremalnych zjawisk meteorologicznych w Polsce (Ustrnul i Czekierda 2009).

Ciekawy przykład opracowania uwzględniającego równoczesne oddziaływanie czynników cyrkulacyjnych i rzeźby terenu przedstawili dla terenu Andory Esteban i in. (2009). Opierając się na kalendarzu cyrkulacji dla terenu Europy Zachodniej, autorstwa Estebana i in. (2006), uwypuklili rolę poszczególnych typów cyrkulacji w kształtowaniu temperatur ekstremalnych. Zaznaczyli, że silny wpływ na temperaturę minimalną mają sytuację antycyklonalne, szczególnie z centrum wyżu nad Północnym Atlantykiem i Morzem Śródziemnym. W obrębie ostatniego z wymienionych typów wyszczególnili efekt inwersji temperatury. Podkreślili, że obrębie dolin górskich położonych w południowej części kraju, podczas Niżu Iberyjskiego oraz w mniejszym stopniu zimą, gdy w Centralnej Europie dominuje układ wyżowy, obserwuje się „pola ciepła”, rozumiane jako miejsca podwyższonej temperatury maksymalnej. Uwypuklili, że w zlokalizowanych w kierunku południowym dolinach górskich zaznacza się wtedy efekt oddziaływania fenu.

3.2.2. Wskaźniki cyrkulacji atmosfery

Ilościowy opis typu cyrkulacji dokonywany jest przy pomocy tzw. wskaźników cyrkulacji, a więc miar opisujących typ lub intensywność cyrkulacji lub oba te czynniki równocześnie (Ustrnul 2002, Tveito i Ustrnul 2003). Spośród najbardziej znanych i szeroko wykorzystywanych w mezoskali, w analizach uwarunkowań cyrkulacyjnych szeregu elementów meteorologicznych najczęstsze zastosowanie ma wskaźnik NAO *North Atlantic Oscillation* (Walker i Bliss 1932, Wallace i Gutzler 1981, Rogers 1984, Hurrell 1995, Jones i in. 1997). Rola wpływu cyrkulacji w kształtowaniu zróżnicowania termicznego w obrębie Polski, opisana przez wskaźnik NAO analizowana była przez Marsza (1999) Wibig (2000), Degirmendžića i in. (2000), Marsza i Styszyńską (2001), Kozuchowskiego (2003, 2004) oraz Ustrnula i Czekierdę (2006b, 2007), a na terenie Europy m.in. przez Hurrella (1995), Malberga i Bokensa (1997) czy Chen i Hellstrom (1999). Każdy z autorów podkreślił, że wprost proporcjonalny wpływ wartości wskaźnika NAO na wartość temperatury powietrza najmocniej zaznacza się w okresie zimowym, kiedy temperaturę tę w strefie umiarkowanej w dominujący sposób kształtuje strefowy przepływ mas atmosferycznych. W cieplejszych porach roku, gdy zwiększa się rola Wyżu Azorskiego, intensywność NAO wpływa zwykle na cyrkulację południowo-zachodnią nad Zachodnią Europą, przyczyniając się do wzrostu temperatury w tym regionie (Wibig 2000). Rozpatrując zmienność przestrzenną wpływu NAO Ustrnul i Czekierda (2007) wykazali, że związki korelacyjne z temperaturą powietrza wyraźnie słabną wraz z przemieszczaniem się od Europy Środkowo-Zachodniej ku południowi (w Polsce z NW ku SE), oscylując wokół zera w basenie Morza Śródziemnego. W obrębie północnego i północno-wschodniego Atlantyku współczynniki korelacji przyjmują odpowiednio wartości ujemne. Wyraźne osłabienie związku wskaźnika NAO z temperaturą

związane jest też, jak podkreślają Ustrnul i Czekierda (2006b, 2007), ze wzrostem wysokości n.p.m., co tłumaczą niskie współczynniki korelacji w polskich górach.

Analizy wpływu cyrkulacji na rozkład temperatury powietrza w Polsce przeprowadzane są w oparciu o różne wskaźniki lokalne. Popularną metodą, przetestowaną w skali lokalnej (Miętus 1993, 1996, 1999), jak i globalnej (Ustrnul 1997, Alexandersson i in. 1998) jest wykorzystanie składowych wiatru geostroficznego. Zgodnie z wcześniejszymi obserwacjami Wibig (1991, 1994) z poziomu 500hPa, Degirmendzić (2011), Degirmendzić i in. (2002, 2004) oraz Kożuchowski i Żmudzka (2002), akcentują, że wzrost prędkości zachodniego przenoszenia mas powietrza przyczynia się do ocieplenia jesienią, zimą oraz wiosną, w przeciwieństwie do lata (szczególnie lipca), gdy nasilenie zachodniej składowej prowadzi do oziębienia. Negatywne oddziaływanie składowej południkowej wiatru geostroficznego na wartość temperatury powietrza zaznacza się natomiast najsilniej w maju i wrześniu. Przewaga oddziaływań cyrkulacji południkowej nad strefową utrzymuje się od kwietnia do listopada (poza lipcem), przy czym w sierpniu korelacja średniej temperatury z wymienionymi wskaźnikami staje się nieistotna. Podobne wyniki, odnośnie sezonowej zmienności oddziaływań cyrkulacyjnych, otrzymali Kożuchowski i Degirmendzić (2002). Oparli się oni na wskaźnikach cyrkulacji strefowej i południkowej, wyrażanych średnimi gradientami ciśnienia między wybranymi równoleżnikami i południkami oraz na termicznych wskaźnikach cyrkulacji, rozumianych jako różnica ciśnienia między punktami o najwyższej i najniższej korelacji ciśnienia z temperaturą.

W wymienionych opracowaniach podkreślono, że wpływ na wartość temperatury powietrza posiada nie tylko kierunek adwekcji (Degirmendzić 2003), ale także w znacznym stopniu charakter pola barycznego (Maheras i in. 1999, Kożuchowski 1995, Kłysik 1995, Kłysik i Sazonow 1996, Degirmendzić 2002). Kożuchowski i Degirmendzić (2002) wiążą występowanie anomalii termicznych w Polsce w zimie z wielkością depresji w polu barycznym nad Atlantykiem Północnym, a w pozostałej części roku (głównie w kwietniu i maju oraz od sierpnia do października) z depresją w rejonie Irlandii i Szkocji, przy czym latem również z wysokością ciśnienia w regionie bałtyckim. Rolę wpływu układów barycznych podkreśla także Bąkowski (2007). Analizując wpływ adwekcyjnych zmian temperatury w swobodnej atmosferze na zmiany temperatury przy powierzchni ziemi uwypukla fakt, że ich rola uwidacznia się jedynie latem i wiosną, zimą i jesienią zaś jest skutecznie maskowana przez częste sytuacje antycyklonalne. Podkreśla, że rola rozbudowanych ośrodków wyżowych wynika ze stwarzania warunków bliskich atmosferze barotropowej. Spośród układów o największej roli w adwekcyjnych zmianach temperatury powietrza wymienia głębokie cyklony, zwłaszcza ich przednie (wschodnie) sektory, gdzie zachodzi adwekcja ciepła i tylne (zachodnie), gdzie zachodzi adwekcja chłodu oraz analogicznie wschodnie i zachodnie peryferia wyżów.

Rola cyrkulacji w kształtowaniu zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza udowodniana jest także w oparciu o tzw. pośrednie wskaźniki cyrkulacji o genezie związanej z lokalnymi kalendarzami cyrkulacji (Murray i Lewis 1966, Murray i Benwell 1972, Niedźwiedz 1993). Częściej jednakże to wskaźniki bezpośrednie wykorzystuje się do konstrukcji tzw. obiektywnych kalendarzy cyrkulacji, spośród których wymienić można typologię Kirchhofera (1974), zautomatyzowany kalendarz Lamba (Jones i in. 1992), kalendarz stosowany przez Deutscher Wetterdienst (Dittman i in. 1995, Bissolli i Dittmann 2001), czy kalendarze Lityńskiego (1969, 1973; Pianko-Kluczyńska 2007), Ustrnula (1997) i Wibig (2001) dla obszaru Polski. Wpływ warunków cyrkulacyjnych na temperaturę powietrza w Polsce, opisywanych typami wydzielonymi przez Lityńskiego, analizowała Kuziemska (1968a, 1968b, 1971). Wydzieliła ona typy kształtujące ujemne anomalie temperatury w skali roku (No i NEc) oraz anomalie dodatnie (Sec, Sc, So, SWc, SWo, SWa, Wo). Do typów o sezonowej zmienności w oddziaływaniu na wartość temperatury zaliczyła NWc i Wc oraz SEa i Ea.

3.3. Czynniki topoklimatyczne

Jednorodność charakteru wymiany pędu, ciepła i materii z atmosferą w jej warstwie przyziemnej, zwanej też przygruntową lub stałych strumieni (Słownik Meteorologiczny 2003) ogranicza się do jej fragmentów o jednakowych cechach fizycznych. W rzeczywistości warstwa ta posiada zróżnicowaną rzeźbę, pokrycie terenu oraz stosunki wilgotnościowe. Jak wskazuje Paszyński i in. (1999), to w górnej części tej warstwy, czyli w tzw. podwarstwie logarytmicznej, gdzie obserwuje się rozwiniętą turbulencję, w przybliżeniu stałe strumienie pędu, ciepła i wilgoci oraz logarytmiczny profil prędkości wiatru w warunkach bliskich adiabatycznym, kształtują się odmienne warunki topoklimatyczne. To w tej warstwie, na wysokości 2 m n.p.g. prowadzi się zwyczajowo pomiary temperatury powietrza, określając cechy klimatu lokalnego (Geiger 1969; Yoshino 1975, Oke 1987).

3.3.1. Wysokość n.p.m.

Rola wysokości n.p.m. w kształtowaniu wartości temperatury powietrza związana jest przede wszystkim ze zmianami adiabatycznymi (Zwieriew 1957, Chromow 1969, Chrgian 1978, Bluestein 1992, Kożuchowski 2011). Wraz ze wzrostem wysokości maleje ciśnienie, w efekcie powietrze rozpręża się, a jego temperatura maleje. Tempo spadku temperatury określane mianem gradientu adiabatycznego jest zmienne. W gradiencie suchoadiabatycznym wynosi $0,997^{\circ}\text{C}$ na 100 m, podczas gdy w pseudoadiabatycznym i wilgotnoadiabatycznym, jego wartość jest niższa i zależy od ilości ciepła wydzielanego podczas przemian fazowych wody. Jak podkreśla Kożuchowski (2011) na wielkość spadku temperatury w gradiencie

pseudoadiabatycznym i wilgotnoadiabatycznym wpływ ma nie tylko charakter przemian fazowych wody, ale też aktualna wartość temperatury, zależność prężności pary nasyconej od temperatury, różnice ciepła kondensacji i resublimacji, a także ciśnienie. Najmniejsze gradienty adiabatyczne, sięgające do $0,20^{\circ}\text{C}$ na 100 m notowane są w warunkach niskiego ciśnienia i wysokiej temperatury powietrza (Kožuchowski 2011 za Sedunowem i in. 1991). W obszarach o zróżnicowanej wysokości zmiany adiabatyczne temperatury powietrza podyktowane są występowaniem grawitacyjnych i dynamicznych ruchów wnoszących i opadających. Te ostatnie, w sytuacjach antycyklonalnych, sprzyjają tworzeniu inwersji termicznej (Barry 1992, Whiteman 2000, Trepieńska 2002). W Polsce zjawisko to opisywali dla Karpat: Michalczewski (1953, 1962), Orlicz i Orliczowa (1955), Obrębska-Starkłowa (1969), a dla Sudetów Zipser-Urbańska (1964).

Niezależnie od zmian adiabatycznych, wpływ wysokości n.p.m. na wielkość temperatury powietrza związany jest także z modyfikacją warunków radiacyjnych. Na większych wysokościach atmosfera jest mniej zapyłona, suchsza i mniej zachmurzona, jej masa optyczna jest znacznie mniejsza, a współczynnik przeźroczystości większy. Zależność ta znajduje odzwierciedlenie we wzroście średniego natężenia promieniowania słonecznego wraz ze wzrostem wysokości nad poziom morza, co opisuje Perl (1935). Wyraźny wzrost dotyczy promieniowania bezpośredniego, podczas gdy udział promieniowania rozproszonego i promieniowania atmosfery wyraźnie maleje (Hess 1965, Barry 1992, Whiteman 2000). Zmiany zawartości pary wodnej w powietrzu wraz z wysokością - początkowy wzrost, a od pewnej wysokości spadek wywołują odpowiednio wzmocnienie i osłabienie roli efektu cieplarnianego. Jak podają Alisow, Drozdow i Rubinstein (1952), promieniowanie efektywne wzrasta do ok. 3000 metrów, a następnie zmiany te ustają bądź promieniowanie nieco maleje.

Zależność temperatury powietrza od wysokości nad poziomem morza jest uwzględniana w trakcie konstrukcji rozkładów przestrzennych temperatury powietrza przeważnie dla obszarów zróżnicowanych morfologicznie. Już w 1938 roku Romer dowodził, że o właściwym wykreśleniu izoterm decyduje szczegółowa znajomość terenu oraz jego wpływu na przebieg poszczególnych elementów meteorologicznych. Wyznaczając równania regresji temperatury powietrza dla terenu całej Polski (Stopa-Boryczka 1976) oraz terenu Karpat (Kicińska i Żmudzka 1991) autorzy podkreślali, że wysokość n.p.m. ma większe znaczenie w kształtowaniu pola temperatury niż szerokość i długość geograficzna. W rozkładzie pionowych gradientów temperatury wyróżniono typ nizinny (morski i kontynentalny) oraz górski, z charakterystycznym minimum u podnóża gór oraz na wysokości ok. 1000 m n.p.m. w Karpatach i 600 m n.p.m. w Sudetach (Boryczka i Stopa-Boryczka 1991).

Zmiany wartości średniej rocznej temperatury powietrza wraz z wysokością n.p.m. w obszarach górskich posłużyły jako podstawa wyznaczania pięter klimatycznych. Dla Karpat granice pięter klimatycznych opisał w ten sposób Hess (1965,

1968b, 1971), zwracając jednakże uwagę na różnice w ich położeniu w zależności od ekspozycji pasma. Rozpatrując przestrzenne zróżnicowanie temperatury w tym regionie, Hess (1966, 1968a, 1969) przedstawił szereg opartych na zależnościach hipsometrycznych równań estymacji temperatury, uzależniając współczynniki korelacji od formy terenu oraz odmiennej ekspozycji stoków. Niższe położenie granic poszczególnych pięter klimatycznych w Sudetach (Hess 1968b, Ustrnul 1991), potwierdziło udział lokalnych czynników topoklimatycznych w różnicowaniu przestrzennym temperatury powietrza.

Rolę wysokości n.p.m. w takim różnicowaniu podkreślają najnowsze opracowania bazujące na technikach GIS. Rozkłady temperatury powietrza dla obszarów zróżnicowanych morfologicznie konstruowane są w oparciu o modele liniowej regresji wielokrotnej lub krigingu resztowego, w których wysokość n.p.m. stanowi najbardziej istotną zmienną zależną (Tveito i in. 2000, Kryza i Sobik 2004, Kryza i in. 2007, Tveito 2007, Auer i in. 2008, Esteban i in. 2009). Dla terenu całej Polski rozkłady takie opracował Ustrnul i Czekierda (2003).

3.3.2. Rodzaj formy terenu

Różnorodne formy rzeźby terenu zakwalifikować można do 3 dużych grup – form wypukłych, wklęsłych oraz płaskich. Zróżnicowanie w obrębie każdej z nich wynika z dodatkowych cech – skali formy, jej zwartości i przebiegu, ekspozycji i nachylenia poszczególnych stoków oraz ich wzajemnej konfiguracji odpowiadającej za zasłonięcie i wyeksponowanie. Każda z wymienionych charakterystyk posiada swoiste znaczenie w procesie różnicowania przestrzennego rozkładu temperatury powietrza (Geiger 1969, Hess 1969, Klimat Tatr 1978, Kicińska i Żmudzka 1991, Stopa-Boryczka i in. 1994, Kryza i Sobik 2004, Tveito 2007). W pierwszej kolejności wymienić należy podstawowe cechy wynikające z ogólnego zróżnicowania na formę wklęsłą lub wypukłą. Jak podkreśla Hess (1965) wzrost „masywności” form – ich wysokości bezwzględnej, rozciągłości przestrzennej i zwartości odpowiada za powiększanie zróżnicowania termicznego kształtowanego przez ekspozycję i nachylenie stoków oraz przebieg formy. Przeciwny wpływ przypisuje zaś wysokości n.p.m. – im wyżej położone są dane formy tym mniejsze jest zróżnicowanie termiczne między nimi. Zauważa, że stosunkowo największy wpływ form terenu na wartość temperatury powietrza obserwuje się w miesiącach zimowych.

Warunki termiczne form wypukłych wykazują silną zależność od warunków solarnych. Wpływ ten zaznacza się w sposób szczególny w okresie pogody bezchmurnej. Z uwagi na brak zacienienia sumy usłonecznienia są tu wyższe niż w przypadku form wklęsłych, a znaczne wyniesienie n.p.m. gwarantuje wyższe sumy promieniowania bezpośredniego. W efekcie, maskowana jest rola wysokości n.p.m. i w warunkach bezwietrznych wyższe wzniesienia oraz szczyty górskie mogą odnotowywać wyższą średnią temperaturą w ciągu dnia, niż leżące poniżej dna dolin i kotlin górskich (Hess 1965, Hess i in. 1975a, 1975b, Obrębska-Starkłowa 1995).

Dobowe amplitudy są w okolicach form wypukłych mniejsze, gdyż ogrzane powietrze odpływa bez trudu ku górze, a ochłodzone grawitacyjnie w dół (Okołowicz 1969, Niedźwiedź 1973, Obrębska-Starkłowa 1973, 1995, Bokwa i in. 2006). Uprzywilejowanie insolacyjne form wypukłych sprawia, że długość zalegania pokrywy śnieżnej w sezonie zimowym jest tu krótsza, co sprzyja dużym kontrastom termicznym w okresach ablacji pokrywy (Barry 1992, Ojrzyńska i in. 2010). Pozbawione śniegu szczyty górskie są wtedy cieplejsze niż dna dolin, w których zalega powietrze ochładzane przez pokrywę śnieżną (Hess 1965).

Formy wypukłe stanowią istotną przeszkodę dla przemieszczających się mas powietrza. Strugi powietrza opływają szczyty po bokach oraz ponad nimi ze zwiększoną prędkością. W zależności od zwartości i rozległości wypukłej formy terenu, a także układu barycznego i rodzaju masy powietrza kształtować mogą się różnorodne formy przepływu, o odmiennym wpływie na wartość temperatury powietrza (Yoshino 1975, Barry 1992). Dla obszaru Sudetów najistotniejsze z nich to efekty transfluencyjne, zjawisko fenu (swobodnego i dynamicznego) oraz wiatry katabatyczne (Kwiatkowski 1979, 1984, Kwiatkowski i Hołdys 1985). W przypadku form wklęsłych powietrze przemieszcza się zazwyczaj zgodnie z osią dolin, natomiast w obniżeniach i kotlinach często zalega. Grawitacyjne spływy chłodnego powietrza, efekty nocnego wypromieniowania ciepła oraz dłuższe zaleganie pokrywy śnieżnej w kotlinach sprawiają, że temperatura powietrza w kotlinach jest często niższa niż na wyżej leżących szczytach (Hess i in. 1975a i 1975b, Niedźwiedź 1973, Obrębska-Starkłowa 1973, 1995, Bokwa i in. 2006). Ponad chłodnymi dolinami i obniżeniami śródgóorskimi z zastoiskami zimnego powietrza wyróżnić można tzw. pasy termiczne, które odznaczają się wyższą temperaturą w dolnej części, stopniowo obniżającą się ku górze (Geiger 1969, Obrębska-Starkłowa 1969).

3.3.2.1. Nachylenie, ekspozycja oraz zasłonięcie stoków

Nachylenie i ekspozycja stoków to podstawowe czynniki morfologiczne regulujące ilość ciepła jaką otrzymuje powierzchnia Ziemi (Kondrat'ev 1954, Geiger 1965, 1969, Barry 1992, Piwowarczyk 1992, Styszyńska 1995, Paszyński i in. 1999, Trepińska 2002). Ilość promieniowania bezpośredniego zmienia się w zależności od kąta nachylenia i ekspozycji stoku, natomiast na promieniowanie rozproszone wpływ ma tylko nachylenie (Geiger, 1965). Obliczenie potencjalnego promieniowania bezpośredniego na dowolnie nachyloną i eksponowaną powierzchnię możliwe jest dzięki zastosowaniu wzoru Stoljakova (Kondrat'ev 1954) i jego implementacji w programach komputerowych (Styszyńska 1995, Dubayah i Rich 1995, Hofierka 1997, Šuri i Hofierka 2004). W obszarach o zróżnicowanej morfologii istotne stają się dodatkowo uwzględnienie zasłonięcia i wyeksponowania terenu, wynikającego z wzajemnej konfiguracji poszczególnych form. Jak podkreśla Geiger (1969), powołując się na obliczenia Morgena (1957), różnice w ilości bezpośredniego promieniowania słonecznego, dochodzącego do stoku eksponowanego i zasłoniętego są często

większe niż zróżnicowanie wynikające z odmiennej ekspozycji stoków. Zwraca uwagę, że wzrost średniego natężenia promieniowania słonecznego wraz z wysokością skutkuje wzrastającymi kontrastami termicznymi między miejscami nasłonecznionymi i pozostającymi w cieniu. Zależność tę opisała na podstawie obserwacji w Gorcach Obrębska-Starkłowa (1994). Próbę określenia ilościowego wpływu indeksu zasłonięcia terenowego na charakterystyki temperatury powietrza w Sudetach podjęli Kryza i Sobik (2004), podkreślając trudności interpretacyjne oraz dużą istotność statystyczną zależności.

Maksymalne wartości usłonecznienia, w zależności od nachylenia i ekspozycji, przedstawili Geiger (1965 za Kaempferem 1942) oraz Hess (1965 za Zacharową 1959). Szczegółowe studia Piwowarczyka (1992) dla terenu Zakopanego potwierdziły opisywane wcześniej tendencje w zróżnicowaniu warunków solarnych. Zgodnie z nimi najmniej promieniowania bezpośredniego otrzymują stoki o ekspozycji północnej. Wraz ze wzrostem kąta nachylenia zbocza sumy usłonecznienia maleją, przy czym w miesiącach zimowych najbardziej strome stoki pozostają w cieniu przez cały dzień. Najwięcej promieniowania bezpośredniego otrzymują stoki o ekspozycji południowej, w półroczu chłodnym w godzinach od 9 do 15, natomiast w półroczu ciepłym między 10 a 14, a różnica na korzyść tej ekspozycji powiększa się w miesiącach półroczu letniego wraz ze wzrostem kąta nachylenia zboczy. W pozostałych godzinach zaznacza się deficyt bezpośredniego promieniowania na tych stokach kosztem zboczy wschodnich (rano) i zachodnich (po południu). Niedobór ten zwiększa się wtedy wraz z nachyleniem stoków.

Różna ilość energii dochodzącej drogą promieniowania do zboczy o jednakowym nachyleniu, lecz o różnej ekspozycji powoduje w efekcie ich zróżnicowanie termiczne, a w dalszej kolejności zróżnicowanie temperatury powietrza ponad nimi (Geiger 1965, Barry 1992). Najzimniejszym stokiem jest zbocze północne, natomiast miejsce występowania maksymalnych wartości temperatury jest zmienne w ciągu roku. Od stycznia do marca najcieplejsze są stoki południowo-zachodnie, a następnie aż do lipca temperatury maksymalne przesuwają się na stoki południowo-wschodnie. Przez pozostałe miesiące letnie miejsce występowania największych wartości temperatury powraca na stoki południowo-zachodnie. Odwołując się do temperatury powietrza w Karpatach Polskich Hess (1968a) zauważa, że niezależnie od wysokości n.p.m. średnia roczna temperatura nad zboczami południowymi jest o ok. 1°C wyższa od temperatury nad stokami północnymi, na tym samym poziomie hipsometrycznym. W efekcie na stokach północnych obserwuje się obniżenie granic pięter klimatycznych (Hess 1965). Największe zróżnicowanie termiczne między stokami obserwuje się w ciągu doby, przy czym im wyżej nad poziom morza, tym różnice między wartościami temperatury godzin rannych i popołudniowych na stokach o odmiennej ekspozycji są mniejsze. Szereg autorów (Geiger 1965, Barry 1992, Trepińska 2002) zwraca jednakże uwagę, że zróżnicowanie termiczne między tymi stokami utrzymuje

się tylko podczas pogody bezchmurnej lub z małym zachmurzeniem. Istotnym warunkiem jest także prędkość wiatru poniżej 5 m/s (Barry 1992 za McCutchan 1983).

3.3.2.2. *Przebieg i zwartość formy terenu*

Duża zwartość formy terenu umożliwia określenie kierunku jej przebiegu a tym samym wyznaczenie przeważającej ekspozycji jej przeciwnych krańców. W przypadku masywów górskich, stanowiących istotną barierę dla przemieszczających się mas powietrza, ekspozycja głównych skłonów pasma odgrywa ważną rolę w modyfikowaniu pola przepływu powietrza oraz związanych z nią efektów anemologicznych i pluwialnych (Geiger 1969, Barry 1992, Trepińska 2002, Whiteman 2000). Wpływ przebiegu pasma i ekspozycji jego głównych skłonów zależy od kierunku napływu mas powietrza, dlatego nazywany będzie tu wpływem ekspozycji cyrkulacyjnej. Odwołując się do obserwacji w Karpatach Zachodnich, Hess (1965) zwraca uwagę na fakt występowania efektu „ekranizującego” – dowietrzne stoki pasma, przyjmują jako pierwsze wilgotne masy powietrza i wymuszają ich orograficzne wznoszenie oraz kondensację zawartej w nich pary wodnej, są więc zimniejsze i bardziej wilgotne od osłoniętych stoków zawietrznych. Podobne wnioski przedstawił dla terenu Norwegii Geiger (1969) powołując się na obserwacje Godske (1952) i Utaakera (1963). Dla Sudetów zjawisko to opisane zostało szczegółowo przez Kwiatkowskiego (1984), który wyróżnił 4 główne typy przepływu mas uzależnione od typu cyrkulacji: efekty transfluencyjne, spiętrzeniowe dynamiczne-frontowe, spiętrzeniowe dynamiczne-stacjonarne oraz spiętrzeniowe quasi-statyczne. Zróżnicowanie w obrębie każdego z typów przypisuje on różnej zwartości terenu oraz konfiguracji poszczególnych form morfologicznych. W zależności od nich odmiennie kształtuje się położenie największej strefy opadów, a w efekcie także strefy obniżonej temperatury powietrza. Wyróżnia się tu zwłaszcza możliwość przesunięcia strefy największych opadów na stoki zawietrzne (efekty transfluencyjne) oraz występowania na nich wpływających na wartość temperatury powietrza grawitacyjnych i grawitacyjno-dynamicznych efektów fenowych (Kwiatkowski 1979).

Przebieg oraz stopień zwartości formy terenu wpływa na modyfikację kierunku i prędkości przemieszczania masy powietrza, niezależnie czy geneza wiatru jest dynamiczna czy grawitacyjna (Flohn 1969, Barry 1992). Jak podkreśla Geiger (1969) wzrost prędkości wiatru przyczynia się do wzrostu strat ciepła na parowanie oraz ogrzanie powietrza. W efekcie obniżenia wartości temperatury powietrza spodziewać można się w obszarach zwiększonej prędkości wiatru – na przełęczach, na skraju i szczycie zwartych przeszkód orograficznych i pojedynczych szczytów oraz w osiach dolin, jeśli kierunek wiatru zgodny jest z ich przebiegiem (Yoshino 1975, Barry 1992, Whiteman 2000, Trepińska 2002). Doliny górskie narażone są szczególnie na nocne spływy zimnego powietrza, co szczegółowo opisuje Yoshino (1975) zwracając uwagę na zależność intensywności zjawiska od powierzchni stoków, ich ukształtowania i nachylenia. Podkreśla on, że w miarę przemieszczania się masy powietrza w dół stoku

jej kontrastowość termiczna maleje, z uwagi na jej stopniowe mieszanie się z powietrzem zalegającym w dole doliny. Zjawisko to wielokrotnie opisywane było dla zróżnicowanych morfologicznie terenów Polski (Hess 1965, 1968; Niedźwiedź 1973, Obrębska-Starkłowa 1973, 1995, Bokwa i in. 2006).

3.3.3. Rodzaj pokrycia terenu

Poszczególne rodzaje pokrycia terenu charakteryzują w szczególności odmienne wartości albedo, szorstkości oraz stopnia uwodnienia powierzchni. Zróżnicowanie to potęguje zmienność czasowa wymienionych charakterystyk mikroklimatycznych, wynikająca z cyklu życiowego współtworzących je gatunków roślin, długości okresu wegetacyjnego, obiegu wody w przyrodzie a także działalności ludzkiej. Każda z nich wywiera wyraźny wpływ na wartość bilansu cieplnego, dlatego uwzględniane są w modelach klimatycznych, szczególnie drugiej (Dickinson 1983, Dickinson i in. 1986, 1993, Sellers i in. 1986) i trzeciej generacji (Bonan 1995, Sellers i in. 1996, Cox i in. 1999, Friend i Kiang 2005). Analiza wpływu rodzaju pokrycia terenu na wartość temperatury powietrza w skali topoklimatycznej wymaga założenia niezmienności przestrzennej poszczególnych charakterystyk mikroklimatycznych w obrębie danego rodzaju pokrycia terenu. Ich zmienność okresowa uwzględniana jest zaś poprzez odwoływanie się do wartości średnich, określanych dla wybranych przedziałów czasu – miesięcy, pór roku, okresów fenologicznych czy faz rozwoju. Z uwagi na podkreślane w literaturze (Paszyński i in. 1999), stosunkowo niewielkie straty energii na fotosyntezę roślin, w poniższym opisie pominięty został ten rodzaj wpływu pokrywy roślinnej na przestrzenny rozkład temperatury powietrza. Poniżej nie opisywano także wpływu emisji ciepła sztucznego oraz antropogenicznych zanieczyszczeń powietrza w obszarach zurbanizowanych, uznając je za efekt działalności człowieka, a nie bezpośredni wpływ wytworzonego przez niego rodzaju pokrycia terenu.

Powszechnie znany i analizowany w szeregu opracowań (np. Obrębska-Starkłowa 1968, Bednarek 1970a, Kędziora 1999, Kabat i in. 2004, Tesař i in. 2008) jest fakt buforujących właściwości szaty roślinnej, która łagodzi dobowe i roczne wahania temperatury powietrza przy powierzchni gruntu i wewnątrz niej. Przyczyn tego zjawiska dopatrywać należy się w jej wpływie na poszczególne elementy bilansu cieplnego. Zmiany faz fenologicznych i cyklu życiowego poszczególnych gatunków tworzących pokrywę roślinną powodują nie tylko zmiany wartości albedo (Angström 1925, Kondratiew 1954, 1969, Kluge 1963, Geiger 1965, Łykowski 1967, Bac i Baranowski 1968, Kozłowska-Szczęsna 1973, Kędziora 1999, Gao i in. 2006, Bryś 2013), ale jak podkreśla Chromow (1969) również zmiany położenia powierzchni czynnej. W przypadku maksymalnego ulistnienia rolę tej powierzchni przejmują w większości zwarte, szczytowe partie roślin, np. korony drzew, które pochłaniają dużą część promieniowania słonecznego. Jak zaznaczają Paszyński i in. (1999; za Smolen 1984) oraz Kędziora (1999) wraz ze wzrostem szorstkości powierzchni

czynnej jej albedo przeważnie maleje w wyniku wielokrotnego odbijania promieni słonecznych przez poszczególne nierówności. Zjawisko to szczególnie wyraźnie zarysowuje się w obrębie lasu, w którym do powierzchni gruntu dociera najczęściej jedynie promieniowanie rozproszone. Szorstkość powierzchni wpływa także na osłabienie zależności albedo powierzchni od zmiennej wysokości Słońca (Idso i in. 1969). W efekcie, niezmiennie w ciągu dnia (w okresie bez pokrywy śnieżnej), utrzymuje się wyraźna dysproporcja między temperaturą szczytowych oraz przygruntowych partii roślin, co przekłada się na odpowiednią różnicę temperatury powietrza ponad nimi (Tomanek 1959). Podczas nocnego wypromieniowania ciepła temperatura ponad szczytowymi partiami roślin szybko obniża się, a chłodne powietrze spływa w kierunku gruntu. Jednocześnie zwarta powierzchnia szczytowa utrudnia wypromieniowanie ciepła z partii dolnych. W półroczu chłodnym ograniczającą radiację zwarta powierzchnia szczytowa roślin przyczynia się dodatkowo do dłuższego zalegania śniegu w dolnej części pokrywy roślinnej (Ojrzyńska i in. 2010), a tym samym do utrzymywania w jej obrębie niższej temperatury powietrza.

Wpływ pokrywy roślinnej na zmiany bilansu cieplnego układu Ziemia – atmosfera zaznacza się także poprzez silną modyfikację strumieni ciepła utajonego i jawnego. Pokrywa roślinna, szczególnie silnie ulistniona, zwiększa istotnie powierzchnię parowania, przyczyniając się tym samym do zmian proporcji poszczególnych strumieni i ograniczenia ilości energii ogrzewającej powietrze atmosferyczne (Kędziora 1999, Kabat i in. 2004). Jak podkreśla Miller (1981), przy zwartej szacie roślinnej na samą transpirację roślin przypada na ogół około 0,8-0,9 całkowitej ewapotranspiracji. W obszarach leśnych i parkowych to właśnie zwarta powierzchnia koron odgrywa główną rolę w procesie transpiracji. Wyparowuje ona wodę z głębszych poziomów gleby, dlatego górna warstwa gruntu w lasach i parkach jest bardziej wilgotna niż na obszarach z niższą roślinnością (Kędziora 1999). Zwarte partie szczytowe wyparowują dodatkowo wodę zatrzymaną w swej powierzchni podczas opadów. Szczególnie dużą sumę opadów, zwłaszcza śniegu, zatrzymują zwarte korony lasów iglastych (Molga 1958). W efekcie wilgotność względna powietrza wewnątrz obszarów pokrytych roślinnością jest wyższa niż na terenach pozbawionych pokrywy roślinnej. Zjawisko to potęgują dodatkowo zmiany prędkości wiatru w obrębie pokrywy roślinnej, spowodowane zmianami szorstkości. Paszyński i in. (1999) zwracają uwagę, że szorstkość pokrywy roślinnej zależy nie tylko od wysokości elementów, ich przestrzennej gęstości czy kształtu, ale i od jej elastyczności pod wpływem wiatru. W przypadku roślin uprawnych, sadzonych najczęściej rzędami, szorstkość zmienia się także w zależności od kierunku wiatru. Dla większości pokryw roślinnych prędkość zmniejsza się szczególnie na wysokości ich partii szczytowych, malejąc do zera przy powierzchni gruntu. Znaczne zmniejszenie prędkości wiatru w obrębie pokrywy roślinnej sprawia, że akumulująca się wewnątrz niej pokrywa śnieżna jest rozłożona bardziej równomiernie niż na terenie pozbawionej

roślin (Ojrzyska i in. 2010). Ponad pokrywą roślinną prędkość jest większa niż na tej samej wysokości na terenie pozbawionym roślinności. Zwiększenie turbulencji ponad pokrywą roślinną sprawia, że wzmagany jest tu równocześnie proces kondensacji pary wodnej (Kędziora 1999).

W przeciwieństwie do obszarów pokrytych roślinnością, tereny jej pozbawione podlegają silnym wpływom promieniowania słonecznego – silnie się nagrzewają i łatwo oddają ciepło w nocy, co skutkuje znacznymi amplitudami dobowymi i rocznymi (Solarzski 1962, Bednarek 1970b, Martyn 2000). Jak podkreślają Paszyński i in. (1999), głównym czynnikiem różnicującym strumień promieniowania własnego, a w efekcie i wartość temperatury powietrza ponad daną powierzchnią jest nie jej emisyjność, a temperatura własna. Zaznaczają, że zróżnicowanie temperatury własnej zależy głównie od zmiennej wilgotności gruntu, kształtującej odmienne wartości albedo. W suchej glebie i skale pochłanianie promieniowania słonecznego zachodzi w ich bardzo cienkich warstwach podpowierzchniowych. Im większa jest zawartość wody w gruncie tym więcej ciepła jest przewodzonego i akumulowanego w niżej leżących warstwach (Kędziora 1999). Duża pojemność cieplna wody sprawia, że na terenie otwartych zbiorników wodnych magazynowane są znaczne ilości ciepła. Pomimo zwiększonych strat na parowanie, energia ta podczas kondensacji pary wodnej jest stopniowo uwalniana i zużywana do ogrzania powietrza, zwłaszcza nocą, co skutkuje łagodzeniem stosunków termicznych w otoczeniu zbiorników wodnych (Kaczorowska 1953, Kossowska 1967). Powierzchnia wody, nawet w okresie wzburzenia, charakteryzuje się mniejszą szorstkością niż powierzchnia gleby czy skały. Jej wpływ na modyfikację prędkości wiatru jest jednakże zdecydowanie mniejszy niż w przypadku pokrywy roślinnej. W okresie kształtowania pokrywy śnieżnej, w obrębie nagiej gleby i skał, dochodzi do modyfikacji przestrzennego rozkładu wysokości tej sezonowej powierzchni czynnej poprzez intensywny proces wywiewania (Ojrzyska i in. 2010).

Na rolę pokrywy śniegu i lodu w procesie różnicowania temperatury powietrza zwraca uwagę Hess (1962). Zaznacza, że spadek temperatury powietrza w górach związany jest głównie ze zmianami albedo, spowodowanymi dłuższym zaleganiem pokrywy śnieżnej i lodowej. Niezwykle istotna jest też zmienność albedo w obrębie pokrywy śnieżnej, zależna od jej stanu, miąższości oraz gatunku śniegu (Giddings i LaChapelle 1961, Dirmhirn i Eaton 1975, Winther 1993, Chudzia 1997, 1998). Hess (1962) podkreśla, że pokrywa śnieżna silnie oziębia znajdujące się nad nią powietrze, także na skutek nocnego wypromieniowania, a w czasie topnienia pobiera dużą ilość ciepła z atmosfery. W efekcie nad powierzchnią śniegu utrzymują się silne inwersje termiczne. Powstająca w wyniku ablacji woda roztopowa stanowi istotne źródło wilgoci dla gruntu i atmosfery (Kędziora 1999), odpowiada więc za modyfikacje warunków termicznych, w trakcie oraz przez pewien czas po całkowitym zaniku pokrywy śnieżnej. Jak podkreśla Paszyński (1995) na trwałość tej

pokrywy wpływ ma przede wszystkim depozycja zanieczyszczeń pyłowych, w efekcie której diametralnie zmieniają się wartości albedo śniegu. W wyniku tych zmian dochodzi do szybkiego zaniku pokrywy, co zaobserwować można szczególnie w obszarach miejskich i uprzemysłowionych.

Niewielka trwałość i miąższość pokrywy śnieżnej to jeden z kilku powodów kształtowania tzw. miejskiej wyspy ciepła w obrębie miast i ich obrzeży, a także obszarów silnie uprzemysłowionych (Oke 1988, Schmid i in. 1991, Swaid 1993, Fortuniak 2003, Szymanowski 2004). Spośród najważniejszych, opisywanych w literaturze, przyczyn wzrostu temperatury powietrza obszarów antropogenicznych wymienia się znaczny odsetek powierzchni sztucznych o stosunkowo niskich wartościach albedo, których wzajemna konfiguracja odpowiada za znaczne zwiększenie powierzchni czynnej, a tym samym za wzrost pochłaniania promieniowania słonecznego (Oke i Cleugh 1987, Oke i in. 1992, Pawlak 2009). Dodatkowo wymieniane są niewielkie straty energii na parowanie, z powodu odpływu wody deszczowej do kanalizacji (Hage 1975, Ross i Oke 1988, Moreno-Garcia 1994). Duża szorstkość podłoża wpływa na znaczne osłabienie prędkości wiatru, przy czym miejscami dochodzić może do zwiększenia prędkości przepływu warunkowanego konfiguracją i zwartością budynków (np. efekty tunelowe). Niezależnie od cyrkulacji ogólnej, w efekcie zróżnicowania termicznego wynikającego z różnych właściwości cieplnych poszczególnych rodzajów pokrycia terenu, na obszarach antropogenicznych dochodzi do wzmożenia ruchów turbulencyjnych oraz wytworzenia się mikrocyrkulacji atmosferycznej, która w większej skali przekształcić może się w tzw. bryzę miejską (Bornstein i Johnson 1977, Barlag i Kuttler 1990). Wpływ obszarów antropogenicznych na przestrzenne zróżnicowanie temperatury powietrza charakteryzuje się więc zmiennością sezonową i dobową.

4. WARUNKI TERMICZNE I ICH GŁÓWNE UWARUNKOWANIA W OBSZARZE ANALIZ

4.1. Warunki termiczne

Ogólny opis warunków termicznych w obszarze analiz² zawarty jest w szeregu opracowań dotyczących zróżnicowania termicznego w Polsce. Poczynając od najstarszych wymienić należy prace Gorczyńskiego (1916, 1918) i Romera (1909) przez powojenne studia Kosiby (1952) i Schmucka (1959), opracowania dotyczące regionalizacji klimatycznych (Romer 1949, Gumiński 1948, Schmuck 1961, Wiszniewski i Chełchowski 1975, Ewert 1994), przez prace Stopy (1968), Stopy-Boryczki i Boryczki (1974), Stopy-Boryczki (1976, 2002), Stopy-Boryczki i in. (1990, 1994), Paszyńskiego i Niedźwiedzia (1991), Niedźwiedzia i Limanówki (1992), Kossowskiej-Cezak (1993) oraz Kozłowskiej-Szczęsnej (1993), aż po najnowsze opracowania Wosia (1999, 2010), Ustrnula i Czekierdy (2003, 2006a) czy Kożuchowskiego (2011). We wszystkich opracowaniach podkreślana jest wyraźna zmiana warunków termicznych wraz z wysokością n.p.m. Cecha ta wpłynęła na wydzielenie przez Schmucka (1961), w obrębie obszaru analiz niniejszej pracy, ośmiu regionów termicznych: najcieplejszego Wrocławsko-Opolskiego i Odrzańsko-Warciańskiego, dwóch Podsudeckich (ciepły i dość ciepły) i aż czterech Sudeckich (umiarkowanie ciepły, umiarkowanie chłodny, chłodny i zimny). Dynamikę warunków termicznych towarzyszących zmianom wysokości n.p.m. zaobserwować można także analizując zwiększające się w obrębie Sudetów zagęszczenie izoterm prezentowane na rozkładach średniej temperatury poszczególnych miesięcy oraz roku w kolejnych atlasach klimatycznych (Atlas Podnebí Československé Republiky, 1958, Atlas klimatyczny Polski 1973, Narodowy Atlas Polski 1973-78, Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego 1997, Atlas klimatycznego ryzyka uprawy roślin w Polsce 2001, Atlas klimatu Polski 2005).

Bazując na zależnościach między średnią temperaturą roku, a wysokością n.p.m. Hess (1968b) wyznaczył w obrębie Sudetów 4 piętra klimatyczne: umiarkowanie ciepłe (od przedpola do 550 m n.p.m.), umiarkowanie chłodne (550-900 m n.p.m.), chłodne (900-1260 m n.p.m.) oraz bardzo chłodne (od 1260 po najwyższe

² Z uwagi na cele pracy ogólna charakterystyka obszaru analiz, oparta na literaturze klimatologicznej, dotyczy głównie Sudetów oraz ich przedpola. W zestawieniu celowo pominięte zostały szczegółowe opracowania dotyczące pasm karpaccich czy Rudaw położonych na obrzeżach obszaru analiz.

szczyty). Ich charakterystykę oparł na zależnościach funkcyjnych średniej temperatury roku od innych elementów klimatu. Podkreślił, że granice między tymi samymi piętrami znajdują się na innej wysokości na stokach o odmiennej ekspozycji. Wyraźnie zaznaczył także obniżenie granic odpowiednich pięter w Sudetach w stosunku do pięter karpackich i alpejskich, tłumacząc je odmienną wysokością, masowością i ekspozycją wymienionych regionów górskich. W regionalizacji pluwiotermicznej Schmucka (1960) górna granica kolejnych pięter hipsometrycznych wyznaczona została na wysokości kolejno 400, 600, 800, 1000 m n.p.m. oraz wierzchołkach najwyższych szczytów. Podział ten zastosowany został jedynie dla regionu jeleniogórskiego oraz kłodzkiego.

Na podstawie danych archiwalnych niemieckiej służby meteorologicznej, szczegółowy opis warunków termicznych w obrębie Ziemi Śląskich przedstawił Kosiba (1948). Bazując na wspomnianych danych oraz dodatkowo na wynikach pomiarów powojennych podobną charakterystykę dla obszaru Sudetów opracował Schmuck (1969), zaś dla Karkonoszy - Kwiatkowski i Hołdys (1985) oraz Głowicki (2005), a dla całego Dolnego Śląska Sobik (2005). We wszystkich opracowaniach podkreślono dużą rolę wysokości n.p.m., formy terenu, ekspozycji stoków oraz przebiegu dolin rzecznych w kształtowaniu pola temperatury powietrza. Większość z wymienionych czynników morfometrycznych uwzględniona została podczas konstrukcji przestrzennego rozkładu wybranych charakterystyk termicznych na obszarze Polski (Szymanowski i in. 2012) oraz Dolnego Śląska autorstwa Kryzy i Sobika (2004) czy Ojrzyńskiej (2012b). Jako podstawową właściwość klimatu Sudetów określono równoległy do izohips układ izoterm, a także znaczną zmienność przestrzenną pionowego gradientu termicznego, warunkowanego odmienną rzeźbą i pokryciem terenu. Zwrócono uwagę na częstotliwość adwekcyjnych i radiacyjnych inwersji termicznych oraz tworzenie zastoisk chłodu w kotlinach. Zjawiska te szczegółowo scharakteryzowała dla Kotliny Jeleniogórskiej Zipser-Urbańska (1964), a dla obszaru Sudetów Wschodnich Piasecki (1996). Rozważania nad warunkowaną morfologicznie częstotliwością inwersji w Górach Izerskich podjął Sobik i Urban (2000), a następnie analogicznie dla Gór Bystrzyckich Sobik i Miszuk (2005). Analizując wpływ inwersji na wielkość termicznych profilów hipsometrycznych w Dolinie Kleśnicy Piasecki (1996) zwrócił uwagę, że w dolinie wydzielić można 3 strefy termiczne: inwersyjną, ciepłych, ponadinwersyjnych stoków oraz chłodnych wierzchołków.

Powołując się na znaczne amplitudy temperatury notowane w formach wklęsłych (najwyższe w Kotlinie Jeleniogórskiej i Niece Otmuchowskiej) i ich spadek w obrębie szczytów górskich (najniższe na Śnieżce), Schmuck (1969) oraz Kwiatkowski i Hołdys (1985) poruszyli kwestię kontynentalizmu form wklęsłych i oceanizmu sudeckich szczytów. Podkreślony został charakterystyczny obraz przebiegu temperatury w ciągu roku i jego zróżnicowanie hipsometryczne skutkujące pochodem ciepłych pór roku od przedgórzy po szczyty i zsuwaniem się chłodnych

pór roku ze szczytów w dół. Zjawisko to uwypuklił także Piasecki (1997) w Atlasie Śląska Dolnego i Opolskiego. Jak zaznacza Schmuck (1969) wraz ze wzrostem wysokości n.p.m. jesień w Sudetach jest cieplejsza od wiosny, co tłumaczy oziębiającym wpływem topniejącej pokrywy śnieżnej. Potwierdza to również praca Migąły i in. (1995). Jako wyraźną cechę sudeckich zim wymienia się także znaczne wahania wartości temperatury miesięcy zimowych w stosunku do wartości średnich wieloletnich (Schmuck 1969, Migąła i in. 1995, Sobik 2005). W efekcie najbardziej zróżnicowany jest też czas trwania okresu zimy termicznej (Głowicki 1993). Najzimniejszym miesiącem w roku na najwyższych szczytach masywu jest nie styczeń tylko luty, a najcieplejszym – sierpień (Kwiatkowski i Hołdys 1985, Głowicki 2005, Sobik 2005).

Niejednokrotnie w literaturze podejmowany był temat fenu i jego wpływu na temperaturę powietrza w Sudetach i jego przedpolu (Kosiba 1948, Schmuck 1969, Kwiatkowski 1972, 1975, 1979, Kwiatkowski i Hołdys 1985, Piasecki i Szymanowski 1995, Piasecki 1996, Sobik 2005). Najbardziej szczegółowy opis tego zjawiska obejmujący jego klasyfikację (formy i stadia) oraz opis wpływu na wartość temperatury powietrza zawarł w swoich opracowaniach Kwiatkowski (1975, 1979). Wykazał on, że w obrębie partii szczytowych feny typu swobodnego i swobodno-dynamicznego podwyższają średnią roczną temperaturę powietrza o 0,2°C. W obrębie niższych stref hipsometrycznych za wzrost średniej rocznej temperatury powietrza aż o 1,0°C odpowiadają feny dynamiczne, podczas gdy feny grawitacyjne nieznacznie ją obniżają (-0,1°C). Wpływ fenów grawitacyjno-dynamicznych zaznacza się tam tylko w miesiącach półroczu ciepłego (-0,1°C), pozostając bez wpływu na wartość średniej rocznej temperatury powietrza. Zjawiska fenopochodne podwyższają średnią temperaturę o 0,37-0,46°C, przy czym jak podkreśla Kwiatkowski ich wpływ jest uzależniony od częstości zjawisk fenopochodnych oraz formy terenu. Jak wskazuje autor, najsilniejsze zmiany temperatury powietrza dotyczą wschodniej części Dolnego Śląska w pobliżu Opola. Duża częstość zjawisk fenopochodnych w obrębie Niziny Śląskiej wymieniana jest przez szereg autorów (Kosiba 1948, Schmuck 1969, Sobik 2005) jako główna przyczyna jej uprzywilejowania termicznego. Jak podkreśla Sobik (2005), jednym z istotniejszych czynników wpływającym na wzrost temperatury w tym regionie jest ponadto bardzo zmieniony w stosunku do warunków naturalnych sposób użytkowania terenu, zwłaszcza dominacja gruntów ornych oraz terenów zabudowanych. Szczególnie wyraźnie wpływ tej ostatniej przyczyny zaobserwować można na terenie Wrocławia, gdzie kształtuje się tzw. miejska wyspa ciepła (Dubicka i Szymanowski 2001, Szymanowski 2004).

Na potrzeby pracy przygotowano ogólną charakterystykę warunków termicznych w obrębie analizowanego obszaru w oparciu o dobowe wartości temperatury powietrza z 44 stacji synoptycznych (tab. 1) z wielolecia 1991-2010. Poza podstawowymi charakterystykami klimatologicznymi (średnia wieloletnia, średnia roczna,

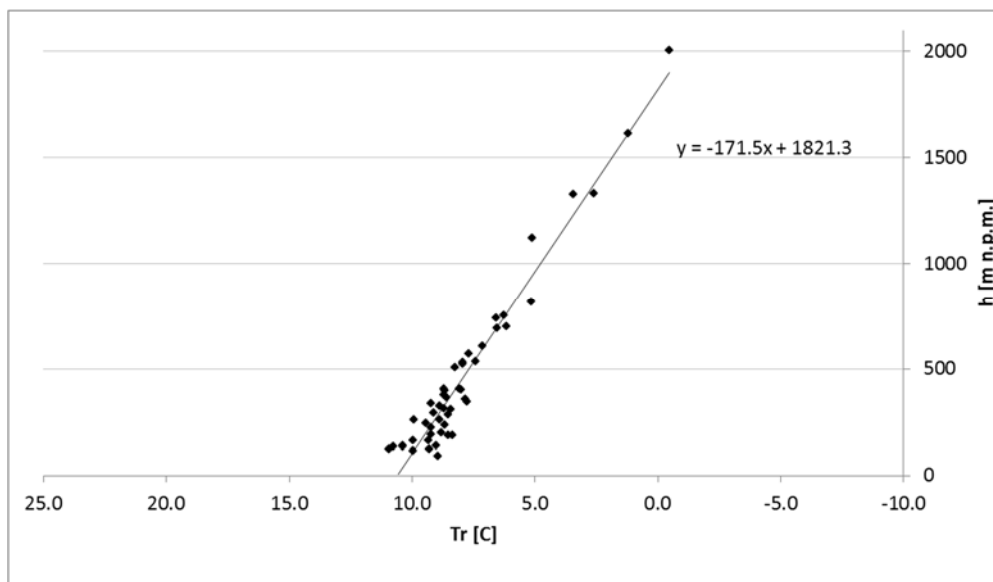
średnia miesięczna, amplituda roczna, maksymalna średnia dobową, minimalna średnia dobową) wyliczona została także miara rozrzutu temperatury – odchylenie standardowe oraz kurtoza i skośność, określające główne cechy rozkładu temperatury.

4.1.1. Średnie charakterystyki termiczne z wielolecia 1991-2010

Zgodnie z podstawowymi zależnościami hipsometrycznymi, wzrostowi wysokości położenia stacji n.p.m. towarzyszy wyraźny spadek wartości średniej wieloletniej temperatury powietrza oraz jej wartości średnich rocznych (zał. 1, zał. 2). Średni wieloletni gradient hipsometryczny temperatury powietrza w obszarze badań wynosi $\gamma = -1,7^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ (ryc. 8). W styczniu wartość gradientu wzrasta do wartości $\gamma = -2,5^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$, podczas gdy jego najniższe wartości notuje się w miesiącach ciepłych (kwiecień, lipiec: $\gamma = -1,4^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$; ryc. 9). Wartości średniej wieloletniej 1991-2010 zawierają się w przedziale od $-0,5^{\circ}\text{C}$ do $10,7^{\circ}\text{C}$ (zał. 1). Najniższe wartości średnich obserwuje się na stacjach wysokogórskich (Śnieżka, Lysa Hora, Chopok i Churanov), zaś najwyższe, przekraczające 9°C w obrębie Niziny Śląskiej, Obniżenia Dolnomorawskiego i Dyjsko-Swrateckiego, a w szczególności w położonej na południowych krańcach obszaru analiz – stacjach Niziny Naddunajskiej (powyżej 10°C). Dla większości stacji z przedziału wysokości od 200 do 500 m n.p.m. średnia roczna wieloletnia wartość temperatury mieści się w przedziale od 8°C do 9°C . Nieznacznie wyższe wartości średniej notuje się dla stacji zlokalizowanych na południu obszaru analiz (Kucharovice $9,2^{\circ}\text{C}$; Holesov $9,2^{\circ}\text{C}$), natomiast niższe - dla stacji położonych w kotlinach (Kłodzko $7,9^{\circ}\text{C}$; Jelenia Góra $7,8^{\circ}\text{C}$). Wzrost wysokości położenia stacji do 800 m n.p.m. powoduje spadek wartości średniej rocznej w analizowanym wieloleciu do wartości bliskiej 5°C . Stosunkowo wysoką średnią wieloletnią, bo sięgającą $5,1^{\circ}\text{C}$ odznacza się stacja wysokogórska Churanov (1122 m n.p.m.), położona na południowo-zachodnim krańcu obszaru badań. W stacjach położonych powyżej 1000 m spadek temperatury wraz z wysokością jest najczęściej większy, a notowane średnie z tego wielolecia wynoszą odpowiednio $3,5^{\circ}\text{C}$ na Lysej Horze, $1,2^{\circ}\text{C}$ na Śnieżce oraz $-0,5^{\circ}\text{C}$ na stacji Chopok.

Dla większości stacji najchłodniejszym w wieloleciu 1991-2010 jest rok 1996. Jedynie, w położonych na południowym krańcu obszaru badań, stacjach Brno/Turany i Sliac najniższą wartość średniej rocznej temperatury powietrza notuje się odpowiednio w 1995 i 2005 roku (zał. 1, zał. 2). Najwyższe średnie roczne wartości temperatury obserwuje się przeważnie w 2000 roku, natomiast w stacjach położonych w części zachodniej i południowej także w 2007 roku, a na krańcach południowych w 1994 roku. Dla stacji Łódź, Zielona Góra, Holesov oraz Zilina najcieplejszym w tym wieloleciu jest rok 2008. Zaznaczyć należy, że analizowane dwudziestolecie 1991-2010 jest okresem wyraźnego ocieplenia klimatu. Porównanie wartości średnich wieloletnich z tego okresu z tzw. normami klimatycznymi 1971-2000 dla stacji polskich wykazało, że średnia wieloletnia temperatura analizowanego okresu jest średnio o $0,6^{\circ}\text{C}$ wyższa od norm klimatycznych.

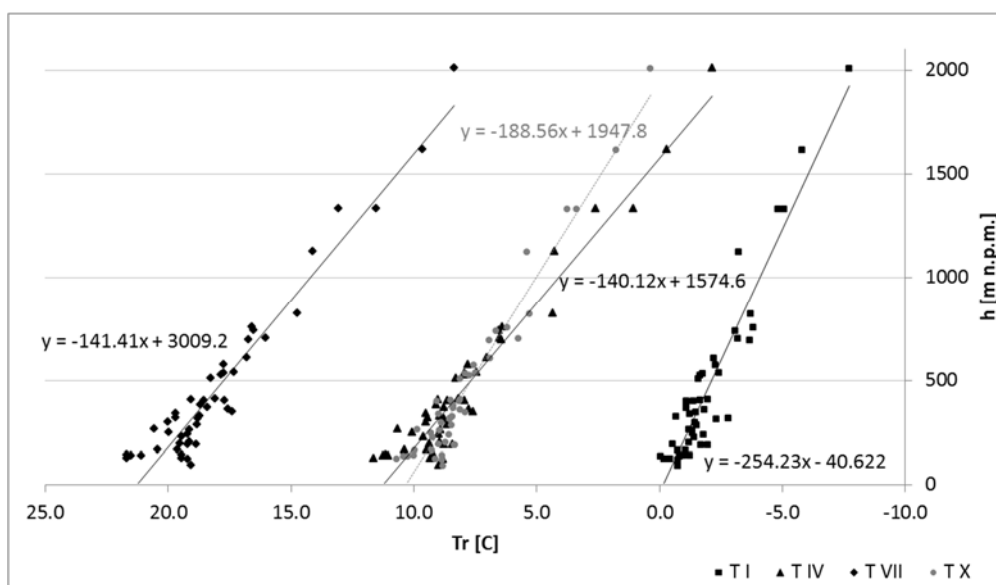
Najmniejsze różnice ($0,4^{\circ}\text{C}$) notowane są w kotlinach górskich (Kłodzko, Jelenia Góra), podczas gdy najwyższy wzrost średniej wieloletniej sięgający $1,2^{\circ}\text{C}$ zaobserwowano w Częstochowie.



Ryc. 8. Zależność średniej rocznej temperatury powietrza Tr z wielolecia 1991-2010 od wysokości n.p.m.
Źródło: opracowanie własne

Najniższe wartości amplitud rocznych temperatury w badanym dwudziestolecu zaznaczają się na szczytach górskich. W porównaniu z wyższym Chopkiem ($16,8^{\circ}\text{C}$) stosunkowo niską amplitudę roczną (16°C) notuje się na Śnieżce. Najwyższe, przekraczające wartość 21°C , amplitudy roczne obserwuje się w stacjach zlokalizowanych na południowym i południowo-wschodnim krańcu obszaru badań (maksymalne: w Dudince $22,9^{\circ}\text{C}$; Sliac $22,5^{\circ}\text{C}$) oraz w Częstochowie ($21,4^{\circ}\text{C}$) i Krakowie ($21,0^{\circ}\text{C}$). Najchłodniejszym miesiącem w wielolecu 1991-2010, dla większości stacji z obszaru badań, jest styczeń, natomiast najcieplejszym lipiec (zał. 3). Wyjątek stanowią szczyty górskie, gdzie najniższą wartość średniej miesięcznej temperatury powietrza obserwuje się w lutym. W miesiącu tym w stacjach wierzchowinowych notowane są także najniższe średnie dobowe wartości temperatury powietrza (zał. 5). Najwyższe jej średnie dobowe wartości występują głównie w sierpniu (zał. 4), ale jedynie dla stacji Svratouch w miesiącu tym notuje się także najwyższą wartość średniej miesięcznej temperatury powietrza w badanym wielolecu (zał. 3). W części spośród analizowanych stacji wysokogórskich (Śnieżka, Lysa Hora) najwyższe średnie wartości dobowe temperatury powietrza notuje się w lipcu. Ekstremalne wartości średniej dobowej temperatury powietrza w obszarze badań mieszczą się w przedziale od $-24,0^{\circ}\text{C}$ (Lysa Hora) do $-14,7^{\circ}\text{C}$ (Bratislava-Letisko) dla wartości

minimalnych (zał. 5) oraz od 20,4°C (Śnieżka) do 32,3°C (Opole) dla wartości maksymalnych (zał. 4).



Ryc. 9. Zależność średniej miesięcznej temperatury powietrza z wielolecia 1991-2010 od wysokości n.p.m. dla wybranych miesięcy (TI – temperatura stycznia, T IV – temperatura kwietnia, T VII – temperatura lipca, T X – temperatura października). Źródło: opracowanie własne

Odchylenie standardowe analizowanej temperatury powietrza w badanym dwudziestoleciu zawiera się w przedziale od 2,9°C do 5,9°C (zał. 6). W ciągu roku najwyższe wartości tych odchyleń notuje się przeważnie w styczniu, a niekiedy w lutym (głównie stacje wysokogórskie). Największe zróżnicowanie wartości temperatury obserwuje się wtedy w stacjach nizinnych i położonych w kotlinach zlokalizowanych w południowo-zachodniej Polsce. Najniższe wartości wspomnianych odchyleń dotyczą sierpnia i października. W obrębie obszaru badań najmniejsze zróżnicowanie temperatury powietrza notuje się w tym czasie dla stacji Jelenia Góra, Kłodzko, Kraków, Pec pod Snezkou, Tusimice, Sliac oraz Zilina/Hricov.

Niemal we wszystkich stacjach reprezentujących wypukłe formy terenu ujemne wartości kurtozy temperatury powietrza, świadczące o stosunkowo dużym rozrzucie jej wartości wokół średniej, obserwuje się przez cały rok (zał. 7). Podobna sytuacja (poza grudniem) dotyczy stacji zlokalizowanych w południowo-zachodniej części obszaru badań. W pozostałych stacjach ujemne wartości kurtozy temperatury powietrza notuje się głównie w okresie od marca do listopada. Największy rozrzut wartości temperatury dotyczy stacji górskich (Śnieżka, Lysa Hora, Chopok) i obserwowany jest we wrześniu oraz rzadziej w październiku (Svratouch). Znaczna koncentracja wartości temperatury wokół średniej (dodatnia kurtoza) jest charakterystyczna

dla szeregu stacji w miesiącach zimowych. Dla stacji kotlinnych (Jelenia Góra, Kłodzko, Liberec, Ostrava/Mosnov) największe wartości kurtozy występują w grudniu.

Od października do grudnia oraz od stycznia do marca, i kwietnia na południu obszaru badań, rozkłady roczne według średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza wykazują asymetrię ujemną lewostronną (zał. 8). Największa „skłonność” do kształtowania się niższych od średniej wartości temperatury dotyczy stacji kotlinnych (Jelenia Góra, Kłodzko, Liberec) oraz wybranych stacji nizinnych (Kraków, Łódź, Opole, Wieluń). W pozostałych miesiącach roku rozkłady roczne średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza posiadają przeważnie asymetrię dodatnią prawostronną. Wyższe od średniej wartości temperatury kształtują się najczęściej na stacjach polskich, szczególnie w czerwcu i lipcu oraz październiku. W kwietniu, maju i sierpniu, a na południu obszaru badań także w czerwcu i lipcu, przeważają rozkłady średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza nie wykazujące cech asymetrii.

4.2. Warunki insolacyjne

Ścisła zależność warunków insolacyjnych od stopnia i rodzaju zachmurzenia oraz uwarunkowań morfometrycznych (ekspozycja, nachylenie oraz wysokość n.p.m.) sprawia, że ich szczegółowa analiza w obrębie obszaru analiz jest trudna. System GRASS umożliwia wprawdzie szacowanie rzeczywistych wartości sum promieniowania całkowitego i jego składowych oraz wartości usłonecznienia, jednakże wiarygodne wyniki uzyskuje się w momencie uwzględnienia stopnia zachmurzenia i odpowiednich wartości współczynnika Linkego (Hofierka 1997, Šuri i Hofierka 2004, Kryza i in. 2010, 2011). Z uwagi na złożoność problemu, przekraczającego ramy niniejszej pracy, po wstępnych próbach, zrezygnowano ostatecznie z szacowania wartości sum promieniowania i usłonecznienia. Wpływ zmiennych warunków insolacyjnych na wartość temperatury powietrza wyrażony został w sposób pośredni. Zmienność przestrzenna warunków insolacyjnych uwzględniona została w pracy w oparciu o wartości nachylenia, ekspozycji i wysokości n.p.m. Zmienność sezonową oraz warunkowaną wielkością zachmurzenia ujęto zaś w podziale analiz rozkładu przestrzennego temperatury powietrza w zależności od miesiąca i typu cyrkulacji. Należy podkreślić jednak, że w badanym dwudziestolecu 1991-2010 sumy promieniowania całkowitego na tle wartości wieloletnich były zdecydowanie wyższe. Według obserwacji Bryś (2013) sumy te dla Wrocławia-Swojca wyniosły $3935 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ w dziesięcioleciu 1991-2000 i $3918,1 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ w latach 2001-2010, przy średniej sumie $3774,6 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ z 50-lecia 1961-2010.

Zawarty w literaturze przedmiotu opis warunków insolacyjnych w obrębie obszaru badań uwypukla silne związki cech solarnych ze stopniem i rodzajem

zachmurzenia. Relacja ta jest często uwzględniana podczas analiz wartości usłonecznienia (Kwiatkowski i Hołdys 1985, Dubicka i Karal 1994, Dubicka i Limanówka 1994, Migąła i in. 1995, Dubicka 1997, 1998). Jak zaznaczają autorzy wzrost stopnia zachmurzenia wraz z wysokością n.p.m., związany często z obecnością różnych form wału fenowego (Kwiatkowski i Hołdys 1985), wpływa wyraźnie na spadek sum usłonecznienia. Wyrazem tej zależności jest nawiązujący do hipsometrii terenu rozkład wartości usłonecznienia w Atlasie Śląska Dolnego i Opolskiego (Dubicka i in. 1997a), gdzie średnie roczne wartości mieszczą się w przedziale od 4,4 h (Obniżenie Milicko-Głogowskie) do 3,6 h (Śnieżka), a w półroczu ciepłym odpowiednio od 6,3 h do 4,9 h.

Podobną tendencję, jednakże przy zdecydowanie mniejszym zróżnicowaniu wartości (od $117 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ na północy obszaru do $109 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ w najwyższych partiach Sudetów) obserwuje się dla rozkładu całkowitego promieniowania słonecznego (Dubicka i in. 1997b). Jak podkreślił w 1970 roku Podogrocki, wysoki stopień zachmurzenia w obszarach górskich odpowiada za zmniejszenie kontrastów rocznego przebiegu wartości promieniowania wynikającego z czynników astronomicznych. Zaakcentował ponadto, że najwyższe sumy promieniowania całkowitego w miesiącach zimowych obserwuje się w górach, a nie na ich przedpołu, gdyż szczyty znajdują się wtedy najczęściej powyżej warstwy chmur. Powołując się na dane z Atlasu Śląska Dolnego i Opolskiego (Dubicka i in. 1997) oraz spostrzeżenia własne, podobne tendencje w obrębie Dolnego Śląska opisał Sobik (2005).

Przeprowadzona przez Migąłę i in. (1994a) analiza sum promieniowania słonecznego pomiędzy stokami Karkonoszy o odmiennej ekspozycji i nachyleniu wykazała wyraźne uprzywilejowanie insolacyjne stoków z sektora południowego oraz powierzchni poziomych. Zaznaczyli oni, że spadek wartości sum promieniowania całkowitego zachodzi równomiernie dla stoków o ekspozycji W, NW, E, NE, podczas gdy dla stoków północnych jest większy i następuje gwałtowniej. Migąła i in. (1994b) zwrócili uwagę, że zróżnicowanie topoklimatyczne pod względem rozkładu i dystrybucji energii słonecznej obserwuje się głównie w dniach solarnych, przy dużej dostawie tej energii. W dniach pochmurnych różnice w natężeniu promieniowania słonecznego i jego dystrybucji są bowiem bardzo małe.

4.3. Warunki cyrkulacyjne

Powojenne studia Kosiby (1948, 1949) nad warunkami cyrkulacyjnymi Ziemi Śląskich odwołują się do tzw. „kompleksów klimatycznych”, którymi nazywa autor zespół elementów atmosferycznych wytwarzających typowe stany pogody trwające przeciętnie kilka dni i powtarzające się w pewnych okresach roku. Szczególną uwagę zwraca on tu na występowanie, charakterystycznego dla obszaru Sudetów, kompleksu fenu. Opracowania późniejsze opierają się już najczęściej na analizie częstości wydzielonych typów cyrkulacji według dostępnych kalendarzy cyrkulacji atmosfery.

Wymienić można tu prace Kwiatkowskiego i Hołdysa (1985), odwołujące się do kalendarza Končeka i Reina (1971), czy opracowanie Sobika (2005) według kalendarza Grosswetterlagen, jak i szereg opracowań dotyczących zależności poszczególnych elementów meteorologicznych od uwarunkowań cyrkulacyjnych, np. Dubickiej i Karal (1994) oraz Dubickiej (1998) wg kalendarza Osuchowskiej-Klein, czy Migaly (2005) wg kalendarza Grosswetterlagen. Wszystkie opracowania podkreślają charakterystyczną dla obszaru środkowej Europy i Polski (Parczewski 1971, Paszyński i Niedźwiedź 1999, Woś 1999, 2010 Kożuchowski 2003, 2011) dużą zmienność dobową i sezonową poszczególnych typów cyrkulacji i towarzyszących im typów pogody. W opracowaniu Kwiatkowskiego i Hołdysa (1985) oraz Sobika (2005) podkreślany jest także wpływ rzeźby terenu oraz opisanych przez Jenika (1961), lokalnych systemów anemo-orograficznych, które modyfikują kierunek adwekcji mas powietrza w dolnych partiach troposfery.

Na potrzeby pracy, charakterystyka warunków cyrkulacyjnych przeprowadzona została w oparciu o autorską, automatyczną klasyfikację typów cyrkulacji dla obszaru Sudetów (Ojrzyńska 2012a; por. 2.5. *Metodyka opisu uwarunkowań cyrkulacyjnych*).

4.3.1. Częstość typów cyrkulacji atmosferycznej

Przeprowadzona analiza częstości wydzielonych 40 typów cyrkulacji (tab. 3, ryc. 7) potwierdza wyraźną dominację 8 typów: suchego południowo-zachodniego antycyklonalnego dolnego i górnego (SWAAD), suchego północno-zachodniego antycyklonalnego dolnego i górnego (NWAAD), mokrego południowo-zachodniego antycyklonalnego dolnego i górnego (SWAAW), mokrego północno-zachodniego antycyklonalnego dolnego i górnego (NWAAW), suchego południowo-zachodniego antycyklonalnego dolnego i cyklonalnego górnego (SWACD), suchego północno-zachodniego antycyklonalnego górnego i cyklonalnego dolnego (NWACD), mokrego południowo-zachodniego cyklonalnego dolnego i antycyklonalnego górnego (SWCAW) oraz mokrego południowo-zachodniego cyklonalnego górnego i dolnego (SWCCW). Frekwencja wymienionych typów w wieloleciu 1991-2010 jest wyższa niż 5%, przy czym dla typów NWAAD i SWAAW osiąga wartość powyżej 10%. Znaczną, bo przekraczającą 8% częstość notuje się także dla pozostałych typów z sektora NW (NWAAW, NWACD). Typy cyrkulacji o frekwencji z przedziału od 1 do 5% dotyczą jedynie 3 grup kierunkowych: NE (NEAAD, NEAAW, NEACD), NW (NWACW, NWCCD, NWCCW) oraz SW (SWACW, SWCAD, SWCCD). W pozostałej grupie, w której zawierają się wszystkie typy z sektora kierunkowego SE oraz typy „bezadwekcyjne” ($v < 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) lub bez wyraźnego kierunku adwekcji, częstość występowania nie przekracza 1%.

Łączny udział częstości typów z sektora kierunkowego SW w wieloleciu 1991-2010 jest największy i wynosi 47,9% (ryc. 10). Częstość typów z sektora NW jest niższa o nieco ponad 10%, zaś typy z sektora NE osiągają łączny udział bliski

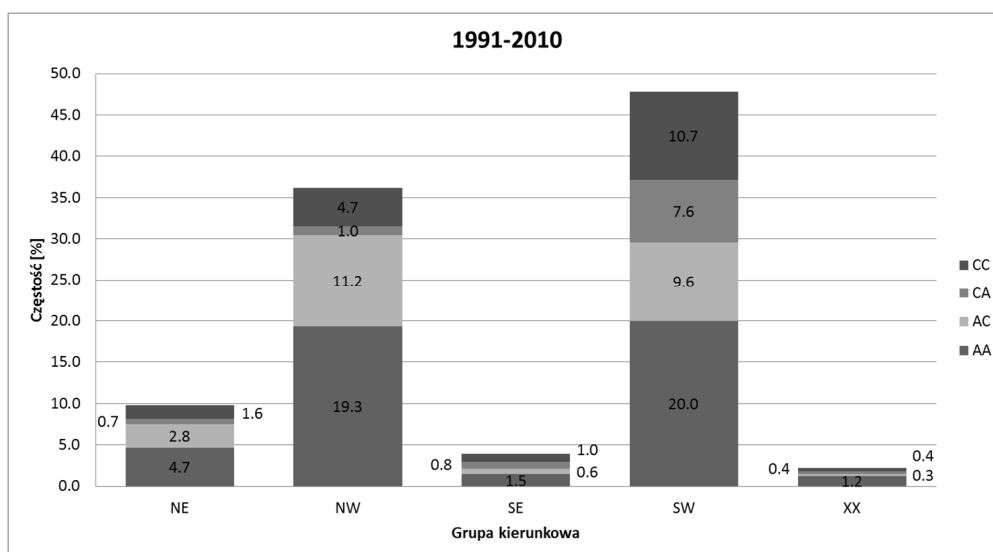
10%. Częstość typów z kierunku SE jest bliska 4%, podczas gdy dla typów bezadwekcyjnych oraz o kierunku nieokreślonym – 2%. W każdej grupie kierunkowej zaznacza się wyraźna przewaga częstości typów dolnych i górnych antycyklonalnych (AA). Ich łączny udział, sięgający powyżej 50% przypadków, notuje się dla kierunków sektora północnego oraz grupy kierunków nieokreślonych i bezadwekcyjnych (XX). Wysoki odsetek, od około 20% do nieco ponad 30% ogółu przypadków przy adwekcji z sektora SW, NE i NW osiągają typy dolne antycyklonalne, górne cyklonalne (AC). Dla grupy kierunkowej z sektora SW (ok 22%) i SE (ok. 25%) zaznacza się ponadto wysoki odsetek typów dolnych i górnych cyklonalnych (CC), których udział w pozostałych grupach kierunkowych oscyluje w granicach od 12 do 16%. Podobna sytuacja dotyczy typów dolnych cyklonalnych, górnych antycyklonalnych (CA), których wysoki udział procentowy wyraźnie zaznacza się dla sektorów kierunkowych SW i SE, znacznie malejąc w obrębie pozostałych grup kierunkowych. W grupie przypadków bezadwekcyjnych lub bez wyraźnego kierunku adwekcji, udział poszczególnych typów cyklonalności (różnych od AA) jest stosunkowo wyrównany (ryc. 10).

Tab. 3. Częstość [%] wydzielonych typów cyrkulacji w wieloleciu 1991-2010. Źródło: opracowanie własne

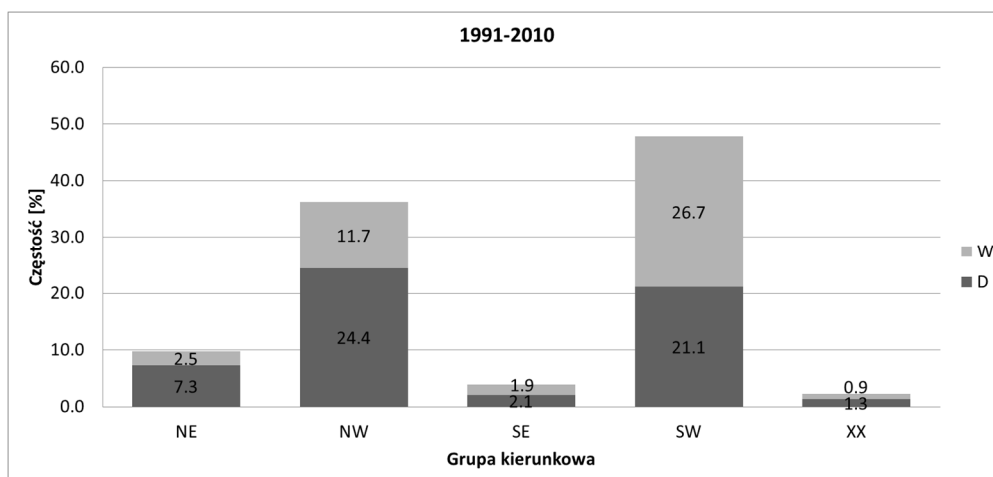
Nr	Nazwa typu	częstość	Nr	Nazwa typu	częstość
1	XXAAD	0.8	21	XXCAD	0.2
2	NEAAD	3.6	22	NECAD	0.3
3	SEAAD	0.8	23	SECAD	0.2
4	SWAAD	7.9	24	SWCAD	1.9
5	NWAAD	11.3	25	NWCAD	0.6
6	XXAAW	0.4	26	XXCAW	0.1
7	NEAAW	1.1	27	NECAW	0.4
8	SEAAW	0.7	28	SECAW	0.6
9	SWAAW	12.1	29	SWCAW	5.7
10	NWAAW	8.0	30	NWCAW	0.5
11	XXACD	0.2	31	XXCCD	0.1
12	NEACD	2.4	32	NECCD	0.9
13	SEACD	0.4	33	SECCD	0.6
14	SWACD	6.9	34	SWCCD	4.4
15	NWACD	9.4	35	NWCCD	3.2
16	XXACW	0.1	36	XXCCW	0.3
17	NEACW	0.4	37	NECCW	0.7
18	SEACW	0.2	38	SECCW	0.5
19	SWACW	2.7	39	SWCCW	6.3
20	NWACW	1.8	40	NWCCW	1.5

Dla grup kierunkowych z sektorów północnych charakterystyczna jest nieco ponad dwukrotna przewaga typów z suchą masą powietrza (ryc. 11). Większy odsetek typów z masą wilgotną dotyczy sektora SW, a różnica częstości ich napływu wobec typów suchych wynosi 5,6%. W grupie typów bezadwekcyjnych lub z nieokreślonym kierunkiem adwekcji utrzymuje się niewielka przewaga częstości typów suchych, podczas gdy dla kierunku SE udział typów z masą wilgotną i suchą jest zbliżony.

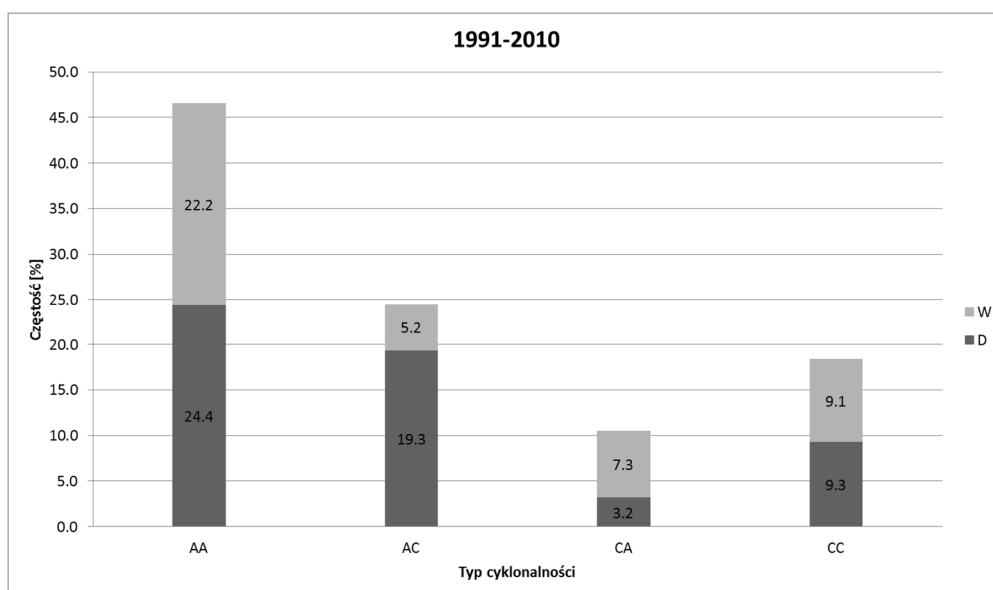
Stosunkowo wyrównany jest także udział przypadków z wilgotną i suchą masą powietrza w typach cyrkulacji o cyklonalności górnej i dolnej antycyklonalnej (AA) oraz dolnej i górnej cyklonalnej (CC) (ryc. 12). Niemal czterokrotna przewaga sytuacji z suchą masą powietrza dotyczy typów dolnych antycyklonalnych, górnych cyklonalnych (AC), zaś dla typów dolnych cyklonalnych, górnych antycyklonalnych (CA) notuje się dwukrotnie więcej przypadków z wilgotną masą powietrza.



Ryc. 10. Częstość typów cyrkulacji w latach 1991-2010 w podziale na grupy kierunkowe i typy cyklonalności górnej i dolnej. Źródło: opracowanie własne



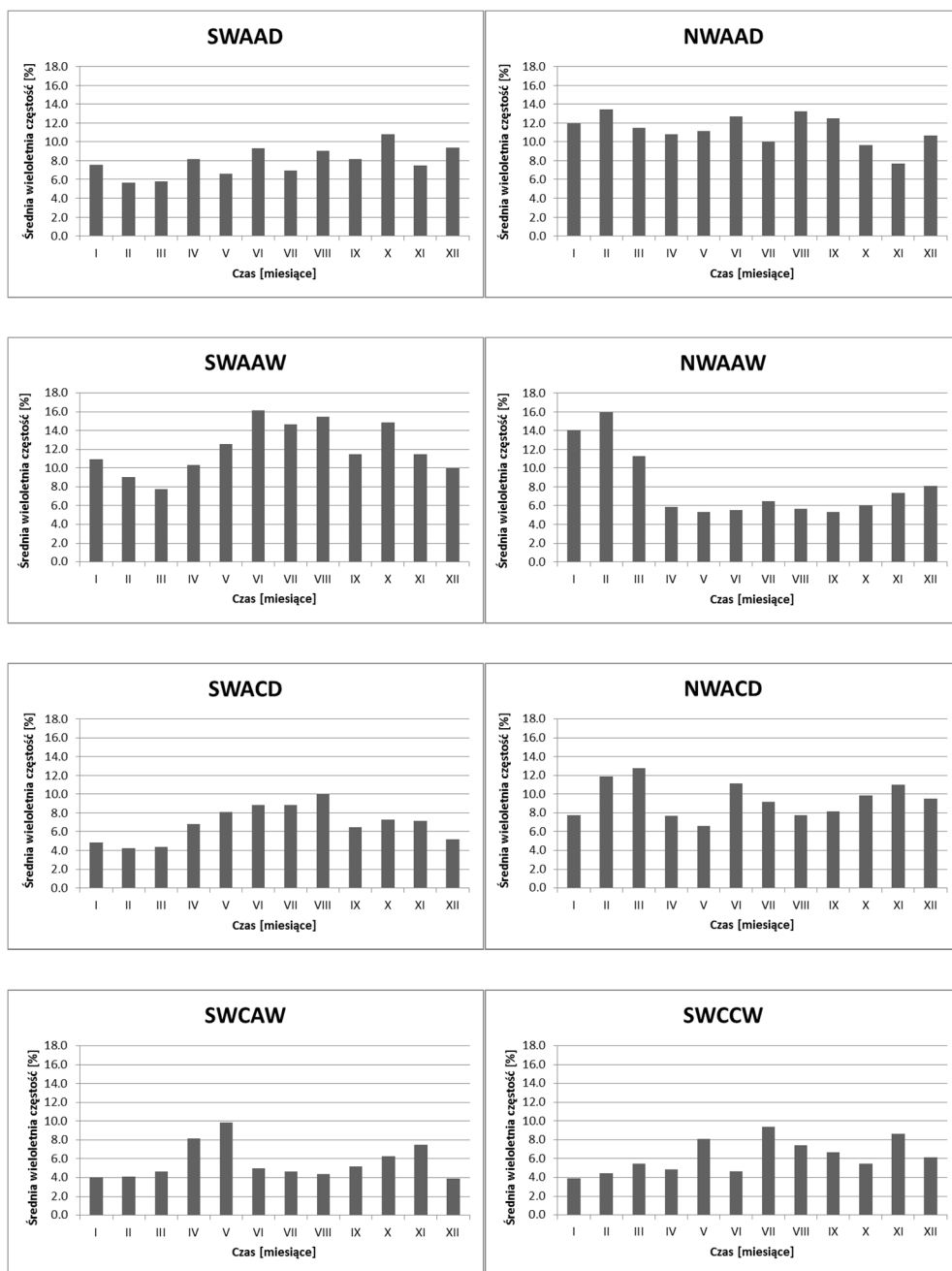
Ryc. 11. Częstość typów cyrkulacji w latach 1991-2010 w podziale na grupy kierunkowe i typ wilgotności masy powietrza. Źródło: opracowanie własne



Ryc. 12. Częstość typów cyrkulacji w latach 1991-2010 w podziale na grupy cyklonalności górnej i dolnej oraz typ wilgotności masy powietrza. Źródło: opracowanie własne

Średnia frekwencja najczęstszych typów cyrkulacji (SWAAD, SWAAW, NWAAD, NWAAW, SWCAW, SWCCW, SWACD NWACD) w kolejnych miesiącach wielolecia 1991-2010 waha się w dość szerokich granicach (ryc. 13). Największe zróżnicowanie obserwuje się dla typów wilgotnych. Średnia częstość typu NWAAW czy SWAAW w miesiącach zimowych i letnich analizowanego dwudziestolecia różni się niemal dwukrotnie i oscyluje w granicach od 5 do 16%. Dla typu NWAAW wyraźna przewaga dotyczy miesięcy chłodnych (I-III), zaś dla typu SWAAW – miesięcy ciepłych (VI-VIII oraz X). Dla odpowiednich typów suchych (SWAAD i NWAAD) nie obserwuje się tak silnie zaznaczonego zróżnicowania sezonowego, a różnica pomiędzy miesiącem z największą i najmniejszą frekwencją wynosi jedynie 5,1%.

Dla mokrego typu południowo-zachodniego dolnego cyklonalnego i górnego antycyklonalnego (SWCAW) wyraźnie zwiększone wartości częstości w wieloleciu 1991-2010 zaznaczają się w kwietniu i maju oraz w mniejszym stopniu w listopadzie, natomiast dla odpowiedniego typu dolnego i górnego cyklonalnego (SWCCW) w maju, lipcu i listopadzie (ryc. 13). Podobnie jak w przypadku innych typów wilgotnych, różnica wartości pomiędzy miesiącem z największą i najmniejszą frekwencją jest niemal dwukrotna. W przeciwieństwie do typów omawianych powyżej maksymalne częstości miesięczne w analizowanym wieloleciu nie przekraczają jednak 10%, stąd wielkości różnic pomiędzy poszczególnymi miesiącami są odpowiednio mniejsze.



Ryc. 13. Przebieg roczny częstości wybranych typów cyrkulacji w wieloleciu 1991-2010.
Źródło: opracowanie własne

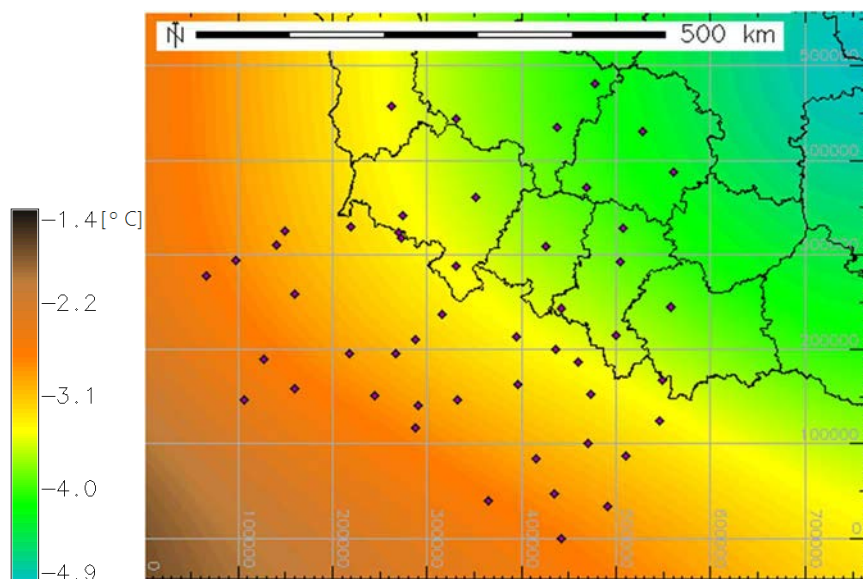
Dla suchego typu południowo-zachodniego dolnego antycyklonalnego i górnego cyklonalnego (SWACD) utrzymuje się, wzrastająca z miesiąca na miesiąc, przewaga częstości występowania w miesiącach ciepłych (V-VIII; ryc. 13). Najmniejszą, bo sięgającą 4,3% wartość frekwencji w wieloleciu 1991-2010 obserwuje się dla lutego i marca. W przeciwieństwie, dla odpowiedniego typu z sektora NW (NWACD), wartość częstości osiąga dla lutego niemal 12%, a dla marca – 13%. Miesiące te wraz z czerwcem oraz listopadem odznaczają się największą frekwencją typu NWACD w analizowanym wieloleciu. Najmniejszą częstość wspomnianego typu notuje się odpowiednio w kwietniu i maju.

4.3.2. Termika powierzchni izobarycznej 850 hPa

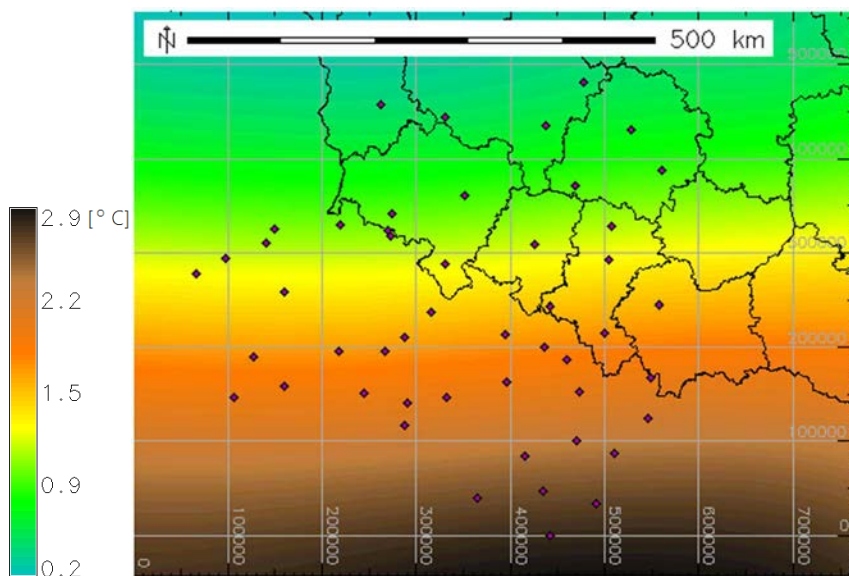
W literaturze klimatologicznej podkreślany jest wysoki związek korelacyjny wartości temperatury powietrza z poziomu morza z temperaturą z powierzchni izobarycznej 850 hPa (Woyciechowska i Ustrnul 2006). Analiza zmian pola temperatury na wyższych poziomach barycznych, jest w praktyce synoptycznej podstawą do określenia adwekcyjnych zmian temperatury powietrza, stąd ogólna charakterystyka termiki powierzchni izobarycznej 850 hPa omówiona została w rozdziale piątym dotyczącym uwarunkowań cyrkulacyjnych³. Sposób konstrukcji przestrzennych rozkładów temperatury powietrza w obrębie powierzchni izobarycznej, przeprowadzony przy pomocy interpolacji funkcjami sklejanymi danych z kilku punktów gridowych nie uprawnia do wyciągania z nich rzeczywistych statystyk przestrzennych. Poniżej zaprezentowano więc jedynie obrazy graficzne rozkładów średnich miesięcznych wartości temperatury z wielolecia 1991-2010 i ich krótką charakterystykę.

Rozkład przestrzenny średniej miesięcznej temperatury powietrza na powierzchni izobarycznej 850 hPa w miesiącach zimowych (XII – II) w obrębie obszaru analiz wykazuje charakterystyczny przebieg izoterm. Linia przebiegu z północnego-zachodu na południowy-wschód, powyżej szerokości 50,5° N zmienia swój bieg na południkowy (ryc. 14). Przeważającą cechą rozkładów średniej temperatury z powierzchni 850 hPa z miesięcy wiosennych (III-V) jest ich zbliżony do równoleżnikowego układ izoterm (ryc. 15). W czerwcu, lipcu i sierpniu linie jednakowej temperatury powietrza charakteryzują się przebiegiem z kierunku W ku ENE (ryc. 16), zmieniając się we wrześniu na WNW – ESE. Układ izoterm w październiku i listopadzie coraz wyraźniej odchyła się w kierunku NW (ryc. 17), by w grudniu osiągnąć już rozkład typowy dla miesięcy zimowych.

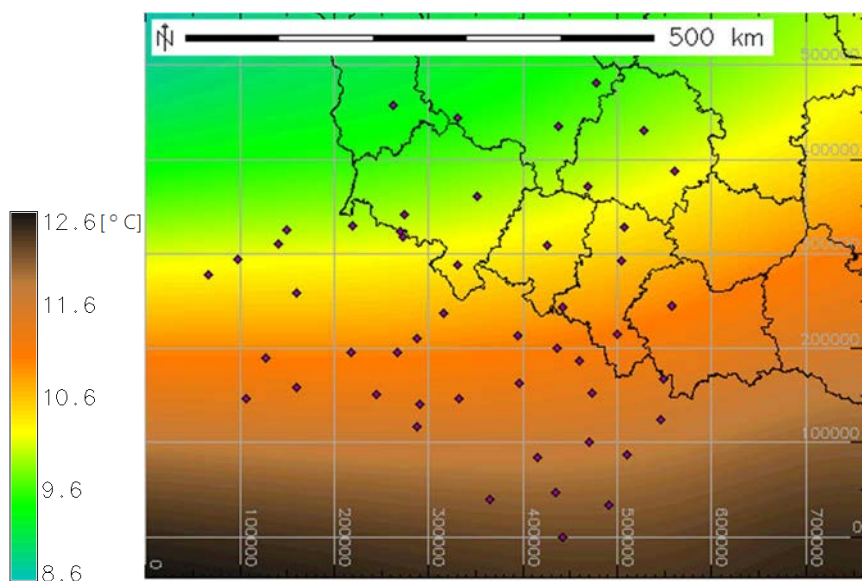
³ W przeciwieństwie do terenów nizinnych w obszarach górskich wpływ podłoża na termikę powierzchni izobarycznej 850 hPa może być znaczący, szczególnie w tych które wyniesione są powyżej 1000 m n.p.m. Do interpolacji rozkładu temperatury powietrza na tej powierzchni izobarycznej użyto jednakże danych gridowych. Poza jednym przypadkiem reprezentują one obszary o niewielkiej wysokości bezwzględnej. Dzięki temu, w żadnym z 12 miesięcy roku, w granicach terenu badań nie zaobserwowano istotnej korelacji badanej temperatury tej powierzchni izobarycznej z wysokością n.p.m.



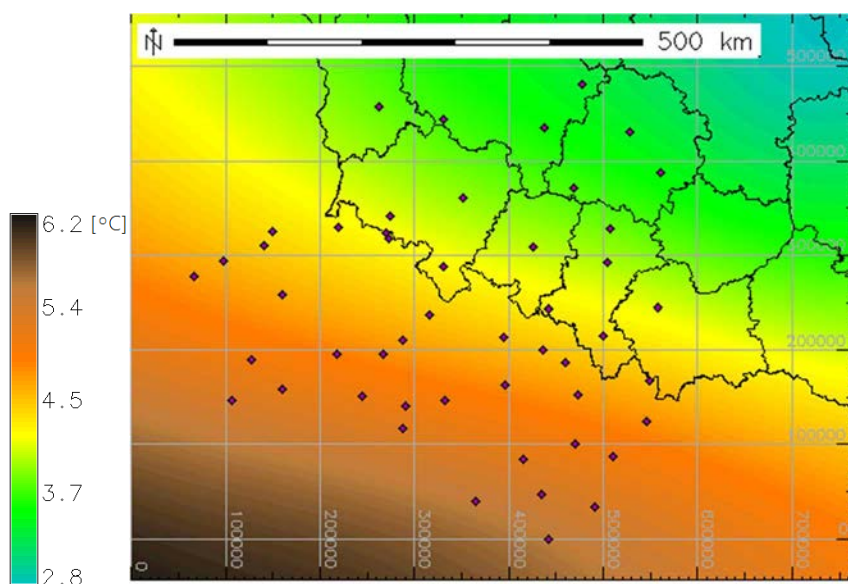
Ryc. 14. Rozkład przestrzenny średniej miesięcznej temperatury powietrza w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa w wieloleciu 1991-2010; punktami oznaczono położenie stacji synoptycznych.
Źródło: opracowanie własne



Ryc. 15. Rozkład przestrzenny średniej miesięcznej temperatury powietrza w kwietniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa w wieloleciu 1991-2010; punktami oznaczono położenie stacji synoptycznych.
Źródło: opracowanie własne



Ryc. 16. Rozkład przestrzenny średniej miesięcznej temperatury powietrza w lipcu na powierzchni izobarycznej 850 hPa w wieloleciu 1991-2010; punktami oznaczono położenie stacji synoptycznych.
Źródło: opracowanie własne



Ryc. 17. Rozkład przestrzenny średniej miesięcznej temperatury powietrza w październiku na powierzchni izobarycznej 850 hPa w wieloleciu 1991-2010; punktami oznaczono położenie stacji synoptycznych. Źródło: opracowanie własne

4.4. Uwarunkowania morfometryczne

Podstawowym źródłem informacji o uwarunkowaniach morfometrycznych w obszarze analiz są przestrzenne rozkłady wskaźników morfometrycznych, wygenerowane w systemie GIS GRASS, na podstawie hipsometrycznego modelu terenu (por. 2.3.1. *Wskaźniki morfometryczne*). Większość ze wskaźników konstruowana była dla kilku odległości, z uwagi na potrzebę opisu zróżnicowania morfologicznego terenu w różnych skalach przestrzennych. W pracy odwołano się do graficznej prezentacji rozkładów poszczególnych wskaźników oraz ich interpretacji ilościowej.

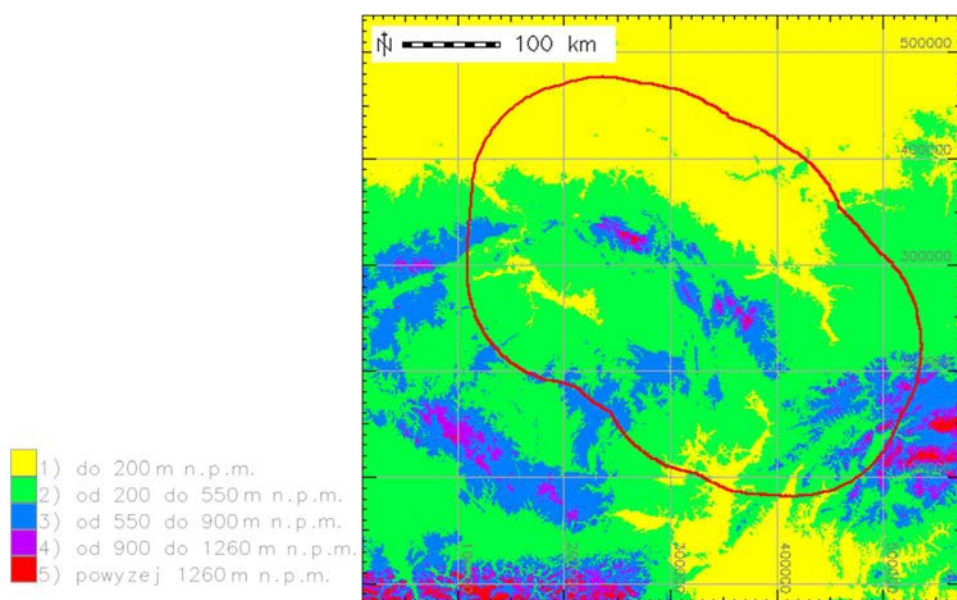
4.4.1. Wysokość n.p.m.

Obszar analiz charakteryzuje się stosunkowo dużym zróżnicowaniem wysokości. Wartość jej odchylenia standardowego wynosi tu 194,7 m. Średnia wysokość obszaru to 325,1 m n.p.m., a najczęściej notowaną wartością wysokości w regionie jest 251 m n.p.m. Obszary położone najniżej, do 200 m n.p.m., obejmują 30,18% powierzchni i znajdują się głównie w północnej i północno-wschodniej części obszaru badań, w obrębie Niziny Śląsko-Łużyckiej⁴ i Niziny Śląskiej, ale również w części zachodniej (Płyta Środkowoczeska) i południowej (Obniżenie Dolnomorawskie, Dyjsko-Swrateckie i Górnomoławskie oraz Nizina Zahorska i Naddunajska; ryc. 18).

Ponad połowę obszaru analiz (56,50%) stanowią obszary z przedziału wysokości 200-550 m n.p.m. W ich obrębie, we wschodniej części analizowanego obszaru znajduje się pozostały fragment Niziny Śląskiej i Przedgórze Sudeckie, a w części południowo-wschodniej Wyżyna Śląska, Kotlina Oświęcimska, Kotlina Ostrawska i Brama Morawska oraz pas Pogórza Zachodniobeskidzkiego. Od strony południowej w tym piętrze hipsometrycznym zawarte są: Brama Wyszowska, Wyżyna Breńska oraz Karpaty Środkowomorawskie, a od strony zachodniej Wyżyna Środkowoczeska, Region Brdy i Płyta Wschodnioczeska i Północnoczeska aż po Podgórze Rudawskie na północnym-zachodzie. Stosunkowo dużą powierzchnię obejmują położone w centralnej części obszaru analiz, tereny sudeckich pogórzy (Pogórze Zachodniołużyckie, Płaskowyż Budziszynski, Pogórze Wschodniołużyckie, Pogórze Łużyckie, Pogórze Izerskie, Pogórze Kaczawskie, Pogórze Wałbrzyskie, Pogórze Orlickie, częściowo Hanušovická vrchovina), jak i śródgórskich kotlin i obniżen (Kotlina Jeleniogórska, Kotlina Liberecka, Kotlina Kamiennogórska, Kotlina Broumovska, Obniżenie Ścinawki, Obniżenie Noworudzkie, Kotlina Kłodzka, Rów Górnej Nysy).

⁴ Nazwy jednostek fizycznogeograficznych w Polsce wg: J. Kondracki, 2002, *Geografia regionalna Polski*, PWN; nazwy jednostek w Czechach i Słowacji wg: J. Kondracki, 1996, *Fizycznogeograficzna regionalizacja Czech, Słowacji, Węgier i Rumunii w układzie dziesiętnym*, Przegląd Geograficzny, tom LXVIII, z 3-4, s.457-466

Obszary mieszczące się w granicach wydzielonych przez Hessa (1968b) górnych sudeckich pięter klimatycznych – umiarkowanego chłodnego (550-900 m n.p.m.), chłodnego (900-1260 m n.p.m.) i bardzo chłodnego (od 1260 do najwyższych szczytów) obejmują jedynie 13,32% obszaru analiz (ryc. 18). W piętrze od 550 do 900 m n.p.m. znajduje się duża część pasm sudeckich (Góry Łużyckie, Grzbiet Jesztiedzki, Góry Kaczawskie, Rudawy Janowickie, Pogórze Karkonoskie, Góry Kamienne, Góry Wałbrzyskie, Góry Sowie, Góry Bardzkie, Góry Stołowe, Góry Bystrzyckie, Góry Orlickie, Niski Jesionik, Góry Odrzańskie, Góry Opawskie, Góry Bialskie, Góry Żłote i częściowo Hanušovická Vrchovina). Znaczną powierzchnię obejmują tu także tereny Rudaw w zachodniej, Masywu Czesko-Morawskiego w południowo-zachodniej oraz Karpat Słowacko-Morawskich i niższych partii Beskidów Zachodnich oraz Łańcucha Małofatrzańskiego w południowej części obszaru analiz. Łącznie piętro od 550 do 900 m n.p.m. obejmuje 12,04% obszaru analiz (ryc. 18).



Ryc. 18. Rozkład przestrzenny pięter klimatycznych w obrębie obszaru analiz. Zasięg obszaru analiz oznacza czerwona linia. Źródło: opracowanie własne

W piętrze hipsometrycznym od 900 do 1260 m n.p.m. zawarte jest niewiele ponad 1% powierzchni obszaru analiz (ryc. 18). W jej obrębie (1,17%) wymienić należy wyższe partie Gór Izerskich, Karkonoszy, Gór Sowich, Gór Orlickich, Masywu Śnieżnika, Gór Bialskich, Gór Żłotych oraz Wysokiego Jesionika w Sudetach oraz znaczną część pasm Beskidów Zachodnich i Łańcucha Małofatrzańskiego i Wielkofatrzańskiego w Karpatach Zachodnich. Powyżej 1260 m n.p.m.

sięgają jedynie najwyższe szczyty Karkonoszy, Masywu Śnieżnika, Wysokiego Jesionika, Beskidu Śląsko-Morawskiego, Beskidu Żywieckiego oraz Wielkiej i Małej Fatry (0,11%). W granicach tej ostatniej jednostki fizycznogeograficznej znajduje się najwyższy punkt obszaru analiz, o wysokości 1680 m n.p.m.

4.4.2. Rodzaj formy terenu

Opis zróżnicowania form terenu w obrębie obszaru analiz uzależniony jest od rozpatrywanej skali przestrzennej. Zależność tę zaobserwować można analizując zmiany odsetka powierzchni zajmowanej przez poszczególne formy terenu wobec zmiennej odległości tzw. „sąsiedztwa” (por. 2.3.1. *Wskaźniki morfometryczne*). W celu większej przejrzystości wskaźniki formy terenu przypisane zostały do odpowiednich klas reprezentujących określoną wielkość wklęsłości lub wypukłości bądź klasy odpowiadającej formie płaskiej (tab. 4). Już sama analiza odsetka form płaskich (obszarów w których zmiana wysokości względnej w obrębie zadanego sąsiedztwa nie przekracza 1 m) pozwala na stwierdzenie o rosnącym zróżnicowaniu morfometrycznym i hipsometrycznym postępującym ze spadkiem analizowanej skali przestrzennej. Dla ponad połowy obszaru analiz zmiany wysokości względnej w promieniu 100 m są na tyle małe, że okolice określić można mianem płaskiej. Zmiana promienia „sąsiedztwa” do długości 1 km sprawia, że odsetek terenów płaskich spada poniżej 10%, a dla 50 km już poniżej 1%. Równocześnie zaobserwować można wzrost powierzchni obszarów reprezentujących różne wielkości wklęsłości lub wypukłości terenu. Świadczy to o stosunkowo dużym zróżnicowaniu formy terenu w obrębie obszaru analiz w skali regionalnej (największe dla odległości 10-15 km), szczególnie w Sudetach oraz Karpatach Zachodnich.

Świadomość niewielkiej zmienności wysokości względnej dla odległości poziomej do 500 m (tab. 4; maksymalnie 5,21% powierzchni mieści się w zakresie zmienności od 10 do 100 m) uprawnia do stwierdzenia, że szczyty i dna poszczególnych większych form terenu są stosunkowo wyrównane. Większe, bo sięgające od 100 do 500 m zmiany wysokości względnej zaobserwować można dopiero dla odległości większej od 1 km. Formy wypukłe powyżej 500 m zaznaczają się dla sąsiedztwa powyżej 10 km, natomiast formy wklęsłe nie przekraczają tej wielkości dla żadnej z zadanych odległości.

Do odległości sąsiedztwa 500 m stosunkowo wyrównany jest udział powierzchni wklęsłych w stosunku do powierzchni wypukłych (tab. 4). Wraz ze wzrostem odległości zaznacza się stopniowy wzrost udziału form wklęsłych, szczególnie wyraźny dla form o wklęsłości z zakresu od 10 do 100 m. Duży odsetek form wklęsłych z tego przedziału wysokości potwierdza dobrze rozwinięta sieć dolin rzecznych w obszarze analiz. Dla odległości sąsiedztwa 5 km przewaga powierzchni form wklęsłych wynosi 10%, podczas gdy dla 50 km wzrasta niemal do 20%. Większy odsetek powierzchni wypukłych dotyczy tylko form z przedziału wysokości od 100

do 500 m, przy czym różnica ta oscyluje w granicach 1% powierzchni. Odsetek powierzchni wypukłych o wysokości względnej powyżej 500 m nie przekracza 0,3%.

Tab. 4. Procentowy udział powierzchni poszczególnych form terenu w obrębie obszaru analiz dla zadanych wielkości „sąsiedztwa”. Źródło: opracowanie własne

Wielkość „sąsiedztwa”	Forma wklęsła			Forma płaska	Forma wypukła			
	od -500 do -100 m	od -100 do -10 m	Od -10 do -1 m		Od 1 do 10 m	od 10 do 100 m	od 100 do 500 m	od 500 do 1000 m
100m	-	0,02	21,45	57,16	21,32	0,04	-	-
200m	-	0,47	32,85	34,06	32,01	0,60	-	-
500m	-	4,17	38,66	17,33	34,62	5,21	-	-
1km	0,02	11,57	36,58	9,33	29,87	12,58	0,04	-
5km	1,12	25,47	27,32	2,99	18,47	22,68	1,95	-
10km	2,37	31,56	21,41	2,05	14,28	24,81	3,50	0,01
15km	3,03	33,91	19,03	1,77	12,63	25,29	4,31	0,02
20km	4,25	35,82	16,59	1,50	10,94	25,57	5,27	0,05
30km	5,86	38,20	13,58	1,19	9,19	24,88	6,95	0,14
50km	7,77	40,54	10,96	0,98	7,26	23,38	8,86	0,25

4.4.3. Przebieg i zwartość formy terenu

Założenia konstrukcyjne wskaźników zwartości terenu uniemożliwiają ich wykorzystanie do szczegółowego opisu zwartości bądź rozczłonkowania rzeźby w obszarze analiz. Zróżnicowanie pomiędzy wartościami wskaźników generowanych dla odmiennych odległości sąsiedztwa wynika ze stopnia uśrednienia wysokości. W efekcie wraz ze zmianą skali na mniejszą przestrzenny rozkład wysokości terenu jest coraz bardziej zgeneralizowany (ryc. 4). Z klimatologicznego punktu widzenia szczególnie istotne jest jednak wykazanie skali w jakiej rzeźba wywiera wpływ na warunki atmosferyczne. Możliwość taką dają poszukiwanie zależności elementów meteorologicznych od uśrednionych wartości wysokości n.p.m. w różnych skalach przestrzennych. Wystąpienie zależności od wskaźnika zwartości formy terenu interpretować należy jako wskazówkę do określenia skali zjawiska, a nie, jak sugerować może nazwa wskaźnika, bezpośrednią zależność od stopnia zwartości formy terenu.

Przestrzenne rozkłady wskaźników zwartości formy terenu, a zwłaszcza ich wersje zreklasyfikowane do wybranych pięter klimatycznych posiadają szczególną wartość informacyjną. Pomimo utraty szczegółowości rozkładu przestrzennego, takie uproszczone obrazy hipsometryczne umożliwiają jednoznaczny opis przebiegu uśrednionych form terenu w różnych skalach przestrzennych. Do odległości sąsiedztwa 1 km wyraźnie zarysowuje się jeszcze zróżnicowany przebieg poszczególnych pasm górskich formujących pasmo Sudetów. Powyżej 1 km odległości sąsiedztwa, nieistotny wpływ na ogólny przebieg tego pasma posiadają tereny położone powyżej 1260 m n.p.m, a od 10 km sąsiedztwa także tereny położone powyżej 900 m n.p.m. (tab. 5). Mapy morfologiczne Sudetów wskazują jednoznacznie na przebieg ich osi

wzdłuż linii NW-SE, natomiast dla Karpat Zachodnich i Masywu Czesko-Morawskiego zasadniczą jest oś NE-SW. Wymienione kierunki przebiegu głównych barier orograficznych w obszarze analiz są szczególnie istotne z punktu widzenia badań klimatologicznych w skali regionalnej.

Tab. 5. Procentowy udział powierzchni pięter klimatycznych zreklasyfikowanego wskaźnika zwartości terenu dla zadanych wielkości sąsiedztwa w obszarze analiz. Źródło: opracowanie własne

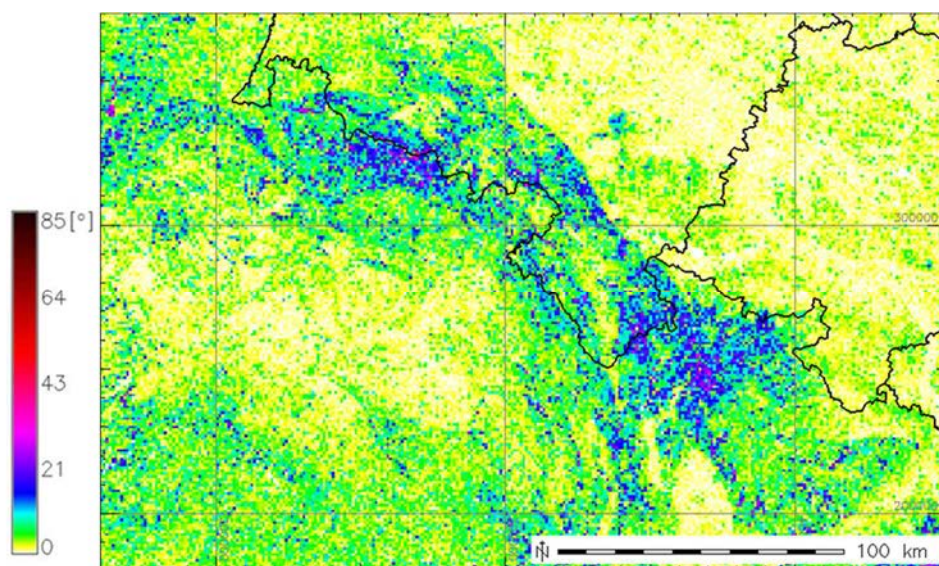
Wielkość „sąsiedztwa”	Zreklasyfikowany wskaźnik zwartości terenu				
	do 200m n.p.m.	od 200 do 550m n.p.m.	od 550 do 900m n.p.m.	od 900 do 1260 m n.p.m.	powyżej 1260m n.p.m.
100m	30,16	56,52	12,05	1,16	0,11
200m	30,14	56,55	12,06	1,15	0,10
500m	30,04	56,65	12,10	1,11	0,09
1km	29,83	56,89	12,16	1,05	0,07
5km	28,67	58,35	12,36	0,62	-
10km	27,20	60,35	12,42	0,03	-
15km	26,23	62,10	11,67	-	-
20km	25,74	63,44	10,82	-	-
30km	24,42	68,14	7,45	-	-
50km	21,61	75,02	3,38	-	-

4.4.4. Nachylenie i ekspozycja stoków

Średnie nachylenie stoków w obrębie obszaru analiz jest niewielkie - wynosi 4,23° (ryc. 19). Najczęściej notowaną wartością nachylenia jest 1°, a jego odchylenie standardowe osiąga 5°. Stoki o wartości nachylenia do 5° stanowią 73,4% powierzchni ogółu, zaś mieszczące się w przedziale od 5 do 10° i od 10 do 30° odpowiednio 15,0 i 11,44%. Najbardziej strome stoki (0,16% powierzchni) sięgają maksymalnie do 51° i znajdują się na południowo-wschodnim krańcu obszaru analiz (Mała Fatra) oraz na krańcu zachodnim (Wyżyna Środkowoczeska). Znaczne wartości nachylenia stoków notuje się w najwyższych pasmach Sudetów (Karkonosze, Masyw Śnieżnika, Wysoki Jesionik), Beskidów Zachodnich (Beskid Śląski i Żywiecki), a także w Łańcuchu Małofatrzańskim, Wielkofatrzańskim oraz Karpatach Słowacko-Morawskich. Pojedyncze stoki o znacznym nachyleniu występują w każdym paśmie obszaru analiz, przy czym nieco częściej posiadają one ekspozycję z sektora zachodniego (NW, W i SW). W przeciwieństwie do nich, stoki najslabiej nachylone częściej ekspozowane są z sektora wschodniego (E, NE, SE) oraz północy i południa (tab. 6).

Ogólny, procentowy udział stoków o odmiennej ekspozycji jest w obszarze analiz stosunkowo wyrównany. Niewielka przewaga dotyczy jedynie stoków o ekspozycji NE, E i N. Zwarte stoki o tej ekspozycji wyraźnie zaznaczają się na obrazie rozkładu przestrzennego ekspozycji w obrębie Sudetów (zwłaszcza w Karkonoszach, Górach Kaczawskich, Wałbrzyskich, Sowich, Bardzkich, Złotych i Masywie Śnieżnika), jak również na skraju Wyżyny Środkowoczeskiej i Rudaw.

Wyraźnie eksponowany w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim jest skłon Gór Bystrzyckich i Orlickich oraz Wysokiego i Niskiego Jesionika.



Ryc. 19. Rozkład przestrzenny wartości nachylenia stoków w obrębie Sudetów.

Źródło: opracowanie własne

Tab. 6. Procentowy udział powierzchni stoków o określonej ekspozycji oraz nachyleniu w obrębie obszaru analiz. Źródło: opracowanie własne

Powierzchnia [%]		Ekspozycja stoków							
		E	NE	N	NW	W	SW	S	SE
Nachylenie	Ogółem	13,32	13,62	13,31	11,49	10,98	12,72	12,67	11,90
	Do 5°	73,40	77,22	73,56	73,55	72,12	71,11	71,35	73,60
	5-10°	15,00	12,80	15,14	15,20	15,03	16,04	16,27	15,39
	10-30°	11,44	9,84	11,13	11,12	12,67	12,66	12,19	10,89
	30-60°	0,16	0,14	0,17	0,14	0,19	0,18	0,19	0,12

4.4.5. Zasłonięcie terenowe

Podobnie jak w przypadku formy terenu, analiza zasłonięcia terenowego przeprowadzona musi być w kilku skalach przestrzennych. Niezależnie od rozpatrywanego sektora kierunkowego dla odległości sąsiedztwa 100 m ponad 40% powierzchni obszaru analiz wykazuje brak zasłonięcia lub wyeksponowania terenowego (tab. 7, tab. 8, tab. 9, tab. 10). Zwiększenie odległości sąsiedztwa do 200 m sprawia, że odsetek ten maleje o połowę kosztem zwiększenia udziału form zasłonię-

tych i wyeksponowanych, głównie w przedziale wysokości 1-10 m. Powyżej odległości sąsiedztwa 500 m odsetek terenów zasłoniętych i wyeksponowanych w granicach 10 m stopniowo maleje. Dla większości sektorów zasłonięcie lub wyeksponowanie formy z przedziału wysokości od 100 do 500 m zaznacza się od odległości sąsiedztwa 1 km (dla zasłonięcia z NE od 500 m). Niezależnie od sektora kierunkowego wyeksponowanie formy na wysokość powyżej 500 m widoczne jest od wielkości sąsiedztwa równej 10 km. Zasłonięcia tego rzędu wielkości występują najczęściej od odległości sąsiedztwa 20 km, a dla sektora NE dopiero od 30 km.

Dla sektora SW oraz SE charakterystyczna jest przewaga udziału powierzchni form zasłoniętych, umacniająca się wraz ze wzrostem odległości sąsiedztwa (tab. 8, tab. 9). Podobna tendencja dotyczy sektora NW, jednakże tylko do odległości 10 km (tab. 10). Powyżej wspomnianej odległości, aż do wielkości sąsiedztwa równej 30 km, większą powierzchnię ogólną posiadają formy wyeksponowane. Stosunkowo niewielka przewaga powierzchni form wyeksponowanych dotyczy także sektora NE dla odległości sąsiedztwa od 500 m do 30 km (tab. 7). Największe zróżnicowanie w powierzchni form zasłoniętych i wyeksponowanych obserwuje się, niezależnie od rozpatrywanego kierunku, dla przedziału wysokości od 10 do 100 m. Efekt ten, z powodu braku lub bardzo niskiego odsetka terenów zasłoniętych, wyraźnie zaznacza się ponadto dla zasłonięcia i wyeksponowania z sektora NE, SE i SW na obszarach o deniwelacji powyżej 500 m.

Tab. 7. Procentowy udział powierzchni klas zasłonięcia terenowego z sektora NE w obszarze analiz dla zadanych odległości sąsiedztwa. Źródło: opracowanie własne

Skala	Zasłonięcie z sektora NE				Brak zasłonięcia i wyeksponowania	Wyeksponowanie z sektora NE			
	Od -1000 do -500 m	od -500 do -100 m	od -100 do -10 m	Od -10 do -1 m		Od 1 do 10 m	od 10 do 100 m	od 100 do 500 m	od 500 do 1000 m
100m	-	-	0,28	27,81	42,78	28,64	0,49	-	-
200m	-	-	3,26	36,24	21,79	34,79	3,91	-	-
500m	-	0,01	9,49	33,72	12,07	34,14	10,57	-	-
1km	-	0,05	13,03	32,23	9,14	31,08	14,38	0,08	-
5km	-	0,77	19,92	26,79	5,00	24,43	22,08	1,00	-
10km	-	4,33	27,58	16,48	1,83	14,22	31,04	4,51	0,02
15km	-	5,49	28,46	14,24	1,50	12,51	31,95	5,80	0,05
20km	-	6,86	29,08	12,22	1,25	10,71	32,44	7,33	0,11
30km	0,01	8,87	29,08	10,27	0,95	8,58	32,07	9,96	0,20
50km	0,05	15,04	36,40	7,50	0,70	5,91	24,26	9,86	0,28

Tab. 8. Procentowy udział powierzchni klas zasłonięcia terenowego z sektora SE w obszarze analiz dla zadanych odległości sąsiedztwa. Źródło: opracowanie własne

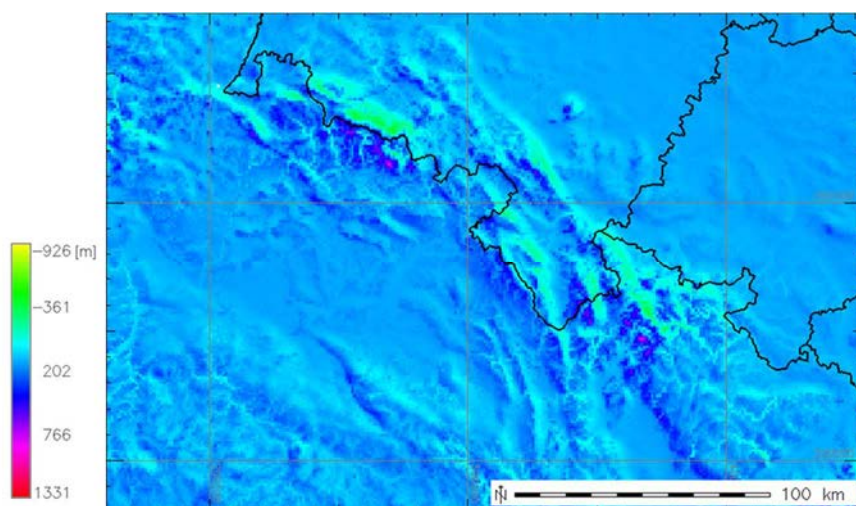
Skala	Zasłonięcie z sektora SE				Brak zasłonięcia i wyeksponowania	Wyeksponowanie z sektora SE			
	Od 1000 do 500m	od 500 do 100m	od 100 do 10m	do 10m		do 10m	od 10 do 100m	od 100 do 500m	od 500 do 1000m
100m	-	-	0,30	27,89	43,37	28,03	0,41	-	-
200m	-	-	3,17	36,79	22,67	33,82	3,56	-	-
500m	-	-	9,20	35,27	12,60	33,24	9,69	-	-
1km	-	0,06	13,04	34,65	9,34	29,17	13,67	0,07	-
5km	-	0,75	20,48	29,98	5,04	22,86	20,00	0,89	-
10km	-	4,50	32,30	19,27	1,79	12,61	25,26	4,24	0,03
15km	-	5,72	34,59	16,86	1,45	10,84	25,20	5,28	0,06
20km	0,02	7,18	36,85	14,47	1,26	9,14	24,55	6,43	0,11
30km	-	9,91	39,33	11,19	0,94	7,27	23,20	7,96	0,19
50km	0,04	14,34	42,73	7,82	0,62	5,23	19,44	9,52	0,25

Tab. 9. Procentowy udział powierzchni klas zasłonięcia terenowego z sektora SW w obszarze analiz dla zadanych odległości sąsiedztwa. Źródło: opracowanie własne

Skala	Zasłonięcie z sektora SW				Brak zasłonięcia i wyeksponowania	Wyeksponowanie z sektora SW			
	Od 1000 do 500m	od 500 do 100m	od 100 do 10m	do 10m		do 10m	od 10 do 100m	od 100 do 500m	od 500 do 1000m
100m	-	-	0,32	29,07	42,61	27,54	0,46	-	-
200m	-	-	3,37	38,23	21,58	32,87	3,94	-	-
500m	-	-	9,68	36,35	11,97	31,42	10,57	-	-
1km	-	0,05	13,47	34,79	8,85	28,80	13,96	0,08	-
5km	-	0,77	21,46	29,12	4,85	22,42	20,44	0,93	-
10km	-	4,19	33,66	17,49	1,72	12,62	25,64	4,68	0,01
15km	-	5,53	35,69	14,97	1,43	10,91	25,64	5,79	0,03
20km	0,02	7,25	37,18	12,54	1,17	9,47	25,40	6,90	0,08
30km	0,06	10,47	37,77	9,41	0,95	7,82	24,82	8,51	0,18
50km	0,13	21,07	42,53	6,83	0,60	4,95	15,66	7,97	0,25

Tab. 10. Procentowy udział powierzchni klas zasłonięcia terenowego z sektora NW w obszarze analiz dla zadanych odległości sąsiedztwa. Źródło: opracowanie własne

Skala	Zasłonięcie z sektora NW				Brak zasłonięcia i wyeksponowania	Wyeksponowanie z sektora NW			
	Od 1000 do 500m	od 500 do 100m	od 100 do 10m	do 10m		do 10m	od 10 do 100m	od 100 do 500m	od 500 do 1000m
100m			0,29	28,12	43,63	27,51	0,45		
200m			3,01	37,12	22,90	33,14	3,82		
500m			8,72	35,24	12,98	32,88	10,18		
1km		0,04	12,50	33,46	9,53	30,52	13,86	0,09	
5km		0,66	19,49	27,92	5,25	24,97	20,74	0,97	
10km	0,01	3,77	27,22	17,17	2,13	15,38	29,81	4,50	0,02
15km	0,01	4,85	27,56	15,09	1,71	13,96	31,13	5,63	0,05
20km	0,02	6,01	27,75	13,26	1,42	12,47	32,02	6,95	0,10
30km	0,01	7,69	27,30	10,94	1,22	10,50	33,05	9,07	0,22
50km	0,03	14,28	34,79	9,75	0,94	7,66	23,84	8,43	0,28



Ryc. 20. Rozkład przestrzenny wskaźnika zasłonięcia z sektora SW dla odległości sąsiedztwa 15km w obrębie obszaru Sudetów. Źródło: opracowanie własne

Na przestrzennych rozkładach wskaźników zasłonięcia/wyeksponowania wyraźnie zarysowuje się równoległe ułożenie obszarów zasłoniętych i wyeksponowanych zlokalizowanych na przeciwnych stokach zwartych pasm górskich.

W Sudetach, gdzie większość pasm przebiega wzdłuż osi NW-SE, największe zróżnicowanie wartości wskaźnika zasłonięcia/wyeksponowania pomiędzy stokami zaznacza się dla sektora kierunkowego NE i SW (ryc. 20). W obrębie położonych w obszarze analiz wzniesień Karpat Zachodnich oraz Rudaw podobną konfigurację przestrzenną terenów wyeksponowanych i zasłoniętych obserwuje się przeważnie dla sektora NW i SE. Największe zróżnicowanie wartości wskaźnika zasłonięcia/wyeksponowania dla tych kierunków w Sudetach występuje w Wysokim Jesioniku, Masywie Śnieżnika, Rudawach Janowickich i Górach Kruczych. Wraz ze wzrostem wielkości sąsiedztwa, wartości wskaźników zasłonięcia/wyeksponowania maleją wyraźnie, zgodnie z zależnością odwrotnie proporcjonalną.

4.5. Charakterystyka pokrycia terenu

Podstawowym źródłem informacji o rodzaju pokrycia terenu w obszarze badań był model CORINE o rozdzielczości 100 m. Z uwagi na znaczną szczegółowość podziału modelu (łącznie 44 klasy, z czego 35 w obszarze badań) na potrzeby pracy przeprowadzona została jego rekasyfikacja do 8 klas pokrycia terenu⁵. Najobszerniejsza klasa – zabudowa miejska – objęła tereny 11 klas modelu CORINE: zabudowę miejską zwartą, zabudowę miejską luźną, tereny przemysłowe lub handlowe, tereny komunikacyjne i związane z komunikacją drogową i kolejową, porty, lotniska, miejsca eksploatacji odkrywkowej, zwałowiska i hałdy, budowy, tereny zielone oraz miejskie tereny sportowe i wypoczynkowe. Do zabudowy wiejskiej zakwalifikowano złożone systemy upraw i działek oraz tereny zajęte głównie przez rolnictwo z dużym udziałem roślinności naturalnej. Klasę gruntów ornych ustanowiły tereny gruntów stale nawadnianych i pozostających poza zasięgiem urządzeń stale nawadniających, jak również tereny otwarte pozbawione roślinności lub z rzadkim pokryciem roślinnym (plaże, wydmy, piaski). Do klasy sadów przyporządkowano sady i plantacje oraz winnice, a klasa łąk i pastwisk objęła dodatkowo murawy i pastwiska naturalne, wrzosowiska i zakrzaczenia, odsłonięte skały i roślinność rozproszoną oraz bagna śródlądowe i torfowiska. Bez zmian, w stosunku do modelu CORINE, pozostawiono klasę lasów iglastych, natomiast do klasy lasów liściastych zakwalifikowano dodatkowo tereny lasów mieszanych oraz lasów i roślinności krzewiastej w stanie zmian. Klasa wód objęła 2 rodzaje wód śródlądowych – cieki oraz zbiorniki wodne.

W obrębie obszaru analiz pracy największą powierzchnię, bo aż 42,23% obejmują tereny gruntów ornych. Lasy stanowią 34,01% powierzchni, przy czym 18,39% z nich to lasy iglaste. Najwięcej zwartych obszarów leśnych zaznacza się

⁵ Rekasyfikacja nawiązuje w dużej mierze do hierarchii klasyfikacji CORINE (poziom 1 i 2); głównym powodem niewielkich odstępstw jest marginalny udział niektórych klas pokrycia terenu i efekty generalizacji w przyjętej skali mapy.

w głównym grzbiecie Sudetów oraz w Dolinie Odry. Odsetek powierzchni zabudowanych wynosi 16,19%, z czego 7,03% to zabudowa miejska notowana także na terenach administracyjnych wsi. Dość dużą powierzchnię (6,32%) obejmują także tereny łąk i pastwisk, w przeciwieństwie do sadów, których areal nie przekracza 0,4%. Tereny wód notowane w tej skali modelu terenu, osiągają 0,85% powierzchni obszaru analiz.

Na potrzeby pracy każdej z wydzielonych ośmiu klas pokrycia terenu przypisane zostały odpowiednie wartości albedo, szorstkości oraz wartości oporu fizjologicznego, jako pośredniego wskaźnika stopnia uwilgotnienia powierzchni (Paszyński i in. 1999 za Raną i in. 1997). Zaprezentowane poniżej wartości wymienionych charakterystyk dla poszczególnych rodzajów pokrycia terenu pochodzą w większości z literatury.

4.5.1. Albedo

W literaturze klimatologicznej stosuje się najczęściej przedziały wartości albedo mające na celu uwzględnienie zmienności spowodowanej okresem fenologicznym i cyklem życia (rośliny), barwą i wilgotnością (powierzchnia gruntu), kątem padania promieni słonecznych (woda) oraz długością zalegania i stopniem metamorfizacji (pokrywa śnieżna). W poniższej pracy wartości albedo przyporządkowane zostały wydzielonym klasom pokrycia terenu według kilku wstępnych założeń. Aby uchwycić sezonową zmienność albedo w sezonie wegetacyjnym (IV-X) i marcu⁶ odwołano się do wartości średnich miesięcznych prezentowanych przez Kędziórę (1999; tab. 11). Z uwagi na istotną zależność albedo poszczególnych rodzajów pokrycia terenu od kształtowania się pokrywy śnieżnej w pozostałych miesiącach roku przeprowadzono szacunki ich wartości (tab. 11 i 12). Szacowanie przeprowadzono w oparciu o średnią ważoną wartość albedo z dni z pokrywą śnieżną (wg albedo śniegu; por. poniżej) oraz dni bez pokrywy, według wartości albedo odpowiednio: $\alpha_{\text{grunt orny (zaorany)}} = 0,16$; $\alpha_{\text{łaki i pastwiska (trawa usychająca)}} = 0,19$; $\alpha_{\text{las liściasty nieulistniony}} = 0,10$; $\alpha_{\text{sad nieulistniony}} = 0,18$ (za Kozłowską-Szczęsną 1973), $\alpha_{\text{las iglasty}} = 0,10$ (za Paszyńskim i in. 1999), $\alpha_{\text{zab wiejska}} = 0,25$; $\alpha_{\text{zab miejska}} = 0,30$ (za Kędziórą 1999).

Metoda szacowania wielkości albedo opiera się na wadze liczby dni z pokrywą śnieżną, nie uwzględniając dodatkowo, zalecanej przez Miarę i Paszyńskiego (1984), wagi sumy promieniowania padającego w okresie z pokrywą śnieżną oraz odpowiedniej sumy dla okresu bez pokrywy śnieżnej. Wprowadzone uproszczenie wynikało z jednej strony z trudności w pozyskaniu odpowiednich danych do wyliczeń, z drugiej zaś strony ze świadomości, znacznych zmian albedo w obrębie pokrywy śnieżnej. W oparciu o analizę literatury (m.in. Chudzia 1998,

⁶ W marcu, w wyższych partiach gór zalega jeszcze pokrywa śnieżna, zaś w pozostałej części obszaru badań najczęściej zaobserwować można już pierwsze oznaki okresu wegetacyjnego. Z tego względu długość okresu wegetacyjnego przyjęto za Kędziórą (1999).

Paszyński i in. 1999) zdecydowano o zastosowaniu różnych wartości albedo śniegu dla terenów zielonych (grunty orne, łąki i pastwiska; $\alpha_{sn}=0,65$) i zurbanizowanych (zabudowa miejska i wiejska; $\alpha_{sn}=0,35$). Decyzja ta spowodowana była przede wszystkim faktem znacznej depozycji pyłowej w obrębie terenów zurbanizowanych oraz świadomością występowania faz w procesie kształtowania pokrywy śnieżnej. Dla terenów lasów, zamiast albedo śniegu, wykorzystano wartości albedo drzew w okresie zaśnieżenia prezentowane przez Kozłowską-Szczęsną (1973): $\alpha_{las\ liściasty\ zaśnieżony}=0,35$; $\alpha_{las\ iglasty\ zaśnieżony}=0,40$. Z powodu braku informacji o albedo sadów w okresie zaśnieżenia przypisano im średnie wartości dla zaśnieżonych lasów liściastych. Wartości albedo dla wód od XI do II wyliczone zostały wg średniej wysokości Słońca nad obszarem badawczym w oparciu o wartości prezentowane przez Kędziore (1999) (tab. 11).

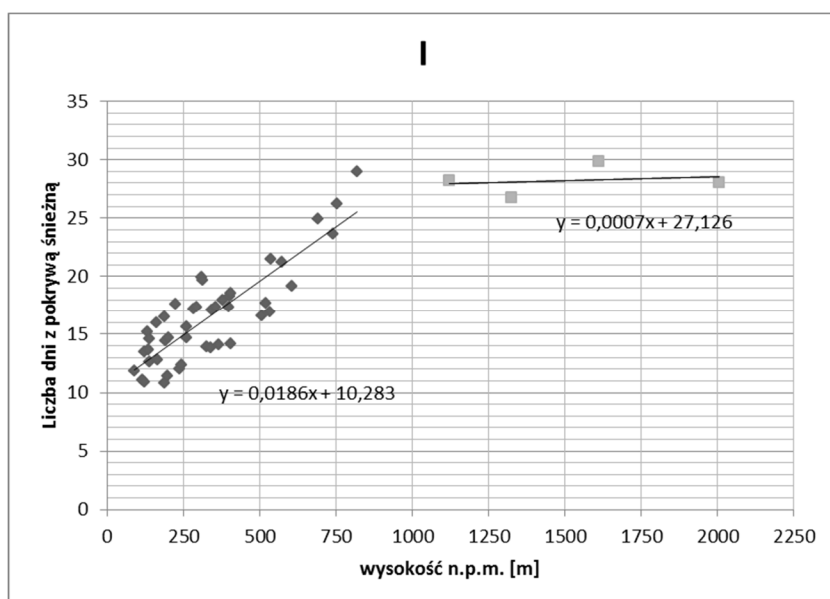
Tab. 11. Wartości albedo przypisane poszczególnym rodzajom pokrycia terenu
Źródło: opracowanie własne na podstawie wartości albedo opublikowanych przez Kędziore (1999; wartości pogrubione) oraz wartości szacowanych wg metody opisanej w tekście pracy

Rodzaj pokrycia terenu	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Grunty orne			0,18	0,19	0,20	0,22	0,23	0,20	0,19	0,19		
Łąki i pastwiska			0,20	0,20	0,21	0,23	0,21	0,23	0,20	0,21		
Sady	wg tab. 20		0,20	0,20	0,20	0,18	0,18	0,18	0,20	0,20	wg tab. 20	
Lasy iglaste			0,11	0,13	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,12		
Lasy liściaste			0,15	0,16	0,18	0,20	0,20	0,20	0,20	0,17		
Wody	0,14	0,11	0,09	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,11	0,14	0,17
Zabudowa wiejska	wg tab. 20.		0,25	0,25	0,25	0,24	0,24	0,24	0,25	0,25	wg tab. 20	
Zabudowa miejska			0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30		

W trakcie szacowania wartości albedo odwołano się do średniej wieloletniej (1991-2010) liczby dni z pokrywą śnieżną w obrębie analizowanych stacji. Dla każdego z czterech miesięcy przeanalizowano zależność liczby dni z pokrywą śnieżną od wysokości n.p.m., wyprowadzając odpowiednie równania liniowe (ryc. 21 – ryc. 24). Na podstawie równań wyznaczone zostały wartości średnie liczby dni z pokrywą śnieżną dla wydzielonych przez Hessa (1968b) sudeckich pięter klimatycznych. Dla piętra umiarkowanie ciepłego (do 550 m n.p.m.) jako umowną granicę dolną przyjęto najniższy punkt domeny badawczej, natomiast górną granicę dla piętra bardzo chłodnego (powyżej 1260 m n.p.m.) – punkt pomiarowy na Śnieżce. Dla wydzielonych pięter i poszczególnych rodzajów pokrycia terenu przeprowadzono następnie szacowanie średniej wielkości albedo (tab. 12). Uzyskane wartości i model pokrycia terenu CORINE posłużyły ostatecznie do konstrukcji przestrzennych rozkładów wielkości albedo w obszarze badań (ryc. 25, ryc. 26).

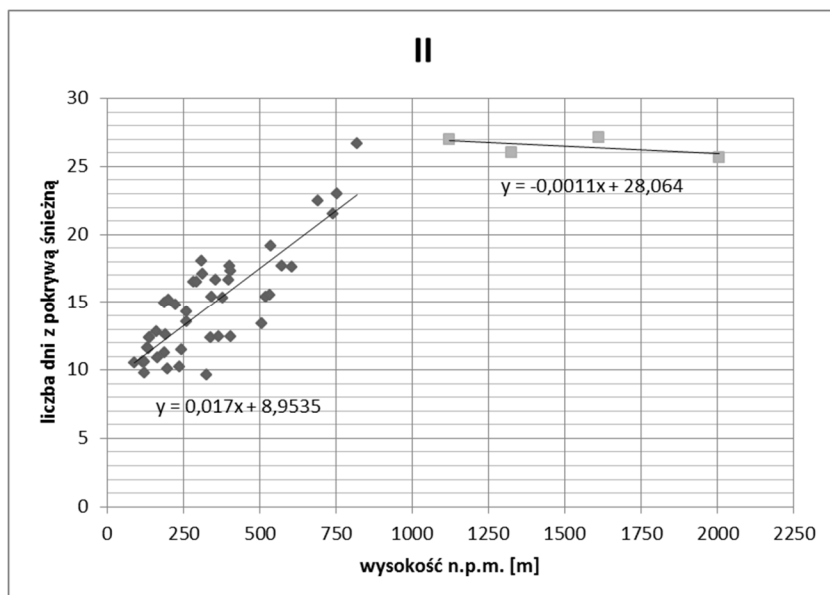
Tab. 12. Szacowane wartości albedo (wartości pogrubione, kursywa) dla miesięcy I, II, XI i XII dla poszczególnych rodzajów pokrycia terenu i pięter klimatycznych wydzielonych przez Hessa (1968b)
 Źródło: opracowanie własne na podstawie wartości albedo opublikowanych w literaturze (wartości pogrubione) i metody opisanej w tekście pracy

Rodzaj pokrycia terenu	Średnia wartość albedo		Piętro do 550 m n.p.m.		Piętro od 550 m do 900 m n.p.m.		Piętro od 900 m do 1260 m n.p.m.		Piętro powyżej 1260 m n.p.m.	
	Powierzchnia z pokrywą śnieżną	Powierzchnia bez pokrywy śnieżnej	Liczba dni z pokrywą śnieżną	Szacunkowa wartość albedo	Liczba dni z pokrywą śnieżną	Szacunkowa wartość albedo	Liczba dni z pokrywą śnieżną	Szacunkowa wartość albedo	Liczba dni z pokrywą śnieżną	Szacunkowa wartość albedo
Styczeń										
zabudowa miejska	0.35	0.30	15	0.32	24	0.34	28	0.35	28	0.35
zabudowa wiejska	0.35	0.25	15	0.30	24	0.33	28	0.34	28	0.34
grunty orne	0.65	0.16	15	0.40	24	0.54	28	0.60	28	0.60
pastwiska	0.65	0.19	15	0.41	24	0.55	28	0.61	28	0.61
lasy iglaste	0.35	0.10	15	0.22	24	0.29	28	0.33	28	0.33
las liściasty	0.40	0.10	15	0.25	24	0.33	28	0.37	28	0.37
sady	0.40	0.18	15	0.29	24	0.35	28	0.38	28	0.38
Luty										
zabudowa miejska	0.35	0.30	14	0.33	21	0.34	27	0.35	26	0.35
zabudowa wiejska	0.35	0.25	14	0.30	21	0.33	27	0.35	26	0.34
grunty orne	0.65	0.16	14	0.41	21	0.53	27	0.63	26	0.62
pastwiska	0.65	0.19	14	0.42	21	0.54	27	0.63	26	0.62
lasy iglaste	0.35	0.10	14	0.23	21	0.29	27	0.34	26	0.33
las liściasty	0.40	0.10	14	0.25	21	0.33	27	0.39	26	0.38
sady	0.40	0.18	14	0.29	21	0.35	27	0.39	26	0.38
Listopad										
zabudowa miejska	0.35	0.30	4	0.31	9	0.32	15	0.33	18	0.33
zabudowa wiejska	0.35	0.25	4	0.26	9	0.28	15	0.30	18	0.31
grunty orne	0.65	0.16	4	0.23	9	0.31	15	0.41	18	0.45
pastwiska	0.65	0.19	4	0.25	9	0.33	15	0.42	18	0.47
lasy iglaste	0.35	0.10	4	0.13	9	0.18	15	0.23	18	0.25
las liściasty	0.40	0.10	4	0.14	9	0.19	15	0.25	18	0.28
sady	0.40	0.18	4	0.21	9	0.25	15	0.29	18	0.31
Grudzień										
zabudowa miejska	0.35	0.30	12	0.32	20	0.33	27	0.34	27	0.34
zabudowa wiejska	0.35	0.25	12	0.29	20	0.31	27	0.34	27	0.34
grunty orne	0.65	0.16	12	0.35	20	0.48	27	0.59	27	0.59
pastwiska	0.65	0.19	12	0.37	20	0.49	27	0.59	27	0.59
lasy iglaste	0.35	0.10	12	0.20	20	0.26	27	0.32	27	0.32
las liściasty	0.40	0.10	12	0.22	20	0.29	27	0.36	27	0.36
sady	0.40	0.18	12	0.27	20	0.32	27	0.37	27	0.37



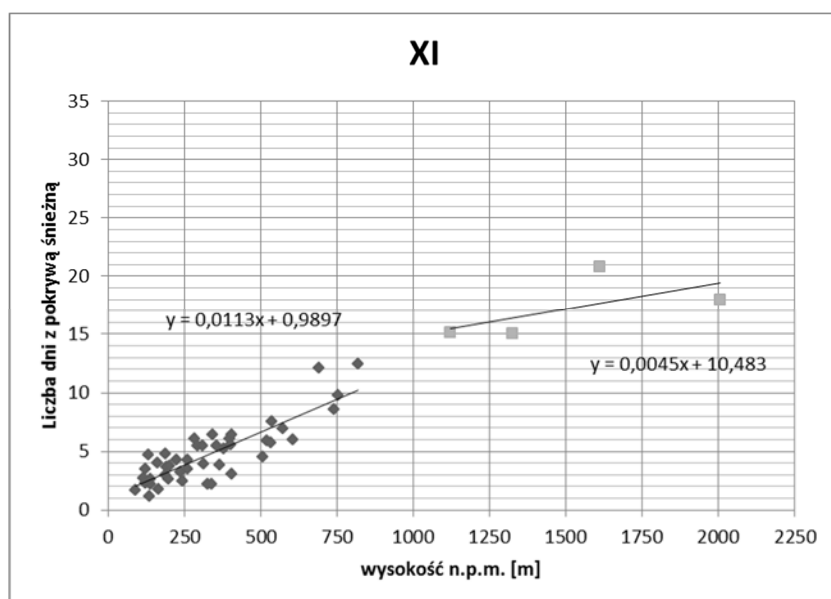
Ryc. 21. Zależność liczby dni z pokrywą śnieżną od wysokości n.p.m. w styczniu.

Źródło: opracowanie własne

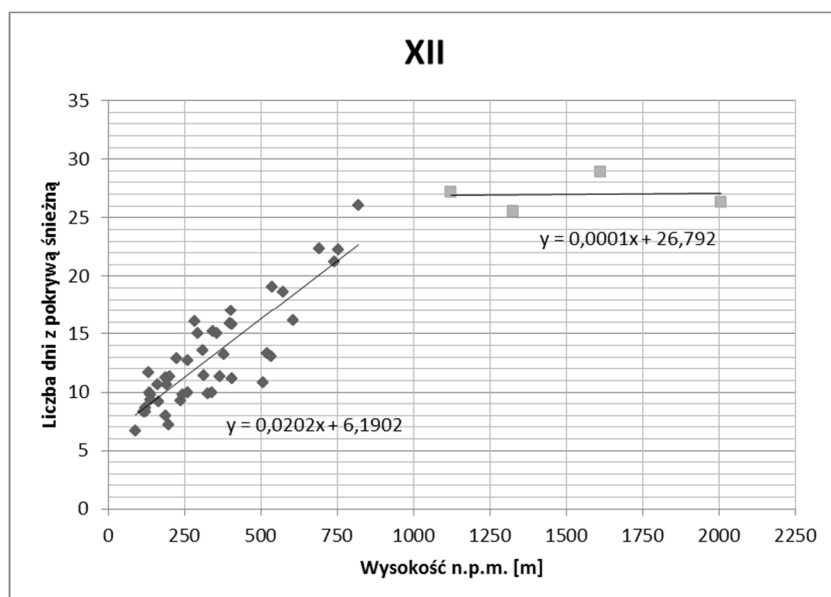


Ryc. 22. Zależność liczby dni z pokrywą śnieżną od wysokości n.p.m. w lutym.

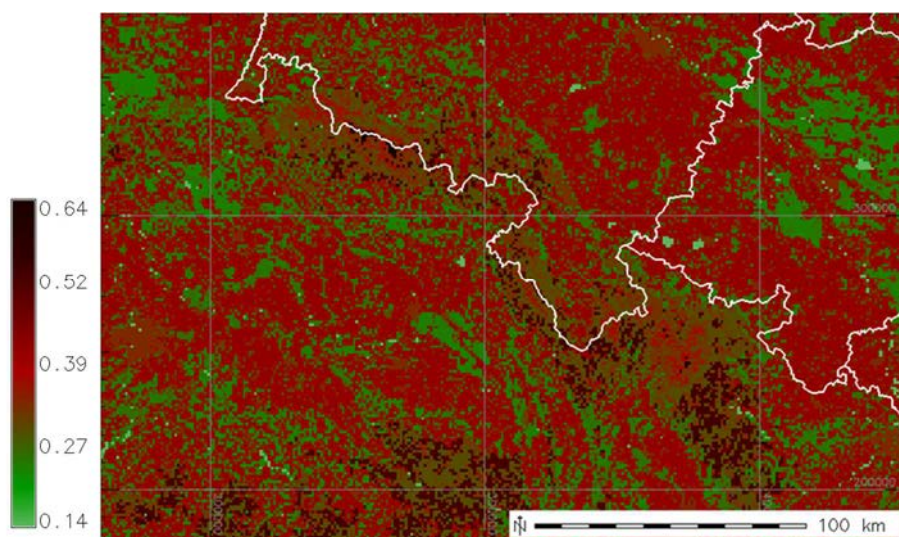
Źródło: opracowanie własne



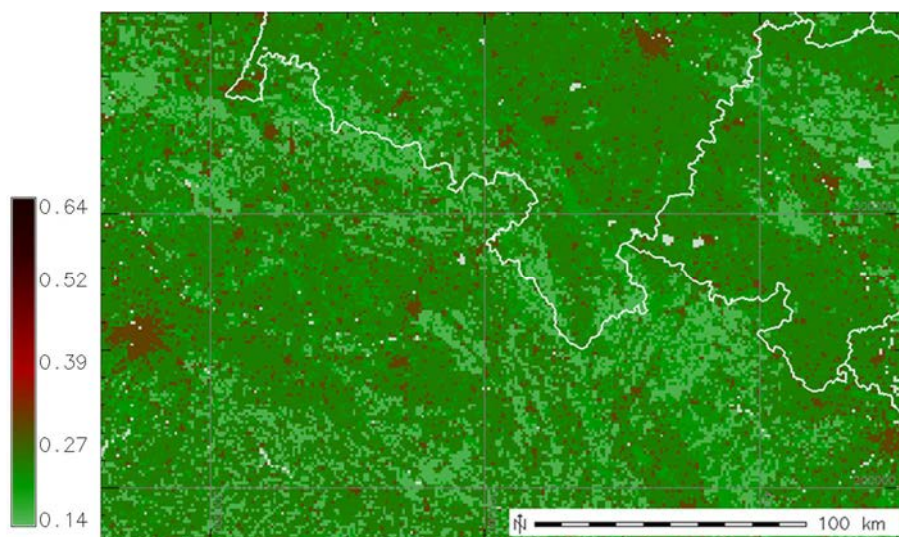
Ryc. 23. Zależność liczby dni z pokrywą śnieżną od wysokości n.p.m. w listopadzie.
Źródło: opracowanie własne



Ryc. 24. Zależność liczby dni z pokrywą śnieżną od wysokości n.p.m. w grudniu.
Źródło: opracowanie własne



Ryc. 25. Przestrenny rozkład średniej wielkości albedo w styczniu w obrębie obszaru Sudetów.
Źródło: opracowanie własne



Ryc. 26. Przestrenny rozkład średniej wielkości albedo w lipcu w obrębie obszaru Sudetów.
Źródło: opracowanie własne

Największe zróżnicowanie w przestrzennym rozkładzie wartości albedo zaobserwować można dla miesięcy zimowych, co wynika ze zróżnicowania stanu i długości zalegania pokrywy śnieżnej (ryc. 25). Zastosowanie odmiennych wartości albedo dla poszczególnych pięter hipsometrycznych zaowocowało tu wyraźnym zróżnicowaniem jego wielkości w Sudetach. Istotne są także dysproporcje w wartościach

albedo gruntów ornych i obszarów zalesionych, które występują zimą nie tylko w górach, ale wpływają mocno również na wzrost zróżnicowania wielkości albedo w nizinnej części obszaru analiz. Przestrzenna zmienność wartości albedo dla poszczególnych miesięcy w sezonie wegetacyjnym jest niewielka. Przez cały ten okres zaznaczają się zaś różnice wartości albedo pomiędzy gruntami ornymi i lasami oraz obszarami zabudowanymi (ryc. 26). Brak zróżnicowania hipsometrycznego na wspomnianych rozkładach wynika tu głównie z założeń konstrukcyjnych modeli.

4.5.2. Szorstkość podłoża

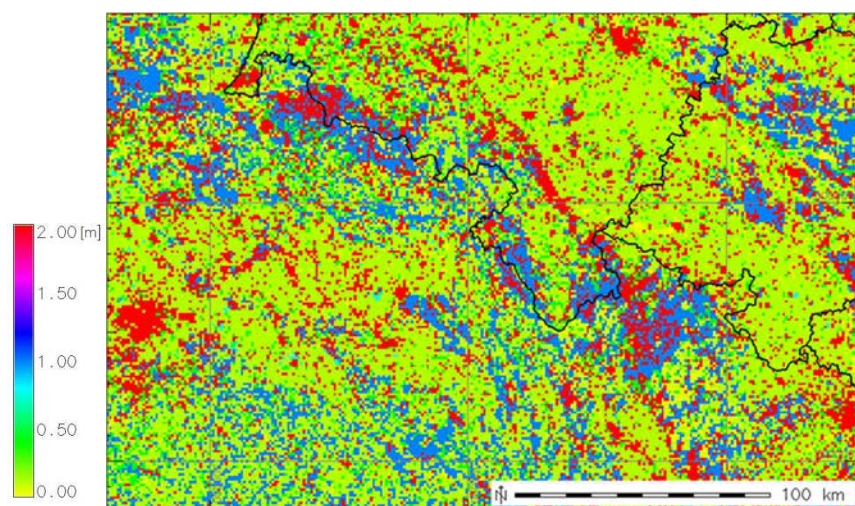
Podkreślana przez Paszyńskiego i in. (1999) zmienność szorstkości w obrębie poszczególnych rodzajów pokrycia terenu sugeruje potrzebę uwzględnienia w analizie przedziałów wartości tego parametru. Dla realizacji celów pracy wymóg ten jednakże nie jest konieczny. Odwołano się więc tylko do wartości średnich przypisując je odpowiednio dla okresu wegetacyjnego oraz okresu zahamowania rozwoju roślinności (tab. 13). Dla gruntów ornych oraz łąk i pastwisk poza okresem wegetacji (I, II, XI, XII) przyporządkowana została średnia arytmetyczna wartość z prezentowanego przez Oke (1987), przedziału szorstkości gleb. Wartość ta odpowiada także średniej szorstkości pokrywy śnieżnej (Langham 1981). W podobny sposób wyliczone zostały średnie wartości parametru szorstkości dla gruntów ornych oraz łąk i pastwisk w okresie wegetacyjnym. W pierwszym przypadku do obliczeń wykorzystano skrajne wartości z przedziału dla upraw rolnych, a w drugim dolną granicę przedziału dla traw niskich i górną dla traw wysokich (wg Oke 1987). W przypadku sadów średnia wartość z przedziału parametru szorstkości przypisana została dla okresu wegetacyjnego, a dolna granica przedziału dla okresu zahamowania rozwoju roślin. Prezentowane przez Oke przedziały wartości parametrów szorstkości dla lasów nie uwzględniały podziału na las iglasty i liściasty. Przypisano im więc odpowiednie wartości średnie dla okresu bezlistnego (okres zahamowania rozwoju roślinności) oraz ulistnionego (okres wegetacyjny) według Bonana (2008). Z wspomnianego opracowania zaczerpnięta została też, niezmienna w prezentowanych okresach, wartość parametru szorstkości dla wód. Wartości szorstkości przypisane dla zabudowy wiejskiej stanowią średnią arytmetyczną z prezentowanego przez Oke (1987) przedziału parametru szorstkości dla zabudowy rozproszonej. Dla zabudowy miejskiej wykorzystano odpowiednią średnią z przedziału wartości dla zabudowy miejskiej gęstej niskiej, co podyktowane było specyfiką zabudowy miast w obrębie obszaru badań.

Prezentowane w tabeli 13 wartości parametru szorstkości przypisane zostały odpowiednim klasom pokrycia terenu w modelu CORINE. Dzięki temu otrzymano przestrzenne rozkłady parametru szorstkości w obrębie obszaru badań dla okresu wegetacyjnego (ryc. 27) oraz okresu zahamowania rozwoju roślin. Analiza rozkładów szorstkości pozwala zauważyć, że niezależnie od pory roku, w przestrzeni geograficznej wyraźnie zaznacza się wysoki opór podłoża w obrębie aglomeracji miejskich

oraz większych miast. W okresie wegetacyjnym szczególną rolę w hamowaniu ruchu powietrza zyskują miejsca porośnięte lasami liściastymi. Na mapie rozkładu przestrzennego z tego okresu (ryc. 27) zaznacza się głównie południowa część obszaru analiz w której, w przeciwieństwie do obszaru sudeckiego, najczęściej zachowało się naturalne piętro regła dolnego. W okresie zimowym, gdy wartość szorstkości bezlistnego lasu liściastego zbliża się do wartości szorstkości lasu iglastego, przestrzenny rozkład tego parametru na obszarze badań jest bardziej wyrównany. W całym roku kalendarzowym najniższe wartości szorstkości utrzymują się na terenach rolniczych Dolnego Śląska i Śląska Opolskiego oraz w obrębie górskich łąk i pastwisk.

Tab. 13. Parametr szorstkości dla poszczególnych rodzajów pokrycia terenu w analizowanych okresach roku Źródło: opracowanie własne na podstawie wartości prezentowanych przez Oke (1987) i Bonana (2008)

Rodzaj pokrycia terenu	Okres (w miesiącach roku)	
	I, II, XI, XII	III-X
Grunty orne	0,005 m	0,12 m
Łąki i pastwiska	0,005 m	0,05 m
Sady	0,5 m	0,75 m
Lasy iglaste	1,0 m	1,0 m
Lasy liściaste	0,8 m	2,0 m
Wody	0,0024 m	0,0024 m
Zabudowa wiejska	0,4 m	0,4 m
Zabudowa miejska	2,0 m	2,0 m



Ryc. 27. Przestrzenny rozkład parametru szorstkości w sezonie wegetacyjnym w obrębie obszaru Sude-tów. Źródło: opracowanie własne

4.5.3. Stopień uwilgotnienia powierzchni

Stopień uwilgotnienia powierzchni to cecha najtrudniejsza do charakteryzacji, z uwagi na bardzo dużą zmienność w czasie i przestrzeni. Jak wskazują Rana i in. (1997) w skali lokalnej i regionalnej określić można go w sposób pośredni na podstawie wartości oporu fizjologicznego. Przedziały wartości oporu fizjologicznego, które podaje Rowntree (1989) dla szeregu rodzajów pokrycia terenu, wykazują się znaczną rozpiętością, szczególnie dla obszarów traw. Na potrzeby pracy wykorzystano skrajne wartości z przedziałów, które reprezentować mają warunki minimalnego oraz maksymalnego uwilgotnienia powierzchni. Odpowiednie wartości oporu fizjologicznego dla poszczególnych rodzajów pokrycia terenu zestawione zostały w tabeli poniżej (tab. 14). Z powodu braku w opracowaniu źródłowym odpowiednich wartości dla terenu sadów oraz podziału na lasy iglaste i liściaste wszystkim wymienionym rodzajom pokrycia terenu przypisano wartości z przedziału oporu fizjologicznego lasów.

Tab. 14. Wartość oporu fizjologicznego jako miara stopnia uwilgotnienia powierzchni dla poszczególnych rodzajów pokrycia terenu. Źródło: opracowanie własne według wartości prezentowanych przez Rowntree (1989)

Rodzaj pokrycia terenu	Stopień uwilgotnienia powierzchni	
	minimalny	maksymalny
Grunty orne	40 s·m ⁻¹	60 s·m ⁻¹
Łąki i pastwiska	60 s·m ⁻¹	200 s·m ⁻¹
Sady	80 s·m ⁻¹	130 s·m ⁻¹
Lasy iglaste	80 s·m ⁻¹	130 s·m ⁻¹
Lasy liściaste	80 s·m ⁻¹	130 s·m ⁻¹
Wody	0	0
Zabudowa wiejska	$r_s \rightarrow \infty$ (parowanie ustaje)	(warstwa wody na budynkach) 0
Zabudowa miejska	$r_s \rightarrow \infty$ (parowanie ustaje)	(warstwa wody na budynkach) 0

Zestawione w tabeli 14 wartości oporu fizjologicznego przypisane zostały odpowiednim rodzajom pokrycia terenu w modelu CORINE. W ten sposób otrzymano przestrzenne rozkłady potencjalnego minimalnego i maksymalnego stopnia uwilgotnienia na obszarze badań. Analiza wspomnianych rozkładów pozwala zauważyć, że na największe zróżnicowanie uwilgotnienia podłoża narażone są podnóża gór oraz ich obszary wysokogórskie. Głównym powodem tego stanu jest obecność roślinności trawiastej. Mniejsze, lecz istotne wahania zawartości wody w podłożu obserwuje się na porośniętych lasem stokach górskich. Stosunkowo niewielkie zmiany wilgotności dotyczą gruntów ornych obszarów nizinnych. Z uwagi na możliwość szybkiego osiągnięcia skrajnie niskiej wartości uwilgotnienia i zaniku parowania terenowego, bądź też odwrotnie, skrajnie wysokiej, poprzez dłuższe utrzymywanie się warstwy wody (np. z powodu braku drożności kanalizacji deszczowej na powierzchniach sztucznych), w rozkładzie przestrzennym stopnia uwilgotnienia wyraźnie zaznaczają się tereny miejskie.

5. CYRKULACYJNE UWARUNKOWANIA ROZKŁADU PRZESTRZENNEGO TEMPERATURY POWIETRZA W OBSZARACH ZRÓŻNICOWANYCH MORFOLOGICZNIE

5.1. Zima

5.1.1. Najczęstsze typy cyrkulacji

Spośród typów cyrkulacji atmosferycznej o największym wpływie na zróżnicowanie przestrzenne wartości temperatury powietrza w zimie (XII-II) wymienić należy 12 typów, z których osiem osiąga największą częstość roczną (por. 4.3.1. *Częstość typów cyrkulacji atmosferycznej*). W grupie tej, największą frekwencją dla miesięcy zimowych charakteryzują się typy NWAAW (12,6%) i NWAAD (12,0%), a następnie SWAAW (10,0%) i NWACD (9,6%). Dość duży udział procentowy posiada także typ SWAAD (7,6%). W stosunku do rocznych wartości częstości, dla typów SWACD, SWCAW i SWCCW w zimie notuje się frekwencję nieco niższą niż 5% (odpowiednio 4,8%, 4,2% i 4,8%). Do grupy najczęstszych typów cyrkulacji w tym sezonie zaliczyć należy dodatkowo 2 typy cyklonalne suche SWCCD (5,0%) i NWCCD (3,8%) oraz 2 typy z sektora NE: NEAAD (3,4%) i NEACD (3,1%).

Uwarunkowana cyrkulacyjnie przestrzenna zmienność wartości temperatury powietrza w obszarach zróżnicowanych morfologicznie jest w miesiącach zimowych szczególnie wyraźna dla typów górnych i dolnych antycyklonalnych suchych (SWAAD, NWAAD, NEAAD). Charakterystyczne dla sytuacji antycyklonalnych osiadanie powietrza, zwłaszcza w sytuacji niewielkiego gradientu barycznego, jest główną przyczyną tworzenia warstw inwersji temperatury. Zstępujący ruch powietrza odpowiada za inicjowanie określonych procesów fenowych. Spośród procesów wyszczególnionych przez Kwiatkowskiego (1979) wymienić należy tu fen swobodny, wywołujący wzrost temperatury w strefie szczytowej, oraz swobodno-dynamiczny, którego strefa oddziaływania dotyczy także stoków zawietrznych. Równie istotne jest oddziaływanie grawitacyjnego spływu zimnego powietrza wzdłuż stoków (fen grawitacyjny). W zależności od zmian wartości ciśnienia atmosferycznego oraz gradientu barycznego poszczególne procesy fenowe następują kolejno, wpływając na wielkość zróżnicowania temperatury w regionie.

W tabeli 15 zestawiono frekwencję sytuacji z wyraźnym osiadaniami powietrza (wg wartości temperatury ze Śnieżki i Jeleniej Góry oraz sondaży aerologicznych dla Wrocławia i Pragi), warunkującym inwersyjny rozkład temperatury powietrza pomiędzy Śnieżką i Jelenią Górą. Częstość występowania oraz miąższość warstwy

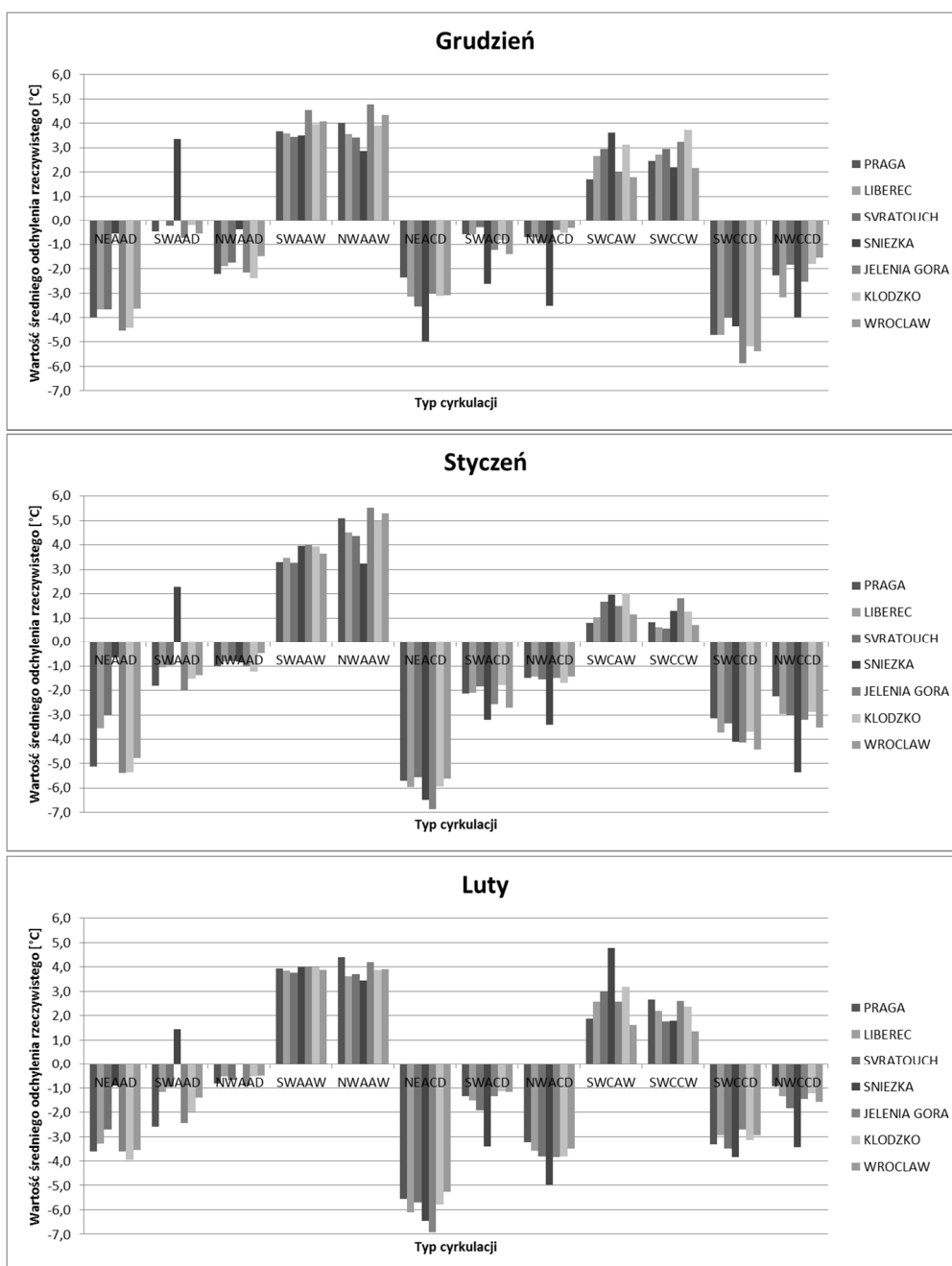
osiadania przełożyła się bezpośrednio na kierunek średnich odchyłeń rzeczywistych temperatury powietrza od wartości średnich miesięcznych (ryc. 28) oraz zróżnicowanie ich wartości odchyłeń standardowych pomiędzy stacjami reprezentującymi odmienne formy terenu (ryc. 29). W typie SWAAD wyraźnie zarysowują się dodatnie średnie odchylenia rzeczywiste temperatury powietrza w obrębie szczytów górskich, oraz odchylenia ujemne notowane w niższych strefach hipsometrycznych. Wielkość odchyłeń standardowych temperatury powietrza od wartości średnich miesięcznych oraz ich wzajemne zróżnicowanie pomiędzy formami wklęsłymi (od 3°C do 5°C) i wypukłymi (od 4°C do ponad 5°C) wskazują na fakt częstego występowania, szczególnie w grudniu i lutym, warstwy osiadającego powietrza o znacznej miąższości. Warstwa ta sięga blisko powierzchni Ziemi, odpowiadając za kształtowanie solarnego typu pogody (ryc. 30). W lutym w typie SWAAD na Śnieżce wyraźnie zaznacza się wartość odchylenia standardowego przekraczająca 5°C. Potwierdza ona istotny wpływ na tę cechę temperatury powietrza fenu swobodnego, którego częstość, jak zaobserwował wcześniej Kwiatkowski (1979), jest w tym miesiącu największa.

Tab. 15. Średnia częstość [%] sytuacji z osiadaniami powietrza, warunkująca inwersyjny rozkład temperatury powietrza między Śnieżką a Jelenią Górą w miesiącach zimowych wielolecia 1991-2010.

Źródło: opracowanie własne

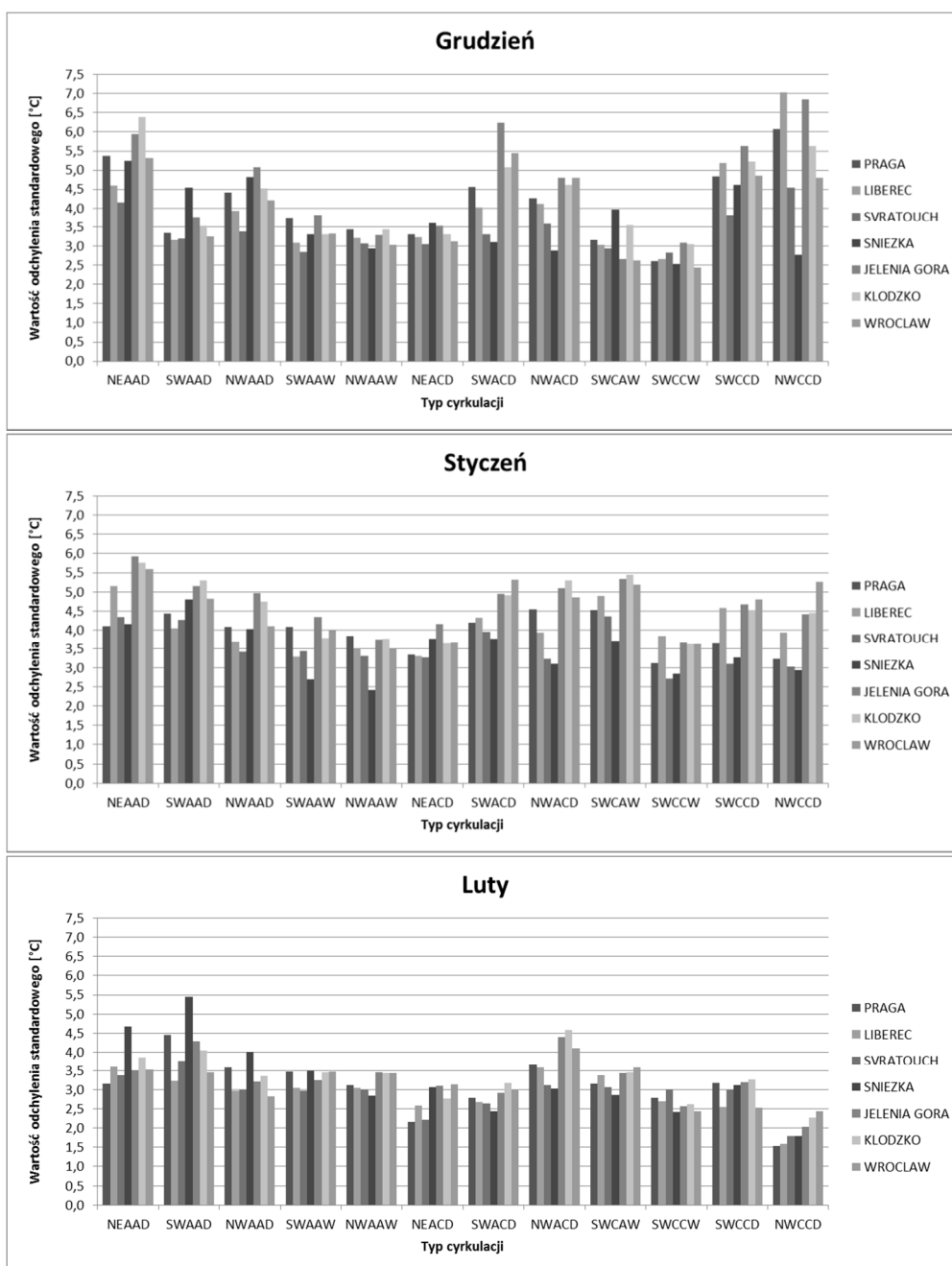
typ	Grudzień	Styczeń	Luty
NEAAD	50,0	50,0	27,3
SWAAD	54,0	48,7	28,6
NWAAD	32,1	20,3	17,5
SWAAW	13,0	17,0	2,6
NWAAW	5,0	2,8	0,0
NEACD	6,3	15,0	12,5
SWACD	18,2	8,7	0,0
NWACD	6,7	11,4	7,7

W typie NWAAD i NEAAD częściej odnotowuje się sytuację, kiedy dolny pułap warstwy osiadającego powietrza znajduje się na wysokości Śnieżki lub nieco powyżej, a zalegająca poniżej warstwa zachmurzenia utrudnia swobodny przepływ ciepła drogą promieniowania (ryc. 31). Największe wartości odchyłeń standardowych temperatury powietrza od wartości średnich miesięcznych (do 5,3°C w typie NWAAD i do 6,4°C w NEAAD) notuje się w tych typach w styczniu i lutym, a dotyczą one stacji położonych we wklęsłych formach terenu, predysponowanych do zalegania w nich warstw chłodnego powietrza (ryc. 29). W obrębie szczytów górskich wielkość odchyłeń standardowych temperatury powietrza nie jest już tak duża, zaś kierunek ich średnich odchyłeń rzeczywistych od wielkości średnich miesięcznych jest zgodny z kierunkiem odchyłeń w pozostałych stacjach sudeckich (ryc. 28).



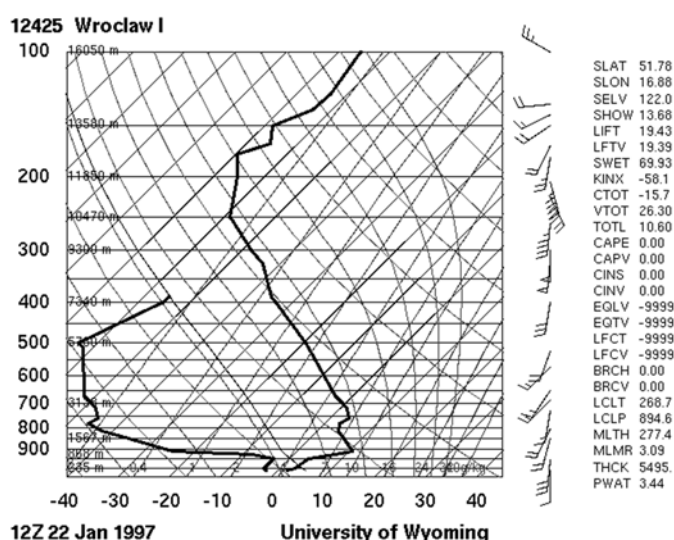
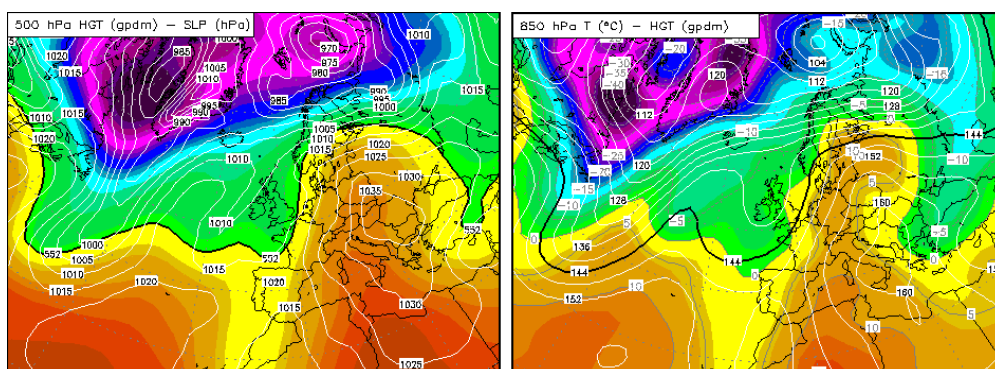
Ryc. 28. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w grudniu, styczniu i lutym dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.

Źródło: opracowanie własne



Ryc. 29. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w grudniu styczniu i lutym dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.

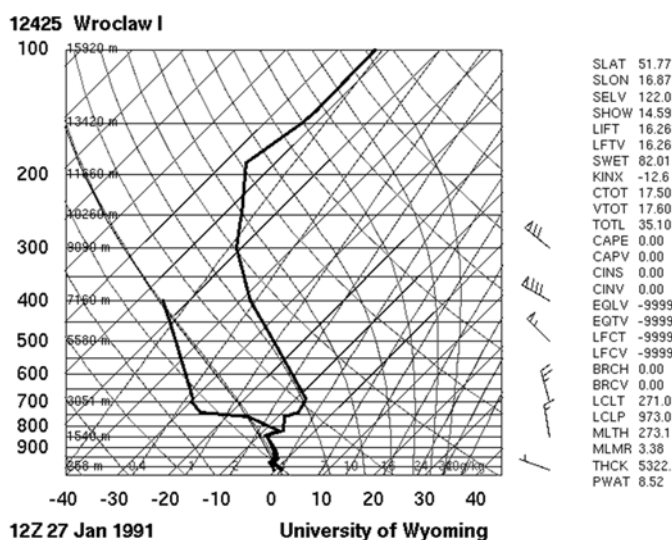
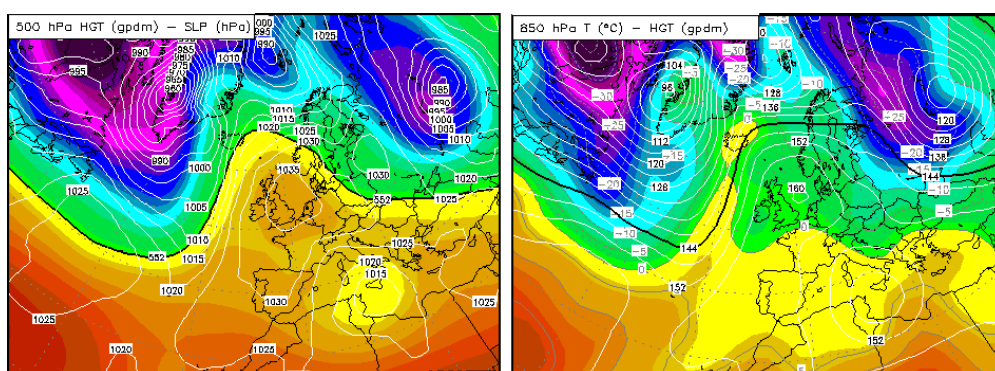
Źródło: opracowanie własne



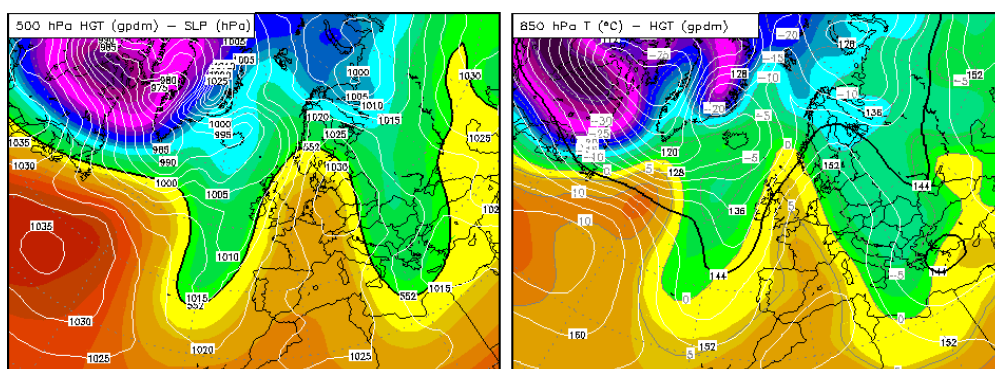
Ryc. 30. Mapy baryczne i diagram aerologiczny dla wybranego dnia w typie cyrkulacji SWAAD w styczniu
 Źródło: www.wetterzentrale.de; www.weather.uwyo.edu
 (diagram użyto za zgodą University of Wyoming, Department of Atmospheric Science)

Typ cyrkulacji SWAAD związany jest najczęściej z rozbudowanymi układami wysokiego ciśnienia, których centra rozciągają się od południowo-wschodniej granicy Polski, aż po Morze Czarne. Powietrze docierające na teren Sudetów pochodzi w takich przypadkach znad Afryki, jest więc stosunkowo ciepłe (od 3°C do 7°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa), a przede wszystkim suche, co ułatwia proces jego osiadania (ryc. 30). W typie cyrkulacji NWAAD kluczową rolę odgrywa klin wyżu Azorskiego rozbudowany w kierunku Wysp Brytyjskich i południowej części Norwegii, co wpływa na adwekcję chłodniejszej (ale w warunkach zimowych relatywnie ciepłej - od -3°C do 3°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa) i stosunkowo bardziej wilgotnej, w dolnej części troposfery, masy polarno-morskiej (ryc. 31). Rozciągnięty w osi południkowej układ wyżowy

z centrum nad Środkową Europą, charakterystyczny dla typu cyrkulacji NEAAD (ryc. 32), odpowiada także za napływ bardziej wilgotnej masy polarnej, jednak jest ona nieco chłodniejsza (od -10°C do -5°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa). Różnice w wilgotności i termice napływających mas powietrza, modyfikowane przez proces osiadania powietrza w wyżu, wpływają na wielkość średnich odchyłeń rzeczywistych i standardowych od wartości średnich miesięcznych pomiędzy poszczególnymi typami antycyklonalnymi suchymi oraz zróżnicowanie tych wielkości pomiędzy stokami dowietrznymi i zawietrznymi. Dodatkowo na oddziaływanie to nakłada się rola swobodno-dynamicznych efektów fenowych, różnicujących wielkości odchyłeń na stokach zawietrznych (ryc. 28, ryc. 29).



Ryc. 31. Mapy baryczne i diagram aerologiczny dla wybranego dnia w typie cyrkulacji NWAAD w styczniu
 Źródło: www.wetterzentrale.de; www.weather.uwyo.edu
 (diagram użyto za zgodą University of Wyoming, Department of Atmospheric Science)

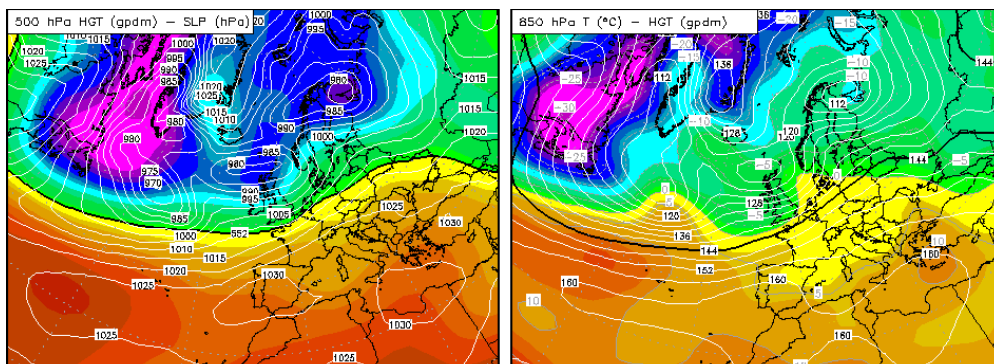


Ryc. 32. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji NEAAD w styczniu
Źródło: www.wetterzentrale.de

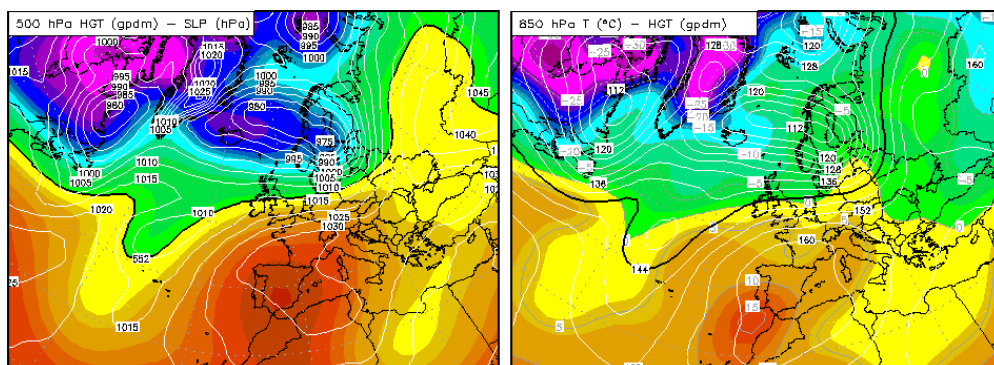
Niezależnie od formy terenu oraz wysokości n.p.m. w wilgotnych typach antycyklonalnych SWAAW i NWAAW zaobserwować można dodatnie wartości średnich odchyłeń rzeczywistych od średniej miesięcznej temperatury powietrza (ryc. 28). Uwagę zwraca także dość duże podobieństwo wielkości odchyłeń standardowych od wartości średniej miesięcznej pomiędzy wspomnianymi typami (ryc. 29). Nieznaczone różnice skorelowane są z różną częstością sytuacji z osiadaniami powietrza w niższych partiach troposfery (tab. 15) oraz frekwencją zjawisk swobodno-dynamicznych. W związku ze stosunkowo dużym ładunkiem wilgoci (nieco większy dla typu NWAAW) w obu typach cyrkulacji poniżej warstwy inwersji, niezależnie od jej miąższości, rozwija się najczęściej warstwa zachmurzenia. Jej położenie dotyczy często górnych pięter hipsometrycznych, dlatego też wielkości odchyłeń standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza notowanych na szczytach sudeckich są niższe średnio o kilka dziesiątych stopnia od wartości zmierzonych na stacjach położonych poniżej. Zaznaczyć należy, że w stosunku do suchych typów cyrkulacji SWAAD i NWAAD, w typach SWAAW i NWAAW miąższość warstwy osiadanego powietrza jest zdecydowanie mniejsza.

Podobieństwo wielkości odchyłeń standardowych (ryc. 28) oraz kierunków średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza (ryc. 29) w typie cyrkulacji SWAAW i NWAAW wskazuje na zbieżność cech termicznych, odpowiadających im mas powietrza. Potwierdza to analiza map barycznych. W typie cyrkulacji SWAAW nad terenem Europy rozciąga się najczęściej równoleżnikowy wał wysokiego ciśnienia lub rozległy, rozbudowany w tej osi wyż (ryc. 33), co warunkuje adwekcję nad teren Sudetów stosunkowo ciepłego (od 0°C do 5°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa) i wilgotnego (choć w dolnej części troposfery już nieco osuszonego) powietrza polarno-morskiego. Dla typu NWAAW charakterystyczny jest zaś układ wyżowy z centrum obejmującym Półwysep Iberyjski lub Morze Śródziemne (ryc. 34). W takiej sytuacji barycznej kierunek

napływu powietrza nad obszar badań mieści się w sektorze NW, podczas gdy pochodzenie masy powietrza związane jest, podobnie jak w typie SWAAW, z okolicami Wysp Azorskich.



Ryc. 33. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji SWAAW w styczniu
Źródło: www.wetterzentrale.de



Ryc. 34. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji NWAAD w styczniu
Źródło: www.wetterzentrale.de

Analiza korelacyjna temperatury powietrza z użyciem zmiennych wskaźników morfometrycznych i charakterystyk pokrycia terenu oraz średniej miesięcznej wartości temperatury powietrza na powierzchni izobarycznej 850 hPa wykazała szereg podobieństw w procesach kształtowania średniej miesięcznej temperatury powietrza w suchych i wilgotnych antycyklonalnych typach cyrkulacji w okresie zimy (tab. 16 i tab. 17). W każdym z typów wyraźnie zaznaczyła się odwrotnie proporcjonalna zależność temperatury powietrza od wysokości n.p.m., wyrażanej przez wskaźnik zwartości rzeźby terenu. W typach wilgotnych oraz częściowo w typie NWAAD (oprócz grudnia) charakterystyczna jest wysoka istotność ($0 < \alpha < 0,001$) wskaźnika

zwartości dla odległości 100 m. W typie SWAAD i NEAAD (oprócz lutego) większy wpływ na wielkość temperatury powietrza odgrywa średnia wysokość z sąsiedztwa o promieniu 30 i 50 km. Z uwagi na dużą częstość sytuacji z antycyklonalnym osiadaniami powietrza w styczniu w typie cyrkulacji SWAAD zaznacza się dodatkowo nieco mniej istotny ($0,01 < \alpha < 0,05$), wprost proporcjonalny wpływ wypukłości i odwrotnie proporcjonalny wpływ wklęsłości formy terenu, wyraźnych w terenie w odległości 100 m. Podobną zależność obserwuje się w lutym, dla form terenu wyznaczonych w odległości 1 km w typie NEAAD, zaś dla 5 km w typie SWAAD.

Tab. 16. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji NEAAD, SWAAD i NWAAD w miesiącach zimowych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.

Źródło: opracowanie własne

zmienne	rodzaj wpływu	Grudzień			Styczeń			Luty		
		NEAAD	SWAAD	NWAAD	NEAAD	SWAAD	NWAAD	NEAAD	SWAAD	NWAAD
Temp850	+				***			***		
Położenie X	-	***		***			***			***
Ekspozycja	+/-							**		
Bufory	+			**						
Nachylenie	-								**	
Forma	100 m					*				
	1 km							*		
ZasNE	10 km	**			**					
	50 km						***			***
ZasSE	30 km								**	
	15 km			**						
ZasSW	20 km					***	*			
	30 km		***							
	20 km		***			***				
ZasNW	30 km	+/-			***(-)					
	50 km		***(-)							
	100 m						***			***
	200 m							***		
Zwartość formy	10 km			***						
	30 km		***							
	50 km		***		***	***			***	

Dla większości antycyklonalnych typów cyrkulacji z sektora NW zaznacza się wyraźny ($0 < \alpha < 0,001$) wprost proporcjonalny wpływ wskaźnika zasłonięcia/wyeksponowania terenu z sektora NE dla odległości 50 km (tab. 17), natomiast dla typu NEAAD (grudzień, styczeń) istotność tego oddziaływania jest mniejsza ($0,001 < \alpha < 0,01$) i związana z odległością sąsiedztwa 10 km (tab. 16). W efekcie tej

zależności, wzrostu temperatury powietrza spodziewać należy się w obu przypadkach na skłonach sudeckich pasm wyeksponowanych z sektora NE. Wzrost ten w typach cyrkulacji z sektora NW odpowiada roli swobodno-dynamicznych efektów fenowych, natomiast w NEAAD odzwierciedla kierunek adwekcji względnie cieplej już masy powietrza. W tym ostatnim przypadku temperatura początkowo chłodnej masy znacznie wzrasta na skutek osiadania w wyżu. Jedynie w grudniu w typie NWAAD istotniejszy, wprost proporcjonalny wpływ na wartość temperatury powietrza wywiera odległość pozioma od zwartego pasma górskiego. Podobny stopień istotności ($0,001 < \alpha < 0,01$) osiąga w tym czasie odwrotnie proporcjonalny wpływ wyeksponowania pasm górskich z sektora SW w promieniu 15 km. W styczniu istotność oddziaływania zasłonięcia z tego sektora dla typu suchego NWAAD znacząco zmniejsza się ($0,01 < \alpha < 0,05$), natomiast dla typu wilgotnego NWAAW pozostaje niezmienna dla odległości sąsiedztwa 50 km. Wyniki te odzwierciedlają sytuację, gdy kierunek adwekcji stosunkowo cieplej masy zbliża się do północnego i stoki wyeksponowane od SW stają się stokami zawietrznymi.

Tab. 17. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWAAW i NWAAW w miesiącach zimowych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha > 0,1$.

Źródło: opracowanie własne

			Grudzień		Styczeń		Luty	
zmienne	X	rodzaj wpływu	SWAAW	NWAAW	SWAAW	NWAAW	SWAAW	NWAAW
			S	N	S	N	S	N
Położenie	X	-		***		***	***	***
	Y	+	***		***			
Forma	5 km	+					*	
ZasNE	50 km	+		***		***		***
ZasSW	30 km	-	**		***			
	50 km	-		**		**		**
ZasNW	30 km	+	**				***	
	50 km	+			***			
Zwartość formy	100 m			***		***	***	***
	200 m	-	***					
	5 km				***			

W antycyklonalnych typach cyrkulacji z sektora SW, dla których bardzo istotne ($0 < \alpha < 0,01$) jest oddziaływanie wyeksponowania terenowego z sektora SW oraz NW, zaobserwować można, że dotyczy ono głównie grudnia i stycznia. Zależność ta jest odpowiednio odwrotnie i wprost proporcjonalna, odzwierciedla więc rolę swobodno-dynamicznych efektów fenowych, zwłaszcza przy dużej częstotliwości adwekcji z kierunku zbliżonego do południowego. Notowany dla typu NEAAD, odwrotnie

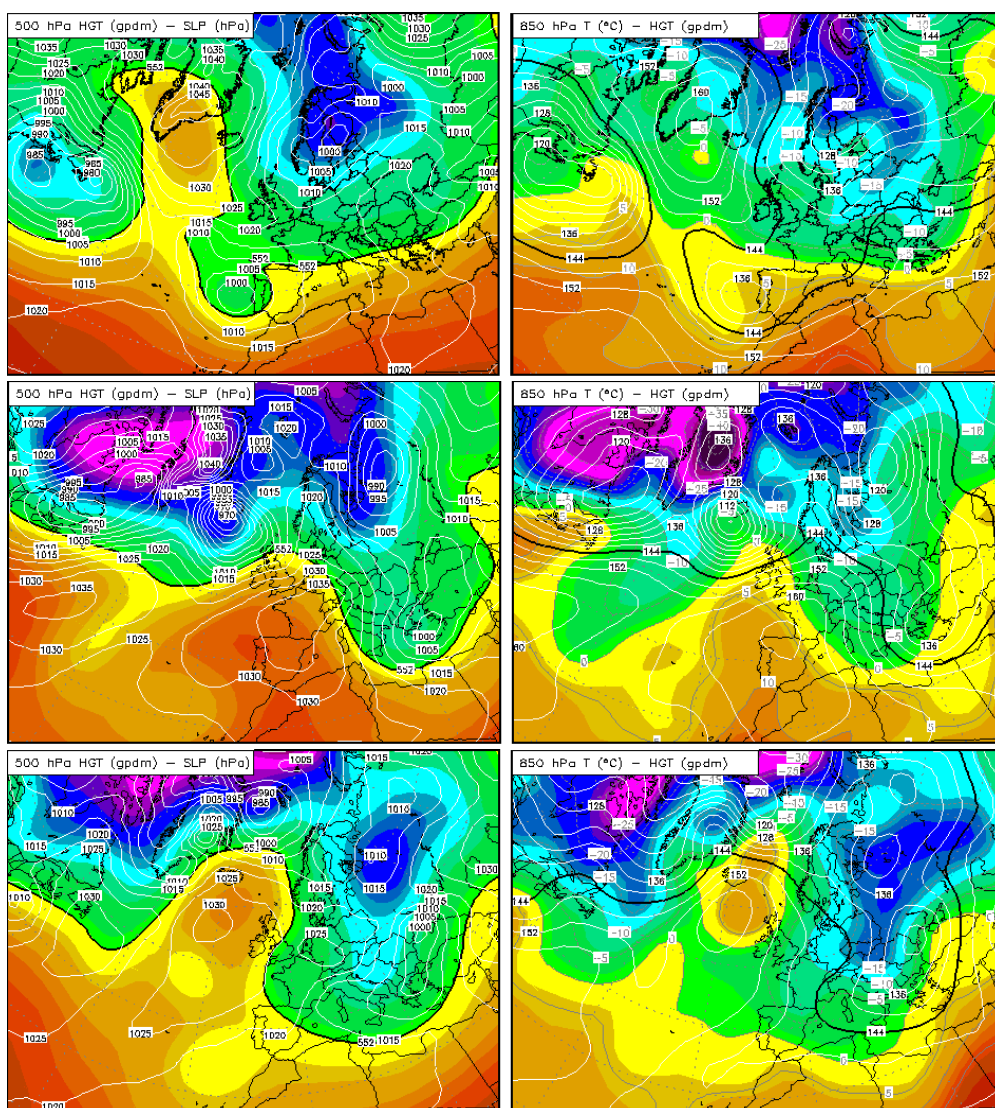
proporcjonalny wpływ wyeksponowania terenowego z sektora NW ($0 < \alpha < 0,001$) związany jest zaś z położeniem, tak wyeksponowanych stoków, po zawietrznej stronie pasma w sytuacji adwekcji cieplej masy powietrza. W lutym, kiedy częstość sytuacji z fenem swobodnym jest największa, w suchych typach cyrkulacji uwagę zwraca brak istotnej zależności od wskaźników zasłonięcia/wyeksponowania ze wspomnianych wyżej sektorów (tab. 16). W typie SWAAD zaznacza się w tym czasie odwrotnie proporcjonalny wpływ wyeksponowania terenowego z sektora SE dla odległości 30 km. Podobny kierunek wpływu na wartość temperatury powietrza oraz stopień jego istotności ($0,001 < \alpha < 0,01$) wykazuje także nachylenie terenu, a w typie NEAAD na znaczeniu zyskuje ekspozycja. Podkreślić należy, że są to jedyne przypadki istotnego wpływu tych wskaźników w antycyklonalnych typach cyrkulacji w miesiącach zimowych, co wskazuje na dużą częstość solarnego typu pogody w tym czasie.

Istotną wprost proporcjonalną zależność ($0 < \alpha < 0,001$) średniej temperatury powietrza przy powierzchni ziemi od warunków termicznych na powierzchni izobarycznej 850 hPa obserwuje się jedynie w styczniu i w lutym w typie NEAAD (tab. 16). W grudniu dla tego typu cyrkulacji bardziej charakterystyczna staje się zależność od odległości od Oceanu Atlantyckiego, wyrażana przez współrzędną X. Duża istotność odwrotnie proporcjonalnego wpływu tej współrzędnej zaznacza się także w innych antycyklonalnych typach cyrkulacji, które związane są z adwekcją mas polarno-morskich. Zależność ta dotyczy wszystkich typów cyrkulacji z sektora NW i jest obserwowana przez cały okres zimowy, podczas gdy w stosunkowo bardziej suchym typie SWAAW jej obecność notuje się jedynie w lutym (tab. 17). W grudniu i w styczniu w typie SWAAW zaznacza się wpływ współrzędnej Y, przybierając kierunek niezgodny z oddziaływaniem szerokości geograficznej. Biorąc jednak pod uwagę przebieg Sudetów i kierunek napływu mas powietrza w typie cyrkulacji SWAAW, wprost proporcjonalna zależność temperatury powietrza od współrzędnej Y odpowiada roli swobodno-dynamicznych efektów fenowych na tym obszarze.

Ze względu na szereg podobieństw w procesach różnicowania temperatury powietrza w grupie najczęstszych typów cyrkulacji nad obszarem badań wyraźnie odznaczają się typy SWACD, NWACD oraz NEACD. Niezależnie od kierunku adwekcji wartości średnich odchyleń rzeczywistych temperatury powietrza od wartości średnich miesięcznych są w tych typach ujemne (ryc. 28). Wyraźną zmiennością charakteryzuje się natomiast stosunek wielkości odchyleń standardowych temperatury od wartości średnich miesięcznych pomiędzy wspomnianymi typami. Różnice te powiązać można ze zróżnicowaną frekwencją występowania warstwy z osiadaniem powietrza, charakteryzującej się znaczną miąższością w dolnej troposferze (tab. 15). Szczególnie wyraźnie zaznacza się to w typie SWACD, w którym częstość ta zmienia się z 18,2% w grudniu do 0% w lutym. W efekcie zróżnicowanie wielkości odchyleń standardowych od wartości średnich miesięcznych pomiędzy formami wypukłymi i wklęsłymi zmniejsza się z ponad 3°C do nieco około 0,5°C. W każdym z typów

zaznacza się dodatkowy wpływ swobodno-dynamicznych efektów fenowych, które różnicują wielkość odchyłeń standardowych temperatury powietrza od wartości średnich miesięcznych na stokach zawietrznych (ryc. 29). W typie SWACD i NWACD, z powodu napływu stosunkowo bardziej wilgotnej masy powietrza i częstszego występowania zachmurzenia podinwersyjnego, najmniejsze wielkości odchyłeń standardowych notowane są na formach wypukłych (około 3°C dla Śnieżki). Największe wartości odchyłeń standardowych temperatury powietrza, sięgające od 5°C do 6°C, występują w kotlinach, co związane jest z zaleganiem w nich warstwy zimnego powietrza, zwłaszcza w sytuacji dłuższego oddziaływania danego typu cyrkulacji (głównie grudzień w obu typach cyrkulacji i luty w NWACD). W znacznie suchszej masie arktycznej, w typie NEACD, brak zachmurzenia w dolnej troposferze umożliwia swobodny transport ciepła drogą promieniowania, stąd zróżnicowanie wartości temperatury powietrza notowane w kotlinach górskich jest zdecydowanie mniejsze. W typie tym uwagę zwracają największe w sezonie zimowym wartości średnich odchyłeń rzeczywistych temperatury powietrza od wartości średnich miesięcznych, które na Śnieżce osiągają niemal -7°C.

Zgodnie z rozkładem ciśnienia na dolnych mapach barycznych, w typach cyrkulacji SWACD, NWACD i NEACD obszar badań znajduje się pod wpływem pasa podwyższonego ciśnienia rozciągniętego nad obszarem Europy. W przypadku cyrkulacji z sektora NW jest to najczęściej sięgający po Europę Środkową klin wyżu Azorskiego (ryc. 35 środek), a w typie z sektora NE – klin tego wyżu rozwinięty aż do Półwyspu Skandynawskiego (ryc. 35 dół). Dla kierunku adwekcji z sektora SW najbardziej charakterystyczny jest ośrodek wyżowy z centrum nad Europą wschodnią i południowo-wschodnią (ryc. 35 góra). Dość często obserwuje się także sytuację z siodłem barycznym, gdzie ośrodki wysokiego ciśnienia rozwinięte są w osi południkowej na wschód i na zachód od Sudetów oraz układami niskiego ciśnienia charakterystycznymi dla obszaru Skandynawii i Morza Śródziemnego. We wszystkich wymienionych przypadkach na powierzchni 500 hPa obserwuje się wtedy głęboki ośrodek niżowy z centrum nad Skandynawią (w typie NEAAD układ ten przesunięty jest w kierunku północno-wschodnim) oraz zatokę niżową rozwiniętą aż po południowe krańce Europy i teren Morza Śródziemnego. Warunkuje on napływ ponad obszar badań chłodnego powietrza polarno-morskiego (SWACD i większość przypadków NWACD) i zimnego arktycznego (głównie NEACD). Niezależnie od rzeczywistego kierunku napływu powietrza w dolnej troposferze, wpływ dolnego antycyklonu ułatwia osiadanie chłodnego powietrza. Temperatura powietrza notowana na powierzchni izobarycznej 850 hPa w styczniu wynosi w typie cyrkulacji SWACD od -5°C do -10°C, zaś w typach NWACD i NEACD od -7°C do -16°C (ryc. 35).



Ryc. 35. Przykładowe rozkłady ciśnienia nad Europą w typach cyrkulacji SWACD (góra), NWACD (środek) i NEACD (dół) w styczniu. Źródło: www.wetterzentrale.de

Na szereg podobieństw w procesie kształtowania wartości temperatury powietrza przy powierzchni ziemi w typach SWACD, NWACD i NEACD wskazują także wyniki analizy korelacyjnej temperatury powietrza (tab. 18). Podobnie jak w innych typach antycyklonalnych bardzo istotna, odwrotnie proporcjonalna zależność ($0 < \alpha < 0,001$) dotyczy wskaźnika zwartości terenu dla odległości od 100 do 500 m. W efekcie spadek temperatury wraz z wysokością zaznacza się już w niewielkiej skali przestrzennej. W grudniu w typie SWACD i w styczniu w NWACD, a więc w miesiącach w których częstość sytuacji z osiadaniem powietrza w dolnej

troposferze przekracza dla tych typów 10% (tab. 15), zaznacza się istotna ($0 < \alpha < 0,01$) zależność od formy terenu - wprost proporcjonalna dla formy wypukłej oraz odwrotnie proporcjonalna dla formy wklęsłej. W pozostałych miesiącach wyraźniejsze staje się oddziaływanie kierunku napływu chłodnych mas powietrza wraz z wpływem procesów fenowych o charakterze dynamicznym. Na znaczeniu zyskuje wyeksponowanie terenowe (zależność wprost proporcjonalna) z sektora SE i NE dla typu NWACD ($0 < \alpha < 0,001$) oraz SE dla typu SWACD ($0,001 < \alpha < 0,05$). W styczniu w typie SWACD obserwuje się także odwrotnie proporcjonalną zależność od wyeksponowania z sektora SW, której stopień istotności mieści się w przedziale $0,01 < \alpha < 0,05$. W typie NEACD istotny, wprost proporcjonalny wpływ wyeksponowania terenowego z sektora SW dla odległości 50 km ujawnia się w styczniu ($0,001 < \alpha < 0,01$), natomiast w lutym stopień istotności tej zależności znacznie maleje ($0,01 < \alpha < 0,05$). Wyrażna w styczniu, odwrotnie proporcjonalna zależność temperatury powietrza od wyeksponowania terenowego z kierunku NW dla odległości 500 m w typie NEACD odpowiada częściej w tym okresie sytuacji, gdy kierunek napływu chłodnej masy powietrza zbliża się do północnego, a zewnętrzny, północno-zachodni kraniec Sude-tów staje się częściowo skłonem dowietrznym.

Tab. 18. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji NEACD, SWACD i NWACD w miesiącach zimowych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$),

** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.

Źródło: opracowanie własne

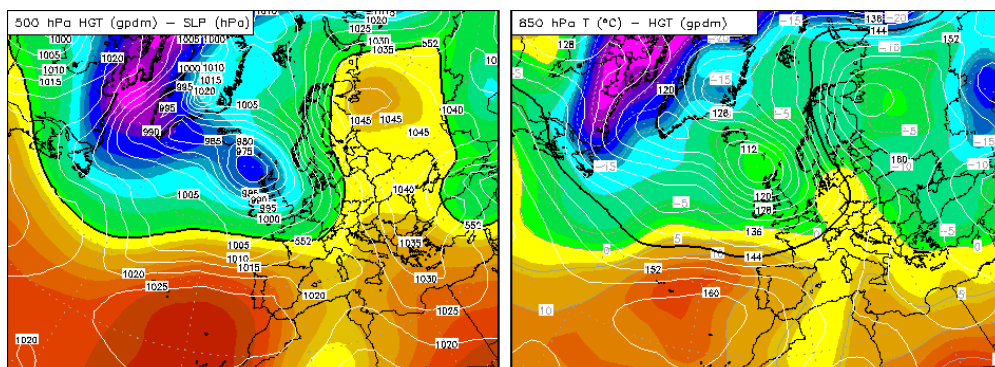
			Grudzień			Styczeń			Luty		
zmienne		rodzaj wpływu	NEACD	SWACD	NWACD	NEACD	SWACD	NWACD	NEACD	SWACD	NWACD
T850				***		***	***			***	***
Położenie	X	-	***		***			***	***		
	Y	-	**		***						
Albedo											
Ekspozycja											
Forma	100 m	+		***				**			
ZasNE	50 km	+									*
ZasSE	500 m				***						***
	5 km	+								*	
ZasSW	20 km			*(-)							
	50 km	+/-				***			*		
ZasNW	500 m					**(-)					
	50 km	+/-					**				
Zwar-tość	100 m		***	***	***		***	***		***	***
	200 m	-				***					
formy	500 m								***		

We wszystkich miesiącach zimowych w typie SWACD charakterystyczna jest wprost proporcjonalna zależność temperatury powietrza przy powierzchni ziemi od temperatury powietrza na powierzchni izobarycznej 850 hPa ($0 < \alpha < 0,001$) (tab. 18). W typie NWACD ujawnia się ona jedynie w lutym, natomiast w NEACD w styczniu. W pozostałych miesiącach zimowych we wspomnianych typach na znaczeniu zyskuje współrzędna X, odzwierciedlająca odwrotnie proporcjonalną zależność temperatury powietrza od odległości od Oceanu Atlantyckiego. W grudniu w typie NWACD i NEACD zaznacza się ponadto istotny lub bliski progowi istotności wpływ zmiennej warunkującej ilość docierającego promieniowania słonecznego – szerokości geograficznej (współrzędna Y; $0 < \alpha < 0,001$), a w styczniu w typie NWACD – ekspozycji stoków ($0,05 < \alpha < 0,1$). Z uwagi na duży udział solarnego typu pogody w typie NEACD, w lutym zaobserwować można także odwrotnie proporcjonalną zależność średniej temperatury powietrza od wielkości albedo. Stopień istotności tego oddziaływania sięga jednak nieco poniżej przyjętego progu istotności ($0,05 < \alpha < 0,1$).

Spośród najczęstszych typów cyrkulacji odznaczających się wpływem na wzrost średniej miesięcznej wartości temperatury w miesiącach zimowych wymienić należy dolne cyklonalne typy wilgotne: SWCAW i SWCCW (ryc. 28). Pomimo zróżnicowania wielkości odchyłeń standardowych od wartości średnich miesięcznych w wymienionych typach (ryc. 29), zaobserwować można między nimi szereg podobieństw w procesach kształtowania zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza. Obecność antycyklonu w górnej troposferze w typie SWCAW wpływa wprawdzie na osuszanie masy napływającego powietrza, jednakże efekt ten nie odzwierciedla się w znacznym zróżnicowaniu termicznym powietrza przy powierzchni ziemi. Większy wpływ antycyklonu uwidacznia się poprzez osiadanie powietrza, a w efekcie inicjowanie wyżowego stadium dynamicznych procesów fenowych i fenów swobodno-dynamicznych. W typie SWCCW stosunkowo krótkotrwałe cyklonalne stadium dynamicznych procesów fenowych związane są genetycznie z inwersją adwekcyjną. Bezpośrednia przyczyna różnic wielkości odchyłeń standardowych temperatury pomiędzy typami cyrkulacji leży więc w częstotliwości i trwałości procesów fenowych. Największe różnice między wartościami, bo sięgające $1,5^{\circ}\text{C}$ występują w styczniu. W obu typach cyrkulacji (za wyjątkiem grudnia w typie SWCAW) największe wartości odchyłeń standardowych temperatury powietrza od wartości średnich miesięcznych dotyczą stacji kotlinnych, zaś najmniejsze stacji górskich.

W grudniu w typie SWCAW uwagę zwraca wyraźnie większa niż w innych analizowanych kotlinach wartość odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w obrębie Kotliny Kłodzkiej (ryc. 29). Analiza map barycznych wykazała, że wpływ na to zjawisko posiada znaczna częstota sytuacji, gdy kierunek adwekcji powietrza zbliżony jest do południowego (ryc. 36). Uwarunkowania morfologiczne (Przełęcz Międzyzleska w południowej części Ziemi Kłodzkiej) sprawiają, że prędkość przepływu powietrza jest zwiększona. W efekcie nie

obserwuje się tu znacznych dobowych wahań temperatury powietrza, co przy adwekcji ciepłej masy, wpływa na znaczny wzrost jej wartości średniej dobowej i miesięcznej. Zależności te uwiadcniają się niejednokrotnie w innych miesiącach zimowych w obu typach cyrkulacji, jednakże są dodatkowo maskowane przez wpływ efektów fenowych.

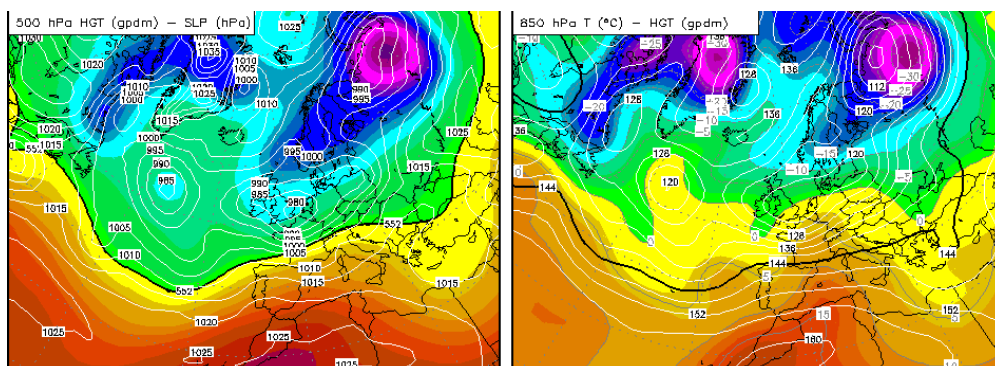


Ryc. 36. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji SWCAW w styczniu
Źródło: www.wetterzentrale.de

Za napływ nad obszar badań stosunkowo ciepłej (od 0°C do 5°C w styczniu w SWCAW i od -2°C do 3°C w SWCCW na powierzchni izobarycznej 850 hPa) i wilgotnej (choć w dolnej troposferze już nieco osuszonej) masy powietrza znad Oceanu Atlantyckiego w obu typach cyrkulacji odpowiada głęboki niż z centrum nad Islandią lub Wyspami Brytyjskimi, rozwinięty w dolnej troposferze. W typie SWCCW układ ten widoczny jest także na wyższych poziomach barycznych (ryc. 37), natomiast w SWCAW obszar badań znajduje się pod wpływem rozbudowanego równoleżnikowo klina Wyżu Azorskiego lub kontynentalnego wyżu z centrum nad Europą Wschodnią (ryc. 36). Z uwagi na kierunek adwekcji ciepłej masy powietrza wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych temperatury powietrza notowane w miesiącach o niskiej frekwencji zjawisk fenowych są wyższe na dowietrznym skłonie pasma Sudetów (ryc. 28).

Porównanie wyników analizy korelacyjnej potwierdziło szereg podobieństw w procesie kształtowania temperatury powietrza w typach SWCAW i SWCCW (tab. 19). Podobnie jak w innych typach cyrkulacji, wysoki stopień istotności ($0 < \alpha < 0,001$) dotyczy wysokości n.p.m. wyrażanej przez wskaźniki zwartości terenu. W styczniu i w lutym w typie SWCCW obejmują one najmniejszą odległość sąsiedztwa (100 m), natomiast w grudniu oraz we wszystkich miesiącach zimowych w SWCAW – 200 i 500 m ($0 < \alpha < 0,001$). W styczniu i w lutym w typie SWCCW oraz w lutym w SWCAW zaznacza się także istotny, wprost proporcjonalny wpływ wyeksponowania formy terenu, widoczny już w odległości 100 m. Jedynie w lutym, w typie SWCCW, ujawnia się istotna ($0 < \alpha < 0,001$), wprost proporcjonalna zależność

średniej miesięcznej temperatury powietrza przy powierzchni ziemi od termiki powierzchni izobarycznej 850 hPa. W typie tym, w styczniu istotny, lecz na nieco niższym poziomie ($0,001 < \alpha < 0,01$), jest także odwrotnie proporcjonalny wpływ odległości poziomej od Oceanu Atlantyckiego (współrzędna X).



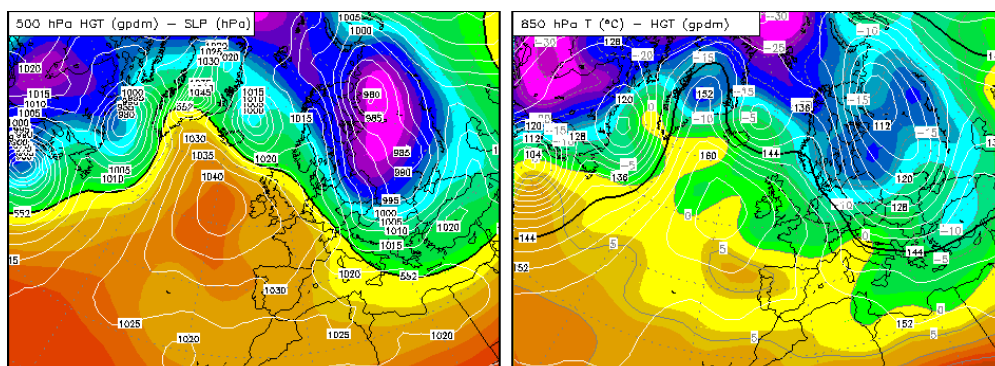
Ryc. 37. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji SWCCW w styczniu.
Źródło: www.wetterzentrale.de

Tab. 19. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCAW i SWCCW w miesiącach zimowych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.
Źródło: opracowanie własne

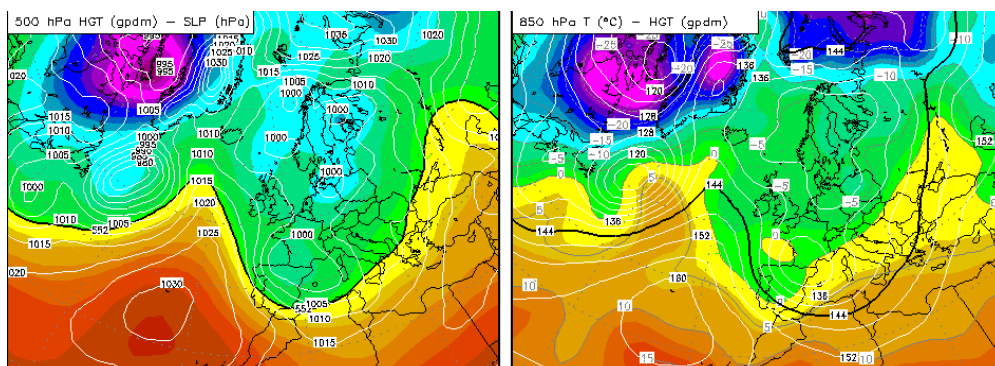
			Grudzień		Styczeń		Luty	
zmienne		rodzaj wpływu	SWCAW	SWCCW	SWCAW	SWCCW	SWCAW	SWCCW
T850		+						***
Położenie	X	-				**		
	Y	-	***	***	***		***	
Nachylenie		-		**			***	
Forma	100 m	+				***	**	***
ZasNE	1 km	+		*				
ZasSE	20 km	-	**			**		***
	50 km	-			**			
ZasNW	100 m	-	***		*			
Zwartość formy	100 m					***		***
	200 m	-	***	***			***	
	500 m				***			

We wszystkich zimowych miesiącach typu SWCAW oraz w grudniu w typie SWCCW obserwuje się silną ($0 < \alpha < 0,001$) odwrotnie proporcjonalną zależność od szerokości geograficznej (tab. 19). Z uwagi na stosunkowo mniejszy stopień zachmurzenia we wspomnianych przypadkach (zwłaszcza w typie SWCAW) uznać można, że odzwierciedla ona charakter uwarunkowań insolacyjnych obszaru badań. W grudniu w typie SWCCW oraz w lutym w typie SWCAW potwierdza to także istotna ($0 < \alpha < 0,01$) zależność od nachylenia terenu. W przypadku obu typów zależność od współrzędnej Y jest przede wszystkim spowodowana dużą częstością adwekcji powietrza z sektora południowego. W efekcie wzmożonego napływu ciepłego powietrza od południa, tereny położone w części północnej są chłodniejsze od obszarów południowych. Z uwagi na przebieg i morfologię pasma Sudetów zależność tę oddaje także odwrotnie proporcjonalny wpływ wyeksponowania stoków z sektora SE ($0 < \alpha < 0,01$), a w grudniu i styczniu z NW ($0 < \alpha < 0,05$). Rola dynamicznych efektów fenowych zaznacza się bezpośrednio poprzez wprost proporcjonalną zależność wyeksponowania terenowego z sektora NE dla odległości 1 km ($0,01 < \alpha < 0,05$).

W przeciwieństwie do wilgotnych cyklonalnych typów cyrkulacji, w najczęstszych cyklonalnych typach suchych: SWCCD i NWCCD obserwuje się ujemne wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych temperatury powietrza od wartości średnich miesięcznych (ryc. 28). Duże zróżnicowanie wartości odchyłeń standardowych temperatury pomiędzy stacjami reprezentującymi odmienne formy terenu obserwuje się w obu typach cyrkulacji, zwłaszcza w grudniu i styczniu. Największe wielkości odchyłeń dotyczą stacji kotlinnych, osiągając w typie NWCCD do $7,0^{\circ}\text{C}$ w styczniu i $5,3^{\circ}\text{C}$ w lutym (w typie SWCCD odpowiednio $5,6^{\circ}\text{C}$ i $4,8^{\circ}\text{C}$). Najmniejszą zmiennością temperatury powietrza w tych miesiącach charakteryzują się w obu typach cyrkulacji szczyty górskie (ryc. 29). Średnie odchylenia rzeczywiste temperatury powietrza od wartości średnich miesięcznych notowane w typie NWCCD na Śnieżce są niemal 2-krotnie niższe od notowanych na pozostałych stacjach. W typie SWCCD zróżnicowanie wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych temperatury jest zdecydowanie mniejsze. Głównym powodem tych różnic jest odmienna zawartość pary wodnej w masach powietrza w dolnej troposferze. Pomimo, że w obu typach cyrkulacji masy są stosunkowo suche, to odmienny tor ich przemieszczania się z obszaru źródłowego, powoduje znaczące różnice wilgotności w ich częściach przyziemnych. W rezultacie w stosunkowo bardziej wilgotnej masie w typie SWCCD, częściej zaobserwować można zachmurzenie piętra dolnego i średniego, w typie NWCCD bardziej charakterystyczny jest zaś brak zachmurzenia. W typie SWCCD, z uwagi na napływ relatywnie cieplej masy powietrza i możliwość utworzenia warstwy inwersji adwekcyjnej, dodatkowy wpływ na różnicowanie wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych temperatury powietrza wywierają inicjowane przez nią dynamiczne efekty fenowe.



Ryc. 38. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji NWCCD w styczniu
Źródło: www.wetterzentrale.de



Ryc. 39. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji SWCCD w styczniu
Źródło: www.wetterzentrale.de

Dla obu cyklonalnych suchych typów cyrkulacji najbardziej charakterystyczny jest napływ stosunkowo ciepłej masy polarnej (od -3°C do -10°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa) lub rzadziej zimnej i suchej masy arktycznej (głównie w NWCCD). Mimo, że obszarem źródłowym dla masy polarnej jest północny Atlantyk, to jest ona osuszona dzięki osiadaniu powietrza w rozbudowanym w kierunku północnym klinie wyżu Azorskiego. Wyraźny w dolnej i górnej troposferze, głęboki ośrodek niżowy z centrum nad północną częścią Niziny Wschodnio-Europejskiej wraz z zatoką niskiego ciśnienia sięgającą aż po Bałkany sprawia, że w typie NWCCD masa ta przemieszcza się nad Półwyspem Skandynawskim, pozostając stosunkowo sucha (ryc. 38). W typie SWCCD ośrodek niżowy lub większa ich grupa zlokalizowane są nad Półwyspem Skandynawskim i Europą Zachodnią przesuwając tor ruchu masy powietrza na obszary morskie, co skutkuje następnie jej większą wilgotnością w przyziemnej części troposfery (ryc. 39).

Wyniki analizy korelacyjnej temperatury powietrza wykazały, że w procesie kształtowania tej temperatury w typach SWCCD i NWCCD bardzo ważną rolę odgrywają uwarunkowania cyrkulacyjne. Wprost proporcjonalne oddziaływanie warunków termicznych powierzchni izobarycznej 850 hPa, na poziomie istotności $0 < \alpha < 0,001$, zaznacza się w typie SWCCD we wszystkich miesiącach zimowych, natomiast w NWCCD w grudniu i styczniu (tab.20). W lutym w typie NWCCD zależność tę zastępuje istotny wpływ współrzędnej X. Podobnie jak w innych typach cyrkulacji w SWCCD i NWCCD bardzo istotne jest także odwrotnie proporcjonalne oddziaływanie średniej wysokości terenu n.p.m., z sąsiedztwa od 100 do 500 m.

Tab. 20. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCCD i NWCCD w miesiącach zimowych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.

Źródło: opracowanie własne

			Grudzień		Styczeń		Luty	
zmienne	rodzaj wpływu		SWCCD	NWCCD	SWCCD	NWCCD	SWCCD	NWCCD
T850		+	***	***	***	***	***	
Położenie	X	-						***
	Y	-	***		***			***
ZasNE	500 m	+						**
	50 km						**	
ZasSE	30 km	-					***	
ZasSW	50 km	+	**					
ZasNW	500 m	-		**				
	5 km					***		
Zwartość formy	100 m	-		***		***		***
	200 m				***		***	
	500 m		***					

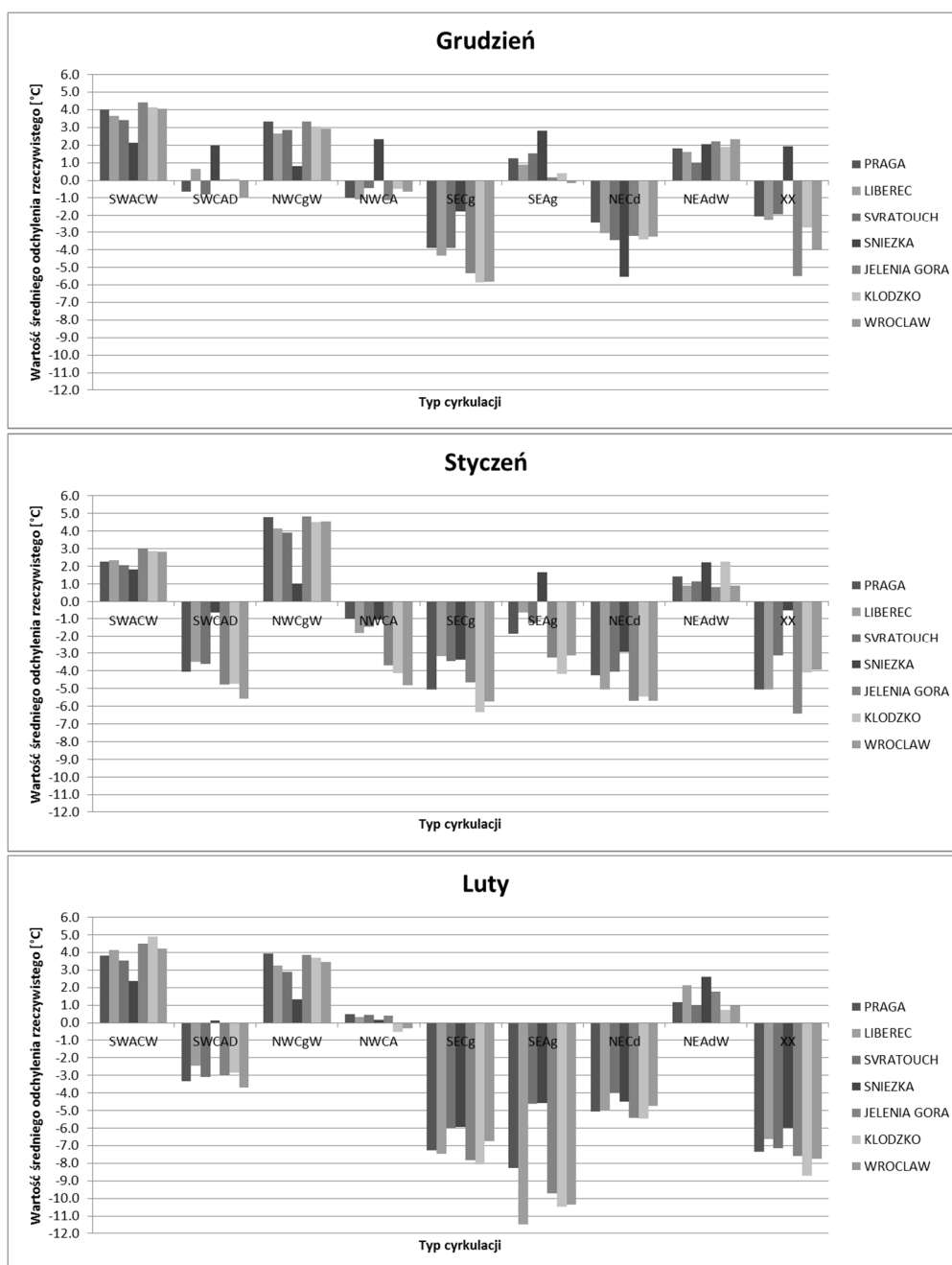
W przestrzennym różnicowaniu wartości temperatury powietrza w obu cyklonalnych suchych typach cyrkulacji ważną rolę odgrywa wyeksponowanie i zasłonięcie terenowe. W typie cyrkulacji SWCCD wprost proporcjonalna zależność od wyeksponowania z sektora SW ($0,001 < \alpha < 0,01$) oraz odwrotnie proporcjonalna z SE ($0 < \alpha < 0,001$) odpowiada kierunkowi napływu stosunkowo cieplej masy powietrza. W styczniu i w lutym wpływ tej adwekcji ciepła, pomimo częstej obecności zachmurzenia, uwidacznia się także poprzez istotne, odwrotnie proporcjonalne oddziaływanie szerokości geograficznej, wyrażonej przez współrzędną Y ($0 < \alpha < 0,001$). W typie NWCCD napływająca masa powietrza jest najczęściej zimna, stąd wpływ wyeksponowania z sektora NW jest odwrotnie proporcjonalny. Zależność ta wyraźna jest w grudniu dla odległości wskaźnika 500 m ($0,001 < \alpha < 0,01$) oraz w styczniu dla

5 km ($0 < \alpha < 0,001$). W typie SWCCD w lutym napływająca masa jest również relatywnie zimna, co odzwierciedla wprost proporcjonalny wpływ wyeksponowania z sektora NE dla odległości 50 km ($0,001 < \alpha < 0,01$). Kierunek oddziaływania w tej zależności odpowiada także roli dynamicznych efektów fenowych.

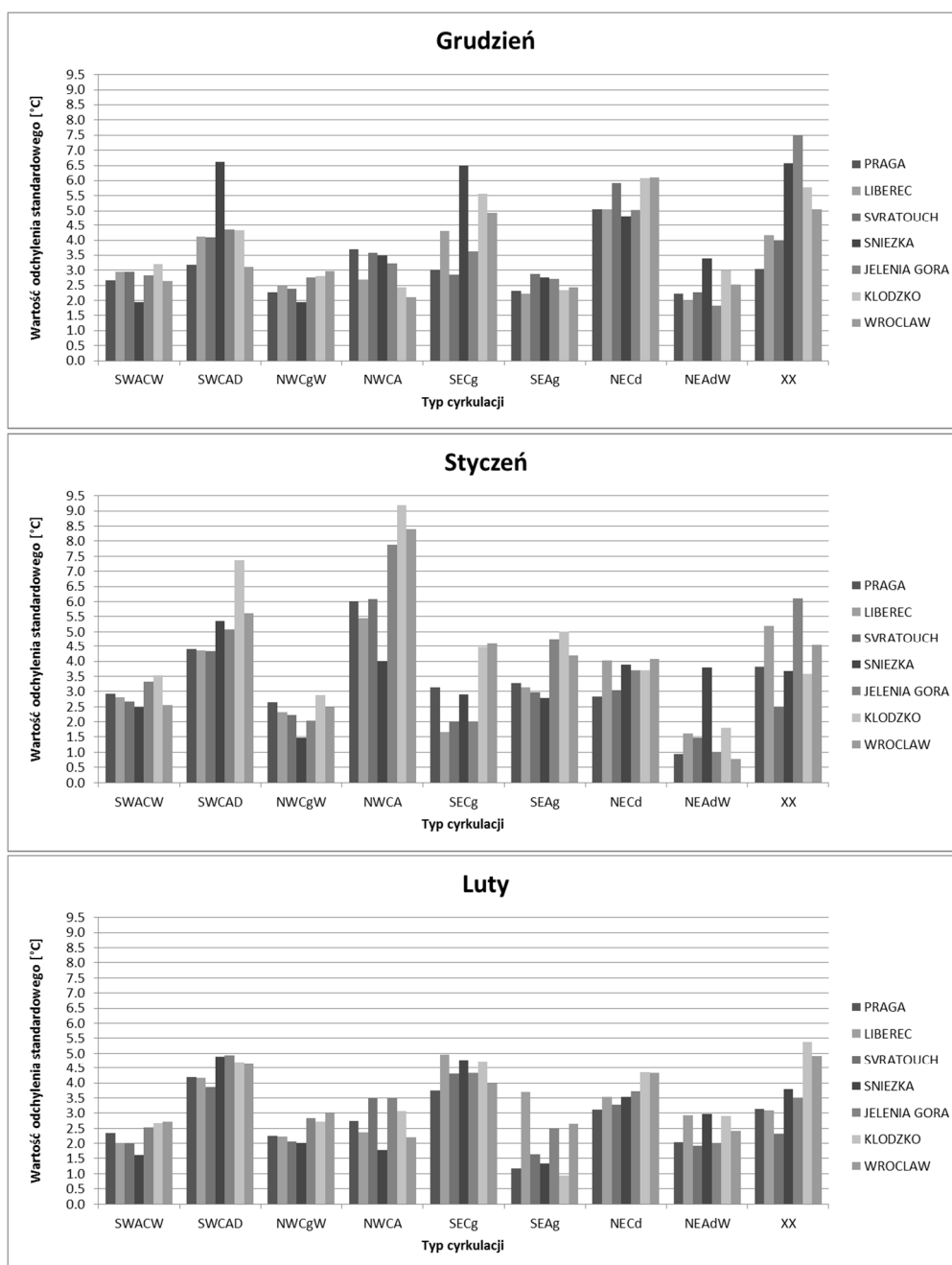
5.1.2. Pozostałe i zgrupowane typy cyrkulacji

Spośród typów cyrkulacji charakteryzujących się mniejszą niż 3% częstością w miesiącach zimowych wymienić należy 2 typy z sektora SW: SWACW i SWCAD, 4 typy z sektora NW: NWACW i NWCCW (zgrupowane do NWCgW) oraz NWCAD i NWCAW (zgrupowane do NWCA), jak i szereg typów reprezentujących sektor SE, NE i kierunki nieokreślone, zgrupowanych do SECg, SEAg, NECd, NEAdW oraz XX. Po przeprowadzonym grupowaniu typów jedynie w NWCgW frekwencja przekracza próg 3%, osiągając wartość 4,3%. W pozostałych przypadkach częstość występowania poszczególnych grup typów cyrkulacji mieści się w granicach od 1,1% (NWCA) do 2,2% (NECd). Pozostające poza grupowaniem typy SWACW i SWCAD występują w miesiącach zimowych w odpowiednio 2,5% i 1,8% przypadków. Niewielka częstość wymienionych kilkunastu typów lub ich zgrupowań powoduje, że wiarygodność statystyczna przeprowadzanych dla nich analiz korelacyjnych temperatury powietrza jest zdecydowanie niższa. Z tego powodu wyniki wspomnianych analiz zostały tu pominięte.

Graficzna prezentacja wielkości i kierunku średnich odchyłeń rzeczywistych (ryc. 40) oraz wielkości odchyłeń standardowych (ryc. 41) od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w zimie (XII-II) uwypatnia zróżnicowanie wielkości temperatury w rzadszych typach cyrkulacji, które wynikają głównie z odmiennej cyklonalności oraz wilgotności powietrza. Uwagę zwraca wyraźne podobieństwo odchyłeń w typie SWACW oraz w grupie typów NWCgW. W obu przypadkach, kierunki notowanych średnich odchyłeń rzeczywistych są dodatnie, a najniższe i najmniej zróżnicowane wartości odchyłeń temperatury (nie przekraczające wartości $2,5^{\circ}\text{C}$) obserwuje się na szczycie Śnieżki. Najwyższe, sięgające $5,0^{\circ}\text{C}$ wartości średnich odchyłeń rzeczywistych występują w obrębie kotlin górskich, przy czym w typie SWACW notuje się je w lutym, zaś w grupie NWCgW w styczniu. W każdym z rzadszych typów wyraźnie zaznacza się także zróżnicowanie wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych temperatury powietrza pomiędzy stokami dowietrznymi i zawietrznymi, będące wyrazem oddziaływania kierunku adwekcji ciepłych mas powietrza oraz wpływu dynamicznych procesów fenowych.

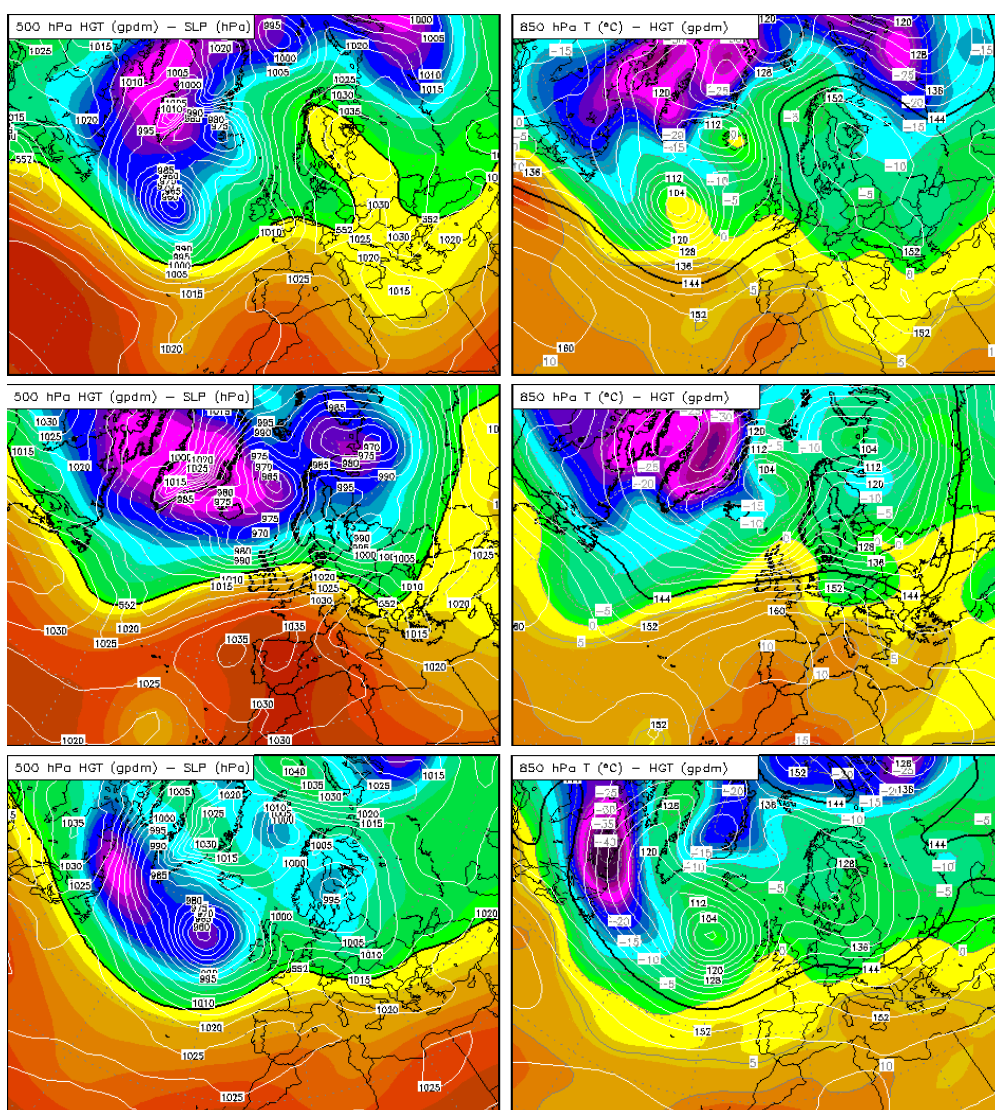


Ryc. 40. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w grudniu, styczniu i lutym dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.
Źródło: opracowanie własne



Ryc. 41. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w grudniu, styczniu i lutym dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.

Źródło: opracowanie własne



Ryc. 42. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w styczniu w typie cyrkulacji SWACD (góra), NWACD (środek) i NWCCW (dół). Źródło: www.wetterzentrale.de

Podobieństwo wielkości odchyleń temperatury powietrza w typach SWACW oraz grupie NWCgW związane jest z jednakowym obszarem źródłowym masy powietrza. W obu przypadkach obszar badań w górnej części troposfery pozostaje pod wpływem zatoki niżowej lub niżu, którego centrum przemieszcza się od północnego Atlantyku przez Wyspy Brytyjskie, Półwysep Skandynawski (w NWCCW także obszar Polski) aż po rosyjskie wybrzeże Oceanu Arktycznego. W typie NWCCW układ cyklonalny wyraźny jest także w dolnej troposferze (ryc. 42 dół), natomiast

w SWACW (ryc. 42 góra) i NWACW (ryc. 42 środek) nad obszarem Sudetów rozciąga się klin Wyżu Azorskiego, albo rozległy wyż z centrum nad środkową Europą lub wał wysokiego ciśnienia. We wszystkich tych sytuacjach nad obszar badań napływa relatywnie ciepła (od $-2,0^{\circ}\text{C}$ do $-6,0^{\circ}\text{C}$ w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa), a przede wszystkim wilgotna masa polarna. Największy ładunek wilgoci, a co za tym idzie także wpływ na wzrost wartości temperatury nad obszarem badań, posiadają masy powietrza charakterystyczne dla typu NWCCW. W typie NWACW i SWACW dolny antycyklon przyczynia się wprawdzie do dodatkowego osuszenia masy powietrza, jednakże najważniejszą rolę w tym procesie odgrywa pokonywanie kolejnych barier orograficznych w trakcie napływu masy nad obszar badań, co zaobserwować można szczególnie w typie SWACW.

Duży stopień podobieństwa, z uwagi na zgodność kierunku i zbliżone wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych (ryc. 40) oraz standardowych (ryc. 41) od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w zimie wykazują typy SWCAD oraz NWCAD i NWCAW, zestawione w grupie NWCA. Kierunek średnich odchyłeń rzeczywistych oraz stosunek wielkości odchyłeń pomiędzy stacją szczytową a stacjami położonymi poza wierzchowiną Sudetów wskazuje na istotną rolę procesu osiadania powietrza w górnym antycyklonie. Oddziaływanie fenu swobodnego w obrębie szczytu Śnieżki szczególnie wyraźnie zaznacza się, poprzez zwiększoną wartość odchylenia standardowego, w styczniu w typie SWCAD. Duża zmienność wielkości odchyłeń temperatury powietrza w poszczególnych miesiącach zimowych odpowiada zmianom częstości sytuacji z warstwą osiadającego powietrza o znacznej miąższości. W typie SWCAD frekwencja ta wynosi w grudniu 50,0% i nieznacznie wzrasta w styczniu (55,6%), by w lutym zmaleć do 33,3%. W grupie NWCA, sytuacje te dotyczą jedynie typu NWCAD, a ich częstość wynosi odpowiednio 40,0%, 66,6% oraz 0%.

Zaznaczyć należy, że wpływ osiadania powietrza w górnym antycyklonie powoduje wyraźne, dodatnie średnie odchylenia rzeczywiste temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w rejonie Śnieżki w grudniu, a także stosunkowo niewielkie w lutym (ryc. 40). W styczniu, pomimo znacznego udziału sytuacji z warstwą osiadającego powietrza, wartość średniego odchylenia rzeczywistego pozostaje ujemna. W stacjach zlokalizowanych poza partią szczytową notowane średnie odchylenia rzeczywiste są w większości ujemne. Uwagę zwraca także zróżnicowanie wielkości odchyłeń temperatury powietrza pomiędzy stacjami reprezentującymi stoki dowietrzne i zawietrzne, odzwierciedlające rolę kierunku napływu masy powietrza. W styczniu, z powodu dużego udziału adwekcji z kierunku zbliżonego do południowego w typie SWCAD oraz północnego w grupie NWCA, wyraźny wzrost wartości odchylenia standardowego notuje stacja w Kłodzku (ryc. 41). Wyjątkowo występujący w lutym w grupie NWCA, dodatni kierunek średniego odchylenia rzeczywistego

temperatury powietrza uwarunkowany jest tu znacznym udziałem wilgotnego typu NWCAW, którego przewaga nad suchym typem NWCAD jest pięciokrotna.

Kierunek i wielkość odchyłeń temperatury powietrza w typie cyrkulacji SWCAD i w grupie NWCA wskazują na ich duże podobieństwo z typami odpowiednio SWAAD oraz NWAAD. Potwierdza to analiza map barycznych. W typach suchych SWCAD i NWCAD różnice wynikają jedynie z cyklonalnego ugięcia izobar w dolnej troposferze. W obu typach wartość ciśnienia w dolnej troposferze jest dość wysoka, a obszar badań pozostaje w strefie przejściowej między słabnącym kontynentalnym wyżem z centrum nad Europą Wschodnią, ewentualnie klinem wyżu znad Rosji (SWCAD) lub rozbudowanym aż po północne krańce Europy klinem Wyżu Azorskiego (NWCAD), a układami niskiego ciśnienia wkraczającymi odpowiednio od obszaru Niemiec i Półwyspu Skandynawskiego. W obu przypadkach masa powietrza jest stosunkowo sucha i ciepła, szczególnie w typie SWCAD (od 2°C do 5°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa). W masie powietrza w typie NWCAD (od -6°C do -3°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa) pewna zawartość wilgoci w dolnej części troposfery przyczynia się do występowania sytuacji z zachmurzeniem podinwersyjnym. Relatywnie największą wilgotność powietrza obserwuje się w typie NWCAW, w którym napływająca znad Morza Północnego masa, z powodu mocno osłabionego wpływu klina Wyżu Azorskiego, nie jest już tak mocno osuszona. Rozkład przestrzenny charakterystycznych układów barycznych jest w tym typie cyrkulacji zbliżony do typu suchego NWCAD, stąd duże podobieństwo obejmuje także cechy termiczne masy powietrza na poziomie izobarycznym 850 hPa.

Spośród typów cyrkulacji z sektora SE, kształtujących zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza w miesiącach zimowych, wymienić należy głównie typ SEACD oraz SECCD, a także bardzo rzadki SECCW, zgrupowane do SECg. W liczniej reprezentowanej grupie SEAg najczęściej występującym jest typ SEAAD, a w grudniu także SEAAW, zaś w mniejszości pozostają typy SECAD i SECAW. Z uwagi na brak stałości stosunku poszczególnych typów, w grupie SEAg zaobserwować można największą zmienność kierunku i wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych (ryc. 40) i standardowych (ryc. 41) od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w zimie. W lutym, gdy grupę tę buduje jedynie typ suchy SEAAD, wyraźnie zaznacza się podobieństwo wielkości i kierunku średnich odchyłeń rzeczywistych do dość suchej grupy SECg (SECCD+SEACD). W sytuacji tej, a także w każdym innym zimowym miesiącu w grupie SECg, kierunek notowanych średnich odchyłeń rzeczywistych jest ujemny. Najmniejsze wartości odchyłeń dotyczą stacji zlokalizowanych w strefie szczytowej, zaś największe – stacji kotlinnych. W zróżnicowanych wielkościach odchyłeń na dowietrznym i zawietrznym stoku Sudetów wyraźnie zaznacza się także rola kierunku adwekcji masy powietrza. Szczególnie szybki wzrost wartości odchyłeń standardowych temperatury

powietrza dotyczy stacji wyeksponowanych od południa w miesiącach o zwiększonej częstotliwości adwekcji z kierunku zbliżonego do południowego.

W grupie SEAg, niezależnie od miesiąca, duży wpływ na zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza wywierają sytuacje z antycyklonalnym osiadaniami powietrza. Ich oddziaływanie w strefie szczytowej przyczynia się do znacznego wzrostu tej temperatury, skutkującego w grudniu i w styczniu dodatnim kierunkiem jej średnich odchyleń rzeczywistych od wartości średnich miesięcznych (ryc. 40). W grudniu dodatni kierunek średnich odchyleń rzeczywistych dotyczy także innych stacji sudeckich, co związane jest z przewagą udziału typów wilgotnych w grupie SEAg. Zróżnicowanie wielkości odchyleń standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza jest w tym czasie stosunkowo niewielkie (ryc. 41). W styczniu, kierunek średnich odchyleń rzeczywistych, na stacjach zlokalizowanych poza strefą szczytową, zmienia się na ujemny, a w układzie odchyleń standardowych zaznacza się wyraźne zróżnicowanie między stacjami reprezentującymi stok dowietrzny i zawietrzny. W lutym, z uwagi na zwiększoną częstość adwekcji z południa, największe wartości średnich odchyleń rzeczywistych i standardowych temperatury powietrza notuje się, podobnie jak w grupie SECg, na stacjach wyeksponowanych z tego kierunku.

Górne sytuacje cyklonalne w grupie typów cyrkulacji SECg związane są najczęściej z niżem z centrum nad Półwyspem Apenińskim lub Bałkańskim (SEACD, SECCW), a także sięgającą aż po teren Austrii zatoką niżu z centrum nad Uralem (SECCD). Obszar badań w dolnej troposferze znajduje się wtedy pod wpływem rozciągniętego w osi równoleżnikowej wyżu z centrum nad północną częścią Niziny Wschodnio-Europejskiej, ewentualnie Półwyspem Skandynawskim (SEACD), albo pod wpływem niżu z centrum nad Bałkanami (SECCW). Sytuacja przejściowa pomiędzy tymi układami, charakteryzująca się dość wysokim ciśnieniem, lecz już cyklonalnym ugięciem izobar, jest zaś typowa dla typu SECCD. W typach suchych nad Sudety napływa wtedy mocno osuszona masa o przewodze powietrza polarnego. W typie SEACD może ona składać się także z powietrza kontynentalnego, jest więc dość chłodna (od -7°C do -11°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa), a w SECCD już nieco cieplejsza (odpowiednio od -5°C do -8°C), z większą zawartością wilgoci w dolnej części troposfery. Stosunkowo najcieplejsze (od -4°C do 0°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa) i najbardziej wilgotne powietrze napływa podczas rzadkiego w zimie typu SECCW. Dodatkowym źródłem wilgoci dla napływającej tu masy polarnej jest Morze Śródziemne oraz Czarne.

W grupie typów SEAg, w górnej troposferze dominujący jest, rozciągnięty w osi południkowej, układ wyżowy z centrum nad wschodnią Polską lub Półwyspem Skandynawskim (SEAAD, SECAD) albo sięgający do tego obszaru klin wyżu znad Rosji (SEAAW, SECAW). Układy te widoczne są także w dolnej troposferze w typie

SEAAD, powodując napływ stosunkowo ciepłej (od -3°C do 1°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa) i mocno osuszonej masy polarnej. W SEAAW napływające powietrze jest w dużej mierze kontynentalne, jednakże z powodu bliskiej obecności niżu z centrum nad Półwyspem Bałkańskim, posiada także cechy powietrza polarnego. W efekcie masa ta jest stosunkowo chłodna i wilgotna (od -4°C do -6°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa). Osłabienie układów wyżowych w dolnej troposferze umożliwia układom niżowym z centrum nad Islandią i Wyspami Brytyjskimi na rozbudowę zatok niskiego ciśnienia, sięgających aż po południowy kraniec Półwyspu Bałkańskiego (SECAW) lub nieco bliżej – po Austrię i Węgry (SECAD), a w efekcie adwekcję powietrza polarnego. W pierwszym przypadku masa napływa nad Sudety znad Morza Śródziemnego, jest więc stosunkowo wilgotna i ciepła (od 2°C do 4°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa), w drugim zaś nieco chłodniejsza (odpowiednio od -1°C do 1°C) i bardziej sucha. Głównym powodem osuszenia powietrza w typie SECAD jest jego przemieszczanie się nad Alpami.

Spośród typów cyrkulacji z sektora NE, zebranych do grupy NECd, największy wpływ na różnicowanie przestrzenne temperatury powietrza w miesiącach zimowych, ze względu na swój przeważający udział, ma typ NECCD. W styczniu na znaczeniu zyskuje także NECAD, zaś w lutym NECCW. Stosunkowo najrzadziej występującym typem cyrkulacji jest NECAW. W mniej licznej grupie NEAdW stosunek typów NEAAW i NEACW jest w styczniu i w grudniu dość wyrównany, a w lutym grupę tę tworzy jedynie typ NEAAW. Z uwagi na wymieniony powyżej skład poszczególnych grup, różnice w kształtowaniu przez nie zróżnicowania temperatury powietrza wynikają nie tylko z odmiennej cyklonalności dolnej, ale i wilgotności masy powietrza. Różnice te najłatwiej zaobserwować można analizując kierunki i wartości średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w miesiącach zimowych (ryc. 40). W grupie NECd pozostają one ujemne przez cały okres zimy, natomiast w NEAdW wartości tych odchyłeń są zawsze dodatnie.

Zmienny w ciągu sezonu zimowego udział typów suchych i wilgotnych w grupie NECd jest główną przyczyną notowanych zmian wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych i standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza. W styczniu, gdy przewaga typów suchych jest czterokrotna, największe wartości średnich odchyłeń rzeczywistych dotyczą stacji kotlinnych, zaś najmniejsze szczytowych (ryc. 40). Wyraźnie zaznacza się zróżnicowanie wartości średnich odchyłeń rzeczywistych pomiędzy stokami dowietrznymi i zawietrznymi, a także wzrost wartości odchyłeń standardowych na stacjach eksponowanych z kierunku północnego (ryc. 41). W pozostałych miesiącach w grupie NECd przewaga typów suchych jest około dwukrotna, co skutkuje mniejszym zróżnicowaniem wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych temperatury powietrza między stacjami. W lutym wielkości

odchyłeń standardowych wzrastają na stokach dowietrznych, podczas gdy w grudniu uwagę zwracają wyraźnie większe, sięgające od 5°C do 6°C, wartości tych odchyłeń notowane w obrębie całego pasma. Wzrost wielkości odchyłeń spowodowany jest tu przez pojedynczą reprezentację poszczególnych typów w grupie, stąd szersza analiza wielkości odchyłeń temperatury oraz ich rozrzutu jest w tym przypadku nieuzasadniona.

Za zróżnicowanie wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych i standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w wilgotnej grupie NEAgW w dużym stopniu odpowiada częstość sytuacji z osiadaniami powietrza. Najwięcej, bo 37,5% takich przypadków dotyczy stycznia, co wyraźnie odzwierciedla się we wzroście wartości średniego odchylenia rzeczywistego (ryc. 40) i standardowego (ryc. 41) obrębie Śnieżki. Znaczny wzrost wartości temperatury powietrza na tej stacji obserwuje się także w lutym, gdy częstość sytuacji z osiadaniami sięga 14,3%, a grupę NEAgW reprezentuje jedynie typ NEAAW. W grudniu, największe wartości średnich odchyłeń rzeczywistych notuje się dla stacji zlokalizowanych na nawietrznej stronie pasma, co odzwierciedla rolę kierunku adwekcji stosunkowo cieplej masy powietrza. W każdym z miesięcy zimowych w grupie NEAgW dość wysokie wartości odchyłeń standardowych temperatury powietrza notuje się zaś oprócz stacji w partii szczytowej, także w niżej położonych stacjach wyeksponowanych z kierunku północnego, co wskazuje na dużą częstość adwekcji z tego sektora kierunkowego.

Położenie centrum układu niskiego ciśnienia w dolnej części troposfery w grupie NECd związane jest najczęściej z obszarem Półwyspu Apenińskiego. W typach cyrkulacji NECCD i NECCW jest on widoczny także w górnej części troposfery, przy czym w NECCD jest on dość głęboki i rozciągnięty w kierunku północno-wschodnim, wpływając na górną adwekcję zimnej i suchej masy arktycznej. W typie NECCW ten górny niż jest płytszy i mniej rozległy, z adwekcją wilgotnej masy polarnej. W dolnej części troposfery klin Wyżu Azorskiego i Wyżu znad Rosji łączą się nad Skandynawią w wał wysokiego ciśnienia, przez co blokują dolny napływ powietrza odpowiednio arktycznego i polarne, umożliwiając zaś adwekcję masy kontynentalnej. W efekcie napływu różnych mas, powietrze docierające nad obszar Sudetów jest w typie NECCD suche i chłodne (od -12°C do -10°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa), natomiast w NECCD stosunkowo bardziej ciepłe (odpowiednio od -6°C do -4°C) i wilgotne. W typach NECAD i NECAW opisywane układy wysokiego ciśnienia są bardzo wyraźne w górnej troposferze, obejmując swym zasięgiem także obszar badań. W dolnej troposferze wpływ układu niżowego zaznacza się wtedy mniej wyraźnie. Ugięcie izobar nad Sudetami ma charakter cyklonalny, a nad obszar badań, pozostający pod wpływem dość wysokiego ciśnienia, napływa powietrze o cechach termiczno-wilgotnościowych zbliżonych do odpowiednich typów NECCD i NECCW.

Za cyrkulację w wilgotnej grupie NEAdW w dolnej troposferze odpowiada głównie rozciągnięty w osi równoleżnikowej rozległy układ wyżowy z centrum nad Wyspami Brytyjskimi, sięgający klinem aż po środkową Skandynawię. Przemieszczające się wzdłuż jego północnych krańców układy niżowe wpływają na adwekcję wilgotnej masy polarnej. W typie NEAAW, wyż nad obszarem badań wyraźny jest także w górnej troposferze, więc adwekcja tej stosunkowo ciepłej masy (od -3°C do 3°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa) jest wyraźna w całym profilu troposfery. W typie NEACW górna sytuacja baryczna, z ośrodkiem niżowym z centrum nad Półwyspem Apenińskim sprawia, że napływająca masa ma cechy zarówno powietrza polarno-morskiego, jak i kontynentalnego. W efekcie powietrze jest wilgotne i dość chłodne (w styczniu od -8°C do -6°C).

Najmniej liczna grupa typów cyrkulacji XX w miesiącach zimowych składa się przeważnie z typów antycyklonalnych dolnych: XXAAD, XXAAW, XXACD. W grudniu jest ona uzupełniona przez typ antycyklonalny górny XXCAD. Sporadycznie, w każdym z miesięcy zimowych zaznacza się także udział typu cyklonalnego XXCCW. Znaczna przewaga typów antycyklonalnych ma wpływ na kierunek i zróżnicowanie wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych (ryc. 40) i standardowych (ryc. 41) od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w grupie XX. Szczególnie wyraźnie zaznacza się to w grudniu i styczniu, gdy znaczna częstość sytuacji z warstwą osiadającego powietrza o dużej miąższości w dolnej troposferze (odpowiednio 83,3% i 71,4%) powoduje wyraźny wzrost wartości temperatury w obrębie Śnieżki. W grudniu, oddziaływanie to sprawia, że notowany kierunek średnich odchyłeń rzeczywistych od wartości średnich miesięcznych jest na Śnieżce dodatni. W obrębie pozostałych stacji, niezależnie od miesiąca, kierunek średnich odchyłeń rzeczywistych pozostaje ujemny. W lutym, gdy miąższość warstwy osiadającego powietrza jest mniejsza, zróżnicowanie wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych między stacjami zlokalizowanymi na formach wklęsłych i wypukłych jest niewielkie. W każdym z miesięcy zimowych największe wartości odchyłeń standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza obserwuje się w obrębie stacji kotlinowych.

Typy cyrkulacji z grupy XX stanowią typy tzw. „bezaadwekcyjne”, z uwagi na położenie w polu ciśnienia o bardzo małym gradiencie poziomym. W typie XXAAD jest to centrum rozległego, wyraźnego w całym profilu troposfery, wyżu z centrum nad Środkową Europą, zaś w XXAAW układu nieco bardziej rozciągniętego w osi równoleżnikowej, którego centrum związane jest z Wyspami Brytyjskimi. W obu przypadkach nad obszarem badań obserwuje się intensywny proces osiadania powietrza, które w XXAAD jest stosunkowo ciepłe (od -3°C do 0°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa) i suche, zaś w XXAAW nieco chłodniejsze (odpowiednio od -6°C do -4°C) i bardziej wilgotne. W typie XXACD centrum niżu w dolnej troposferze rozciągnięte jest w osi od Wysp Brytyjskich aż po wschodnie

krańce Ukrainy, podczas gdy w górnej troposferze obszar badań pozostaje pod wpływem bardzo płytkiej zatoki niżowej. W efekcie, podobnie jak w typach górnych i dolnych antycyklonalnych, w typie XXACD powietrze intensywnie osiada, czemu sprzyja jego niska temperatura (od -13°C do -10°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa) oraz niewielka wilgotność. Rozkład układów barycznych w typie XXCAD jest bardzo podobny do XXAAD, przy czym centrum wyżu jest przesunięte nieco w kierunku wschodnim. Obszar badań pozostaje wtedy pod wpływem wysokiego ciśnienia, jednakże z powodu równoczesnego oddziaływania płytkiego niżu z centrum nad zachodnimi krańcami Półwyspu Iberyjskiego, izobary charakteryzują się tu ugięciem cyklonalnym (zatoka). Powietrze osiadające nad Sudetami jest w tej sytuacji suche oraz ciepłe (od 0°C do 3°C w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa). Typ dolny i górny cyklonalny XXCCD obejmuje sytuacje z siodłem barycznym o różnej konfiguracji przestrzennej ośrodków wyżowych i niżowych, dlatego też warunki termiczne towarzyszących mu stosunkowo suchych mas powietrza charakteryzują się znaczną zmiennością.

5.1.3. Podsumowanie

1. Najczęstszymi typami cyrkulacji w miesiącach zimowych, w których obserwuje się zróżnicowanie przestrzenne średniej dobowej temperatury powietrza są typy antycyklonalne suche SWAAD, NWAAD i NEAAD, antycyklonalne wilgotne NWAAW i SWAAW, suche antycyklonalne dolne i cyklonalne górne SWACD, NWACD i NEACD, wilgotne cyklonalne dolne SWCCW i SWCAW oraz suche typy cyklonalne SWCCD i NWCCD.

2. Największe zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza dotyczy typów antycyklonalnych suchych i mokrych w których osiadanie powietrza powoduje inwersję temperatury w dolnych warstwach troposfery. W efekcie zaburzeniu ulega schemat adiabatycznego spadku temperatury wraz z wysokością.

3. Na wielkość zróżnicowania temperatury w poszczególnych typach antycyklonalnych w miesiącach zimowych wpływ ma częstość i miąższość warstwy inwersji, która warunkuje inicjowanie efektów fenowych – swobodnego, zmniejszającego gradient hipsometryczny temperatury oraz swobodno-dynamicznego, wprowadzającego dychotomiczny rozkład temperatury na stokach dowietrznych i zawietrznych.

4. W typach antycyklonalnych wilgotnych oraz typie suchym z sektora NW zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza między obszarami reprezentującymi odmienne (wklęsłe i wypukłe) formy terenu jest mniejsze niż w odpowiednich typach suchych z sektora SW, SE czy NE. Stosunkowo większa wilgotność napływającej masy powietrza w tych typach sprzyja formowaniu buforowej warstwy zachmurzenia podinwersyjnego.

5. Rola wysokości n.p.m. w kształtowaniu rozkładu przestrzennego temperatury powietrza w miesiącach zimowych jest dwójaka. Z jednej strony wraz ze spadkiem

wysokości obserwuje się adyabatyczny spadek temperatury powietrza wraz z wysokością, dlatego w dużej liczbie typów cyrkulacji zaznacza się istotny wpływ wysokości już w najmniejszej analizowanej skali przestrzennej (100 m odległości sąsiedztwa). Z drugiej strony zwarta i wyniosła bariera górską (wskaźniki zwartości do 50 km odległości sąsiedztwa) sprzyja formowaniu się dychotomicznego rozkładu temperatury powietrza na dowietrznych i zawietrznych stokach pasma w warunkach słabej adwekcji lub przy intensyfikacji procesów fenowych.

6. Na szczególne predyspozycje do kształtowania odmiennego rozkładu temperatury powietrza na stokach pasma górskiego o przeciwległej ekspozycji cyrkulacyjnej, w miesiącach zimowych, wskazuje wysoka istotność oddziaływania zasłonięcia i wyeksponowania cyrkulacyjnego terenu. W większości analizowanych typów cyrkulacji dotyczy ona wskaźników zasłonięcia rozpatrywanych w dużych skalach przestrzennych (30 – 50 km). Wpływ efektów fenowych, na dychotomię rozkładu temperatury, wyrażany poprzez wysoką istotność oddziaływania zasłonięcia i wyeksponowania, zaznacza się w mniejszej skali przestrzennej – od 100 m do 1 km.

7. Częstość i trwałość procesów fenowych odpowiada głównie za zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza w miesiącach zimowych w wilgotnych, dolnych cyklonalnych typach cyrkulacji z sektora SW. W przypadku adwekcji zgodnej z przebiegiem osi dolin we wspomnianych typach cyrkulacji dochodzi do kanalizowania przepływu, skutkującego małymi wahaniami dobowymi temperatury w ich obrębie, a w efekcie ogólnym wzrostem jej średniej wartości dobowej. Zależności te odzwierciedla, w analizowanych równaniach przestrzennych, wysoka istotność odwrotnie proporcjonalnego wpływu szerokości geograficznej.

8. Istotność czynników morfometrycznych, związanych z ilością dopływającego promieniowania słonecznego (ekspozycja, nachylenie stoku), jest w miesiącach zimowych niewielka i dotyczy tylko tych typów, w których częstość występowania pogody solarnej jest największa (np. SWAAD, NEAAD w lutym, NWACD w styczniu). W efekcie zwiększonej częstości występowania fenu swobodnego obserwuje się w nich także, istotny wpływ wklęsłości i wypukłości formy terenu.

9. Odwrotnie proporcjonalna zależność wielkości temperatury powietrza od odległości od Oceanu Atlantyckiego zaznacza się wyraźnie we wszystkich wilgotnych typach cyrkulacji z sektora NW, rzadziej zaś z SW, z uwagi na dominację przetransformowanych mas powietrza. W miesiącach zimowych wilgotne masy powietrza są stosunkowo ciepłe, dlatego niezależnie od typu cyklonalności, średnie odchylenia rzeczywiste od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w wilgotnych typach cyrkulacji są dodatnie. Odchylenia ujemne notuje się najczęściej w typach suchych, przy czym najniższe temperatury obserwuje się w SWACD, NWACD i NEACD. Znacznym spadkiem temperatury powietrza sprzyja szczególnie długo-trwałe utrzymywanie się tych typów cyrkulacji.

10. Istotny wpływ średniej miesięcznej temperatury powierzchni izobarycznej 850 hPa na rozkład przestrzenny średniej miesięcznej temperatury powietrza przy powierzchni ziemi w miesiącach zimowych obserwuje się prawie jedynie w suchych typach cyrkulacji: SWACD, NWACD, NEAAD oraz SWCCD i NWCCD. Na obserwowane zależności oddziaływać może dość duża częstość suchych typów cyrkulacji w analizowanych miesiącach zimowych.

5.2. Wiosna

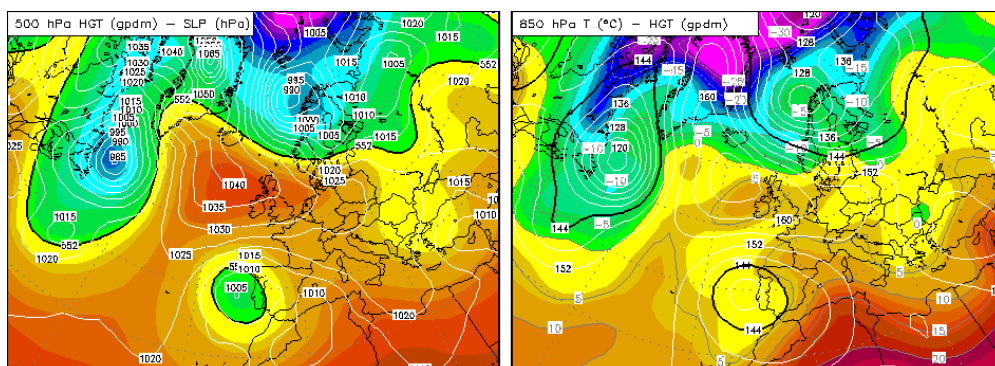
5.2.1. Najczęstsze typy cyrkulacji

Grupę najczęstszych typów cyrkulacji w miesiącach wiosennych tworzy 11 spośród 12 typów dominujących w miesiącach zimowych. Na wiosnę na znaczeniu traci typ NEACD, osiągając częstość 2,3%. Największą frekwencję mają w tym czasie typy: NWAAD (11,1%) i SWAAW (10,1%), zaś nieco mniejszą NWACD (9,0%), SWCAW (7,6%), NWAAW (7,5%) oraz SWAAD (6,9%), SWACD (6,4%) i SWCCW (6,1%), a więc wszystkie typy współtworzące grupę najczęstszych typów rocznych (por. 4.3.1. *Częstość typów cyrkulacji atmosferycznej*). Poniżej progu 5% klasyfikują się typy SWCCD, NEAAD i NWCCD, osiągając kolejno 4,6%, 4,2% oraz 3,7% częstości.

Ogólny rozkład przestrzenny układów barycznych, charakterystyczny dla najczęstszych typów cyrkulacji w zimie (por. 5.1.1.) jest typowy także w pozostałych porach roku. Porównanie cech sytuacji barycznej odpowiedniej dla zimy i wiosny wskazuje jednakże na kilka istotnych różnic między nimi. W kontynentalnych układach antycyklonalnych, niezwiązanych z klinem Wyżu Azorskiego, charakterystycznych dla typu SWAAD i częściowo SWACD i NEAAD, oraz w rozciągniętych równoleżnikowo wałach wysokiego ciśnienia, typowych dla SWAAW, notuje się na wiosnę niższe wartości ciśnienia (ryc. 44). W typach cyrkulacji z sektora NW, zależnych od rozwoju klina Wyżu Azorskiego, nie obserwuje się istotnych zmian wartości ciśnienia, jednakże sam układ sięga wyższych szerokości geograficznych. W rezultacie, adwekcja mas powietrza, szczególnie w typie cyrkulacji NWAAW, częściej zbliża się do kierunku północnego (ryc. 43). Zauważalna zmiana wartości ciśnienia, w stosunku do notowanej w miesiącach zimowych, zachodzi na wiosnę w układach niżowych. Cyklony charakterystyczne dla wilgotnych typów cyrkulacji SWCAW i SWCCW są zdecydowanie płytsze (ryc. 45). W cyklonalnych typach suchych SWCCD i NWCCD obserwuje się zaś zmniejszenie kontrastu barycznego pomiędzy charakterystycznymi układami barycznymi.

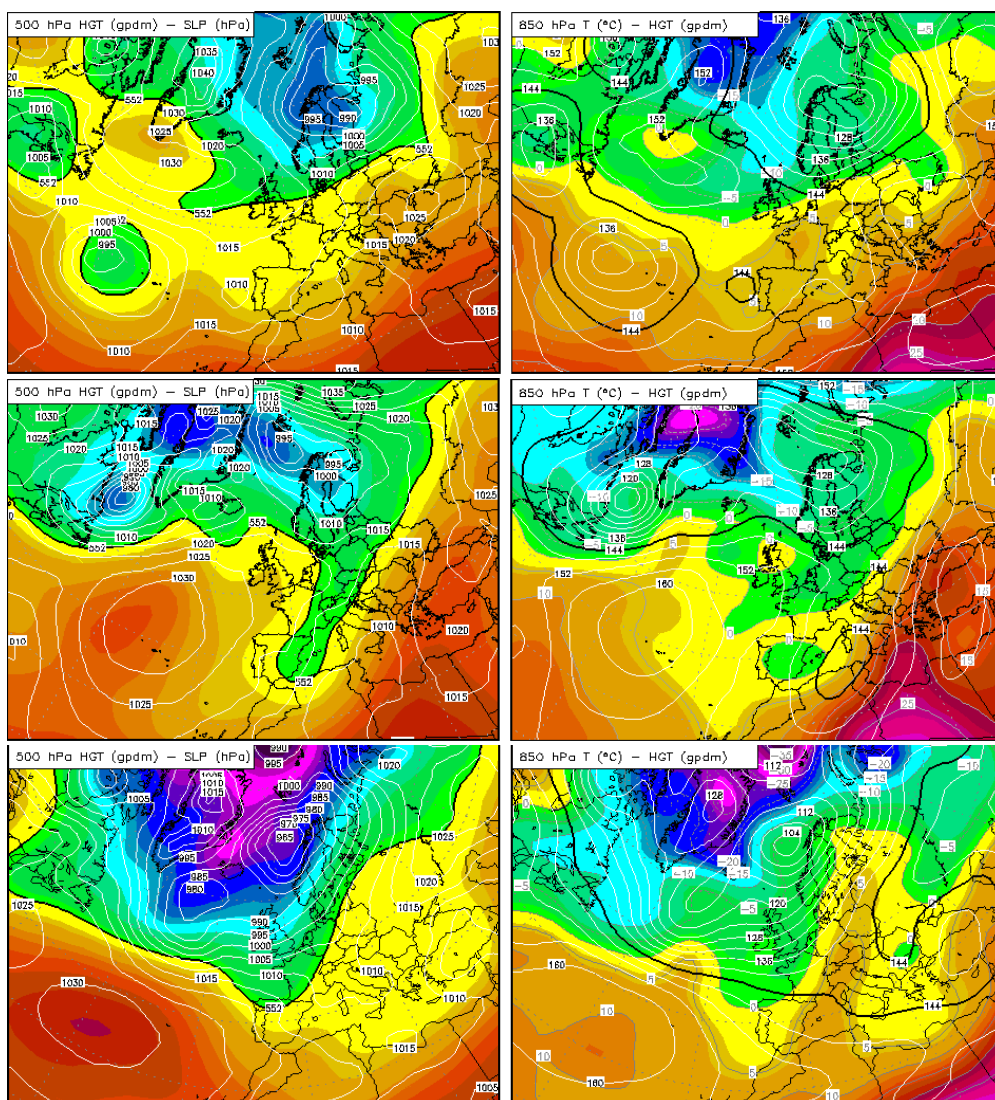
Na wiosnę zmianie ulega także długość okresu oddziaływania poszczególnych układów barycznych na obszar badań. W stosunku do pozostałych miesięcy wiosennych, w marcu notuje się dość dużą zmienność typów cyrkulacji z dnia na dzień. Dla części antycyklonalnych typów cyrkulacji, głównie SWAAW, SWACD

i SWCAW, w kwietniu i maju wyraźnie zaznacza się zaś zwiększona częstość sytuacji, gdy ten sam typ występuje w ciągu dwóch i więcej kolejnych dni. W kwietniu dotyczy to także typu SWAAD, a w maju NWAAD. We wszystkich wymienionych typach cyrkulacji zwiększenie okresu oddziaływania jest wyraźne także w stosunku do miesięcy zimowych, przy czym największe różnice dotyczą typów górnych i dolnych antycyklonalnych suchych (SWAAD i NWAAD). W pozostałych, spośród najczęstszych typów cyrkulacji, okres ich wpływu nie zmienia się diametralnie lub wyraźnie maleje (SWCCD, NWCCD).



Ryc. 43. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji NWAAW w kwietniu.
Źródło: www.wetterzentrale.de

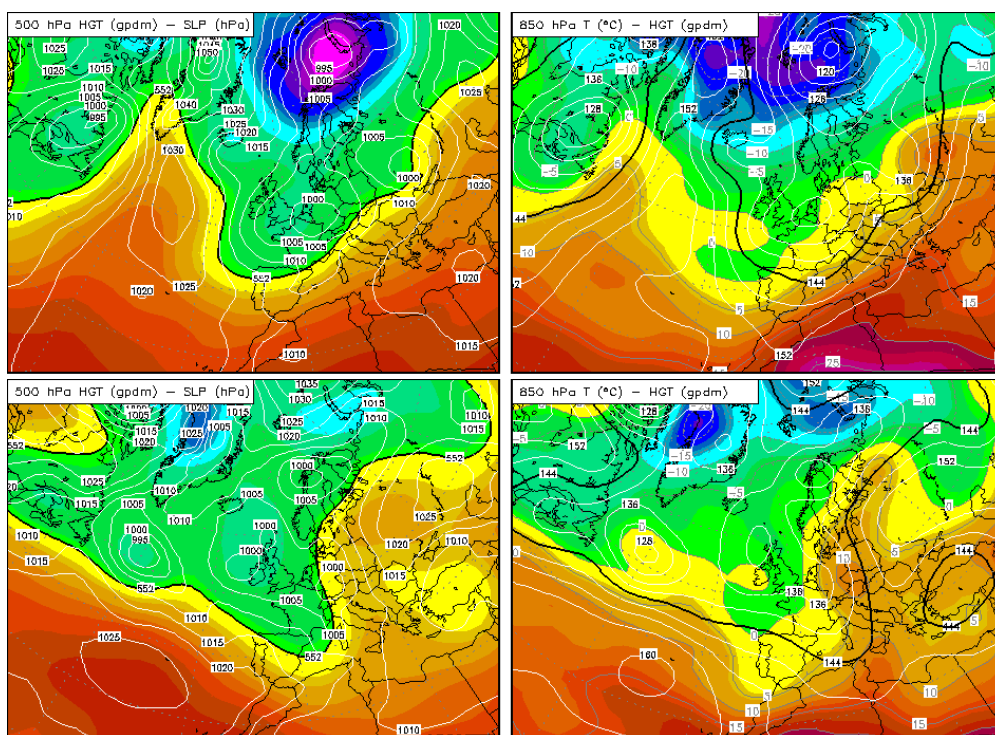
Zachodząca zmiana warunków oświetleniowych modyfikuje sumę całkowitego promieniowania słonecznego nie tylko w obszarze badań, ale i w obszarach źródłkowych dla mas powietrza. Dzięki temu napływające masy powietrza są zazwyczaj znacznie cieplejsze niż zimą. Temperatury powietrza notowane na powierzchni izobarycznej 850 hPa w kwietniu w obrębie obszaru badań wynoszą w typach antycyklonalnych odpowiednio od 4°C do 10°C w typie SWAAD, od -3°C do 4°C w NWAAD, od 2°C do 10°C w SWAAW oraz od 1°C do 7°C w typie NWAAW. W najchłodniejszych typach cyrkulacji sięgają one odpowiednio od -5°C do 1°C w SWACD i od -8°C do -3°C w NWACD oraz od -4°C do -1°C w NEAAD, zaś w suchych typach cyklonalnych SWCCD i NWCCD odpowiednio od -5°C do -1°C oraz od -6°C do -3°C. Temperatura notowana w wilgotnych typach dolnych cyklonalnych jest zawsze dodatnia i sięga od 2°C do 12°C w SWCAW oraz od 2°C do 8°C w SWCCW.



Ryc. 44. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji SWAAD (góra), SWACD (środek) i SWAAW (dół) w kwietniu. Źródło: www.wetterzentrale.de

Malejący udział sytuacji z warstwą osiadania o znacznej miąższości w typie cyrkulacji SWAAD odzwierciedla się w zmiennym kierunku średnich odchyleń rzeczywistych (ryc. 47) oraz wielkości odchyleń standardowych temperatury powietrza od wartości średnich miesięcznych po zawietrznej stronie pasma Sudetów (ryc. 48). Średnie odchylenia rzeczywiste temperatury notowane na południowo-zachodnim skłonie Sudetów są na wiosnę dodatnie, a wielkość odchyleń standardowych w kwietniu i maju jest średnio o $0,6^{\circ}\text{C}$ wyższa od wartości notowanych na skłonie

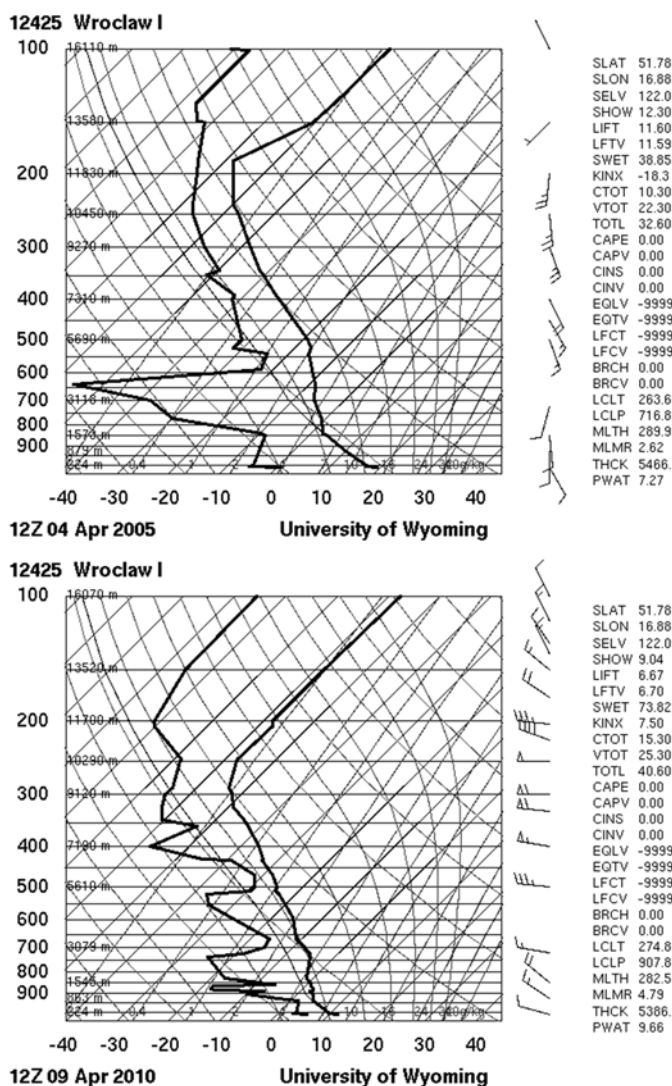
NE. We wszystkich miesiącach wiosennych największe wartości odchyłeń standardowych, sięgające od 4°C (kwiecień, maj) do 5°C (marzec), notuje się w obrębie najwyższych szczytów górskich (wpływ fenu swobodnego), przy czym w marcu sytuacja ta dotyczy również niższych szczytów. W miesiącu tym szczególnie wyraźnie zaznacza się także ujemna wartość średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza w Kotlinie Kłodzkiej, będąca wynikiem uwarunkowanej orograficznie, utrudnionej wymiany cyrkulacyjnej powietrza (ryc. 47, ryc. 48). W kwietniu, gdy wpływ antycyklonu, charakterystycznego dla typu SWAAD, obejmuje często kilka kolejnych dni, podobna sytuacja dotyczy także innych stacji po zawietrznej stronie pasma.



Ryc. 45. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji SWCCW (góra) i SWCAW (dół) w kwietniu. Źródło: www.wetterzentrale.de

Przez cały okres wiosny utrzymuje się ujemny kierunek średnich odchyłeń rzeczywistych od średniej miesięcznej wartości temperatury powietrza w typie NWAAD (ryc. 47). Najwyższe, bo sięgające około 4°C, wartości odchyłeń standardowych obserwuje się niezmiennie w obrębie szczytów górskich, pozostających pod wpływem fenu swobodnego (ryc. 48). Podobnie jak w typie SWAAD, w marcu zaznacza się także wyraźnie wyższe odchylenie standardowe temperatury na obszarze

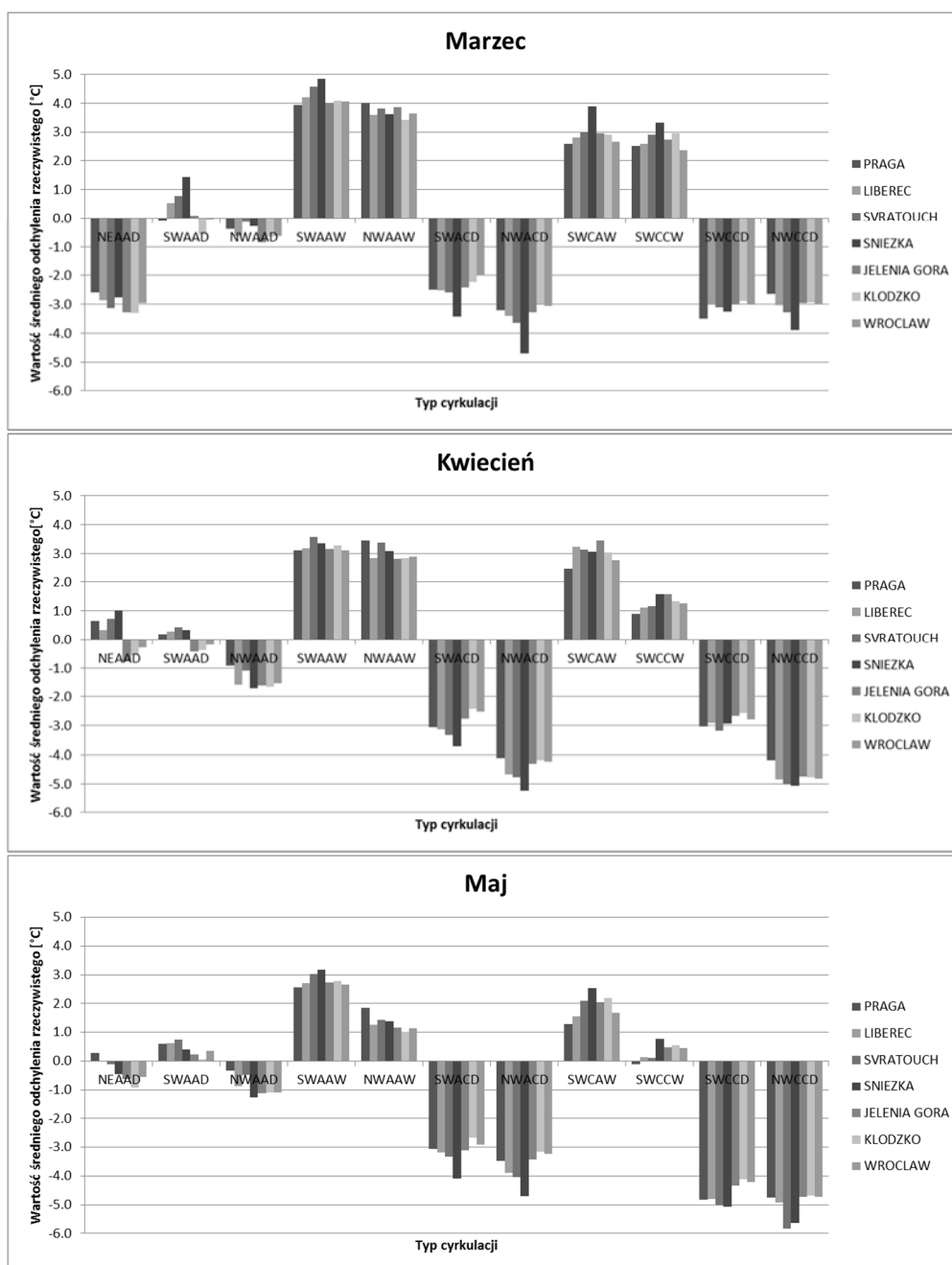
Kotliny Kłodzkiej. Różnica wielkości odchyłeń standardowych między dowietrznym i zawietrznym skłonem pasma Sudetów największa jest w kwietniu i wynosi około $0,5^{\circ}\text{C}$. Większe wartości odchyłeń notowane są wówczas na dowietrznym skłonie pasma Sudetów. W maju różnica wartości tych odchyłeń między stokami sięga jedynie $0,2^{\circ}\text{C}$, natomiast w marcu nie występuje lub jest nieistotna ($<0,1^{\circ}\text{C}$).



Ryc. 46. Przykładowe diagramy aerologiczne dla typu cyrkulacji SWAAD (góra) i NWAAD (dół) w kwietniu

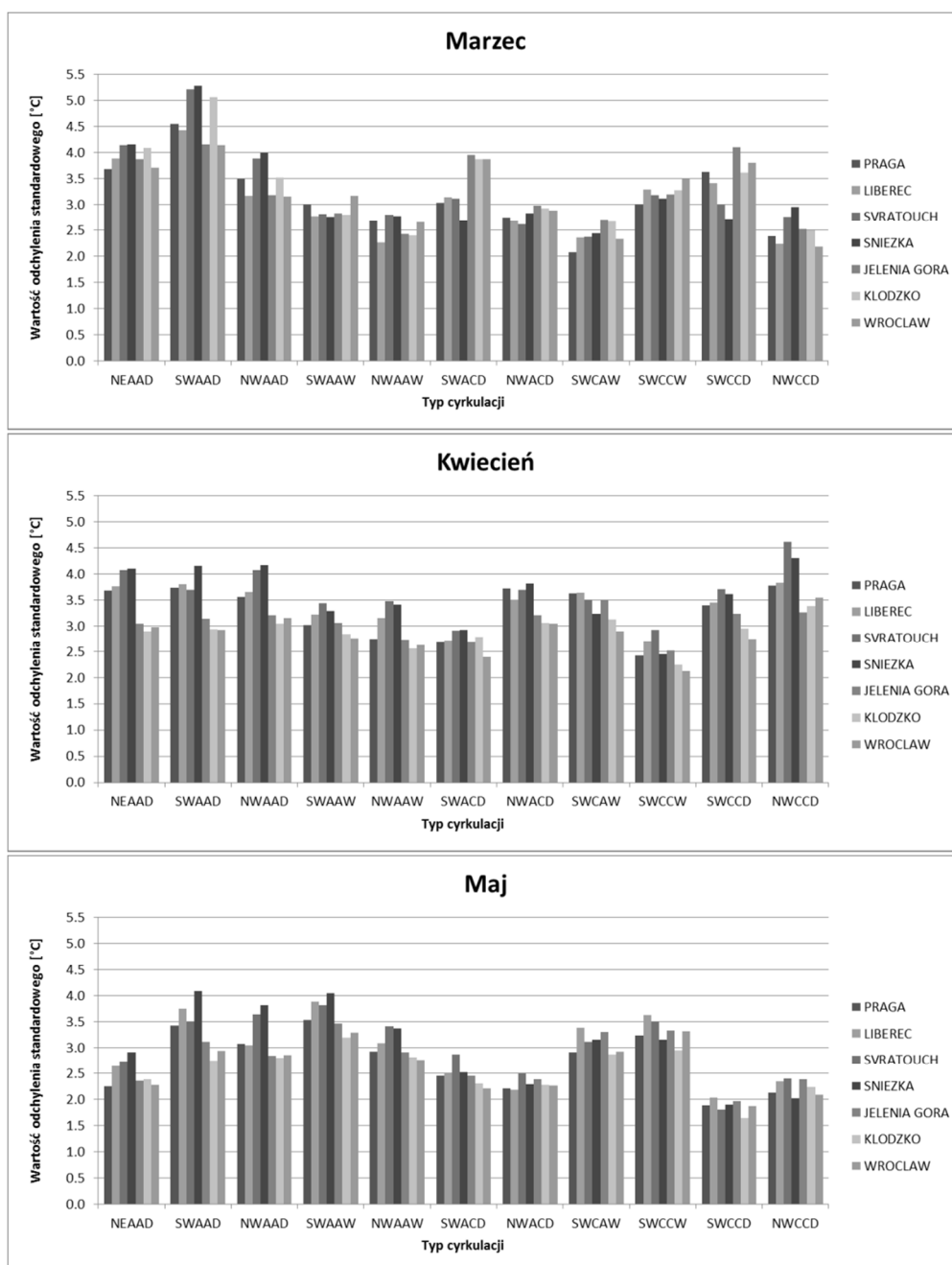
Źródło: www.weather.uwyo.edu

(diagramy użyto za zgodą University of Wyoming, Department of Atmospheric Science)



Ryc. 47. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w marcu, kwietniu i maju dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.

Źródło: opracowanie własne



Ryc. 48. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w marcu, kwietniu i maju dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.

Źródło: opracowanie własne

W przeciwieństwie do typu NWAAD w typie NEAAD występuje wyraźna zmienność kierunku oraz wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych (ryc. 47) i standardowych (ryc. 48) od wartości średnich miesięcznych. W marcu zaobserwować można wpływ częstszej adwekcji chłodnego powietrza z kierunku zbliżonego do północnego, co skutkuje większymi odchyleniami standardowymi temperatury (około 4°C), przy jej stosunkowo niewielkim zróżnicowaniu przestrzennym. Wartości średnich odchyłeń rzeczywistych są w tym przypadku ujemne w obrębie całego obszaru badań. W kolejnych miesiącach wiosennych, gdy na znaczeniu zyskuje wschodni kierunek adwekcji, wielkość odchyłeń standardowych zmniejsza się o ponad 1°C . Wyraźny staje się także wpływ swobodno-dynamicznych efektów fenowych. W wyniku ich oddziaływania kształtuje się różnica odchyłeń temperatury powietrza pomiędzy stokami dowietrznymi i zawietrznymi, sięgająca w kwietniu około 1°C , zaś w maju $0,5^{\circ}\text{C}$. Ich wpływ zaznacza się także w dodatnich wartościach średnich odchyłeń rzeczywistych notowanych w kwietniu na Śnieżce oraz na zawietrznym skłonie Sudetów (ryc. 47).

Bliskie, pod względem termicznych i wilgotnościowych właściwości mas powietrza, typy SWAAW i NWAAW związane są w miesiącach wiosennych z dodatnimi średnimi odchyleniami rzeczywistymi od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza (ryc. 47). Wielkości ich odchyłeń standardowych są zbliżone i najczęściej, wahają się od $2,3^{\circ}\text{C}$ do $3,5^{\circ}\text{C}$. Najmniejsze różnice między tymi typami zaobserwować można w kwietniu (ryc. 48). W marcu w obu typach cyrkulacji uwagę zwracają niższe wartości odchyłeń standardowych od wartości średnich miesięcznych w obrębie kotlin górskich, jako miejsc predysponowanych do zalegania chłodnego powietrza. W typie SWAAW dodatkowy wpływ wywiera wtedy także częstsza obecność podinwersyjnego zachmurzenia, obniżająca wartości odchyłeń temperatury powietrza w partii wierzchwinowej. Wzrost różnicy wartości odchyłeń standardowych między typem SWAAW i NWAAW w maju, przy zachowanej strukturze tych odchyłeń pomiędzy analizowanymi stacjami, wy tłumaczyć można zdecydowanie większą w tym czasie długotrwałością typu SWAAW.

Analiza korelacyjna temperatury powietrza wykazała kilka istotnych różnic w procesie kształtowania średniej miesięcznej temperatury powietrza w antycyklonalnych typach cyrkulacji pomiędzy zimą (tab. 16, tab. 17) i wiosną (tab. 21, tab. 22). Uwagę zwraca, że w miesiącach wiosennych bardzo istotny wprost proporcjonalny wpływ ($0 < \alpha < 0,001$; wyjątkowo $0,01 < \alpha < 0,05$), na różnicowanie temperatury przy powierzchni ziemi, posiada termika powierzchni izobarycznej. Zależność ta dotyczy wszystkich antycyklonalnych typów cyrkulacji w kwietniu i wszystkich poza typem NWAAD w marcu, zaś w maju antycyklonalnych typów wilgotnych. W stosunku do miesięcy zimowych na znaczeniu zyskuje także wpływ odległości poziomej od Oceanu Atlantyckiego. Odwrotnie proporcjonalne oddziaływanie współrzędnej X jest istotne ($0 < \alpha < 0,05$) dla wszystkich typów poza SWAAW

w każdym z miesięcy wiosennych. We wszystkich typach antycyklonalnych suchych w miesiącu oraz dla typu wilgotnego NWAAD w marcu zaobserwować można również bardzo istotną ($0 < \alpha < 0,001$) wprost proporcjonalną zależność od szerokości geograficznej (współrzędna Y).

Tab. 21. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji NEAAD, SWAAD i NWAAD w miesiącach wiosennych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.
Źródło: opracowanie własne

zmienne	rodzaj wpływu	Marzec			Kwiecień			Maj		
		NEAAD	SWAAD	NWAAD	NEAAD	SWAAD	NWAAD	NEAAD	SWAAD	NWAAD
T850	+	***	*	***	***	***	***			
Położenie	X	***	***	***	***	***	***	***	*	***
	Y							***	***	***
Forma	100 m								***	
	200 m					**				
ZasNE	500 m						***	**		***
ZasSE	500 m			***						
ZasSW	50 km	***			**					
ZasNW	50 km		**							
Zwartość formy	100 m	***		***			***	***		***
	200 m		***		***	***			***	

W stosunku do miesięcy zimowych na wiosnę umacnia się odwrotnie proporcjonalna zależność temperatury powietrza od wysokości n.p.m., wyrażana tu wskaźnikiem zwartości formy terenu. Wyrażnie zaznacza się, że w każdym z typów cyrkulacji zależność ta dotyczy jedynie bliskich odległości sąsiedztwa (od 100 do 200 m, rzadziej 500 m; tab. 21, tab. 22). Tak zdeterminowane, mocniejsze zróżnicowanie termiczne zarysowuje się w wiec wtedy w Sudetach i na ich przedgórzach tylko w większej skali mapy. Dodatkowy wpływ na ten proces wywierają wskaźniki zasłonięcia, których istotne oddziaływanie zaznacza się głównie dla niewielkich odległości sąsiedztwa (200 – 500 m). W stosunku do miesięcy zimowych na wiosnę stopniowo na znaczeniu tracą zasłonięcia dla większych odległości (30 km, 50 km). Ich istotne oddziaływanie dotyczy jedynie marca, rzadziej kwietnia (NEAAD).

Wprost proporcjonalny kierunek oddziaływania wyeksponowania terenu z sektorów SW, NW oraz NE dla dużych odległości w marcu i kwietniu oraz sektora SE (marzec) i NE (kwiecień, maj) dla odległości 500 m w suchych i wilgotnych antycyklonalnych typach cyrkulacji odpowiada roli swobodno-dynamicznych efektów fenowych (tab. 21, tab. 22). Jedynie w wilgotnym typie SWAAD

wzrost temperatury powietrza na stokach dowietrznych w kwietniu i maju spowodowany jest mniej istotną rolą ($0,01 < \alpha < 0,05$) ich ekspozycji w trakcie napływu ciepłych i wilgotnych mas powietrza. Podobnie wytłumaczyć można spadek wartości temperatury w tym typie cyrkulacji na stokach zawietrznych, wyeksponowanych z sektora SE ($0,01 < \alpha < 0,05$), który zaznacza się w marcu. W kwietniu i w maju, gdy okres oddziaływania suchego typu antycyklonalnego SWAAD jest najdłuższy, istotna staje się także rola formy terenu w odległości od 100 do 200 m ($0 < \alpha < 0,01$; tab. 21).

Tab. 22. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWAAW, NWAAW w miesiącach wiosennych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.
Źródło: opracowanie własne

zmienne	rodzaj wpływu	Marzec		Kwiecień		Maj	
		SWAAW	NWAAW	SWAAW	NWAAW	SWAAW	NWAAW
T850	+	***		***	***	***	***
Położenie	X	-	***		***		***
	Y	-	***				
ZasNE	500vm	+		**		***	***
	50 km		***				
ZasSE	30 km	-	*				
ZasSW	500 m	+		*		*	
Zwartość formy	100 m		***		***		***
	200 m	-	***				
	500 m			***		***	

Kierunek średnich odchyień rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w miesiącach wiosennych w typach SWACD i NWACD pozostaje, podobnie jak w miesiącach zimowych, ujemny (ryc. 47). Z powodu mniejszej częstości występowania oraz redukcji miąższości warstw osiadającego powietrza w obu typach cyrkulacji, znacznemu zmniejszeniu ulega natomiast różnica wielkości ich odchyień przeciętnych, a także standardowych (ryc. 48), notowana między stacjami reprezentującymi formy wypukłe i wklęsłe. Najniższe wartości średnich odchyień rzeczywistych obserwuje się niezmiennie na Śnieżce, której szczyt w marcu pozostaje jeszcze często w warstwie zachmurzenia. Mniejszy stopień zachmurzenia ogólnego w kwietniu i w maju odzwierciedla się we wzroście zróżnicowania wielkości temperatury w jej partii wierzchowinowej. Różnice wielkości odchyień standardowych notowane między stokami dowietrznymi i zawietrznymi w marcu są największe w typie SWACD, sięgając do 1°C . Wyraźny wpływ na wzrost wartości temperatury na stokach zawietrznych wywierają wtedy zjawiska fenowe typu dynamicznego.

W pozostałych miesiącach większe wartości odchyłeń standardowych obserwuje się na chłodniejszych stokach dowietrznych.

Podobnie jak w typach antycyklonalnych wyniki analizy korelacyjnej temperatury powietrza wykazały, że różnicowanie temperatury powietrza na wiosnę w typach cyrkulacji SWACD i NWACD zależne jest od czynników lokalnych, w większej skali mapy (tab. 18, tab. 23). Zależności te dotyczą zarówno wysokości n.p.m. (wskaźnik zwartości terenu dla odległości od 100 do 200 m), jak i zasłonięcia i wyeksponowania terenowego, istotnego jedynie dla odległości 500 m. W przeciwieństwie do miesięcy zimowych na wiosnę brak istotnego oddziaływania formy terenu. Pewnych podobieństw pomiędzy wspomnianymi sezonami doszukać można się zaś w zmiennej istotności oddziaływania temperatury powierzchni izobarycznej (na wiosnę istotna jest w marcu w typie NWACD i kwietniu w SWACD), jak i stosunkowo stałej, bardzo istotnej zależności temperatury powietrza od odległości od Oceanu Atlantyckiego w typie NWACD ($0 < \alpha < 0,001$).

Tab. 23. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWACD i NWACD w miesiącach wiosennych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.
Źródło: opracowanie własne

		Marzec		Kwiecień		Maj	
zmienne	rodzaj wpływu	SWACD	NWACD	SWACD	NWACD	SWACD	NWACD
T850	+	.	***	***			
Położenie	X	-	***		***		***
	Y	-	***		***	***	***
Ekspozycja	+/-			*			*
ZasNE	500 m	+	**	***		***	
ZasSE	500 m	+		***	***		***
Zwartość	100 m		***		***		***
formy	200 m	-	***	***		***	

W miesiącach wiosennych wzrasta istotność wpływu uwarunkowań radiacyjnych wyrażanych pośrednio przez szerokość geograficzną (współrzędna Y; tab. 23). Ta odwrotnie proporcjonalna zależność ($0 < \alpha < 0,001$) dotyczy obu typów cyrkulacji w maju, podczas gdy w marcu tylko SWACD, a w kwietniu odpowiednio NWACD. W mniejszym stopniu zwiększa się także istotność solarnej ekspozycji obszaru badań. Jej oddziaływanie dotyczy jedynie typu SWACD w kwietniu i maju, a poziom istotności nie przekracza wartości 0,01. Rola zasłonięć terenowych ogranicza się do sektorów NE i SE ($0 < \alpha < 0,01$), odzwierciedlając zróżnicowanie termiczne między chłodniejszymi stokami dowietrznymi i cieplejszymi zawietrznymi. Kierunek zmian

temperatury na stokach zawietrznych odpowiada także efektom oddziaływania dynamicznych zjawisk fenowych.

W wilgotnych typach cyklonalnych SWCCW i SWCAW zmiany wielkości średnich odchyleń rzeczywistych od średniej miesięcznej temperatury powietrza w miesiącach wiosennych związane są głównie z mniejszą częstością i miąższością warstw osiadającego powietrza. Zróżnicowanie wielkości odchyleń standardowych zależy bardziej od termiki i wilgotności napływających mas powietrza (bardzo wyraźne w kwietniu) oraz warunkowanych przez inwersję adwekcyjną dynamicznych efektów fenowych (najczęściej w maju; ryc. 48). Wielkość średnich odchyleń rzeczywistych od średniej miesięcznej wartości temperatury powietrza zmniejsza się w obu typach z miesiąca na miesiąc. Większa dynamika zmian dotyczy typu SWCCW, w którym w maju, na stacjach zlokalizowanych na zachodnich krańcach obszaru badań, dochodzi do zmiany znaku wartości średnich odchyleń rzeczywistych na ujemny (ryc. 47). W obrębie większości stacji w obu typach cyrkulacji dominujące pozostają dodatnie wartości średnich odchyleń rzeczywistych temperatury powietrza. W marcu i w maju zaobserwować można dodatkowo wyraźny wzrost wartości średnich odchyleń rzeczywistych na stacjach wyeksponowanych z kierunku południowego.

Tab. 24. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCAW i SWCCW w miesiącach wiosennych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.
Źródło: opracowanie własne

			Marzec		Kwiecień		Maj	
zmienne		rodzaj wpływu	SWCAW	SWCCW	SWCAW	SWCCW	SWCAW	SWCCW
T850			***		***	***	***	***
Położenie	Y	-		***				
Nachylenie			*	**	*		*	
Forma	100 m	+	**	***				
	200 m				***			
ZasNE	500 m	+					***	***
ZasSE	500 m	+				**		
Zwartość formy	200 m	-	***	***	***			
	500 m					***	***	***

Na większą rolę termiki napływającej masy powietrza w typie SWCCW i SWCAW w miesiącach wiosennych wskazują wyniki analizy korelacyjnej temperatury powietrza. Bardzo istotna zależność od termiki powierzchni izobarycznej ($0 < \alpha < 0,001$) wyraźna jest w każdym miesiącu, za wyjątkiem marca w typie SWCCW (tab. 24). Podobnie jak w innych typach cyrkulacji na wiosnę na mniejszą zmienia się wielkość sąsiedztwa w zależności od wysokości n.p.m. (wskaźnik zwartości) oraz

zasłonięcia i wyeksponowania terenowego. Istotna rola wskaźników zasłonięcia reprezentujących sektor NE i SE dla odległości 500 m ($0 < \alpha < 0,001$) odzwierciedla rolę dynamicznych efektów fenowych wyraźnych w maju w obu typach cyrkulacji oraz w typie SWCCW w kwietniu.

Charakterystyczne dla marca oraz częściowo kwietnia (typ SWCAW) wyraźne, wprost proporcjonalne oddziaływanie formy terenu ($0 < \alpha < 0,01$), uwidacznia podobieństwa w procesach kształtowania zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza pomiędzy początkiem wiosny a końcem okresu zimowego w wilgotnych typach cyklonalnych (tab. 19, tab. 24). W typie SWCAW podobieństwo to dotyczy także odwrotnie proporcjonalnego wpływu nachylenia terenu, przy czym w okresie wiosennym jest ono mniej istotne ($0,01 < \alpha < 0,05$), lecz wyraźne w każdym z miesięcy tego sezonu. Dodatkowo w marcu zaobserwować można nieco bardziej istotne ($0,001 < \alpha < 0,01$) oddziaływanie nachylenia w typie SWCCW. W przeciwieństwie do miesięcy zimowych, odwrotnie proporcjonalny wpływ współrzędnej Y, odzwierciedlający spadek temperatury w kierunku północnym w okresie zwiększonej adwekcji z kierunku zbliżonego do południowego, zaznacza się jedynie marcu w typie SWCCW. Stopień istotności wspomnianej zależności jest bardzo wysoki ($0 < \alpha < 0,001$).

W cyklonalnych typach suchych SWCCD i NWCCD na wiosnę wyraźnie zmniejsza się zróżnicowanie wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza pomiędzy stacjami reprezentującymi odmienne formy terenu (ryc. 47). Niezależnie od miesiąca w obu typach cyrkulacji wartości średnich odchyłeń rzeczywistych pozostają ujemne. W typie NWCCD utrzymuje się w tym okresie widoczne zróżnicowanie wielkości odchyłeń pomiędzy stacjami dowietrznymi i zawietrznymi, zaś w typie SWCCD zaobserwować można je dopiero w kwietniu i maju. W marcu w typie SWCCD notuje się jeszcze dość duży stopień zachmurzenia w dolnej troposferze, co wpływa na niewielkie zróżnicowanie wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych oraz najniższe wartości odchyłeń standardowych w szczytowej partii Śnieżki (ryc. 48). W większości miesięcy wiosennych na Śnieżce notuje się dość wysokie wartości odchyłeń standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza, charakterystyczne są także wyższe wartości odchyłeń na dowietrznym skłonie pasma Sudetów. W kwietniu w obu typach cyrkulacji najwyższe wartości odchyłeń obserwuje się na stacji Svratouch, położonej na południowy-zachód od Sudetów, w południowej części Płyty Wschodnioczeskiej.

Porównanie wyników analizy korelacyjnej temperatury powietrza w typach cyrkulacji SWCCD i NWCCD dla miesięcy zimowych i wiosennych uwypukliło kilka istotnych różnic w procesie kształtowania zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza w obszarach górskich (tab. 20, tab. 25). W stosunku do okresu zimowego uwagę zwraca spadek istotności wpływu termiki powierzchni izobarycznej 850 hPa. Jej oddziaływanie zaznacza się w obu typach cyrkulacji jedynie w marcu, zaś

w SWCCD jeszcze w kwietniu ($0 < \alpha < 0,05$). Bardzo istotny ($0 < \alpha < 0,001$), odwrotnie proporcjonalny wpływ odległości od Oceanu Atlantyckiego, charakterystyczny dla typu NWCCD w lutym, jest wyraźny także przez dwa pierwsze miesiące wiosenne, jednak w maju zupełnie traci na znaczeniu. Dużą dynamiką zmian charakteryzuje się na wiosnę istotność zależności od szerokości geograficznej (współrzędna Y). Jej bardzo istotny ($0 < \alpha < 0,001$), odwrotnie proporcjonalny wpływ obserwuje się w obu typach cyrkulacji jedynie w maju, podczas gdy w kwietniu tylko w typie NWCCD, zaś w marcu w SWCCD. W maju w typie SWCCD uwagę zwraca także zależność od ekspozycji solarnej obszaru, jednakże stopień istotności tego wpływu jest stosunkowo niewielki ($0,01 < \alpha < 0,05$).

Tab. 25. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCCD i NWCCD w miesiącach zimowych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.

Źródło: opracowanie własne

			Marzec		Kwiecień		Maj	
zmienne		rodzaj wpływu	SWCCD	NWCCD	SWCCD	NWCCD	SWCCD	NWCCD
T850		+	*	***	***			
Położenie	X	-		***		***		
	Y	-	***			***	***	***
Ekspozycja		+/-					*	
ZasNE	500 m	+		***				
ZasSE	500 m	+	***		***			
	15 km				***			
ZasSW	100 m	-			*			
ZasNW	200 m	-						**
Zwartość formy	100 m	-	***	***		***		***
	200 m				***		***	

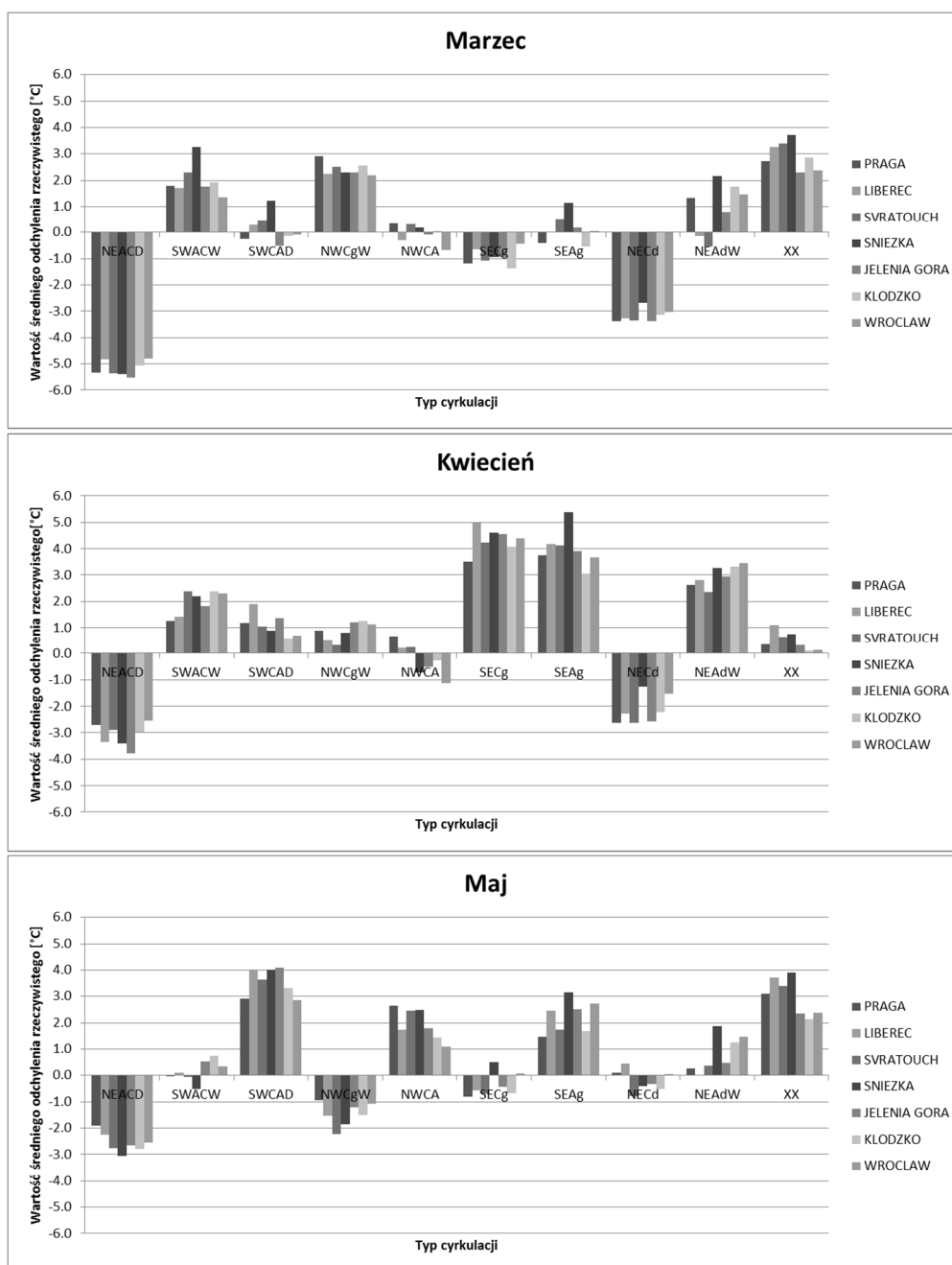
Stosunkowo najmniejsze zmiany między kolejnymi sezonami w typach SWCCD i NWCCD związane są z istotnością wpływu na rozkład przestrzenny temperatury powietrza wysokości n.p.m. (wskaźnik zwartości), gdyż w obu okresach jego oddziaływanie dotyczy głównie sąsiedztwa od 100 do 200 m (tab. 20, tab. 25). W przypadku zaślony i wyeksponowania terenowego, podobnie jak w innych typach cyrkulacji, zaznacza się tendencja do zmniejszania się skali przestrzennej oddziaływania, jednakże w typie NWCCD w kwietniu zaobserwować można jeszcze wciąż wpływ tego czynnika dla odległości 15 km. Najbardziej istotne ($0 < \alpha < 0,001$) oddziaływanie wyeksponowania terenowego dotyczy sektorów wschodnich w marcu i kwietniu, odzwierciedlając rolę bariery górskiej w różnicowaniu temperatury powietrza na stokach dowietrznych i zawietrznych w trakcie adwekcji chłodnych mas

powietrza. Dodatkowo kierunek oddziaływania w tej zależności w typie SWCCD jest zgodny z kierunkiem wpływu dynamicznych efektów fenowych. Podobne zależności dotyczą wyeksponowania z sektorów zachodnich, jednakże zaznaczają się rzadziej (w kwietniu w SWCCD i w maju w NWCCD), zaś stopień ich istotności jest niższy ($0,001 < \alpha < 0,05$).

5.2.2. Pozostałe i zgrupowane typy cyrkulacji

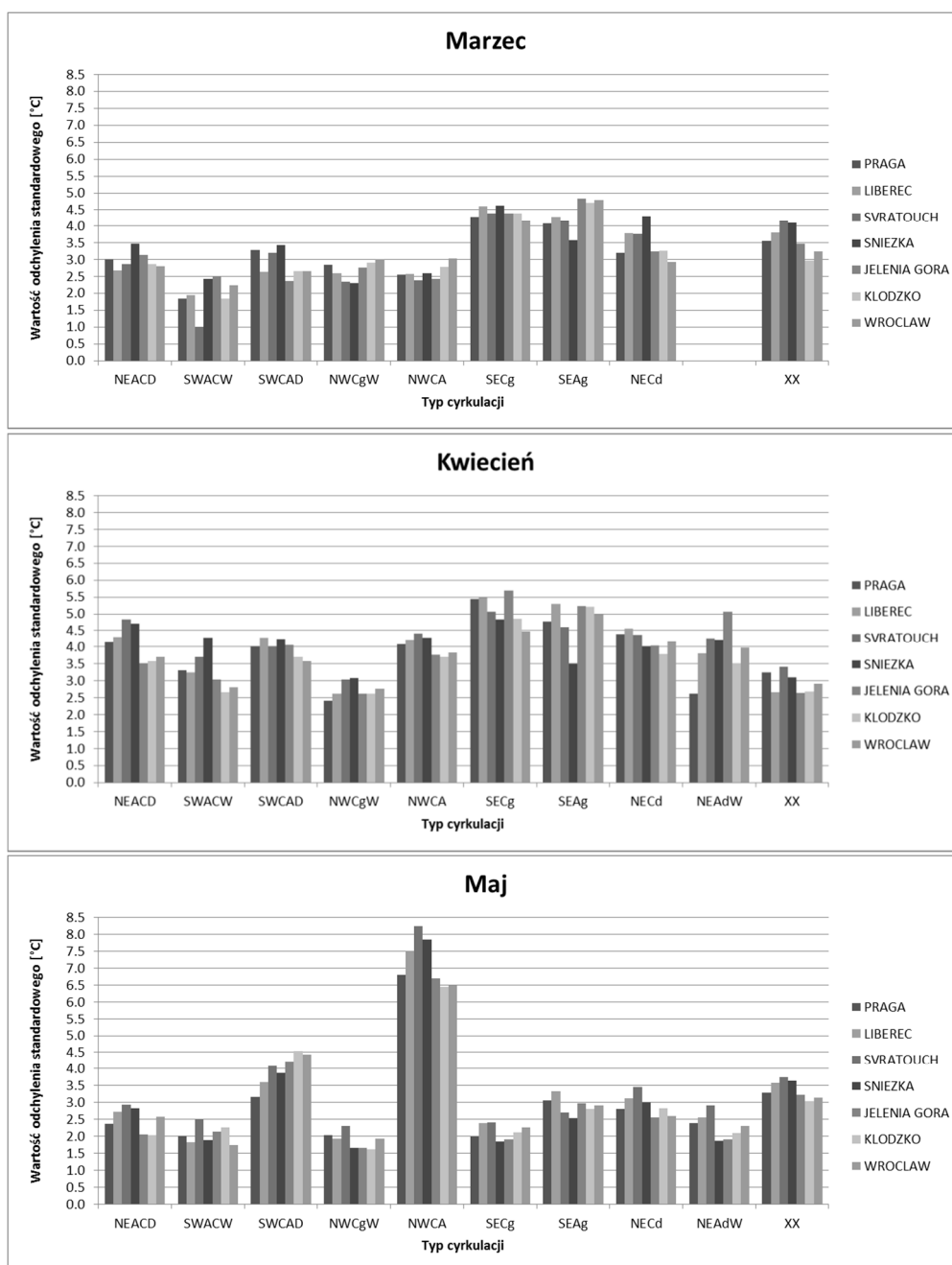
Z powodu spadku częstości typu NEACD do wartości 2,3% w miesiącach wiosennych, zakwalifikowany on został do grupy typów cyrkulacji o mniejszym udziale w kształtowaniu zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza. Podobnie, jak w miesiącach zimowych grupę tę współtworzą typy SWACW (1,6%) i SWCAD (1,5%) oraz 7 grup typów cyrkulacji NWCgW, NWCA, SECg, SEAg, NECd, NEAdW i XX. Frekwencja poszczególnych grup typów cyrkulacji zawiera się w przedziale od 1% (NEAdW) do 3,2% (NECd). Częstości bliskie górnej granicy przedziału notuje się dla 3 grup typów: NWCgW i SEAg (3,1%) oraz XX (2,8%), podczas gdy dla pozostałych dwóch (NWCA i SECg) wartość frekwencji osiąga 2,2%. Analogicznie jak dla okresu zimowego, niewielka częstość wspomnianych typów powoduje niższą wiarygodność wyników analizy korelacyjnej temperatury powietrza dla tych typów, dlatego została tu pominięta.

Bardzo wyraźne w miesiącach zimowych podobieństwa między typem SWACW oraz grupą NWCgW na wiosnę tracą nieco na znaczeniu. Charakterystyczna w obu przypadkach pozostaje jednakże tendencja, do zmniejszania wielkości średnich odchyleń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza, zachodząca z miesiąca na miesiąc aż do całkowitej (NWCgW) lub częściowej (SWACW) zmiany znaków wartości z dodatnich na ujemne w maju (ryc. 49). Głównym powodem zmian jest stopniowy wzrost temperatury napływających mas powietrza. W kwietniu temperatura notowana na powierzchni izobarycznej 850 hPa sięga od -1°C do 6°C w typie SWACW, zaś w grupie NWCgW od 0°C do 5°C w typie NWACW i od -2°C do 3°C w typie NWCCW. Na wiosnę zmienia się także udział typów w grupie NWCgW. W marcu dominuje jeszcze, podobnie jak w miesiącach zimowych, typ NWACW. W kwietniu udział obu typów jest dość wyrównany, zaś w maju dwukrotną przewagę częstości posiada bardziej wilgotny typ NWCCW. Zmiany te przekładają się bezpośrednio na zróżnicowanie wielkości średnich odchyleń rzeczywistych (ryc. 49) i standardowych (ryc. 50) od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w tym typie cyrkulacji. W przeciwieństwie do miesięcy zimowych, w marcu i kwietniu w typie SWACW uwagę zwracają wyraźnie większe wartości średniego odchylenia rzeczywistego na Śnieżce. Spowodowane one są mniejszym stopniem zachmurzenia w dolnej troposferze.



Ryc. 49. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w marcu, kwietniu i maju dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.

Źródło: opracowanie własne



Ryc. 50. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w marcu, kwietniu i maju dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.

Źródło: opracowanie własne

W typach SWCAD i grupie NWCA na wiosnę coraz słabiej uwidacznia się wpływ osiadania powietrza w górnym antycyklonie. Efekty jego oddziaływania – wyraźnie większa wartość średniego odchylenia rzeczywistego (ryc. 49) i standardowego (ryc. 50) od średniej miesięcznej wartości temperatury powietrza na szczycie Śnieżki – zaznaczają się jedynie w marcu w typie SWCAD. Z powodu stopniowej zmiany termiki napływających mas powietrza w typie SWCAD i grupie NWCA zaobserwować można też zmianę znaku wartości ich średnich odchylen rzeczywistych z ujemnych (charakterystycznych dla miesięcy zimowych) na dodatnie, typowe dla drugiej połowy wiosny. Odchylenia ujemne notuje się na stacjach położonych po zawietrznej stronie pasma w marcu w typie SWCAD oraz w marcu i kwietniu w grupie NWCA. Wiosenne masy powietrza w kwietniu są już relatywnie ciepłe i osiągają od 1°C do 8°C na powierzchni izobarycznej 850 hPa w typie SWCAD oraz odpowiednio od -1°C do 4°C w grupie NWCA. Większe wartości odchylen standardowych od średniej miesięcznej temperatury powietrza notuje się najczęściej na dowietrznym skłonie Sudetów (ryc. 50). Zróżnicowanie to zaobserwować można zwłaszcza w kwietniu, zaś w grupie NWCA także w maju, choć z powodu niewielkiej liczby obserwacji wielkości odchylen są w tym przypadku dość zawyżone (ryc. 50). W maju w typie SWCAD wzrasta częstość adwekcji z kierunków zbliżonych do południowego, co skutkuje wzrostem wartości odchylen standardowych na stacjach eksponowanych z tego kierunku.

W grupie typów cyrkulacji z sektora SE na wiosnę zaobserwować można dużą zmianę częstości udziału poszczególnych typów. W grupie cyklonalnej górnej SECg na znaczeniu zyskują typy wilgotne: SECCW oraz nie występujący w miesiącach zimowych SEACW. Podobną sytuację notuje się w grupie antycyklonalnej górnej SEAg, gdzie wzrost frekwencji dotyczy typów SEAAW i SECAW. W grupie tej znaczną częstość utrzymuje jednak także typ suchy SEAAD. Zmiany te, wraz ze stopniowym wzrostem temperatury mas powietrza charakterystycznych dla poszczególnych typów cyrkulacji, przyczyniły się do zmiany wielkości oraz kierunku średnich odchylen rzeczywistych (ryc. 49) i standardowych (ryc. 50) od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza notowanych w poszczególnych grupach. Szczególnie wyraźnie zaobserwować można to w obu grupach w kwietniu oraz w SEAg w maju, gdy średnie odchylenia rzeczywiste osiągają stosunkowo duże wartości dodatnie. W SECg największy udział mają wtedy typy SEACW i SECCD, zaś w obu miesiącach w SEAg – typ SEAAW. W marcu, gdy napływające masy powietrza są jeszcze stosunkowo zimne, a w poszczególnych grupach dominują typy suche, średnie odchylenia rzeczywiste są ujemne. Wyjątek w tej sytuacji stanowią szczyty górskie, pozostające pod wpływem adiabatycznego ogrzewania w warstwie osiadającego powietrza w typach grupy SEAg. Wpływ tego czynnika zaobserwować

można szczególnie w marcu i kwietniu. W maju wilgotne typy cyrkulacji są już związane z ujemnymi średnimi odchyleniami rzeczywistymi, co zaobserwować można analizując odpowiednie wartości dla grupy SECg (ryc. 49).

Porównanie temperatury na powierzchni izobarycznej 850 hPa w kwietniu w poszczególnych typach cyrkulacji w grupie SECg wykazało, że najcieplejsze masy powietrza napływają w typie SEACW. Obszar badań w dolnej troposferze pozostaje wtedy na skraju wyżu z centrum nad europejską częścią Rosji, podczas gdy w górnej troposferze zaznacza się wpływ płytkiej zatoki niżowej znad środkowej części Rosji. Napływające powietrze kontynentalne posiada wtedy stosunkowo niewielką zawartość wilgoci w górnej części troposfery i jest już dość ciepłe (od 2°C do 3°C na powierzchni izobarycznej 850 hPa). W bardziej wilgotnym typie SECCW, odpowiedzialnym za napływ mas polarnych, temperatura powierzchni izobarycznej 850 hPa wynosi odpowiednio od -1°C do 0°C. Mocno osuszone masy polarne w typie SECCD są cieplejsze (od 0°C do 2°C na powierzchni izobarycznej 850hPa). Podobne warunki termiczne posiada masa powietrza polarno-kontynentalnego napływająca w typie SEACD.

W grupie antycyklonalnej górnej SEAg termika powierzchni izobarycznej 850hPa w poszczególnych typach cyrkulacji także różnicuje się w zależności od stopnia przetransformowania charakterystycznych mas powietrza. W typie SEAAD napływająca masa polarna jest mocno osuszona i stosunkowo ciepła, osiągając w kwietniu od 5°C do 8°C. Stosunkowo bardziej wilgotne powietrze w dolnej troposferze w typie SECAD jest na powierzchni izobarycznej 850 hPa nieco chłodniejsze – od 5°C do 6°C. W typie wilgotnym SECAW temperatura ta osiąga w tym czasie od 4°C do 6°C. Najcieplejszym typem cyrkulacji w grupie jest SEAAW, z powodu znacznego udziału adwekcji cieplejszego powietrza kontynentalnego (w kwietniu do 10°C na powierzchni izobarycznej 850 hPa). Napływ wilgotnego powietrza znad Atlantyku wiąże się jednakże z dość dużym zróżnicowaniem temperatury w ramach tego typu. W kwietniu zdarzają się przypadki gdy nasilenie adwekcji powietrza polarnego powoduje, że na powierzchni izobarycznej 850 hPa w obszarze badań notuje się temperaturę około 5°C.

Zmiany wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych (ryc. 49) i standardowych (ryc. 50) od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w miesiącach wiosennych w rzadszych typach cyrkulacji z sektora NE związane są najczęściej ze stopniowym wzrostem temperatury napływających mas powietrza, co szczególnie wyraźnie zaobserwować można w typie NEACD. W grupie typów cyrkulacji NECd i w nieco mniejszym stopniu w NEAdW istotny wpływ na wielkość odchyłeń wywiera dodatkowo zmiana udziału poszczególnych typów cyrkulacji w grupach. Przez cały okres wiosny ujemne średnie odchylenia rzeczywiste notowane są w typie NEACD, jednakże ich wartość zmniejsza się w tym czasie o około 2°C. Podobną sytuację zaobserwować można w grupie NECd. Największa zmiana wielkości tych

odchyleń notowana jest w tej grupie w maju, gdy zbliżają się one do wartości zero, a część spośród nich zmienia znak na dodatni. Przewaga suchych typów cyrkulacji w grupie jest w tym czasie pięciokrotna (dla porównania w kwietniu zaznaczyła się dwukrotna przewaga typów wilgotnych). W grupie NEAdW dość duże zróżnicowanie wielkości średnich odchyleń rzeczywistych dotyczy marca i maja, gdy grupę buduje jedynie typ NEAAW (marzec) lub występuje on w dwukrotnej przewadze (maj). W kwietniu w grupie tej udział typów NEAAW i NEACW jest dość wyrównany, co przekłada się na mniejsze różnice wielkości średnich odchyleń rzeczywistych temperatury notowanych między stacjami reprezentującymi odmienne formy terenu.

Pozostający wśród najchłodniejszych typów na wiosnę, NEACD w kwietniu związany jest jeszcze z adwekcją dość chłodnej masy arktycznej (od -5°C do -3°C na powierzchni izobarycznej 850 hPa). Podobne warunki termiczne w grupie NECd posiada wtedy typ NECCD (odpowiednio od -4°C do -3°C), związany z adwekcją górną powietrza arktycznego i dolną powietrza kontynentalnego. W bardziej wilgotnym typie NECCW masa polarno-kontynentalna jest cieplejsza, osiągając w kwietniu od -1°C do 3°C na powierzchni izobarycznej 850 hPa. Najniższe wartości temperatury na powierzchni izobarycznej w tym czasie (od -6°C do -4°C) notowane są w typie NECAD, zaś jedne z najwyższych (od -1°C do 2°C) w NECAW. W grupie NEAdW chłodniejszym typem cyrkulacji jest w kwietniu NEAAW, sprzężony z adwekcją powietrza polarnego (od 1°C do 3°C na powierzchni izobarycznej 850 hPa). Wyższa temperatura powierzchni izobarycznej w typie NEACW (odpowiednio od 2°C do 4°C) związana jest z dużym udziałem adwekcji cieplejszego już powietrza kontynentalnego.

W najbardziej zróżnicowanej grupie typów cyrkulacji XX uwagę zwraca zmiana średnich odchyleń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza, z wartości ujemnych - charakterystycznych dla miesięcy zimowych, na dodatnie - typowe w sezonie wiosennym. Zmiana ta podyktowana jest przede wszystkim znacznym rozszerzeniem składu grupy o wilgotne, nie występujące dotąd typy: XXACW, XXCAW oraz XXCCW. Ich zwiększony udział w grupie XX w marcu i maju wyrównuje proporcje typów suchych i wilgotnych, co skutkuje zbliżonymi wielkościami średnich odchyleń rzeczywistych (ryc. 49) i standardowych (ryc. 50) notowanych w tych miesiącach. W kwietniu, gdy w grupie zaznacza się zwiększona częstość typów suchych (zwłaszcza XXAAD i XXCAD), wielkość średnich odchyleń rzeczywistych jest znacznie obniżona. Wpływ na to zjawisko posiada głównie typ XXCAD, w którym na wiosnę notowane są najniższe w grupie XX wartości temperatury na powierzchni izobarycznej 850 hPa (od -2°C do 0°C w kwietniu). W pozostałych typach suchych napływające masy powietrza są dość ciepłe od 3° do 6°C w XXAAD, od 2°C do 3°C w XXACD oraz od 4°C do 8°C

w XXCCD. W wilgotnych typach cyrkulacji wartości te są odpowiednio niższe – od 3°C do 4°C w XXAAW, od 2°C do 3°C w XXCAW oraz od 0°C do 3°C w XXCCW.

5.2.3. Podsumowanie

1. Spośród najczęstszych zimowych typów cyrkulacji na wiosnę na znaczeniu traci niemal zupełnie typ NEACD, dość mocno spada także częstość typu NWAAW, wzrasta zaś frekwencja typów z sektora SW: SWACD, SWCAW oraz SWCCW. Grupę najczęstszych tworzy 11 typów cyrkulacji.

2. W przeciwieństwie do marca charakteryzującego się dużą zmiennością typów cyrkulacji z dnia na dzień w kwietniu i maju wzrasta częstość sytuacji, gdy antycyklonalne typy cyrkulacji utrzymują się 2 i więcej kolejnych dni. W typach antycyklonalnych suchych przyczynia się to do długotrwałej stagnacji chłodnego powietrza w kotlinach.

3. Na wiosnę mniejsza jest częstość występowania i miąższość warstw osiadającego powietrza, w efekcie rzadziej obserwuje się warstwy inwersji temperatury. Zróznicowanie przestrzenne temperatury powietrza w typach antycyklonalnych, wynikające z wpływu fenu swobodnego i swobodno-dynamicznego na hipsometryczny gradient temperatury, jest mniejsze niż w sezonie zimowym.

4. Stopniowa zmiana termiki napływających mas powietrza uwidacznia się poprzez zmianę wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w każdym z analizowanych typów cyrkulacji. W antycyklonalnych typach cyrkulacji zmianie ulega także kierunek odchyłeń temperatury powietrza, a w zależnościach korelacyjnych rozkładu temperatury przy powierzchni ziemi, na znaczeniu zyskuje odległość od Oceanu Atlantyckiego, której wpływ obserwuje się także dla typów suchych.

5. W stosunku do miesięcy zimowych, na wiosnę, w każdym z typów cyrkulacji umacnia się odwrotnie proporcjonalna zależność temperatury powietrza od wysokości n.p.m. dla bliskich odległości sąsiedztwa (od 100 do 200 m). W mniejszej skali przestrzennej (200 – 500 m) zaznacza się także oddziaływanie terenowego zasłonięcia.

6. W miesiącach wiosennych, obserwuje się wzrost istotności oddziaływania, na rozkład przestrzenny temperatury powietrza, czynników związanych z ilością dopływającego promieniowania słonecznego – głównie szerokości geograficznej oraz ekspozycji solarnej terenu. Niezależnie od typu cyrkulacji szczególnie silne związki notuje się w miesiącu maju.

7. Zależności rozkładu temperatury przy powierzchni ziemi od termiki powierzchni izobarycznej są silnie związane z częstością poszczególnych typów. Istotne zależności obserwuje się jedynie dla najczęstszych typów antycyklonalnych oraz typów SWCCW i SWCAW, których frekwencja w miesiącach wiosennych wyraźnie wzrasta.

5.3. Lato

5.3.1. Najczęstsze typy cyrkulacji

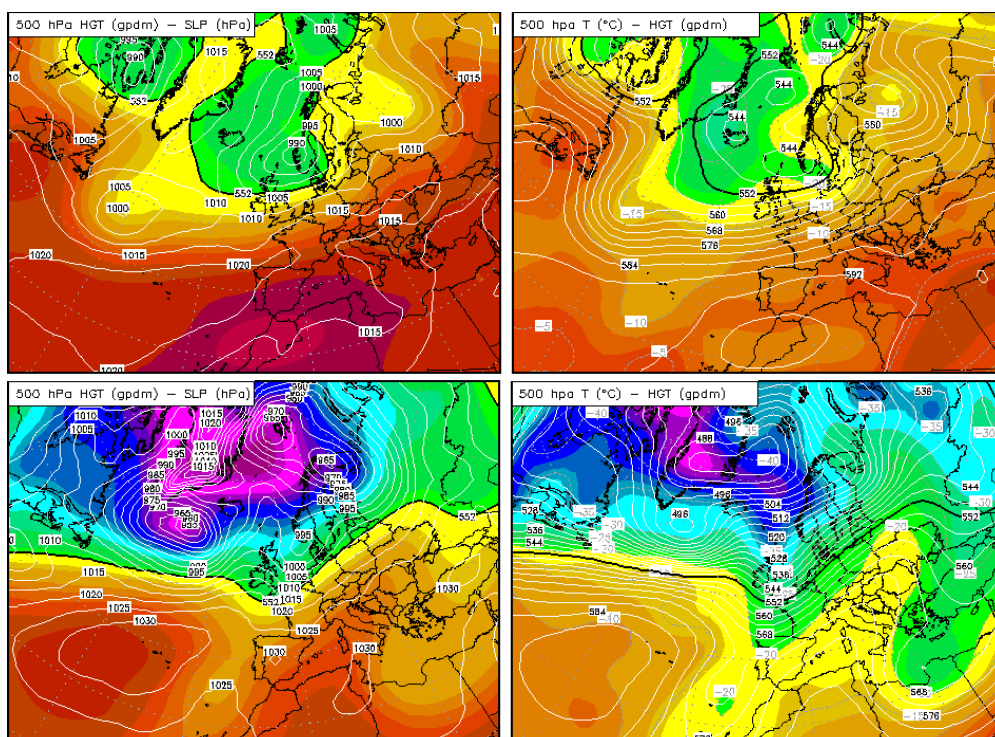
W miesiącach letnich grupę najczęstszych typów cyrkulacji tworzy 9 typów cyrkulacji atmosferycznej, w tym 8 spośród najczęstszych typów rocznych. Największą frekwencję osiągają w tym czasie typ SWAAW (15,4%) oraz NWAAD (11,8%). Stosunkowo duży odsetek dotyczy także typów SWACD i NWACD (odpowiednio 9,2 i 9,3%) oraz SWAAD (8,4%) i SWCCW (7,2%). Częstością powyżej 5% charakteryzuje się jeszcze typ NWAAW (5,9%), zaś nieco niższą, lecz przekraczającą próg 3% – SWCAW (4,7%) i SWACW (3,4%). Znaczny wzrost częstości typu SWACW w miesiącach letnich, skutkujący jego zaklasyfikowaniem do grupy najczęstszych typów cyrkulacji jest cechą charakterystyczną dla tej pory roku. Uwagę zwraca także znaczne ograniczenie, w stosunku do pozostałych sezonów, liczby najczęstszych typów cyrkulacji w grupie.

Sezonowe zmiany długości okresu oddziaływania poszczególnych typów cyrkulacji w lecie zaobserwować można przede wszystkim w 4 typach z sektora SW: SWAAW, SWAAD, SWCCW i SWACD oraz w 2 suchych typach z sektora NW: NWAAD i NWACD. Objawiają się one poprzez zwiększoną częstość sytuacji, gdy dany typ cyrkulacji występuje w obszarze badań przez więcej niż 2 kolejne dni. Wyższa frekwencja w typie SWAAW utrzymuje się przez wszystkie miesiące lata, natomiast w SWCCW głównie w czerwcu i lipcu, a w typach z sektora NW – w czerwcu i sierpniu. W pozostałych typach stan ten dotyczy jedynie jednego miesiąca – sierpnia w SWAAD oraz czerwca w SWACD. Największą zmiennością typów cyrkulacji z dnia na dzień w okresie letnim charakteryzuje się lipiec. Typami, których oddziaływanie ogranicza się najczęściej do jednego dnia są w tym czasie głównie NWAAW, SWCAW i SWACW.

Postępujące od miesięcy wiosennych stopniowe zmniejszanie kontrastu barycznego pomiędzy charakterystycznymi układami barycznymi osiąga w lecie swoje maksimum. Wartości ciśnienia notowane w centrach wyżów w typach górnych i dolnych antycyklonalnych na poziomie morza rzadko przekraczają wartość 1025 hPa. Ośrodki niżowe są zdecydowanie płytsze, osiągając w swych centrach przeważnie od 990 do 1005 hPa, rzadko zaś obserwuje się wartości niższe od 980 hPa. W efekcie, w większości spośród analizowanych typów cyrkulacji, pole ciśnienia charakteryzuje się stosunkowo mniejszym gradientem barycznym (ryc. 51), częściej też zaobserwować można układy słabogradientowe. W miesiącach letnich charakterystyczne ośrodki wyżowe sięgają ponadto wyższych szerokości geograficznych, co modyfikuje nieco tor ruchu mas powietrza, a więc i ich cechy termiczno-wilgotnościowe.

Na zmiany w obrębie termiki powierzchni izobarycznej w miesiącach letnich wpływ wywiera także zmiana warunków oświetleniowych ziemi. W lipcu najwyższe

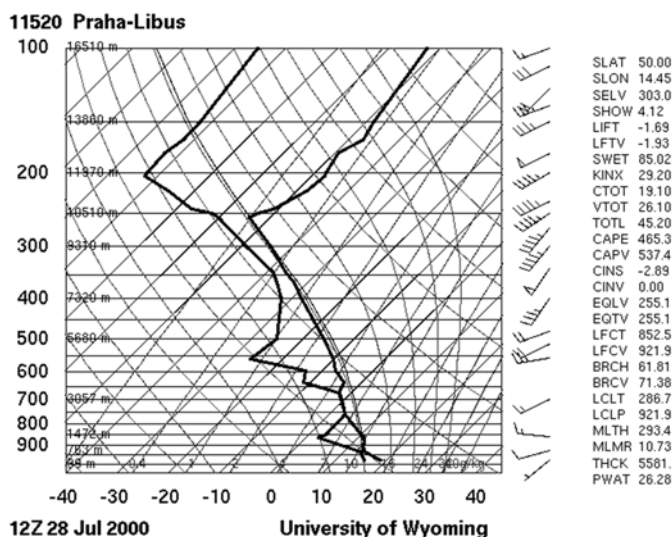
temperatury na powierzchni izobarycznej 850 hPa notuje się w wilgotnych typach z sektora SW – SWAAW (od 11°C do 17°C), SWCAW (od 10°C do 14°C), SWACW (od 8°C do 13°C) i SWCCW (od 7°C do 15°C). W suchych typach z sektora SW (SWAAD i SWACD) wartości te są nieco niższe i osiągają od 7°C do 12°C. Podobny zakres wartości temperatury obserwuje się w wilgotnym typie antycyklonalnym z sektora NW (NWAAW). Najniższe wartości na powierzchni izobarycznej 850 hPa notuje się zaś w obrębie suchych typów cyrkulacji z sektora NW. W typie NWAAD wynoszą one od 4°C do 9°C, a w NWACD od 3°C do 10°C.



Ryc. 51. Przykład rozkładu ciśnienia w typie cyrkulacji SWAAW w lecie (u góry) i w zimie (na dole)
Źródło: www.wetterzentrale.de

Wzrost temperatury powietrza i podłoża oraz zmiany średniej wielkości ciśnienia w poszczególnych typach cyrkulacji wpływają na wzrost chwiejności mas powietrza w miesiącach letnich. Największą miąższością warstw o stratyfikacji chwiejnej charakteryzują się wilgotne typy cyklonalne górne SWACW czy SWCCW, zaś położenie tych warstw związane jest najczęściej z obszarem środkowej troposfery (ryc. 52). Pokonywanie bariery orograficznej Sudetów, położonej najczęściej prostopadłe do kierunku napływu chwiejnych mas, wiąże się ze zjawiskiem konwekcji wymuszonej w dolnej części troposfery, co wzmacnia ruchy pionowe oraz doprowadza do silnego rozwoju chmur konwekcyjnych i wystąpienia zjawisk

burzowych. W typach antycyklonalnych szybki spadek temperatury powietrza wraz z wysokością dotyczy jedynie dolnej troposfery. Powyżej powierzchni izobarycznej 850 hPa jest on najczęściej znacznie spowolniony przez występowanie warstw hamujących. Miąższość warstw inwersji temperatury, związanych z antycyklonalnym osiadaniami powietrza jest niewielka, częściej zaś, podobnie jak w miesiącach wiosennych, zaobserwować można warstwy izotermii. Wyższa temperatura mas powietrza sprawia także, że w typach tych rzadko obserwuje się zachmurzenie podinwersyjne.

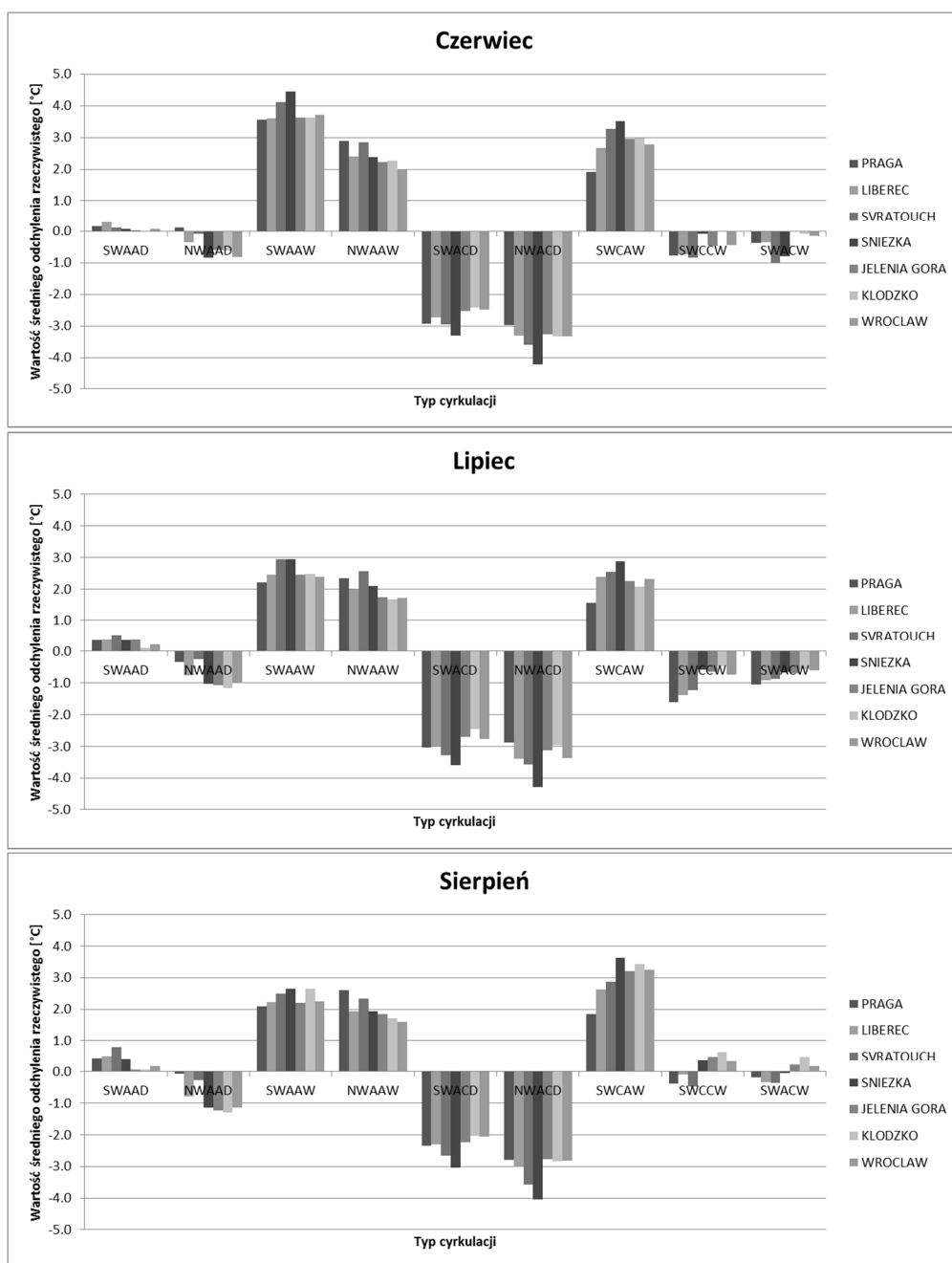


Ryc. 52. Przykładowy diagram aerologiczny dla typu cyrkulacji SWACW w lipcu

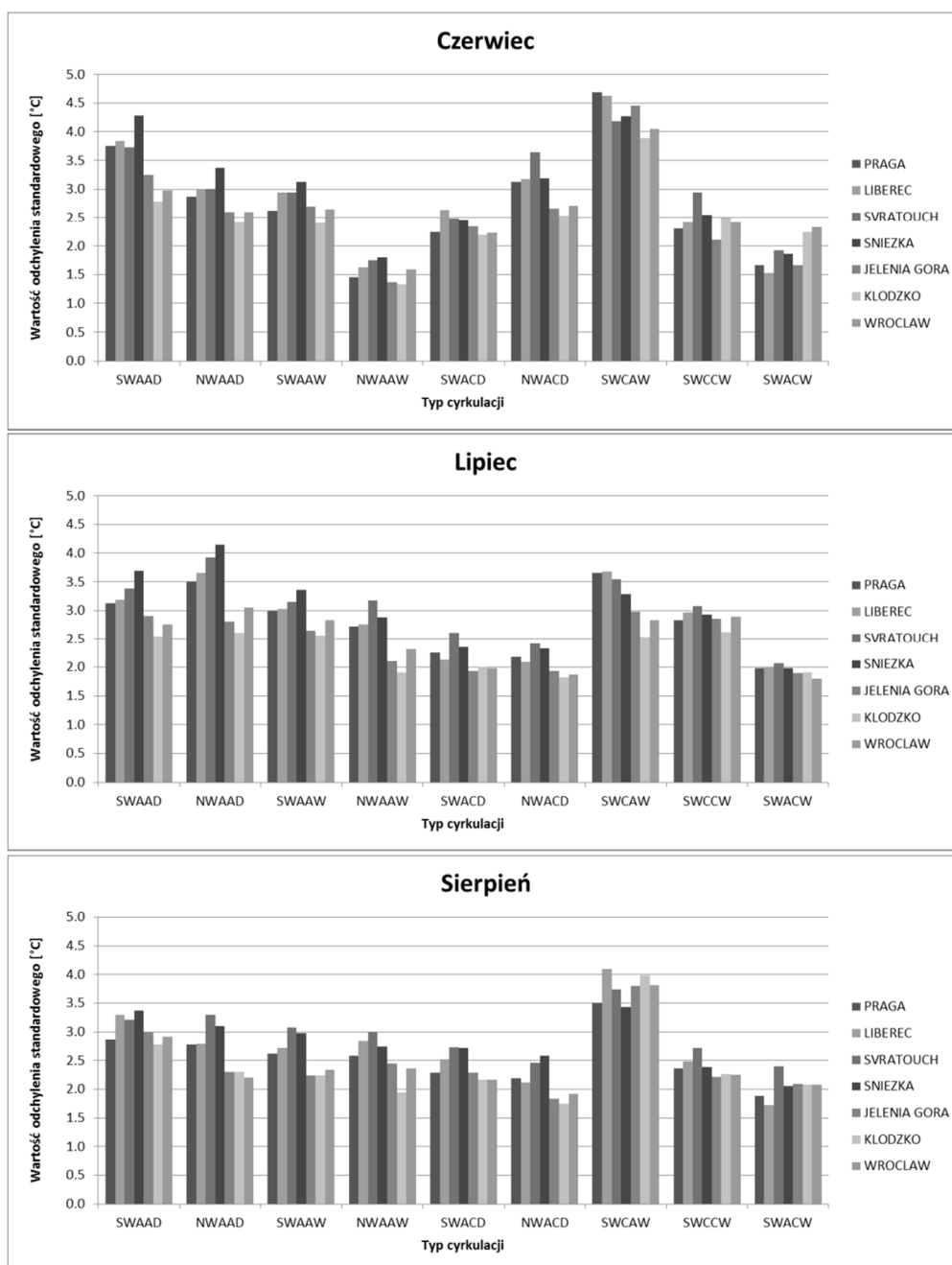
Źródło: www.weather.uwyo.edu

(diagram użyto za zgodą University of Wyoming, Department of Atmospheric Science)

Mała miąższość warstw inwersji z osiadaniami w miesiącach letnich odzwierciedla się w braku zróżnicowania kierunku i nieznacznymi różnicami wartości średnich odchyleń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza między stacjami zlokalizowanymi w formach wklęsłych i wypukłych w górnych i dolnych antycyklonalnych typach suchych SWAAD i NWAAD (ryc. 53). W typie SWAAD przez cały okres lata występują dodatnie wartości średnich odchyleń rzeczywistych temperatury powietrza, natomiast w typie NWAAD niemal niezmiennie – ujemne. W obu typach zaobserwować można też utrzymującą się przez cały sezon letni różnicę w wielkości odchyleń standardowych pomiędzy dowietrznym i zawietrznym skłonem Sudetów, sięgającą od około 0,2°C (sierpień) do 0,5°C (czerwiec, lipiec) w typie SWAAD i od 0,4°C (czerwiec, sierpień) do 1,0°C (lipiec) w NWAAD (ryc. 54). Najwyższe wartości odchyleń standardowych dotyczą niemal niezmiennie form wypukłych, gdyż z powodu niewielkiego stopnia zachmurzenia występuje silne



Ryc. 53. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w czerwcu, lipcu i sierpniu dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.
Źródło: opracowanie własne



Ryc. 54. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w czerwcu, lipcu i sierpniu dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.

Źródło: opracowanie własne

nagrzewanie powietrza nad tymi formami w ciągu dnia i szybkie wypromieniowanie ciepła w nocy.

Stosunkowo niedużą zmienność w obrębie procesów różnicujących rozkład przestrzenny temperatury powietrza w miesiącach letnich potwierdzają wyniki analizy korelacyjnej temperatury powietrza z użyciem zmiennych wskaźników morfometrycznych i charakterystyk pokrycia terenu oraz średniej miesięcznej wartości temperatury powietrza na powierzchni izobarycznej 850 hPa. Bardzo istotna ($0 < \alpha < 0,001$), odwrotnie proporcjonalna zależność od wysokości n.p.m. (wskaźnik zwartości), podobnie jak w miesiącach wiosennych związana jest z niewielką odległością sąsiedztwa (100 – 500 m; tab. 26). W obu typach cyrkulacji, za wyjątkiem SWAAD w sierpniu, niemal przez cały okres lata utrzymuje się bardzo istotna zależność od szerokości geograficznej (współrzędna Y), a więc czynnika odzwierciedlającego rolę warunków insolacyjnych. W czerwcu i w lipcu w typie SWAAD wpływ tych warunków zaznacza się dodatkowo poprzez wprost proporcjonalne oddziaływanie wypukłości formy terenu ($0 < \alpha < 0,01$).

Tab. 26. Stopień istotności zmiennych oddziaływujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWAAD i NWAAD w miesiącach letnich; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.

Źródło: opracowanie własne

			Czerwiec		Lipiec		Sierpień	
zmienne		rodzaj wpływu	SWAAD	NWAAD	SWAAD	NWAAD	SWAAD	NWAAD
T850		+					***	
Położenie	X	-		***		***		***
	Y	-	***	***	***	***		***
Forma	100 m	+	***		**			
Bufory		+			.			
ZasNE	200 m	+					*	
	500 m	+		**		*		
ZasSW	15 km	+						**
Zwartość formy	100 m			***				***
	200 m	-	***		***	***		
	500 m						***	

Podobnie jak w miesiącach zimowych i wiosennych w typie NWAAD bardzo istotna zależność wartości średniej miesięcznej temperatury powietrza dotyczy odległości od Oceanu Atlantyckiego (zależność odwrotnie proporcjonalna; tab. 26). Istotny związek ze średnią temperaturą miesięczną powierzchni izobarycznej 850 hPa zaobserwować można jedynie w sierpniu w typie SWAAD ($0 < \alpha < 0,001$). W typie tym, w lipcu zaznacza się także wprost proporcjonalny wpływ odległości od zwartego

pasma górskiego, jednakże nie jest on istotny statystycznie, ale jedynie zbliżony ($0,05 < \alpha < 0,1$) do przyjętego progu istotności. W przeciwieństwie do miesięcy zimowych i wiosennych w lecie stosunkowo ograniczona jest rola zasłonięć terenowych. W typie NWAAD wiąże się ona z malejącym z miesiąca na miesiąc wpływem wyeksponowania terenowego z sektora NE dla odległości sąsiedztwa 500 m ($0,001 < \alpha < 0,05$), aż do zaniku tej istotności w sierpniu. W tym ostatnim miesiącu niewielki stopień istotności ($0,01 < \alpha < 0,05$) tego oddziaływania dla odległości sąsiedztwa 200 m zaobserwować można tylko w typie SWAAD. W typie NWAAD na znaczeniu zyskuje wtedy wyeksponowanie z sektora SW dla odległości sąsiedztwa 15 km ($0,001 < \alpha < 0,01$; zależność wprost proporcjonalna). Zależność temperatury powietrza od wyeksponowania z sektora NE, w obu typach cyrkulacji odzwierciedla relatywnie ograniczoną rolę swobodno- dynamicznych efektów fenowych.

W wilgotnych typach antycyklonalnych SWAAW i NWAAW stosunek wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych (ryc. 53) i standardowych (ryc. 54) od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w miesiącach letnich, pomiędzy stacjami reprezentującymi odmienne formy terenu, jest niemal niezmienny. Relatywnie niewielkim zmianom podlegają także wielkości odchyłeń standardowych, przy czym większą stałością w tym względzie odznacza się typ SWAAW. W NWAAW w czerwcu zaobserwować można znaczne obniżenie wielkości wspomnianych odchyłeń. Średnie odchylenia rzeczywiste, podobnie jak w miesiącach zimowych i wiosennych, pozostają dodatnie. Wzrost temperatury mas powietrza w miesiącach letnich sprawia jednak, że w tych wilgotnych typach cyrkulacji zanika charakterystyczne dla miesięcy zimowych zachmurzenie podinwersyjne. W efekcie, w wierzchowinowej partii Sudetów, podobnie jak na położonych niżej formach wypukłych, latem obserwuje się zdecydowanie większe wahania temperatury powietrza (ryc. 54) niż w pozostałych porach roku.

Podobnie jak w antycyklonalnych typach suchych, wyniki analizy korelacyjnej temperatury powietrza dla typów cyrkulacji SWAAW i NWAAW wykazują niewielką zmienność w obrębie procesów różnicujących przestrzennie rozkład temperatury powietrza w lecie. W typie SWAAW przez wszystkie miesiące letnie utrzymuje się bardzo istotna ($0 < \alpha < 0,001$), wprost proporcjonalna zależność od termiki powierzchni izobarycznej 850 hPa, zaś w NWAAW odwrotnie proporcjonalna od szerokości geograficznej (współrzędna Y) i odległości od Oceanu Atlantyckiego (współrzędna X; tab. 27). W obu typach cyrkulacji bardzo istotny, odwrotnie proporcjonalny wpływ wysokości n.p.m. oraz wprost proporcjonalne oddziaływanie wyeksponowania terenowego z sektora NE, związane jest z niewielką odległością sąsiedztwa (100 – 500 m). Rola wskaźnika zasłonięcia w takiej skali przestrzennej odzwierciedla ograniczoną rolę swobodno-dynamicznych efektów fenowych. W typie SWAAW w lipcu i sierpniu notuje się dodatkowo wprost proporcjonalny wpływ odległości od

zwartego pasma górskiego, jednakże stopień istotności tej zależności stopniowo maleje ($0,001 < \alpha < 0,05$).

W obrębie jednych z najchłodniejszych typów cyrkulacji SWACD i NWACD w sezonie letnim nie obserwuje się dużych zmian wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych (ryc. 53) i standardowych (ryc. 54) od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza. Brakiem zmienności charakteryzuje się ponadto stosunek wielkości odchyłeń pomiędzy stacjami reprezentującymi odmienne formy terenu, co wynika z dość stałych warunków nefologicznych (brak zachmurzenia lub rzadziej niski stopień zachmurzenia w piętrze średnim). W wyniku tego rozkład wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych temperatury powietrza odzwierciedla uwarunkowania hipsometryczne. Większe wartości odchyłeń standardowych posiadają stacje dowieznego skłonu Sudetów, a różnica temperatury między przeciwległymi stokami wynosi około $0,2^{\circ}\text{C}$ - $0,3^{\circ}\text{C}$. Wyjątkowo, w czerwcu w typie NWACD wartość ta wzrasta do $0,5^{\circ}\text{C}$. Najwyższe wartości odchyłeń standardowych dotyczą niemal niezmiennie form wypukłych.

Tab. 27. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWAAW i NWAAW w miesiącach letnich; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.

Źródło: opracowanie własne

			Czerwiec		Lipiec		Sierpień	
zmienne		rodzaj wpływu	SWAAW	NWAAW	SWAAW	NWAAW	SWAAW	NWAAW
T850		+	***		***		***	
Położenie	X	-		***		***		***
	Y	-		***		***		***
Bufory		+			**		*	
ZasNE	500 m	+	***	***	***	**	***	**
Zwartość formy	100 m		***				***	
	200 m	-						
	500 m		***		***		***	

Niewielką zmienność procesów kształtujących zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza w typach SWACD i NWACD w miesiącach letnich potwierdzają wyniki analizy korelacyjnej (tab. 28). Podobnie jak w odpowiednich typach antycyklonalnych wilgotnych w typie SWACD przez cały okres lata utrzymuje się bardzo istotna wprost proporcjonalna zależność od termiki powierzchni izobarycznej 850 hPa, a w typie NWACD - odwrotnie proporcjonalna od współrzędnych położenia X i Y. W obu typach cyrkulacji odwrotnie proporcjonalne oddziaływanie wysokości n.p.m. zaznacza się w odległości sąsiedztwa od 100 do 500 m. Niezależnie

od odległości wprost proporcjonalny wpływ wyeksponowania terenowego z sektorów NE i SE ($0,001 < \alpha < 0,01$) odzwierciedla rolę bariery górskiej w trakcie napływu stosunkowo chłodnych mas powietrza, w mniejszym stopniu zaś oddziaływanie dynamicznych procesów fenowych. Niewielka istotność statystyczna ($0,01 < \alpha < 0,05$) lub jej brak, ale przy wyraźnym zbliżeniu się do jej progu ($0,05 < \alpha < 0,1$) cechują natomiast wprost proporcjonalną zależność od wyeksponowania z sektora SW w typie SWACD (czerwiec, lipiec). Związana jest ona z kierunkiem klina ciepła widocznego w tym czasie na powierzchni izobarycznej 850 hPa. Podobny stopień istotności posiada także oddziaływanie ekspozycji solarnej terenu notowanej w tym typie w sierpniu.

Tab. 28. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWACD i NWACD w miesiącach letnich; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha > 0,1$.

Źródło: opracowanie własne

			Czerwiec		Lipiec		Sierpień	
zmienne	rodzaj wpływu		SWACD	NWACD	SWACD	NWACD	SWACD	NWACD
T850	+		***		***		***	
Położenie	X	-		***		***		***
	Y	-		***		***		***
Ekspozycja	+/-						.	
ZasNE	500 m	+	***	***	***	***	**	
ZasSW	500 m	+	.		*			
ZasSE	15 km	+						***
Zwartość formy	100 m			***		***		***
	200 m	-	***		***			
	500 m						***	

W trakcie sezonu letniego w wilgotnych i najbardziej chwiejnych typach cyklonalnych górnych z sektora SW (SWCCW, SWACW) wyraźnym zmianom, w stosunku do miesięcy wiosennych, ulega kierunek średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza (ryc. 53). W czerwcu i lipcu jest on ujemny w całym paśmie Sudetów, natomiast w sierpniu wartości ujemne obserwuje się jedynie na stokach dowietrznych. W przeciwieństwie do wspomnianych typów w wilgotnym typie cyklonalnym dolnym SWCAW dodatni kierunek wartości średnich odchyłeń rzeczywistych w lecie pozostaje niezmienny. W obrębie tego typu uwagę zwracają także znaczne wartości odchyłeń standardowych, które w czerwcu i sierpniu osiągają wartości niemal dwukrotnie wyższe od notowanych w typach SWACW i SWCCW (ryc. 54). W czerwcu i lipcu wyraźnie zaznacza się w nim różnica wielkości odchyłeń standardowych między stokami dowietrznymi i zawietrznymi, modyfikowana dodatkowo przez wpływ dynamicznych

efektów fenowych. W sierpniu z powodu większej częstości adwekcji z kierunku zbliżonego do południowego największe wartości odchyłeń odnotowuje się na stacjach wyeksponowanych z tego kierunku. Podobną sytuację zaobserwować można także w czerwcu w typach SWACW i SWCCW. W obu typach cyrkulacji, w lipcu i sierpniu stosunek wielkości odchyłeń standardowych pomiędzy stacjami reprezentującymi odmienne formy terenu jest stosunkowo bardziej wyrównany. Zjawisko to wytłumaczyć można dużą częstością sytuacji z zachmurzeniem konwekcyjnym. Niezmiennie utrzymuje się zaś różnica wielkości odchyłeń między stokami o odmiennej ekspozycji cyrkulacyjnej.

Tab. 29. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCAW, SWCCW i SWACW w miesiącach letnich; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.
Źródło: opracowanie własne

zmienne	rodzaj wpływu	Czerwiec			Lipiec			Sierpień		
		SWCAW	SWCCW	SWACW	SWCAW	SWCCW	SWACW	SWCAW	SWCCW	SWACW
T850	+	***	***	***	***	***	***	***	***	***
Położenie X	+	***	**			***	**	***	***	*
ZasNE 500 m	+	***	***	***	***		***	***		**
ZasSE 500 m	+					***			***	
ZasNW 30 km	+				**					
Zwartość formy				***						
200 m										
500 m	-	***	***		***	***	***		***	***
1 km								***		

Wyniki analizy korelacyjnej temperatury powietrza wskazują na duże podobieństwo procesów kształtujących rozkład przestrzenny temperatury powietrza w lecie w poszczególnych wilgotnych typach cyrkulacji z sektora SW: SWCAW, SWCCW i SWACW (tab. 29). We wszystkich typach utrzymuje się wtedy bardzo istotna ($0 < \alpha < 0,001$), wprost proporcjonalna zależność od termiki powierzchni izobarycznej 850 hPa. Rozkład temperatury na tej powierzchni warunkuje też, jako główny czynnik, wprost proporcjonalny kierunek wpływu współrzędnej X, którego oddziaływanie zaznacza się we wszystkich typach w sierpniu, a w SWCCW i SWACW także w lipcu, zaś w SWCAW i SWCCW w czerwcu. Wysoka istotność obu tych zależności w miesiącach letnich jest wyraźną cechą charakterystyczną dla tej pory roku. W przypadku typu SWCAW i SWACW równie istotne znaczenie posiada także wprost proporcjonalna zależność od wyeksponowania z sektora NE dla odległości sąsiedztwa 500 m. W typie SWCCW wpływ ten zaobserwować można jedynie w czerwcu, natomiast w lipcu i sierpniu na znaczeniu zyskuje oddziaływanie

wyeksponowania z sektora SE. Wynikający z tych zależności kierunek zmian temperatury w typie SWCAW powiązać można z wpływem dynamicznych zjawisk fenowych. W typie SWCCW i SWACW odpowiada on głównie roli bariery górskiej w różnicowaniu temperatury powietrza na stokach dowietrznych i zawietrznych w trakcie adwekcji wilgotnej i chwiejnej masy powietrza. W lipcu w typie SWCAW wzrost temperatury na stokach wyeksponowanych z sektorów zachodnich związany jest zaś z adwekcją mas powietrza stosunkowo ciepłych i bardziej suchych w dolnej części troposfery. We wszystkich wilgotnych typach cyrkulacji z sektora SW przez cały okres lata utrzymuje się bardzo istotna zależność od wysokości n.p.m., wyrażana przez wskaźnik zwartości dla odległości od 200 m do 1 km.

5.3.2. Pozostałe i zgrupowane typy cyrkulacji

W miesiącach letnich grupa typów cyrkulacji o częstości niższej niż 3% przypadków charakteryzuje się największą różnorodnością. Spośród należącej do niej 5 typów nie poddawanych grupowaniu, stosunkowo największą frekwencję posiadają NEAAD (2,8%) i SWCCD (2,7%). W typie NWCCD częstość wynosi 1,7%, podczas gdy najniższa – 1,4% odnotowana została dla typów NEACD i SWCAD. Zbiór typów grupowanych, podobnie jak w innych porach roku, stanowi 7 grup: NWCgW, NWCA, SECg, SEAg, NECd, NEAdW oraz XX. W stosunku do miesięcy zimowych i wiosennych uwagę zwraca istotny wzrost częstości typów bezadwekcyjnych i nieokreślonych (XX – 3,2%). Ponad dwukrotnie wzrosła także frekwencja typów z grupy NEAdW (2,7%). W porównaniu z wiosną spadek częstości odnotowano dla grup SECg (1,1%), SEAg (1,8%) oraz NECd (2,1%), które osiągnęły w ten sposób wartości zbliżone do typowych dla miesięcy zimowych. Częstość grupy NWCgW w miesiącach letnich (3,2%) niemal nie ulega zmianom w stosunku do miesięcy wiosennych. Największy spadek częstości odnotowuje się zaś dla grupy NWCA, której frekwencja wynosi jedynie 0,7%. Należy podkreślić, że w analizowanym dwudziestoleciu w sierpniu nie odnotowano ani jednego przypadku z typem cyrkulacji z tej grupy.

W grupie tych typów cyrkulacji, najniższe wartości średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w miesiącach letnich obserwuje się w suchych typach cyklonalnych górnych: SWCCD i NWCCD oraz NEACD (ryc. 55). W typach górnych i dolnych cyklonalnych SWCCD i NWCCD przez cały okres lata ich wartości są ujemne sięgając w sierpniu do $-5,0^{\circ}\text{C}$ (SWCCD). W typie NEACD najniższe wartości ujemne, sięgające ponad $-4,0^{\circ}\text{C}$ obserwuje się w czerwcu. W lipcu wielkość średnich odchyłeń rzeczywistych jest już o połowę niższa, zaś w sierpniu kierunek odchyłeń zmienia się na dodatni. Temperatura notowana w lipcu na powierzchni izobarycznej 850 hPa w typie SWCCD osiąga od 5°C do 10°C , podczas gdy w NWCCD od 4°C do 10°C . W typie NEACD jest ona także stosunkowo wysoka sięgając od 8°C do 11°C . Bezpośredni wpływ na ten stan posiada znaczny stopień transformacji napływających

mas powietrza, w warunkach małej intensywności adwekcji. Z powodu obecności dolnego antycyklonu największe wartości odchyłeń standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza notuje się w tym typie głównie na Śnieżce (ryc. 56). W każdym z miesięcy letnich w NEACD zaznacza się ponadto zróżnicowanie wielkości odchyłeń standardowych między stokami dowietrznymi i zawietrznymi, na które nakłada się oddziaływanie dynamicznych zjawisk fenowych, wyraźne zwłaszcza w sierpniu. W typach SWCCD i NWCCD wielkości odchyłeń standardowych różnicują się w zależności od ekspozycji cyrkulacyjnej stoków, ale wartości te cechuje stosunkowo duża zmienność z miesiąca na miesiąc. Wynika ona ze zmiany kierunku napływu masy w ramach sektorów SW (SSW – WSW) oraz NW (WNW – NNW).

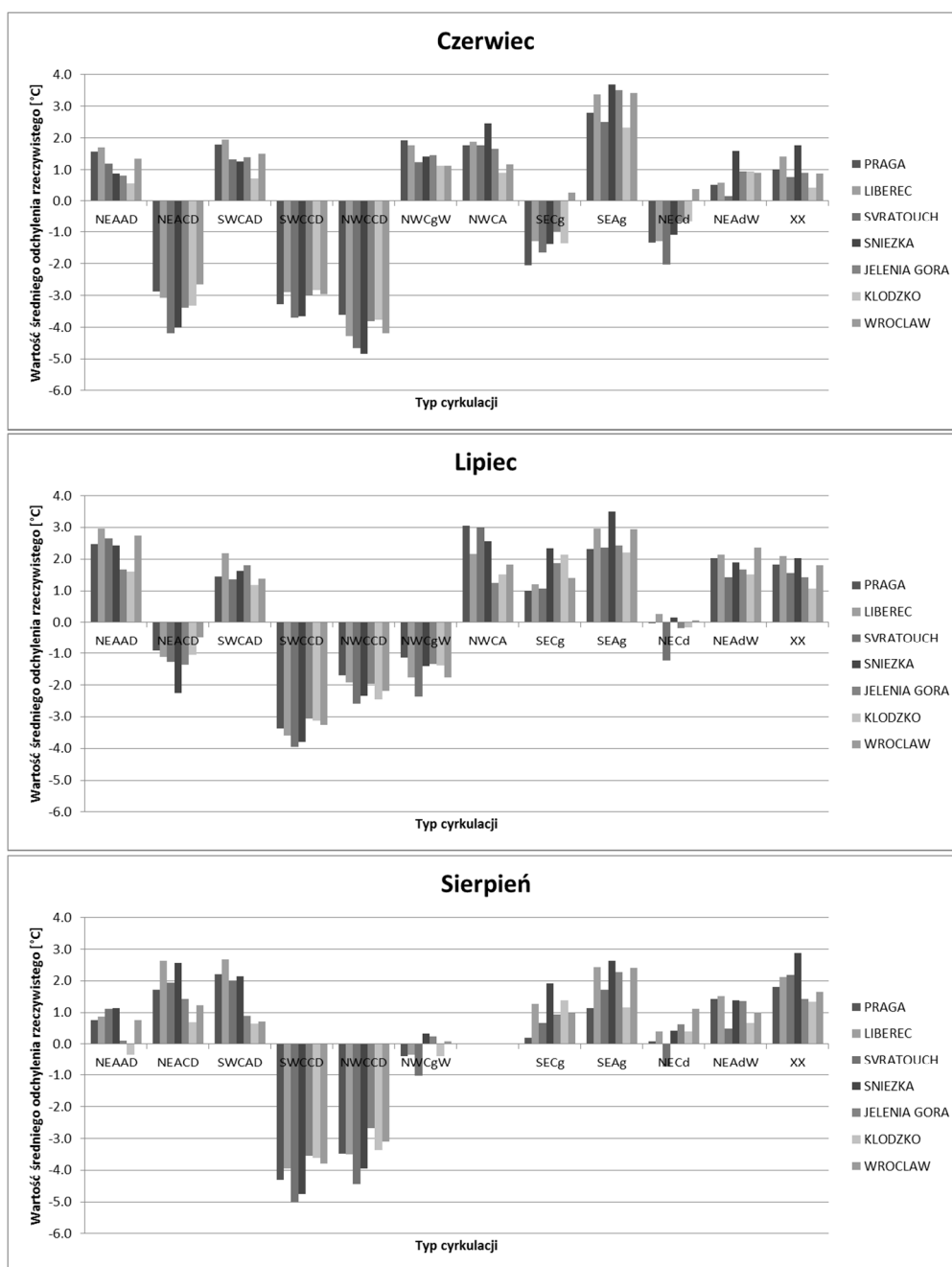
W przeciwieństwie do typu cyrkulacji SWCAD i grupy typów NWCA charakteryzującej się względną stałością wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w miesiącach letnich, w obrębie grupy NWCgW zaobserwować można dużą zmienność kierunku odchyłeń (ryc. 55). Bezpośredni wpływ na tę zmienność wywiera stosunek typów NWACW i NWCCW w grupie. W czerwcu, gdy kierunek średnich odchyłeń rzeczywistych jest dodatni, dwukrotną przewagę częstości osiąga typ NWACW. W lipcu i sierpniu stosunek ten ulega odwróceniu, podobnie jak kierunek średnich odchyłeń rzeczywistych. Porównanie temperatury powietrza na powierzchni izobarycznej 850 hPa dla obu typów w lipcu wykazało, że masy charakterystyczne dla typu NWCCW są stosunkowo chłodne (od 5°C do 8°C). W typie NWACW notuje się w tym czasie od 7°C do 10°C, podobnie jak w obu typach grupy NWCA. Stosunkowo najcieplejsze masy powietrza występują w tym czasie w typie SWCAD, osiągając od 10°C do 14°C na powierzchni izobarycznej 850 hPa. We wszystkich spośród wymienionych grup i typów cyrkulacji przez cały okres lata obserwuje się zróżnicowanie wielkości odchyłeń standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza między stokami dowietrznymi i zawietrznymi, na które nakładają się efekty termiczne dynamicznych zjawisk fenowych (czerwiec i lipiec w SWCAD i czerwiec w NWCA) oraz antycyklonalnego osiadania powietrza (sierpień w SWCAD i czerwiec w NWCgW; ryc. 56). W SWCAD w czerwcu wyraźny jest ponadto wzrost wartości odchyłeń standardowych w stacjach eksponowanych z kierunku południowego.

Podobnie jak w miesiącach wiosennych, przez cały okres letni w grupie typów cyrkulacji z sektora SE dominują typy wilgotne. Masy powietrza napływające z tego kierunku są w miesiącach letnich bardzo ciepłe, więc w grupie antycyklonalnej górnej SEAg stosunkowo rzadko obserwuje się duży stopień zachmurzenia. W efekcie, niezależnie od miesiąca, dla grupy tej notuje się dodatnie średnie odchylenia rzeczywiste od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza (ryc. 55). W grupie SECg obecność zachmurzenia obserwuje się najczęściej w typie SECCW, charakteryzującym się znaczną frekwencją adwekcji chwiejnych mas

powietrza, przy czym liczba dni z zachmurzeniem ulega z miesiąca na miesiąc dużym zmianom. Zmianie ulega także kierunek średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza oraz wielkość odchyłeń standardowych (ryc. 56). W czerwcu w grupie SECG dwukrotna przewaga częstości dotyczy wilgotnych typów cyrkulacji z dużym stopniem zachmurzenia, co skutkuje ujemnymi wartościami średnich odchyłeń rzeczywistych i najniższymi wartościami odchyłeń standardowych notowanych na Śnieżce i na dowietrznym skłonie Sudetów. W lipcu frekwencja tych sytuacji wyraźnie maleje, zaś w sierpniu znów wzrasta, co odzwierciedla się odpowiednio we wzroście i spadku wielkości odchyłeń standardowych. W obu miesiącach kierunek średnich odchyłeń rzeczywistych jest dodatni.

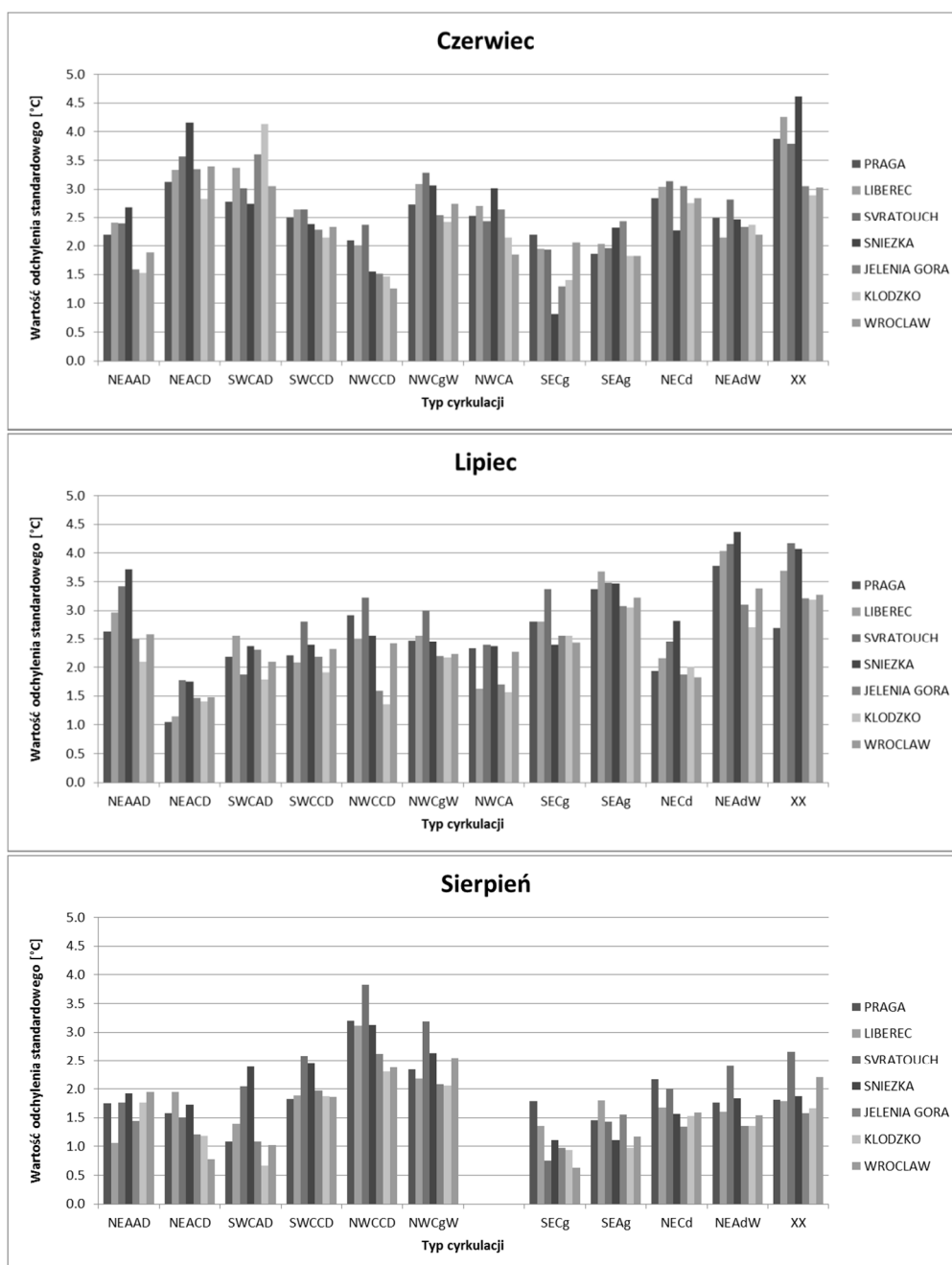
Wartości temperatury powietrza w lipcu na powierzchni izobarycznej 850 hPa w wilgotnym typie SECCW wahają się w dość szerokich granicach: od 8°C do 16°C, podczas gdy w SWACW od 13°C do 16°C. W odpowiednich typach suchych notuje się wtedy od 13°C do 16°C w SECCD i od 13°C do 15°C w SEACD. W grupie SEAG duży rozrzut tej wartości dotyczy wszystkich wchodzących w skład tej grupy typów cyrkulacyjnych. Wartości temperatury wynoszą tu odpowiednio od 15°C do 20°C w typie SEAAD i od 13°C do 17°C w SEAAW oraz od 10°C do 15°C w SECAD i od 13° do 18°C w SECAW. Niezależnie od termiki powierzchni izobarycznej, we wszystkich miesiącach letnich, przy powierzchni ziemi zaznacza się różnica wielkości odchyłeń standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza między stokami dowietrznymi i zawietrznymi (ryc. 56). W grupie SEAG, z powodu antycyklonalnego osiadania powietrza, głównie w typach SEAAD i SEAAW, wyższe wartości tych odchyłeń cechują szczyt Śnieżki. Wyraźny wzrost wartości odchyłeń standardowych w Jeleniej Górze w czerwcu i sierpniu wytłumaczyć można zaś wzrostem prędkości przepływu ciepłych mas powietrza wynikającym z południowo-wschodniego przebiegu doliny Bobru powyżej stacji pomiarowej.

W miesiącach letnich w suchym typie antycyklonalnym NEAAD, podobnie jak w wilgotnej grupie NEAdW, obserwuje się dodatnie średnie odchylenia rzeczywiste od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza (ryc. 55). Cechą charakterystyczną, wynikającą z obecności warstw osiadającego powietrza, są też notowane w tych typach, najwyższe wartości odchyłeń standardowych w obrębie stacji wysokogórskich (w NEAdW głównie w lipcu i sierpniu; ryc. 56). W grupie cyklonalnej dolnej NECd kierunek średnich odchyłeń rzeczywistych ulega zmianom od ujemnych w lipcu po dodatnie na większości stacji w sierpniu. Zmiany te odpowiadają stosunkowi częstości typów wilgotnych i suchych w grupie NECd. W czerwcu przewaga typów wilgotnych jest 2,5 – krotna, zwiększając się w lipcu do 5 – krotnej, a w sierpniu do 13 – krotnej. W tym samym czasie w grupie NEAdW, zwłaszcza w lipcu i sierpniu, dominuje typ NEAAW. Analiza poszczególnych przypadków z typem NEAAW wykazała, że napływające masy są stosunkowo ciepłe



Ryc. 55. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w czerwcu, lipcu i sierpniu dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.

Źródło: opracowanie własne



Ryc. 56. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w czerwcu, lipcu i sierpniu dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.

Źródło: opracowanie własne

(od 10°C do 13°C na powierzchni izobarycznej 850 hPa w lipcu) i charakteryzują się relatywnie małym stopniem zachmurzenia. W przeciwieństwie do nich powietrze typowe dla NEACW jest chłodniejsze (od 8°C do 10°C), częściej też obserwuje się w nim zachmurzenie w piętrze dolnym. W grupie typów NECd najchłodniejsze masy powietrza notuje się w typach wilgotnych NECCW (od 8°C do 12°C na powierzchni izobarycznej 850 hPa w lipcu) i NECAW (odpowiednio od 8°C do 13°C), przy czym za duży rozrzut wartości temperatury, także przy powierzchni ziemi, odpowiada zmienność wielkości zachmurzenia. Stosunkowo najcieplejsze powietrze na powierzchni izobarycznej 850 hPa występuje w typach suchych z grupy NECd: NECCD i NECAD (od 10°C do 13°C) oraz w typie NEAAD (od 12°C do 14°C).

W grupie nieokreślonych typów cyrkulacji w lecie utrzymuje się przewaga typów dolnych antycyklonalnych (głównie XXAAD i XXAAW, rzadziej XXACD), jednakże dość duża reprezentacja dotyczy także wilgotnych typów dolnych cyklonalnych XXCCW (głównie czerwiec i sierpień) i XXCAW (lipiec). W mniejszości pozostają typy XXACW, XXCAD oraz XXCCD. Najcieplejsze masy powietrza w lipcu na powierzchni izobarycznej 850 hPa obserwuje się w rzadkim typie XXCAD (od 15°C do 17°C). W pozostających w większości typach XXAAD i XXAAW masy są także stosunkowo ciepłe (od 13°C do 16°C), co skutkuje dodatnimi wartościami średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w kolejnych miesiącach letnich (ryc. 56). Na różnice wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych między poszczególnymi miesiącami wpływ posiada częstość typów chłodniejszych: XXACD (od 8°C do 10°C na powierzchni izobarycznej 850 hPa w lipcu), XXCCW (odpowiednio od 8°C do 11°C) oraz typu cieplejszego XXCAW (od 13°C do 16°C). Duży wpływ antycyklonalnego osiadania powietrza w sytuacjach „bezadwekcyjnych” zaznacza się najczęściej w wysokich wartościach odchyłeń standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w obrębie stacji wysokogórskich w czerwcu i lipcu (ryc. 56). W miesiącach tych wyższe wartości odchyłeń notuje się także na zachodnim skłonie pasma Sudetów.

5.3.3. Podsumowanie

1. W miesiącach letnich grupę najczęstszych typów cyrkulacji współtworzy 9 typów cyrkulacji. W porównaniu zimą i wiosną na znaczeniu tracą typy SWCCD, NWCCD oraz NEAAD i NEACD. Silny wzrost frekwencji dotyczy zaś typu SWAAW i SWACD oraz dotąd rzadkiego typu SWACW.

2. W stosunku do pozostałych pór roku, w lecie, wartości gradientu barycznego między ośrodkami ciśnienia, charakterystycznymi dla poszczególnych typów cyrkulacji, są najniższe. Wspomniane ośrodki baryczne sięgają wyższych szerokości geograficznych, co powoduje modyfikację toru i dynamiki ruchu mas powietrza oraz ich cech termiczno-wilgotnościowych.

3. W miesiącach letnich istotnie wzrasta chwiejność mas powietrza. Największe miąższości warstw o stratyfikacji chwiejnej obserwuje się w typach SWACW

i SWCCW w środkowej troposferze i w typie SWCAW w dolnej troposferze. Wymuszona konwekcja w trakcie przekraczania bariery orograficznej wzmacnia ruchy pionowe w wymienionych typach cyrkulacji, doprowadzając do rozwoju chmur konwekcyjnych i wystąpienia zjawisk burzowych, a tym samym do różnicowania wartości temperatury powietrza na stokach dowietrznych i zawietrznych. W zależnościach korelacyjnych rozkładu temperatury powietrza oddziaływanie to zaznacza się poprzez istotną rolę zasłonięcia terenowego z sektora NE, rzadziej SE.

4. Miąższość warstw inwersji związanych z osiadaniem powietrza w antycyklonalnych typach cyrkulacji jest w miesiącach letnich najmniejsza. Z powodu ogólnego wzrostu temperatury mas powietrza w typach antycyklonalnych wilgotnych rzadziej obserwuje się także zachmurzenia podinwersyjne. W efekcie w typach tych wzrasta przestrzenne zróżnicowanie temperatury powietrza związane z wpływem wysokości n.p.m. i formy terenu.

5. Podobnie jak w miesiącach wiosennych w lecie w każdym z typów cyrkulacji najistotniejszym czynnikiem modyfikującym rozkład przestrzenny temperatury powietrza jest wysokość n.p.m. Jej wpływ zaznacza się dla małej odległości sąsiedztwa – od 100 do 500m. W suchych typach cyrkulacji zaznacza się dodatkowo silny związek zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza od czynników modyfikujących ilość dopływającego promieniowania słonecznego – szerokości geograficznej oraz formy terenu (głównie SWAAD). Największe odchylenia przeciętne od średniej miesięcznej temperatury powietrza notuje się w tych typach szczególnie na formach wypukłych.

6. W stosunku do innych sezonów, w większości typów cyrkulacji ograniczona jest rola zasłonięć terenowych, odzwierciedlających wpływ efektów fenowych na rozkład przestrzenny temperatury powietrza. Za jej zróżnicowanie w typach z sektora NW oraz wilgotnych typów z sektora SW odpowiada w dużej mierze odległość od Oceanu Atlantyckiego, zaś we wszystkich typach z sektora SW – termika napływających mas powietrza opisywana tu przez rozkład średniej miesięcznej temperatury na powierzchni izobarycznej 850 hPa. Zależność od termiki powierzchni izobarycznej pozostaje jednakże pod wpływem znacznej częstości typów z sektora SW w miesiącach letnich.

7. Z powodu sezonowych zmian termiki napływających mas powietrza i ich relacji do temperatury mas zalegających nad obszarem badań, w miesiącach letnich w wilgotnych cyklonalnych typach cyrkulacji SWCCW i SWACW zmianie ulega kierunek średnich odchyżeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza. Z uwagi na dużą częstość adwekcji zbliżonych do kierunku południowego największe wartości odchyżeń dotyczą szczególnie stacji wyeksponowanych od południa.

5.4. Jesień

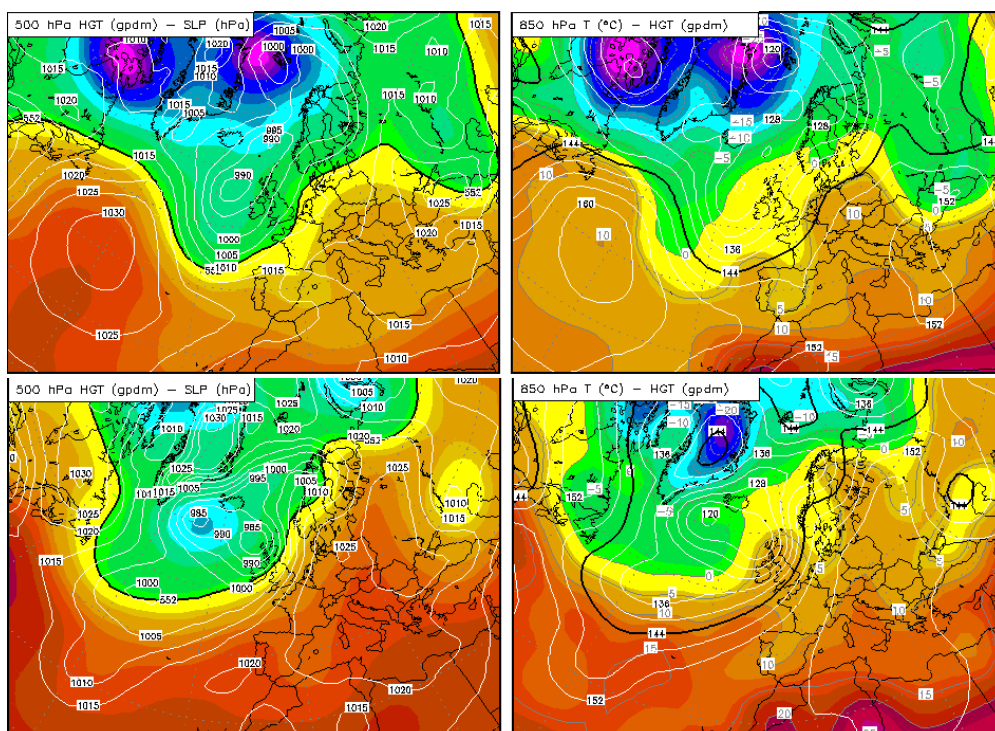
5.4.1. Najczęstsze typy cyrkulacji

Grupę najczęstszych typów cyrkulacji w miesiącach jesiennych buduje, podobnie jak w zimie, 12 typów cyrkulacji. Zgodnie z prawidłowością obserwowaną w innych porach roku do grupy tej zalicza się 8 typów cyrkulacji o największej częstości rocznej oraz dodatkowo SWACW, NEACD, SWCCD i NWCCD. W grupie tej zaobserwować można kilka cech typowych dla miesięcy letnich - obecność typu SWACW i brak NEAAD oraz najwyższą, w stosunku do innych typów, częstość SWAAW (12,7%). Wysokie wartości częstości w miesiącach jesiennych osiągają ponadto NWAAD (10,1%), NWACD (9,7%) oraz SWAAD (8,8%). Frekwencja powyżej 5% notowana jest też w SWACD (7,0%), SWCCW (6,9%), SWCAW (6,3%) NWAAD (6,2%) i SWCCD (5,4%). Stosunkowo najniższą częstość obserwuje się dla typów NWCCD (3,7%), SWACW (3,5%) i NEACD (3,0%).

W związku z pogłębianiem się różnic wielkości pola ciśnienia w charakterystycznych układach barycznych, ich rozkłady w typach cyrkulacji dla miesięcy jesiennych najbliższe są odpowiednim z okresu wiosny (ryc. 57). Wzrost wartości ciśnienia w układach antycyklonalnych i pogłębianie się układów cyklonalnych prowadzi do intensyfikacji adwekcji powietrza, szczególnie w typach cyklonalnych (ryc. 58). Wyraźne zmiany pola ciśnienia zaobserwować można zwłaszcza w porównaniu ze słabogradentowymi sytuacjami letnimi. Charakterystyczny dla lata, daleki, północny zasięg układów antycyklonalnych ulega stopniowemu zmniejszaniu. Różnice między sezonem letnim i jesiennym dotyczą także okresu oddziaływania typów antycyklonalnych. W miesiącach jesiennych obserwuje się znaczny wzrost częstości sytuacji, gdy dany typ cyrkulacji utrzymuje się dłużej niż 2 kolejne dni. Szczególnie wyraźnie zaobserwować można to we wrześniu i październiku w typie NWAAD, a w SWAAW we wszystkich miesiącach jesieni. W październiku notuje się ponadto największą częstość sytuacji z długotrwałym oddziaływaniem typu SWAAW. Dłuższy okres wpływu w tym miesiącu posiada także typ SWAAD, zaś w NWAAD obserwuje się go w listopadzie. Charakterystyczną cechą w październiku i listopadzie jest także większa częstość sytuacji z dłuższym oddziaływaniem chłodnych typów SWACD i NEACD. W typie NWACD dotyczy ona jedynie listopada.

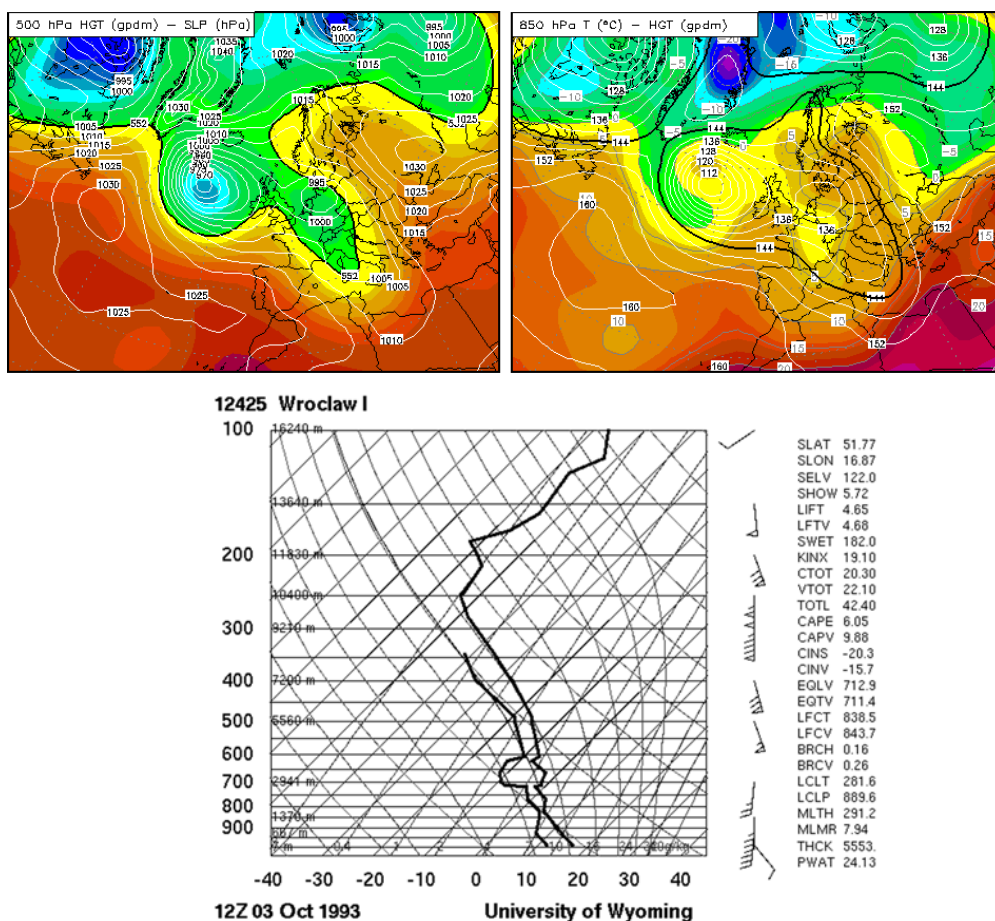
Temperatury powietrza notowane na powierzchni izobarycznej 850 hPa w październiku w obszarze badań są w poszczególnych typach cyrkulacji zbliżone do odpowiednich wartości obserwowanych w kwietniu. W typach górnych i dolnych antycyklonalnych wynoszą od 6°C do 11°C w SWAAD i od -5°C do 5°C w NWAAD oraz od 5°C do 10°C w SWAAW i od 2°C do 7°C w NWAAD. W najchłodniejszych typach cyrkulacji sięgają one odpowiednio od -6°C do 2°C w SWACD i od -5°C do 0°C w NWACD oraz od -5°C do 0°C w NEACD, zaś w suchych typach cyklonalnych SWCCD i NWCCD odpowiednio od -4°C

do 3°C oraz od -5°C do 0°C. Temperatura powietrza notowana w pozostałych wilgotnych typach z sektora SW, podobnie jak w miesiącach wiosennych, jest dodatnia i sięga od 4°C do 6°C w SWCAW, od 5°C do 8°C w SWCCW oraz od 4°C do 10°C w SWACW.



Ryc. 57. Porównanie przykładowych rozkładów pola ciśnienia w typie SWAAW na wiosnę (góra) i jesienią (dół). Źródło: www.wetterzentrale.de

Postępujący w miesiącach jesiennych spadek temperatury napływających mas powietrza oraz wzrost wartości ciśnienia w układach antycyklonalnych jest bezpośrednią przyczyną wzrostu częstości i miąższości warstw osiadającego powietrza. Istotnym elementem jest także względnie duża trwałość układów antycyklonalnych nad obszarem badań. W stosunku do miesięcy wiosennych częściej zaobserwować można więc warstwę osiadania powietrza, wpływającą na inwersyjny charakter rozkładu temperatury między Jelenią Górą a Śnieżką (tab. 30). Dynamiczny wzrost częstości sytuacji z warstwą osiadania o dużej miąższości notowany jesienią z miesiąca na miesiąc, zaznacza się w typach SWAAD i SWAAW. W typie NWAAD dłuższy okres z takimi sytuacjami pojawia się tylko w październiku. W grupie typów suchych antycyklonalnych dolnych, cyklonalnych górnych dużą miąższość warstwy osiadającego powietrza obserwuje się jedynie w typach chłodniejszych: NWACD



Ryc. 58. Przykładowy diagram aerologiczny i rozkład pola ciśnienia w typie SWCCW w październiku

Źródło: www.wetterzentrale.de; www.weather.uwyo.edu

(diagram użyto za zgodą University of Wyoming, Department of Atmospheric Science)

Tab. 30. Średnia częstość [%] sytuacji z osiadaniami powietrza, warunkująca inwersyjny rozkład temperatury powietrza między Śnieżką a Jelenią Górą w miesiącach jesiennych wielolecia 1991-2010.

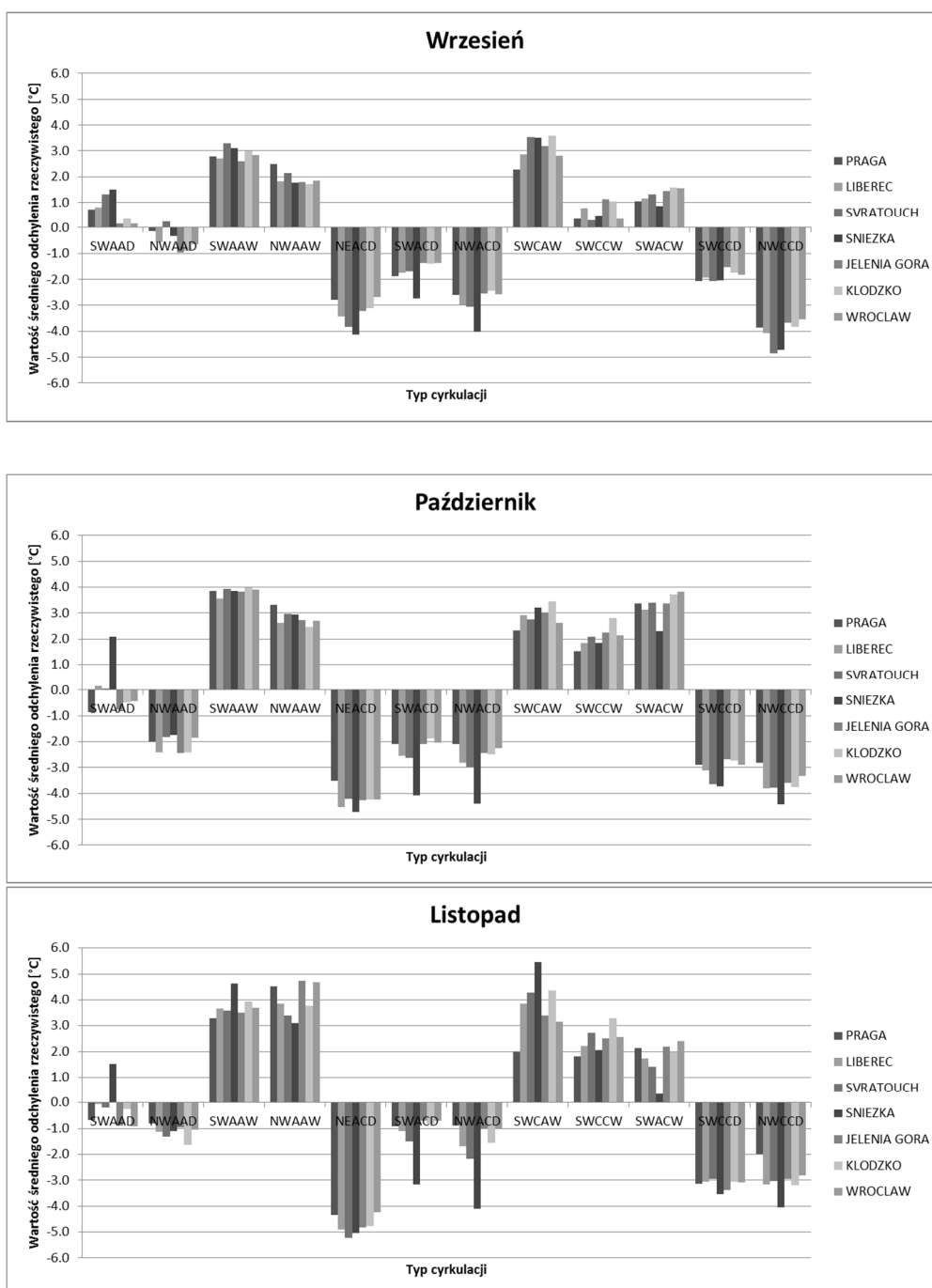
Źródło: opracowanie własne

typ	Wrzesień	Październik	Listopad
SWAAD	0,0	21,8	25,7
NWAAD	1,4	12,5	9,4
SWAAW	0,0	1,2	18,6
NWAAW	0,0	6,7	0,0
SWACD	0,0	0,0	0,0
NWACD	0,0	2,2	0,0
NEACD	0,0	6,7	5,9

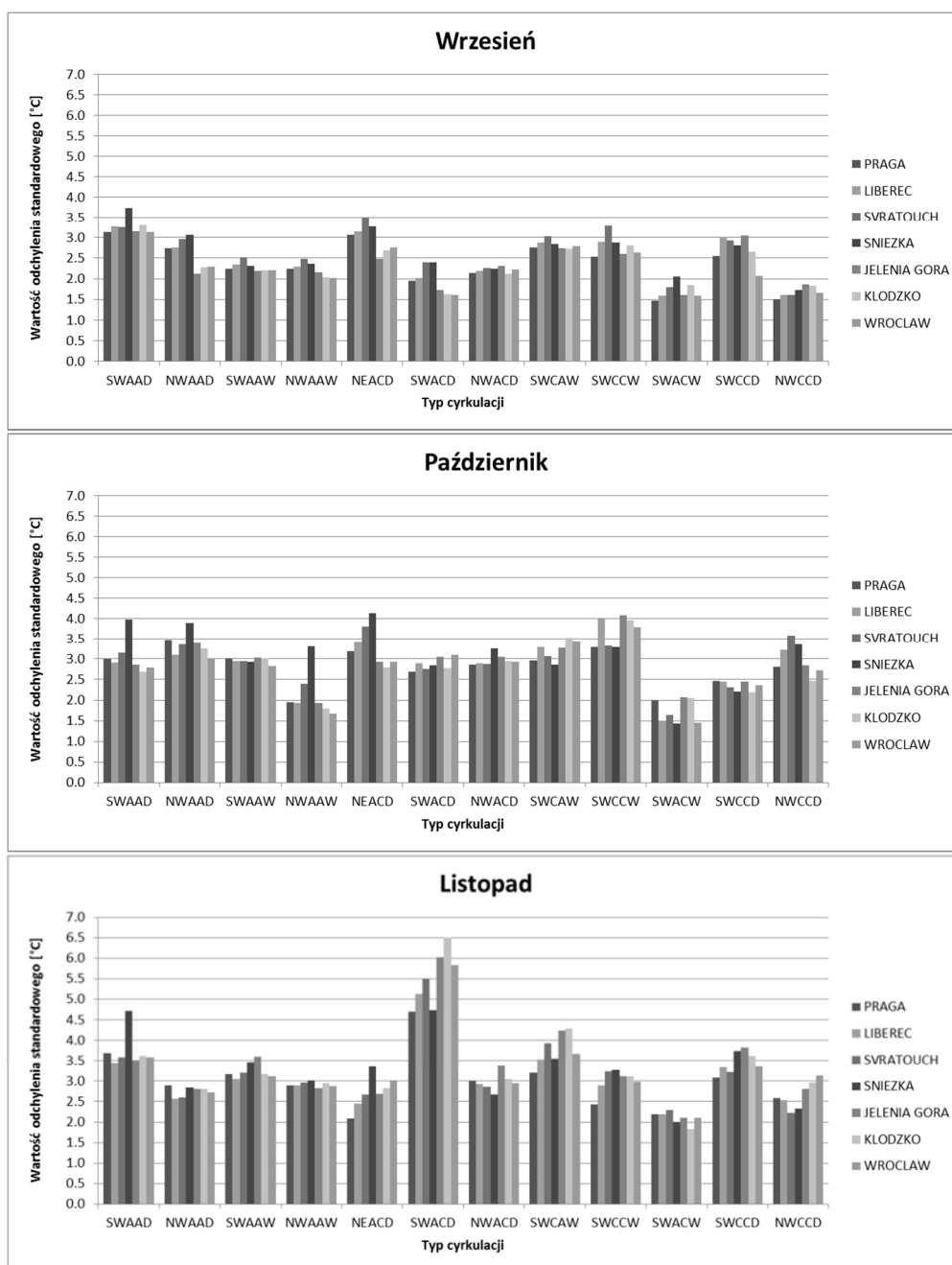
(październik) oraz NEACD (październik, listopad). Jesienią we wszystkich typach antycyklonalnych z dużą zawartością wody w dolnej części troposfery, wzrasta częstość sytuacji z zachmurzeniem podinwersyjnym. W typach cyklonalnych dolnych maleje zaś stopień chwiejności mas powietrza.

Analiza wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych (ryc. 59) i standardowych (ryc. 60) od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w miesiącach jesiennych wskazuje na znaczne podobieństwo rozkładu przestrzennego temperatury w typach antycyklonalnych do cech tego rozkładu w okresie zimowym. Szczególnie wyraźnie zbieżność tę zaobserwować można w październiku i listopadzie w typie SWAAD, a w NWAAD w październiku, gdy częstość sytuacji z warstwą osiadającego powietrza o znacznej miąższości jest największa (tab. 30), a napływające masy powietrza są już stosunkowo chłodne. W typie SWAAD charakterystyczny jest wtedy dodatni kierunek średniego odchylenia rzeczywistego od średniej miesięcznej temperatury powietrza dla Śnieżki, w opozycji do ujemnych odchyłeń obserwowanych na pozostałych stacjach (ryc. 59). Rola antycyklonalnego osiadania powietrza na szczycie Śnieżki uwidacznia się, niezależnie od typu cyrkulacji, we wzroście wartości odchyłeń standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza. Większe wartości odchyłeń standardowych notowane jesienią w obrębie kotlin (np. Kotlina Kłodzka w NWAAD w listopadzie) związane są z, uwarunkowaną morfologicznie, utrudnioną wymianą cyrkulacyjną powietrza w czasie długotrwałego oddziaływania antycyklonalnego typu cyrkulacji (ryc. 60). W porównaniu z typem SWAAD, w NWAAD, podobnie jak w SWAAW i NWAAW, zróżnicowanie wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych i standardowych jest zdecydowanie mniejsze. Głównym powodem tych różnic jest większa częstość sytuacji z zachmurzeniem podinwersyjnym. Zaznaczyć należy jednak, że wilgotne typy antycyklonalne są relatywnie cieplejsze, dlatego notuje się w nich dodatnie wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych (ryc. 59). W listopadzie w typie SWAAW, a w NWAAD także w październiku, zaobserwować można wzrost wielkości tych odchyłeń na zawiętrznej stronie Sudetów odpowiadający roli swobodno-dynamicznych procesów fenowych.

Na stopniowy wzrost podobieństwa procesów kształtujących zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza w miesiącach jesiennych i zimowych w antycyklonalnych typach cyrkulacji wskazują wyniki analizy korelacyjnej temperatury powietrza. W typie SWAAD uwagę zwraca sukcesywny wzrost odległości sąsiedztwa w odwrotnie proporcjonalnej zależności od wysokości n.p.m. (wskaźnik zwartości) – od 200 m charakterystycznych dla miesięcy letnich, po 50 km, czyli odległość typową dla zimy (tab. 31). W NWAAD oraz wilgotnych typach SWAAW i NWAAW, podobnie jak w większości miesięcy zimowych, oddziaływanie wysokości n.p.m. związane jest z niewielką odległością – od 100 m (NWAAD i NWAAW) do 500 m (SWAAW; tab. 32). Cechą charakterystyczną we wszystkich



Ryc. 59. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej we wrześniu, październiku i listopadzie dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010. Źródło: opracowanie własne



Ryc. 60. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej we wrześniu, październiku i listopadzie dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.

Źródło: opracowanie własne

Tab. 31. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWAAD i NWAAD w miesiącach jesiennych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.

Źródło: opracowanie własne

			Wrzesień		Październik		Listopad	
zmienne	rodzaj wpływu		SWAAD	NWAAD	SWAAD	NWAAD	SWAAD	NWAAD
T850	+		***	***			***	*
Położenie	X	-	***		.			***
	Y	-				***		
Forma	200 m	+	**					
Nachylenie		-			*		**	
ZasNE	500 m	+		***				
ZasSE	500 m	+				**		
ZasSW	500 m	+		***				
ZasNW	100 m	+/-						**(-)
	50 km				***			
Zwartość formy	100 m	-		***		***		***
	200 m		***					
	500 m				***			
	50 km						***	

typach cyrkulacji jest także wyraźny wpływ wyeksponowania i zasłonięcia terenowego z różnych sektorów kierunkowych. Główną przyczyną notowanych zmian istotności tych zależności są zmiany termiki napływających mas powietrza oraz częstotliwości swobodno-dynamicznych zjawisk fenowych.

W typie NWAAD we wrześniu, gdy napływające masy powietrza są jeszcze stosunkowo ciepłe, a kierunek adwekcji często zbliża się do zachodniego, wzrost temperatury notowany jest na stokach wyeksponowanych z kierunku SW (tab. 31). Na przeciwległym skłonie Sudetów temperatura rośnie pod wpływem oddziaływania swobodno-dynamicznych efektów fenowych, co tłumaczy obecność istotnej zależności od wyeksponowania z sektora NE. W październiku wpływ fenu w tym typie cyrkulacji opisywany jest przez istotne oddziaływanie wyeksponowania z sektora SE (wpływ wprost proporcjonalny), zaś w listopadzie – z sektora NW (wpływ odwrotnie proporcjonalny). Podobną rolę przypisać można wprost proporcjonalnej zależności od wyeksponowania z sektora NW, notowanej w październiku w typie SWAAD. Napływająca masa powietrza jest w tym czasie jeszcze stosunkowo ciepła i odzwierciedla ona głównie rolę bariery górskiej w różnicowaniu temperatury powietrza na stokach dowietrznych i zawietrznych. Podobne oddziaływanie zaobserwować można w wilgotnych typach antycyklonalnych SWAAW (październik, listopad) oraz NWAAW (listopad), gdy przy adwekcji stosunkowo cieplej masy powietrza strona

zawietrzna (odpowiednio SE i SW) jest nieco chłodniejsza (tab. 32). Rolę fenu w tych typach ujawniają zależności od wyeksponowania z sektora NE (październik, listopad), a w SWAAW dodatkowo SE (wrzesień) i NW (listopad). Zaznaczyć należy, że w wilgotnych typach antycyklonalnych zależności od wskaźników zasłonięcia i wyeksponowania dotyczą najczęściej dużych odległości sąsiedztwa.

Tab. 32. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWAAW i NWAAW w miesiącach jesiennych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.

Źródło: opracowanie własne

			Wrzesień		Październik		Listopad	
zmienne		rodzaj wpływu	SWAAW	NWAAW	SWAAW	NWAAW	SWAAW	NWAAW
T850		+	***	***				
Położenie	X	-		***		***		***
	Y	-				***		
Forma	100 m	+	***					
	200 m				***			
ZasNE	500 m	+					*	
	50 km				***	**		***
ZasSE	15 km	+/-	**					
	20 km				***(-)		**(-)	
ZasNW	30 km	+					***	
ZasSW	50 km	-						***
Zwartość formy	100 m	-		***		***		***
	200 m		***		***			
	500 m						***	

W miesiącach jesiennych uwagę zwraca istotna zależność od termiki powierzchni izobarycznej notowana we wszystkich typach antycyklonalnych we wrześniu, a w SWAAD i NWAAD także w listopadzie (tab. 31, tab. 32). Odwrotnie proporcjonalne oddziaływanie odległości poziomej od Oceanu Atlantyckiego zaznacza się zaś, podobnie jak w innych porach roku w typie NWAAW. Wpływ tak rozumianej współrzędnej X (długość geograficzna) dotyczy również typu SWAAD we wrześniu oraz NWAAD w listopadzie. W październiku, w obu typach z sektora NW, zaobserwować można bardzo istotne ($0 < \alpha < 0,001$), odwrotnie proporcjonalne oddziaływanie szerokości geograficznej (Y). W typach cyrkulacji z sektora SW większy wpływ posiada wklęsłość i wypukłość formy terenu, istotna w SWAAD we wrześniu, a w SWAAW także w październiku. Od października do listopada w typie SWAAD stopniowo wzrasta też istotność odwrotnie proporcjonalnego oddziaływania nachylenia terenu.

W najchłodniejszych typach cyrkulacji NEACD, SWACD i NWACD kierunek średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w okresie jesieni jest niezmiennie ujemny (ryc. 59). Wpływ antycyklonalnego osiadania powietrza na wzrost wartości temperatury powietrza w obszarach wysokogórskich jest wtedy relatywnie niewielki. Większe wartości odchyłeń standardowych od wartości średnich miesięcznych na Śnieżce zaobserwować można w październiku w typie NEACD i NWACD oraz w listopadzie w typie NEACD (ryc. 60), co odzwierciedla zmiany częstości sytuacji z osiadaniem przedstawione w tabeli 30. Podobnie jak w miesiącach zimowych, średnie odchylenia rzeczywiste od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza notowane na Śnieżce w typach NEACD, SWACD i NWACD osiągają jedne z najniższych wartości odchyłeń dla miesięcy jesiennych (odpowiednio do $-5,0^{\circ}\text{C}$, $-4,0^{\circ}\text{C}$ i $-4,3^{\circ}\text{C}$). W typach SWACD i NWACD zaznacza się ponadto znaczne zróżnicowanie wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych między stacjami wysokogóorskimi i w położeniu dolinnym, wyraźne szczególnie w październiku i listopadzie. Podobnie jak w miesiącach zimowych, zróżnicowanie to powiązać można z występowaniem zachmurzenia podinwersyjnego na poziomie szczytu Śnieżki. W listopadzie, przy większej częstości sytuacji, gdy wspomniane typy cyrkulacji pojawiają się dłużej niż przez 2 kolejne dni, w kotlinach górskich, narażonych na zaleganie chłodu, wzrasta wielkość odchyłeń standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza. We wszystkich typach cyrkulacji, na zróżnicowanie wielkości odchyłeń standardowych między dowietrznym i zawietrznym skłonem pasma Sudetów, spowodowane wpływem adwekcji chłodnej masy powietrza, często nakłada się mniej istotny wpływ swobodno-dynamicznych efektów fenowych.

Wyniki analizy korelacyjnej temperatury powietrza wykazały duży stopień podobieństwa procesów odpowiadających za zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza w miesiącach jesiennych w typach NEACD, SWACD i NWACD. We wrześniu i październiku w typie NEACD i NWACD zaobserwować można bardzo istotną zależność od termiki powierzchni izobarycznej 850 hPa, podczas gdy w październiku i listopadzie podobieństwo obejmuje też zależność od odległości poziomej od Oceanu Atlantyckiego (tab. 33). W każdym z omawianych typów, niezależnie od pory roku, utrzymuje się odwrotnie proporcjonalny wpływ wysokości n.p.m. istotny dla niewielkiej odległości sąsiedztwa – w miesiącach jesiennych od 100 do 200 m. Rolę bariery górskiej w różnicowaniu wielkości temperatury powietrza na stokach dowietrznych i zawietrznych w trakcie adwekcji chłodnej masy powietrza oraz oddziaływanie swobodno-dynamicznych efektów fenowych, odzwierciedla wpływ wyeksponowania terenowego z sektorów: NE w typie SWACD, SE w NEACD i NWACD, SW w NEACD oraz NW w NWACD. Zaznaczyć należy jednak, że zależności związane z wpływem fenu dotyczą małych odległości sąsiedztwa,

zaś uwarunkowania cyrkulacyjne – dużych. W przypadku odwrotnie proporcjonalnego wpływu wyekspozowania z sektora SE w typie SWACD (październik, listopad) i NW w typie NEACD (wrzesień, listopad) uwzględnić należy, że napływające masy powietrza mogą być jeszcze relatywnie ciepłe lub kierunek adwekcji chłodnych mas zbliża się do osi południkowej, umożliwiając przepływ powietrza wzdłuż dotąd zawietrznych stoków. Jedynie w typie SWACD zaobserwować można bardzo istotną zależność od szerokości geograficznej, utrzymującą się od września do października. W listopadzie na znaczeniu zyskuje wklęsłość i wypukłość formy terenu, choć stopień istotności tej zależności jest nieco niższy ($0,001 < \alpha < 0,01$).

Tab. 33. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji NEACD, SWACD i NWACD w miesiącach jesiennych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.

Źródło: opracowanie własne

Zmienne	rodzaj wpływu	Wrzesień			Październik			Listopad		
		NEACD	SWACD	NWACD	NEACD	SWACD	NWACD	NEACD	SWACD	NWACD
T850		+	***	***	***		***	***		
Położenie	X	-			***		***	***		***
	Y	-	***			***				***
Forma	100 m	+							**	
ZasNE	500 m	+	*							
	50 km					***			*	
ZasSE	500 m	+/-		***	***		***			
	50 km					***(-)			***(-)	
ZasSW	50 km	+	**							
	100 m							***		
ZasNW	200 m	-								***
	50 km		**							
Zwartość formy	100 m	-	***	***	***		***			***
	200 m		***			***		***	***	

Wilgotne typy cyrkulacji z sektora SW: SWCAW, SWCCW i SWACW w każdym z miesięcy jesiennych związane są niezmiennie z dodatnimi wartościami średnich odchyleń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza (ryc. 59). We wrześniu, gdy w typach SWCCW i SWACW napływające masy powietrza są jeszcze stosunkowo chłodne oraz chwiejne, zaznacza się duża różnica wielkości średnich odchyleń rzeczywistych między nimi a typem SWCAW. Cecha ta jest typowa dla miesięcy letnich, natomiast stosunkowo niewielkie różnice wielkości średnich odchyleń rzeczywistych między typami, notowane w październiku bliższe są charakterystyce zimy. W listopadzie w typie SWCAW wyraźny wzrost wartości średniego odchylenia rzeczywistego na Śnieżce obrazuje wpływ osiadania

powietrza w górnym antycyklonie. Częstość sytuacji z warstwą osiadania w obrębie szczytu Śnieżki sięga w tym miesiącu 23,8%, podczas gdy w październiku wartość ta wynosi jedynie 3,3%. W typie SWCCW i SWACW niezależnie od miesiąca większe wartości średnich odchyłeń rzeczywistych obserwuje się na stacjach kotlinnych i w położeniu dolinnym. Analiza wielkości odchyłeń standardowych od wartości średnich miesięcznych w obrębie wszystkich trzech typów wykazała zróżnicowanie rozrzutu temperatury powietrza między stokami dowietrznymi i zawietrznymi, wynikające z oddziaływania procesów fenowych (ryc. 60). Dodatkowo wzrost wartości tych odchyłeń notowany jest w obrębie stacji wyeksponowanych z południa, w miesiącach o zwiększonej częstości adwekcji z tego kierunku. Występuje on głównie w typach SWCCW i SWACW we wrześniu, a w SWCAW i SWCCW w październiku i listopadzie.

Podobnie jak w miesiącach zimowych wyniki analizy korelacyjnej temperatury powietrza, przeprowadzonej dla jesieni, wykazały dużą zmienność temperatury powietrza w typach SWCAW, SWCCW i SWACW na osi południkowej obszaru badań (tab. 34). Bardzo istotną ($0 < \alpha < 0,001$), odwrotnie proporcjonalną zależność od szerokości geograficznej notuje się we wszystkich miesiącach jesiennych, za wyjątkiem września w typie SWACW. W typie tym większe znaczenie posiada wtedy wpływ termiki powierzchni izobarycznej 850 hPa oraz nieco mniej istotna ($0,01 < \alpha < 0,05$) zależność od odległości poziomej od zwartego pasma górskiego. W przeciwieństwie do miesięcy letnich, oddziaływanie temperatury powierzchni izobarycznej w okresie jesieni ograniczone jest jedynie do przypadku wspomnianego powyżej. W październiku i listopadzie, z powodu wzmożonego napływu ciepłego powietrza z południa tereny położone na północnym przedpolu Sudetów są chłodniejsze od obszarów zlokalizowanych na przedpolu południowym. Z uwagi na przebieg i morfologię pasma Sudetów zależność tę oddaje odwrotnie proporcjonalny wpływ wyeksponowania stoków z sektora SE oraz NW. Podobne znaczenie w listopadzie przypisać należy wprost proporcjonalnej zależności od współrzędnej X, która odzwierciedla fakt, że stacje wyeksponowane od południa zlokalizowane są głównie we wschodniej części obszaru badań.

Bardzo istotną zależność od współrzędnej X we wrześniu w typie SWCAW powiązać należy już z oddziaływaniem Oceanu Atlantyckiego (tab. 34). Wilgotna masa powietrza napływająca w tym okresie jest jeszcze stosunkowo chłodna, co tłumaczy wprost proporcjonalny kierunek zależności. Cecha ta potwierdza podobieństwo procesów różnicujących temperaturę powietrza we wrześniu, do zjawisk charakterystycznych dla okresu lata. Niezależnie od pory roku, bardzo istotne, odwrotnie proporcjonalne oddziaływanie wysokości n.p.m. w typach SWCAW, SWCCW i SWACW związane jest z niewielką odległością sąsiedztwa. W każdym z miesięcy jesiennych zaznacza się także wpływ wyeksponowania i zasłonięcia terenowego, jako odzwierciedlenie roli dynamicznych efektów fenowych. W typie

SWCAW i SWACW bardzo istotna zależność związana jest z sektorem kierunkowym NE, zaś w typie SWCCW – z sektorem SE. Na początku jesieni kierunek oddziaływania wspomnianych czynników określa także zróżnicowanie temperatury powietrza między stokami dowietrznymi i zawietrznymi w trakcie adwekcji stosunkowo chłodnej masy powietrza.

Tab. 34. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCAW, SWCCW i SWACW w miesiącach jesiennych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.
Źródło: opracowanie własne

zmienne	rodzaj wpływu	Wrzesień			Październik			Listopad		
		SWCAW	SWCCW	SWACW	SWCAW	SWCCW	SWACW	SWCAW	SWCCW	SWACW
T850	+			***						
Położenie	X	***						**	***	
	Y	***	***		***	***	***	***	***	***
Bufory	+			*						
ZasNE	500 m	***		***			*			
	50 km									***
ZasSE	500 m		**							
	30 km	+/ -			**(-)	**(-)				
	50 km									***(-)
ZasNW	100 m	-			***					
	5 km					*		**	**	
Zwar- tość formy	200 m		***		***		***			***
	500 m	-	***	***		***		***	***	

W chłodnych typach cyklonalnych suchych SWCCD i NWCCD wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w okresie jesieni, są podobnie jak w innych porach roku ujemne, zaś najniższe wartości odchyłeń notuje się na Śnieżce (ryc. 59). Uwagę zwraca także zróżnicowanie wielkości odchyłeń standardowych między stokami dowietrznymi i zawietrznymi, wynikające z roli bariery górskiej w trakcie adwekcji chłodnej masy powietrza (ryc. 60). W miesiącach o większej częstotliwości sytuacji z zachmurzeniem – wrzesień w NWCCD i październik w SWCCD – zmniejszeniu ulegają różnice wielkości odchyłeń standardowych od wielkości średnich miesięcznych między stacjami reprezentującymi odmienne formy terenu. W drugiej połowie jesieni masy powietrza napływające w typie SWCCD są częściej relatywnie ciepłe (częstszy napływ z kierunku zbliżonego do południowego), co tłumaczy obecność warstwy inwersji temperatury i efektów oddziaływania dynamicznych zjawisk fenowych. Zwiększona częstość adwekcji z kierunku północnego w typie NWCCD skutkuje

zaś większymi wartościami odchyłeń standardowych temperatury powietrza na stacjach eksponowanych z tego kierunku.

Tab. 35. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCCD i NWCCD w miesiącach jesiennych; gwiazdki symbolizują przedział wartości współczynnika α : *** gdy ($0 < \alpha < 0,001$), ** gdy ($0,001 < \alpha < 0,01$), * gdy ($0,01 < \alpha < 0,05$), . gdy ($0,05 < \alpha < 0,1$), brak oznaczeń gdy $\alpha \geq 0,1$.

Źródło: opracowanie własne

			Wrzesień		Październik		Listopad	
zmienne		rodzaj wpływu	SWCCD	NWCCD	SWCCD	NWCCD	SWCCD	NWCCD
T850		+	***	***		***		
Położenie	X	+/-					***(+)	***
	Y	-			***		***	***
Bufory		+	*					
Ekspozycja		+/-		.				
ZasNE	500 m	+	***					
ZasSE	500 m	+/-				***		
	50 km				**(-)			
ZasNW	200 m	-		***				
	5 km				***		**	*
Zwar-tość formy	100 m	-		***	***	***		***
	200 m		***				***	

Wyniki analizy korelacyjnej temperatury powietrza w typach cyrkulacji SWCCD i NWCCD wskazują na duże zróżnicowanie procesów kształtujących rozkład przestrzenny temperatury powietrza w miesiącach jesiennych. Typowa dla miesięcy zimowych, bardzo istotna ($0 < \alpha < 0,001$) zależność od termiki powierzchni izobarycznej 850 hPa w okresie jesieni występuje w obu typach cyrkulacji jedynie we wrześniu, zaś w NWCCD jeszcze w październiku (tab. 35). Na początku jesieni pewną rolę odgrywa także wpływ odległości poziomej od zwartego pasma górskiego (SWCCD) oraz ekspozycja solarna formy terenu (NWCCD), jednak stopień istotności tych zależności jest stosunkowo niewielki ($0,01 < \alpha < 0,05$) lub zależności te są statystycznie nieistotne, ale mocno zbliżone do progu istotności ($0,05 < \alpha < 0,1$). W pozostałych miesiącach w każdym z typów na znaczeniu zyskuje odwrotnie proporcjonalne oddziaływanie szerokości geograficznej. Bardzo istotna odwrotnie proporcjonalna zależność odległości poziomej od Oceanu Atlantyckiego notowana jest jedynie w listopadzie w typie NWCCD. W tym samym czasie w typie SWCCD obserwuje się wprost proporcjonalną zależność od współrzędnej X, odzwierciedlającą wzrost temperatury na stacjach wyeksponowanych od południa (większość ich zlokalizowana jest we wschodniej części obszaru badań). W obu typach cyrkulacji istotny wpływ wyeksponowania i zasłonięcia terenowego odzwierciedla rolę bariery górskiej

w kształtowaniu zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza, jednakże w typie NW kierunek oddziaływania jest niezmienny, zaś w SWCCD zaobserwować można jego zmianę. Modyfikacje w obrębie kierunku zależności związane są ze stopniowymi zmianami termiki mas powietrza. Relatywnie najmniejsze zmiany istotności w obu typach cyrkulacji dotyczą wpływu wysokości n.p.m., opisywanego przez wskaźnik zwartości terenu dla odległości sąsiedztwa od 100 do 200 m.

5.4.2. Pozostałe i zgrupowane typy cyrkulacji

Do grupy rzadkich typów cyrkulacji w okresie jesieni zakwalifikowane zostały wszystkie typy o częstości poniżej 3%. Stosunkowo najwyższą frekwencję – 2,4% odnotowano dla typu SWCAD oraz NEAAD. Pozostałe typy, podobnie jak w innych porach roku zestawiono do 7 grup: NWCgW, NWCA, SECg, SEAg, NECd, NEAdW oraz XX. Zmiany częstości grup typów cyrkulacji w stosunku do okresu lata cechuje głównie znaczny spadek frekwencji w grupach NWCgW, NEAdW i XX oraz nieco mniejszy w NECd. Wartości częstości osiągnęły tutaj odpowiednio 2,3%, 0,8%, 1,9% i 1,7%. W obu grupach typów cyrkulacji z sektora SE odnotowano wzrost frekwencji o 0,8%. W typie SECg wyniosła ona 1,9%, zaś w SEAg – 2,6%. Brak zmian w stosunku do wartości częstości typowej dla miesięcy letnich zaznaczył się, w najrzadszej w okresie jesieni, grupie NWCA (0,7%).

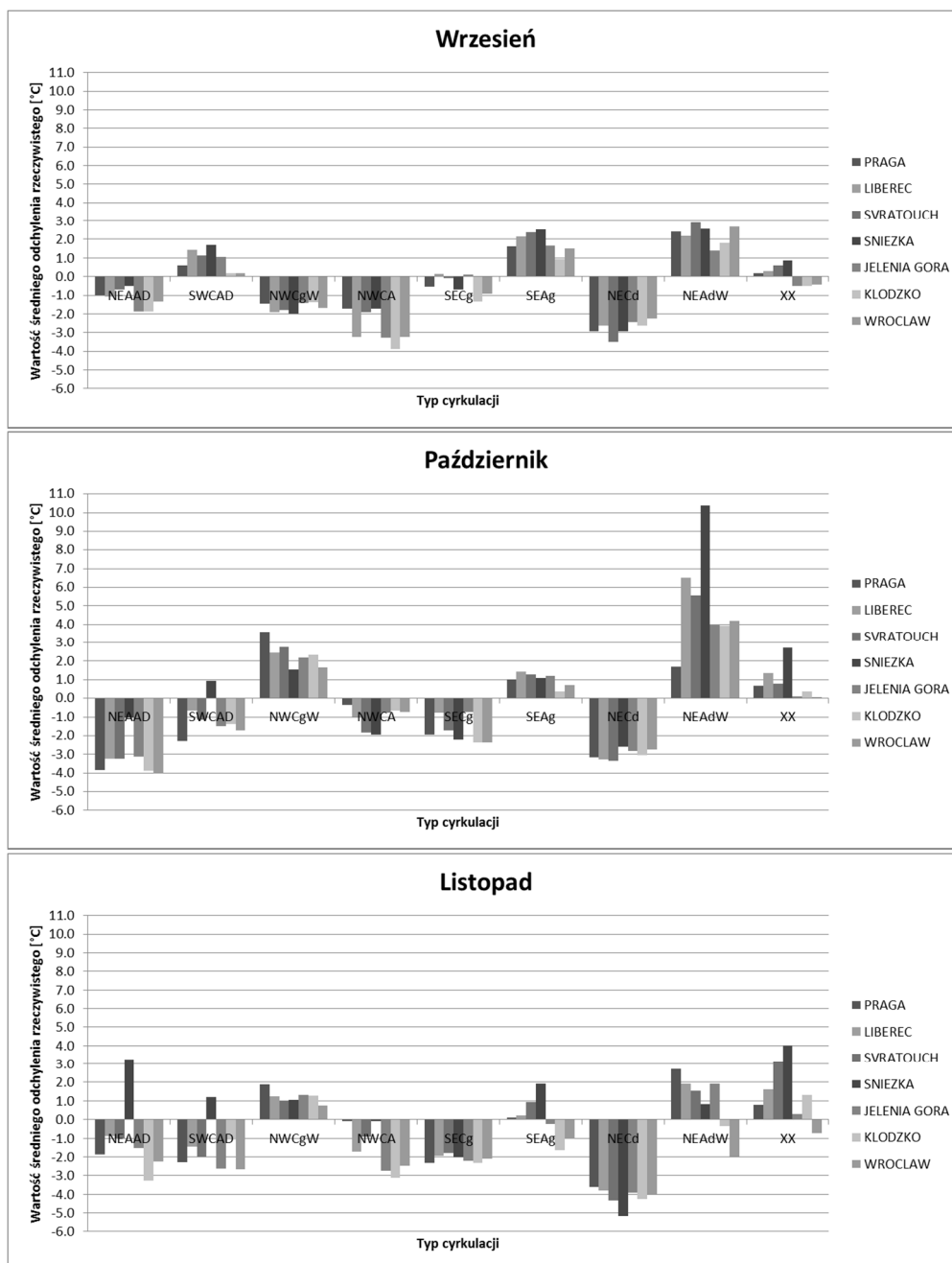
Dość wyraźne w innych porach roku, podobieństwa wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych i standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w typie SWCAD i grupie NWCA w miesiącach jesiennych nie są już tak oczywiste. Nie bez znaczenia jest tu bardzo mała częstość grupy NWCA, która utrudnia wykonanie analizy porównawczej. Niezależnie od tych trudności uwagę zwraca różnica kierunku średnich odchyłeń rzeczywistych między typem SWCAD i grupą NWCA we wrześniu, zanikająca w kolejnych miesiącach jesieni (ryc. 61). Zmiany te podyktowane są stopniowymi zmianami termiki napływających mas powietrza, a w szczególności stosunku ich temperatury do temperatury otoczenia. Niezależnie od miesiąca, sucha masa napływająca w typie SWCAD jest nieco cieplejsza od charakterystycznej dla typu NWCAD (odpowiednio od 4°C do 10°C i od 4°C do 8°C na powierzchni izobarycznej 850 hPa w październiku). Wilgotne powietrze typowe dla NWCAW we wrześniu jest jeszcze stosunkowo chłodne, zaś w październiku i listopadzie staje się relatywnie ciepłe (od 6°C do 8°C na powierzchni izobarycznej 850 hPa w październiku). Podobną zmianę zaobserwować można w wilgotnej grupie NWCgW. We wrześniu średnie odchylenia rzeczywiste od średniej miesięcznej temperatury powietrza są w tej grupie ujemne, zaś w październiku i listopadzie – dodatnie. Wartości temperatury powietrza w październiku na powierzchni izobarycznej 850 hPa w poszczególnych typach grupy NWCgW sięgają od -1°C do 5°C w NWACW oraz od 5°C do 12°C w NWCCW. Należy zaznaczyć, że dodatkowy wpływ na różnicowanie wielkości odchyłeń posiada tu zmienna częstość

typów w grupie – we wrześniu i październiku notuje się przewagę typów antycyklonalnych, zaś w październiku udział obu typów jest dość wyrównany.

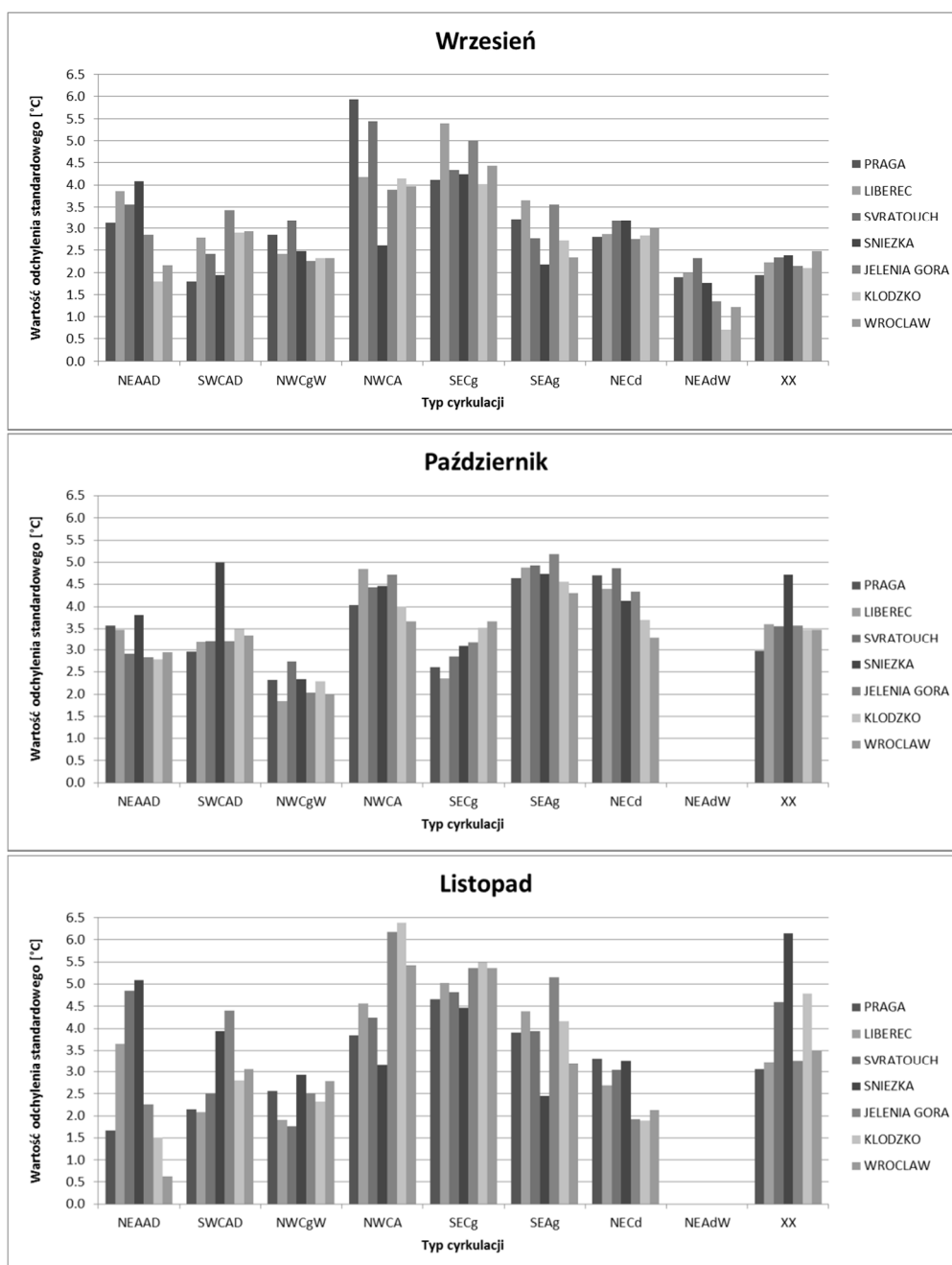
Zróżnicowanie wielkości średnich odchyłeń rzeczywistych (ryc. 61) i standardowych (ryc. 62) od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w typie SWCAD i grupie NWCA wskazuje na istotną rolę antycyklonalnego osiadania powietrza we wzroście temperatury w partii szczytowej Sudetów (październik i listopad w SWCAD oraz listopad w NWCA). We wrześniu w obu typach cyrkulacji oraz w październiku w NWCA dodatkowe modyfikacje rozkładu przestrzennego temperatury powietrza wynikają z obecności podinwersyjnego zachmurzenia. Niezależnie od miesiąca we wszystkich typach cyrkulacji zaobserwować można zróżnicowanie wartości odchyłeń standardowych między stokami dowietrznymi i zawietrznymi odzwierciedlające kierunek oddziaływania procesów fenowych. We wrześniu w grupie NWCA zróżnicowanie to odzwierciedla przede wszystkim rolę bariery górskiej w trakcie adwekcji chłodnej masy powietrza. Podobne uwarunkowania cyrkulacyjne związane są z rozkładem temperatury w grupie NWCgW, jednakże z powodu częstej obecności zachmurzenia, zróżnicowanie wielkości odchyłeń standardowych między stacjami reprezentującymi różne formy terenu jest zdecydowanie mniejsze.

Wyrażna różnica kierunku średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza notowana w miesiącach jesiennych w grupach SECg i SEAg to cecha, która ujawnia podobieństwo do charakterystyki miesięcy zimowych (ryc. 61). W grupie SECg przez cały okres jesieni przeważają chłodniejsze typy suche (np. temperatura na powierzchni izobarycznej 850 hPa sięga w październiku od -1°C do 3°C w SEACD i SECCD; typy wilgotne odpowiednio od 5°C do 8°C w SEACW i od 6°C do 8°C w SECCW). W efekcie stopniowego spadku temperatury mas powietrza, z miesiąca na miesiąc obserwuje się coraz niższe wartości średnich odchyłeń rzeczywistych. W grupie SEAg udział typów suchych i wilgotnych jest stosunkowo wyrównany. Kierunek średnich odchyłeń rzeczywistych w 2 pierwszych miesiącach jesieni pozostaje dodatni w obrębie całego pasma Sudetów, natomiast w listopadzie wartości dodatnie notuje się jedynie po zawietrznej stronie masywu (ryc. 61). Temperatura mas powietrza na powierzchni izobarycznej 850 hPa w październiku w poszczególnych typach grupy SEAg wskazuje, że typy wilgotne są już stosunkowo cieplejsze (od 5°C do 10°C w SEAAW i od 10°C do 14°C w SECAW) od odpowiednich typów suchych (od -2°C do 8°C w SEAAD i od 10°C do 14°C w SECAW).

W obu grupach typów cyrkulacji z sektora SE, niezależnie od miesiąca, zróżnicowanie wielkości odchyłeń standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza wskazuje na istotną rolę bariery górskiej w różnicowaniu temperatury między stokami dowietrznymi i zawietrznymi (ryc. 62). Z powodu dużej częstości sytuacji z antycyklonalnym osiadaniem w grupie SEAg notuje się większe



Ryc. 61. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej we wrześniu, październiku i listopadzie dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010. Źródło: opracowanie własne



Ryc. 62. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej we wrześniu, październiku i listopadzie dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010.

Źródło: opracowanie własne

różnice wielkości odchyłeń między stacjami reprezentującymi formy wklęsłe i wypukłe, przy czym we wrześniu i listopadzie częściej modyfikuje je zachmurzenie podinwersyjne. We wrześniu w grupie SECg, a w SEAg, niezależnie od miesiąca, zaobserwować można także wpływ wzmożonej prędkości przepływu powietrza w dolinach o przebiegu NW-SE. Utrzymujące się przez cały okres jesieni w grupie SEAg, oddziaływanie dynamicznych efektów fenowych w grupie SECg uwidacznia się głównie w listopadzie.

Bardzo wyraźne podobieństwa w kierunku średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza między jesienią a zimą obserwuje się także w typach z sektora NE: NEAAD oraz grupach NECd i NEAdW. Przez wszystkie miesiące jesieni w typie NEAAD i grupie NECd w obrębie większości stacji utrzymują się ujemne wartości tych odchyłeń, podczas gdy wartości notowane w grupie NEAdW są w większości dodatnie (ryc. 61). W grupie NECd we wrześniu i listopadzie dominują suche typy cyrkulacji, natomiast w październiku udział suchych i wilgotnych jest dość wyrównany. W NEAdW uwagę zwraca przede wszystkim bardzo mała populacja danych (po 1 przypadku z wielolecia dla października i listopada). Niezależnie od tego, w każdym z miesięcy jesiennych przewagę częstości notuje się dla typów wilgotnych. Różnice kierunku średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza pomiędzy poszczególnymi grupami i typem NEAAD wynikają więc głównie z odmiennej wilgotności. Porównanie średniej temperatury mas powietrza z powierzchni izobarycznej 850 hPa w październiku dla poszczególnych typów cyrkulacji z sektora NE potwierdziło, że typy wilgotne są stosunkowo cieplejsze (NEAAW od 12°C do 14°C, NECAW od 2°C do 4°C, NECCW od -1°C do 3°C) od odpowiednich typów suchych (NEAAD od -6°C do 7°C, NECAD od -5°C do 0°C, NECCD od -5°C do 0°C). We wszystkich typach cyrkulacji z sektora NE zaznacza się zróżnicowanie wielkości odchyłeń standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza między stokami dowietrznymi i zawietrznymi (ryc. 62) wynikające z roli bariery górskiej w trakcie adwekcji chłodnej masy powietrza (w grupie NEAdW we wrześniu jest ona jeszcze stosunkowo chłodna) oraz oddziaływania zjawisk fenowych. W każdym z miesięcy jesiennych w typie NEAAD oraz w mniejszym stopniu we wrześniu i listopadzie w NECd wyróżniają się zwiększone wartości tych odchyłeń w obrębie Śnieżki, pozostającej pod wpływem antycyklonalnego osiadania powietrza.

W grupie typów „bezaadwekcyjnych” XX w okresie jesieni utrzymuje się charakterystyczna przewaga typów antycyklonalnych, przy malejącej reprezentacji typów cyklonalnych. We wrześniu udział typów suchych w grupie jest dwukrotny, a w październiku – ponad czterokrotny, zaś w listopadzie proporcje częstości typów wyrównują się. W efekcie powyższych uwarunkowań oraz stopniowego spadku temperatury powietrza, zaobserwować można stopniowe zmiany w kierunku średnich odchyłeń rzeczywistych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza

(ryc. 61). We wrześniu notuje się zróżnicowanie kierunku odchyleń między zachodnim (wartości dodatnie) i wschodnim (wartości ujemne) skłonem Sudetów. W październiku wartości średnich odchyleń rzeczywistych w obrębie wszystkich stacji są już dodatnie, natomiast w listopadzie wartości ujemne zaobserwować można na wybranych stacjach we wschodniej części obszaru badań. Zróżnicowanie wielkości odchyleń standardowych od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza wskazuje na duży udział sytuacji z antycyklonalnym osiadaniem powietrza (ryc. 62). W listopadzie uwagę zwraca także wzrost wielkości odchyleń w obrębie stacji wyeksponowanych od południa.

5.4.3. Podsumowanie

1. W miesiącach jesiennych liczba najczęstszych typów cyrkulacji wzrasta do 12 z uwagi na zwiększoną częstość typów SWCCD, NWCCD oraz NEACD. Wysoką frekwencję mają wciąż typy z sektora SW, jednakże ich częstość w stosunku do frekwencji letniej jest już zdecydowanie niższa (SWAAW, SWACD). Charakterystyczną cechą jest także udział w grupie najczęstszych typów cyrkulacji typu SWCAW.

2. Z powodu stopniowego wzrostu gradientów ciśnienia między charakterystycznymi układami barycznymi, w miesiącach jesiennych, dochodzi do intensyfikacji adwekcji. Z drugiej strony wydłuża się także okres oddziaływania górnych i dolnych antycyklonalnych typów cyrkulacji oraz typów dolnych antycyklonalnych, górnych cyklonalnych.

3. W antycyklonalnych typach cyrkulacji obserwuje się wzrost częstości i miąższości warstw osiadającego powietrza. Największe zmiany dotyczą w szczególności typu SWAAD i SWAAW oraz NWACD i NEACD. Z miesiąca na miesiąc wzrasta zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza, szczególnie w typach suchych. W czasie długotrwałego oddziaływania typów antycyklonalnych największe średnie odchylenia rzeczywiste od średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza obserwuje się, z uwagi na utrudnioną wymianę cyrkulacyjną, w obrębie kotlin.

4. Zależność temperatury powietrza od uwarunkowań hipsometrycznych dla małych odległości sąsiedztwa uwidacznia się w każdym z analizowanych typów cyrkulacji, przy czym dla typów antycyklonalnych suchych obserwuje się ją tylko we wrześniu. W pozostałych miesiącach jesiennych w tych typach cyrkulacji istotniejszy jest wpływ wysokości dla dużych odległości sąsiedztwa. Cecha ta, charakterystyczna dla sezonu zimowego, odpowiada za znaczne podobieństwo rozkładów przestrzennych temperatury powietrza w antycyklonalnych typach cyrkulacji w listopadzie i grudniu do rozkładów z miesięcy zimowych.

5. W miesiącach jesiennych wzrasta rola zwartej bariery górskiej w oddzielaniu mas powietrza o odmiennej termice. W równaniach korelacyjnych temperatury powietrza odzwierciedla ją wysoka istotność wpływu wskaźników wyeksponowania i zasłonięcia terenowego dla dużych odległości sąsiedztwa (30 – 50 km), wyraźna

zwłaszcza w drugiej połowie sezonu. W mniejszej skali przestrzennej (500 m – 5 km) oddziaływanie wskaźników wyeksponowania i zasłonięcia, a w typach antycyklonalnych także formy terenu (100 m odległości sąsiedztwa), potwierdza wzrost częstości i intensywności oddziaływania procesów fenowych.

6. Odwrotnie proporcjonalne oddziaływanie odległości od Oceanu Atlantyckiego na rozkład przestrzenny temperatury powietrza w miesiącach jesiennych dotyczy większości typów cyrkulacji z sektora NW. W typach dolnych cyklonalnych z sektora SW (SWCAW, SWCCW) utrzymuje się, charakterystyczny dla miesięcy letnich, wprost proporcjonalny kierunek tej zależności. Istotna, odwrotnie proporcjonalna zależność temperatury powietrza od szerokości geograficznej notowana w tych typach jest zaś cechą typową dla miesięcy zimowych.

7. Wpływ termiki powierzchni izobarycznej 850 hPa na rozkład przestrzenny temperatury powietrza przy powierzchni ziemi zaznacza się jedynie na początku jesieni w najczęstszych typach górnych antycyklonalnych oraz częstszych w tym sezonie typach SWCCD i NWCCD.

6. SEZONOWE MODELE PRZESTRZENNEGO ROZKŁADU TEMPERATURY POWIETRZA W SUDETACH

Rozkłady przestrzenne średniej temperatury powietrza konstruowane były w oparciu o metodę regresji wieloczynnikowej z wykorzystaniem istotnych zmiennych niezależnych – głównie wskaźników morfometrycznych i średniej miesięcznej temperatury powietrza z powierzchni izobarycznej 850 hPa. Modelowanie przeprowadzone zostało osobno dla kolejnych miesięcy i każdego spośród 8 najczęstszych (częstość roczna >5%) typów cyrkulacji. Graficzne ilustracje uzyskanych rozkładów zamieszczono w postaci załączników na dołączonej płycie CD. Z uwagi na większą przejrzystość, wyniki przedstawione zostały w postaci rozkładów odchyłeń temperatury powietrza w analizowanych typach cyrkulacji od wartości średnich miesięcznych. Każdy z załączników opatrzony został równaniem estymacji temperatury powietrza oraz wartością błędu estymacji dla poszczególnych stacji (oznaczenia kołowe). Dodatkową informację o stopniu istotności zmiennych niezależnych zastosowanych w modelowaniu poszczególnych rozkładów zawarto ponadto w tabelach zatytułowanych „Stopień istotności zmiennych (...)”, wkomponowanych w treść rozdziału piątego (tab. 16 – tab. 35). Z uwagi na konieczność utrzymania reżimu objętości pracy w rozdziale tym załączono jedynie te graficzne ilustracje rozkładów przestrzennych odchyłeń temperatury powietrza w poszczególnych typach cyrkulacji, które stanowią dobrą ilustrację opisywanych zjawisk.

6.1. Zima

Równania estymacji średniej temperatury powietrza w miesiącach zimowych osiągnęły najniższe, spośród notowanych w innych miesiącach roku, wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} . Analiza tych wyników wraz z odniesieniem do średnich wartości błędów oceny krzyżowej umożliwia jednak uznanie ich za zadowalające (tab. 36). Najniższe, bo mieszczące się w przedziale od 0,67 do 0,77 wartości R^2_{adj} cechują tylko niektóre miesiące zimy w typach antycyklonalnych górnych z sektora SW (SWAAD, SWAAW, SWCAW), w których wpływ na wartość temperatury powietrza zależy głównie od miąższości warstwy osiadania. W typach tych wartości średnich błędów oceny krzyżowej są największe i sięgają od 0,6°C do 0,9°C. Niemal w 40% pozostałych typów wartości R^2_{adj} oscylują w granicach od 0,81 do 0,89, natomiast błędy RMSE od 0,6°C do 0,8°C. Równie liczna jest grupa typów w której wartości dopasowanego współczynnika regresji

przekraczają 0,9, a średnie błędy oceny krzyżowej mieszczą się w granicach od 0,3°C do 0,5°C. Szczególnie dobre wyniki dotyczą dwóch typów antycyklonalnych dolnych: SWACD i NWACD, w których bardzo wysokie wartości R^2_{adj} (>0,97) i niskie wartości błędów RMSE (0,3°C – 0,4°C) utrzymują się przez cały okres zimy.

Za zadowalające uznano także wyniki weryfikacji modeli z rzeczywistymi wartościami temperatury na stacjach pomocniczych: „Orle”, „Jagnięcy Potok” oraz Szrenica. W każdym z omawianych typów zgodność dotyczyła najczęściej 2 spośród 3 analizowanych cech wzajemnego zróżnicowania temperatury powietrza między stacjami, wynikających ze wskazań modeli. Największą, bo stuprocentową częstość tak wyrażonej zgodności odnotowano dla typu SWCAW, zaś dość wysoką (85,6%) dla NWAAW. W typach NWAAD, SWAAW, SWACD i NWACD, częstość przypadków ze zgodnymi 2 cechami rozkładu przekroczyła 70%. Zgodność obejmująca 3 cechy notowana była stosunkowo rzadko i dotyczyła wybranych typów cyrkulacji: 7,1% przypadków w typie SWAAD, 9,1% w SWACD, 8,0% w NWACD. Wyróżnił się tu jedynie typ SWCAW z częstością równą aż 43%. Cechą rozkładu temperatury najrzadziej odzwierciedlaną przez modele było znaczne zróżnicowanie temperatury między stacją „Jagnięcy Potok” i „Orle” wynikającą z roli położenia tej pierwszej w śródgórskiej kotlinie niemal pozbawionej pokrywy lasu. Zgodność cech dotyczyła najczęściej zróżnicowania wielkości temperatury między formą wypukłą i wklęsłą. W typach SWAAD, NWAAD i SWCAW zaobserwować można wyraźny spadek częstości tej cechy wynikający z odmiennego udziału sytuacji z antycyklonalnym osiadaniem powietrza. W wymienionych trzech typach cyrkulacji frekwencja przypadków zgodności tylko 1 cechy rozkładu jest najwyższa (odpowiednio 42,9%, 29,2% i 28,6%). Brak zgodności w obrębie wszystkich cech odnotowano tylko w SWAAD, SWAAW oraz SWACD, a związany był on odpowiednio z 7%, 8% i 9% analizowanych przypadków.

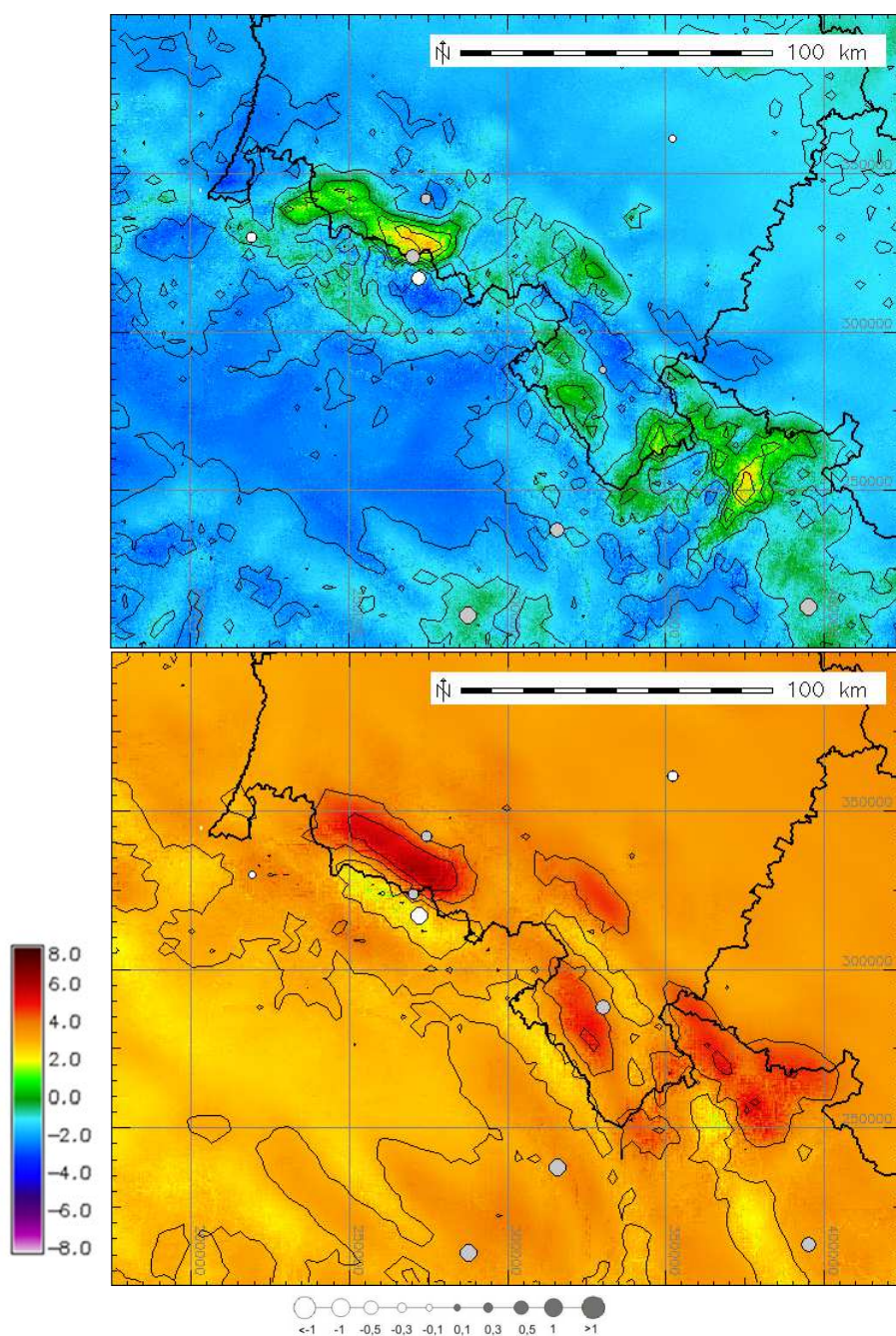
Tab. 36. Wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} oraz średni błąd oceny krzyżowej RMSE dla równań estymacji temperatury powietrza miesięcy zimowych w najczęstszych typach cyrkulacji atmosfery. Źródło: opracowanie własne

	Grudzień		Styczeń		Luty	
	R^2_{adj}	RMSE	R^2_{adj}	RMSE	R^2_{adj}	RMSE
SWAAD	0,67	0,6	0,77	0,6	0,83	0,6
NWAAD	0,86	0,6	0,93	0,5	0,96	0,4
SWAAW	0,84	0,7	0,77	0,7	0,85	0,7
NWAAW	0,85	0,8	0,89	0,7	0,94	0,6
SWACD	0,97	0,4	0,97	0,3	0,99	0,3
NWACD	0,98	0,4	0,97	0,4	0,99	0,4
SWCAW	0,76	0,8	0,81	0,8	0,77	0,9
SWCCW	0,88	0,6	0,86	0,6	0,93	0,6

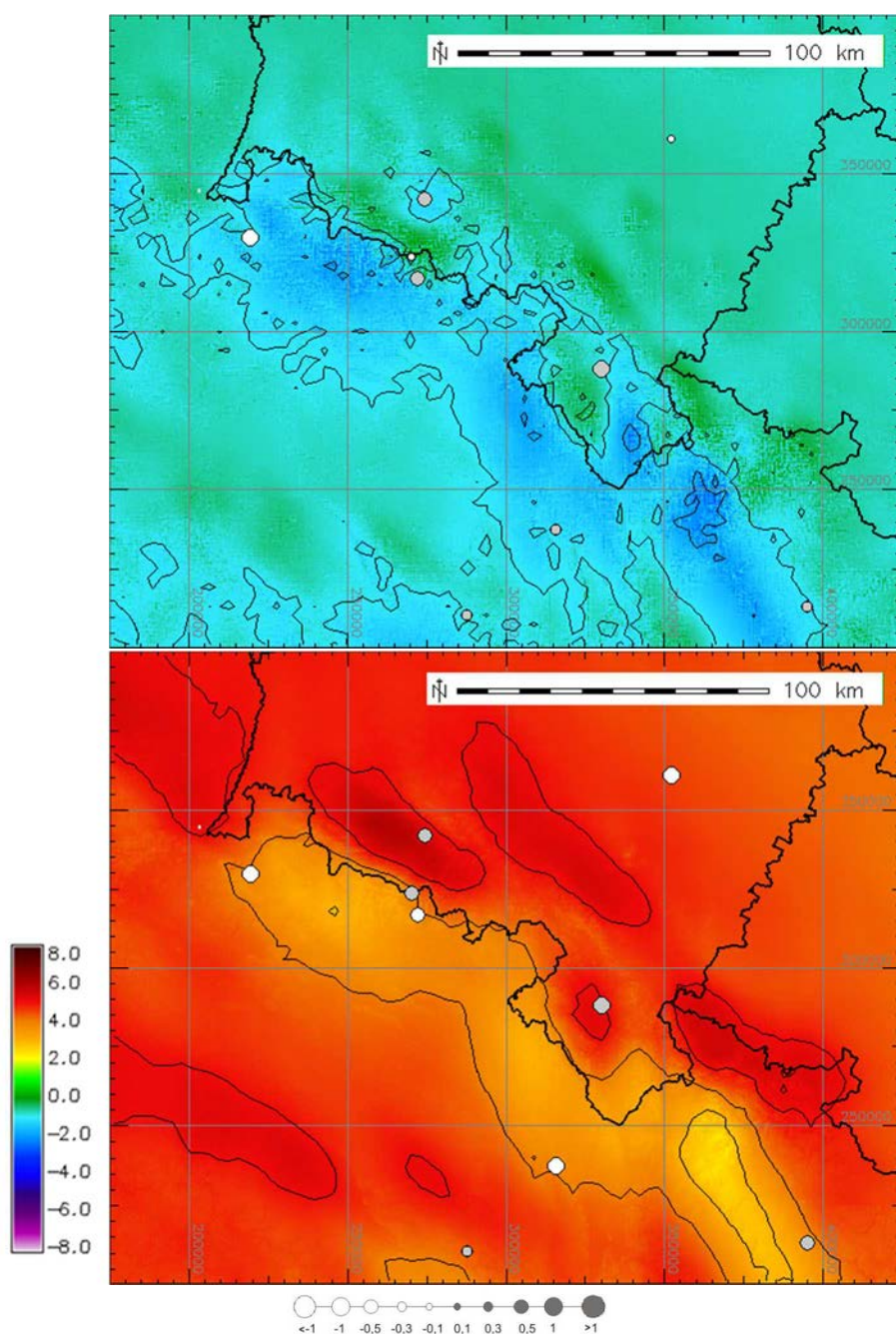
Uzyskane graficzne prezentacje rozkładów przestrzennych średniej miesięcznej temperatury powietrza w poszczególnych typach cyrkulacji stanowią dobre odzwierciedlenie procesów kształtowania temperatury powietrza opisywanych w rozdziale 5. Szczególnie wyraźnie zaznaczają się podobieństwa rozkładów dla par typów o zbliżonych warunkach cyrkulacyjnych i bliskim zestawie zmiennych morfologicznych oddziaływujących na wartość temperatury powietrza: NWAAD i NWAAW, SWACD i NWACD, SWCAW i SWCCW oraz w mniejszym stopniu SWAAD i SWAAW. O zbieżności cech rozkładów świadczy najczęściej podobny układ przebiegu izoterm. Średnie warunki termiczne i wilgotnościowe mas powietrza charakterystycznych dla wspomnianych par typów są najczęściej odmienne, gdyż wielkości temperatury notowane przy powierzchni ziemi w tym samym położeniu różnią się często, nawet o kilka stopni. W celu przybliżenia średnich wartości temperatury powietrza w poszczególnych typach cyrkulacji, w kolejnych tabelach (zał. 9 – zał. 12), zestawiono uogólnione (bez wartości dziesiętnych) wartości lub przedziały wahań temperatury na granicach poszczególnych pięter klimatycznych.

W grudniu i styczniu w typie SWAAD oraz w typie SWAAW zaobserwować można zróżnicowanie temperatury powietrza w Sudetach wywołane zjawiskiem fenu swobodnego oraz swobodno-dynamicznego. Na ilustracji graficznej (ryc. 63, zał. 14, zał. 16, zał. 113, zał. 115) widoczny jest wzrost wartości temperatury m.in. na zawietrznym skłonie pasma Karkonoszy, Gór Izerskich, Sowich, Złotych, Orlickich i Bystrzyckich, Masywu Śnieżnika, a nawet niewielkiego Masywu Ślęży. Zasięg oddziaływania fenu rozciąga się najczęściej od strefy szczytowej do wysokości 500m n.p.m. Zaznaczyć należy jednak, że odległość ta związana jest ze średnim położeniem warstwy osiadającego powietrza w analizowanym wieloleciu 1991-2010. W zależności od danych wejściowych do modelu, dotyczących położenia tej warstwy, może ulec ona znacznym zmianom.

Różnica temperatury pomiędzy stokami dowietrznymi i zawietrznymi pozostającymi pod wpływem fenu sięga w grudniu do 3°C w typie SWAAD oraz do 2°C w typie SWAAW, a w styczniu odpowiednio do 5°C i do 3°C. Wielkość różnic zmienia się w zależności od strefy wysokościowej oraz lokalnych uwarunkowań morfometrycznych (zał. 9). W pozostałych obszarach układ izoterm po obu stronach masywu sudeckiego jest podobny, nawiązując ściśle do uwarunkowań hipsometrycznych i zachowując główny kierunek przebiegu w osi NW-SE. Dochodząca do około 5°C, a miejscami 6°C, różnica wartości średniej temperatury powietrza między typem suchym SWAAD i wilgotnym SWAAW, notowana u podstawy masywu, zmniejsza się stopniowo wraz ze wzrostem wysokości n.p.m., osiągając na granicy piętra bardzo chłodnego (1260 m n.p.m.) wartość około 2°C, a na najwyższych szczytach Karkonoszy zaledwie 1°C (ryc. 63).



Ryc. 63. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWAAD (góra) i SWAAW (dół); oznaczenia kołowe - wartości błędów estymacji temperatury powietrza dla poszczególnych typów cyrkulacji [°C]; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km. Źródło: opracowanie własne



Ryc. 64. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w styczniu w typie cyrkulacji NWAAD (góra) i NWAAW (dół); oznaczenia kołowe - wartości błędów estymacji temperatury powietrza dla poszczególnych typów cyrkulacji [°C]; izotermi wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km. Źródło: opracowanie własne

Charakterystycznym zjawiskiem dla modeli rozkładu przestrzennego temperatury powietrza w typach SWAAD i SWAAW w miesiącach charakteryzujących się dużą częstotliwością sytuacji z antycyklonalnym osiadaniami powietrza (grudzień, styczeń) jest przeszacowanie wartości estymowanej temperatury głównie na zawietrznym skłonie Sudetów. W styczniu, gdy frekwencja tych sytuacji jest największa, różnice te wynoszą od $0,1^{\circ}\text{C}$ do $0,5^{\circ}\text{C}$ i dotyczą także szczytów górskich (ryc. 63, zał. 14, zał. 16). Zmniejszają się jednak w stosunku do grudnia, w którym osiągają wartość od $0,3^{\circ}\text{C}$ do $1,0^{\circ}\text{C}$ (zał. 113, zał. 115). Niedoszacowania wartości temperatury (od $0,1^{\circ}\text{C}$ do 1°C) obserwuje się w obu miesiącach na dowietrznym skłonie masywu, zwłaszcza w jego części północno-zachodniej. Dotyczy ono także szczytów górskich, ale tylko w grudniu, który cechuje się mniejszym udziałem sytuacji z antycyklonalnym osiadaniami powietrza. Wartości błędów estymacji notowane na Śnieżce przekraczają wtedy $1,0^{\circ}\text{C}$.

W lutym, gdy częstość swobodno-dynamicznych zjawisk fenowych w typach SWAAD i SWAAW jest niewielka, w obrębie Sudetów znacznie zmniejsza się opisywana powyżej dychoomia rozkładu temperatury powietrza (zał. 23, zał. 25). W każdym piętrze hipsometrycznym utrzymuje się zaś duża różnica tej temperatury ($3^{\circ}\text{C} - 7^{\circ}\text{C}$) między typami SWAAD i SWAAW, wynikająca z odmiennej charakterystyki termiczno-wilgotnościowej masy powietrza (zał. 9). Różnice wartości temperatury powietrza notowane między stokami dowietrznymi i zawietrznymi oscylują w granicach od 1°C do 2°C . Zagęszczenie izoterm po nawietrznej i zawietrznej stronie pasma w typie SWAAW jest bardziej równomierne i odzwierciedla ściśle uwarunkowania hipsometryczne. W typie suchym SWAAD zaobserwować można zaś wyraźne uginanie izoterm w kierunku NE-SW. Obszary obniżonej temperatury powietrza zaznaczają się na południowo-wschodnim skłonie Jesioników, Gór Bystrzyckich, Sowich, Kamiennych czy Karkonoszy. Dla większości stacji w obrębie Sudetów model dla typu SWAAD przeszacowuje wartości temperatury od $0,3^{\circ}\text{C}$ do $1,0^{\circ}\text{C}$, przy czym najwyższe różnice dotyczą stacji kotlinnych w obrębie NE skłonu Sudetów. W przeciwieństwie do niego model SWAAW charakteryzuje się mniejszymi wartościami błędów. Przeszacowania sięgają tu od już $0,1^{\circ}\text{C}$ do 1°C na Śnieżce, natomiast w obrębie wspomnianych kotlin obecne są niedoszacowania rzędu od $0,1^{\circ}\text{C}$ do $0,5^{\circ}\text{C}$.

W przeciwieństwie do antycyklonalnych typów z sektora SW, duża różnica temperatury, wynikająca z właściwości termiczno-wilgotnościowych masy powietrza pomiędzy suchym i wilgotnym typem z sektora NW, utrzymuje się w każdym piętrze hipsometrycznym przez cały okres trwania okresu zimowego (zał. 9; ryc. 64, zał. 15 i zał. 17, zał. 24 i zał. 26, zał. 114 i zał. 116). Na najwyższych szczytach wynosi ona przeważnie około 3°C , podczas gdy w niższych piętrach od 5°C do 7°C . Analizując zróżnicowanie temperatury powietrza pomiędzy przeciwległymi skłonami Sudetów

dostrzec można, że w większości miesięcy zimowych w obu modelach, poza styczniem w NWAAW, północno-wschodni skłon Sudetów jest cieplejszy o około 1°C . Różnica ta utrzymuje się w obrębie piętra umiarkowanie chłodnego i chłodnego (550-1260 m n.p.m.), natomiast w niższych piętrach hipsometrycznych cieplejszy jest południowo-zachodni skłon Sudetów. Biorąc pod uwagę, że znaczną część adwekcji z sektora NW tworzą przypadki gdy kierunek napływu zbliża się do W, omawiane przykłady rozkładów są dobrym odzwierciedleniem nie tylko uwarunkowań cyrkulacyjnych (napływu stosunkowo cieplej masy polarno-morskiej), ale i częstości zjawisk fenowych (swobodnych i swobodno-dynamicznych). Zgodna z rzeczywistymi zależnościami (mniejsza częstość i miąższość warstwy osiadającego powietrza w typach z sektora NW niż z sektora SW) jest także wspomniana już, dość duża różnica temperatury powietrza pomiędzy typem suchym NWAAD i wilgotnym NWAAW, utrzymująca się na wysokości najwyższych szczytów górskich.

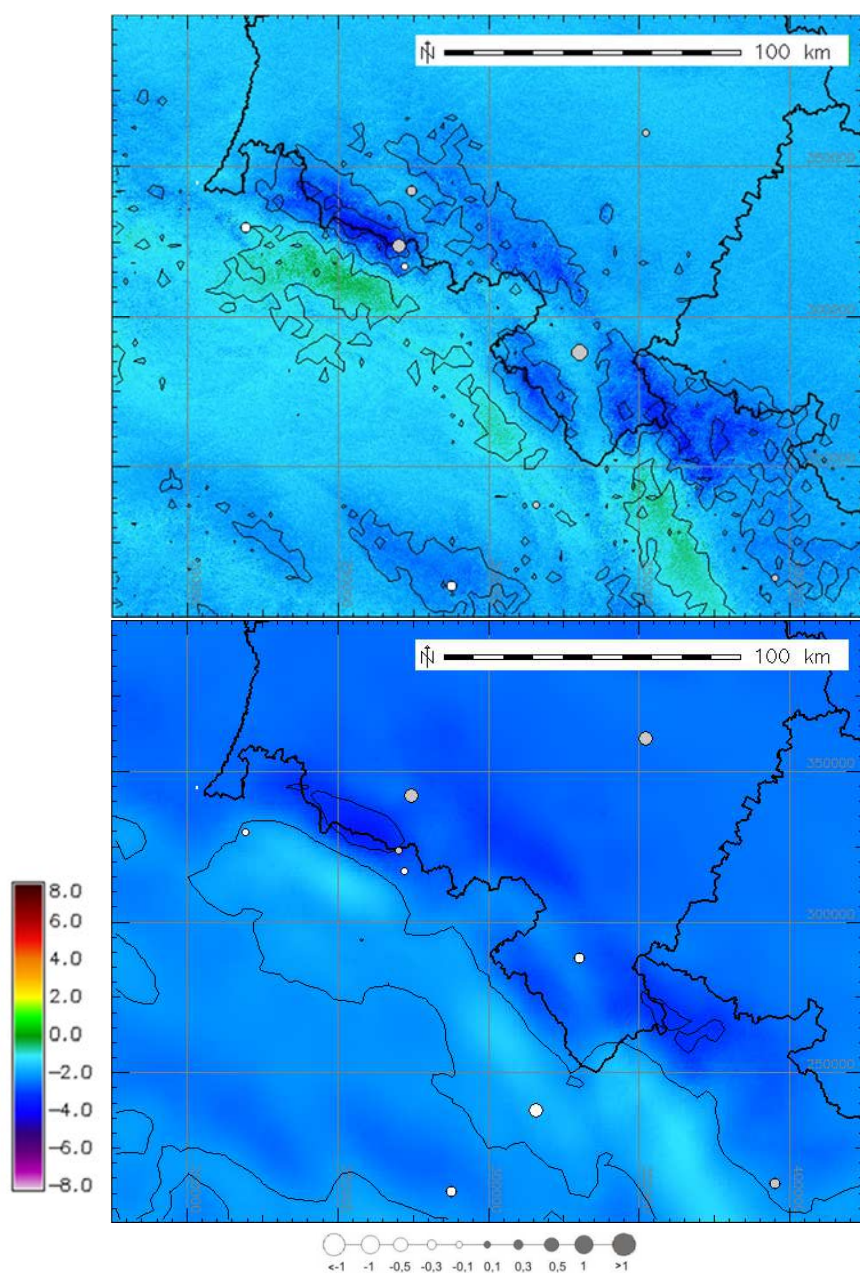
W obu typach antycyklonalnych z sektora NW modelowany układ izoterm na południowo-zachodnim skłonie Sudetów jest dość równomierny i nawiązuje do uwarunkowań hipsometrycznych. W obrębie tego obszaru, w typie NWAAW oraz na jego północnych krańcach w typie NWAAD, estymowane wartości temperatury są niedoszacowane w zakresie od $0,3^{\circ}\text{C}$ do $1,0^{\circ}\text{C}$. Dla szczytów górskich modele najczęściej przeszacowują wartość temperatury, przy czym różnica ta wynosi od $0,1^{\circ}\text{C}$ do $0,5^{\circ}\text{C}$ w typie NWAAD, natomiast w styczniu i w lutym w typie NWAAW od $0,5^{\circ}\text{C}$ do $1,0^{\circ}\text{C}$. Na północno-wschodnim skłonie Sudetów błędy estymacji związane są z przeszacowaniem temperatury i wynoszą od $0,3^{\circ}\text{C}$ do $1,0^{\circ}\text{C}$. Najniższe wartości błędów po tej stronie masywu notuje się w obu typach cyrkulacji w grudniu. W grudniu w typie NWAAD bieg izoterm jest szczególnie wyrównany, odzwierciedlając istotną zależność od odległości poziomej od zwartego pasma górskiego. W pozostałych miesiącach zimowych, w tym typie cyrkulacji, wyraźnie zaznacza się zagęszczenie izoterm na północno-wschodnich skłonach pasm tworzących blok sudecki, pozostających w zasięgu oddziaływania efektów fenowych. W wilgotnym typie cyrkulacji, niezależnie od miesiąca, zarysowuje się ugięcie izobar w kierunku osi południkowej, co związane jest ze znaczną istotnością odległości od Oceanu Atlantyckiego w modelu (zał. 17, zał. 26, zał. 116).

Bardzo dużym podobieństwem charakteryzują się zimowe rozkłady przestrzenne temperatury powietrza w typach SWACD i NWACD. Bliskość typów szczególnie wyraźna jest w styczniu, gdy różnice wartości temperatury notowane między nimi na granicach odpowiednich pięter hipsometrycznych rzadko przekraczają 1°C (zał. 9; ryc. 65, zał. 18, zał. 19). Warto zaznaczyć, że częstość sytuacji z antycyklonalnym osiadaniami powietrza w dolnej troposferze jest wtedy w obu typach cyrkulacji zbliżona. W pozostałych miesiącach wyższe wartości temperatury powietrza notuje się w typie SWACD, a różnice między typami wynoszą w grudniu od około 3°C do 6°C , a w lutym od 2°C do 3°C . W przeciwieństwie do typów antycyklonalnych

górnym i dolnym w typie SWACD oraz wyraźniej w typie NWACD uwagę zwraca brak wyraźnego różnicowania termicznego między nawietrznym i zawietrznym skłonem masywu Sudetów. Różnice wywołane kierunkiem napływu chłodnych mas powietrza oraz efektami fenowymi zaznaczają się jedynie w obrębie piętra umiarkowanie chłodnego i chłodnego, jednakże ich wielkość wynosi około 1°C (zał. 9).

SWACD i NWACD należą do typów cyrkulacji kształtujących najniższe temperatury powietrza w obrębie Sudetów (zał. 9). Znamienne, że najniższe wartości temperatury w obrębie szczytów górskich notowane są w nich nie tylko w styczniu, ale i w lutym (SWACD; zał. 18, zał. 27) lub jedynie w lutym (NWACD; zał. 28). Zjawisko to ma oczywiste uwarunkowania cyrkulacyjne (adwekcja zimnego powietrza polarno-morskiego lub arktycznego), jednakże jego podstawowym czynnikiem genetycznym jest niewielka częstość sytuacji z antycyklonalnym osiadaniem powietrza. W literaturze klimatologicznej dotyczącej wierzchowiny Sudetów (Schmuck 1969, Kwiatkowski i Hołdys 1985, Głowicki 2005) podkreśla się, że najchłodniejszym miesiącem w jej obrębie jest luty. Zaznaczyć należy, że częstość typu NWACD sięga w tym miesiącu 12%, zaś SWACD 4%, dlatego też ujawnienie się opisanej zależności w obu modelach świadczy o ich dużej miarodajności dla estymacji temperatury powietrza okresu zimowego w najwyższej partii Sudetów.

Układ izoterm w rozkładzie przestrzennym temperatury powietrza w Sudetach w typach cyrkulacji SWACD i NWACD ulega w miesiącach zimowych stosunkowo niewielkim zmianom (zał. 18, zał. 19, zał. 27, zał. 28, zał. 117, zał. 118). W obu typach uwagę zwraca wyraźne nawiązanie przebiegu izoterm do uwarunkowań hipsometrycznych, szczególnie powyżej wysokości 500 m n.p.m., oraz ich uginanie się w kierunku osi południkowej w obszarach położonych poniżej. Niewielkie odchylenia od ich ogólnego przebiegu, odzwierciedlające rolę efektów fenowych, notowane są jedynie w obrębie zawietrznego skłonu pasma Karkonoszy, Masywu Śnieżnika oraz Gór Złotych w grudniu (SWACD; zał. 117) i styczniu (NWACD; zał. 19), gdy częstość sytuacji z antycyklonalnym osiadaniem powietrza jest największa. Wartości estymowanej temperatury powietrza na dowietrznym skłonie pasma Sudetów są przez modele najczęściej niedoszacowane w zakresie od $0,1^{\circ}\text{C}$ do $0,3^{\circ}\text{C}$ w typie NWACD i od $0,1^{\circ}\text{C}$ do $0,5^{\circ}\text{C}$ w typie SWACD. Na skłonie zawietrznym wartości błędów związane są z przeszacowaniem i wahają się od $0,1^{\circ}\text{C}$ do $1,0^{\circ}\text{C}$. Największe wartości błędów notuje się w grudniu w typie SWACD w obrębie Kotliny Jeleniogórskiej, natomiast w typie NWACD w lutym w Kotlinie Kłodzkiej. Błędy estymacji dla szczytów górskich sięgają w typie NWACD od $0,3^{\circ}\text{C}$ do $0,5^{\circ}\text{C}$, natomiast w SWACD od $0,1^{\circ}\text{C}$ w styczniu po $1,0^{\circ}\text{C}$ w grudniu i lutym. We wszystkich przypadkach są to błędy związane z przeszacowaniem wartości temperatury przez modele.

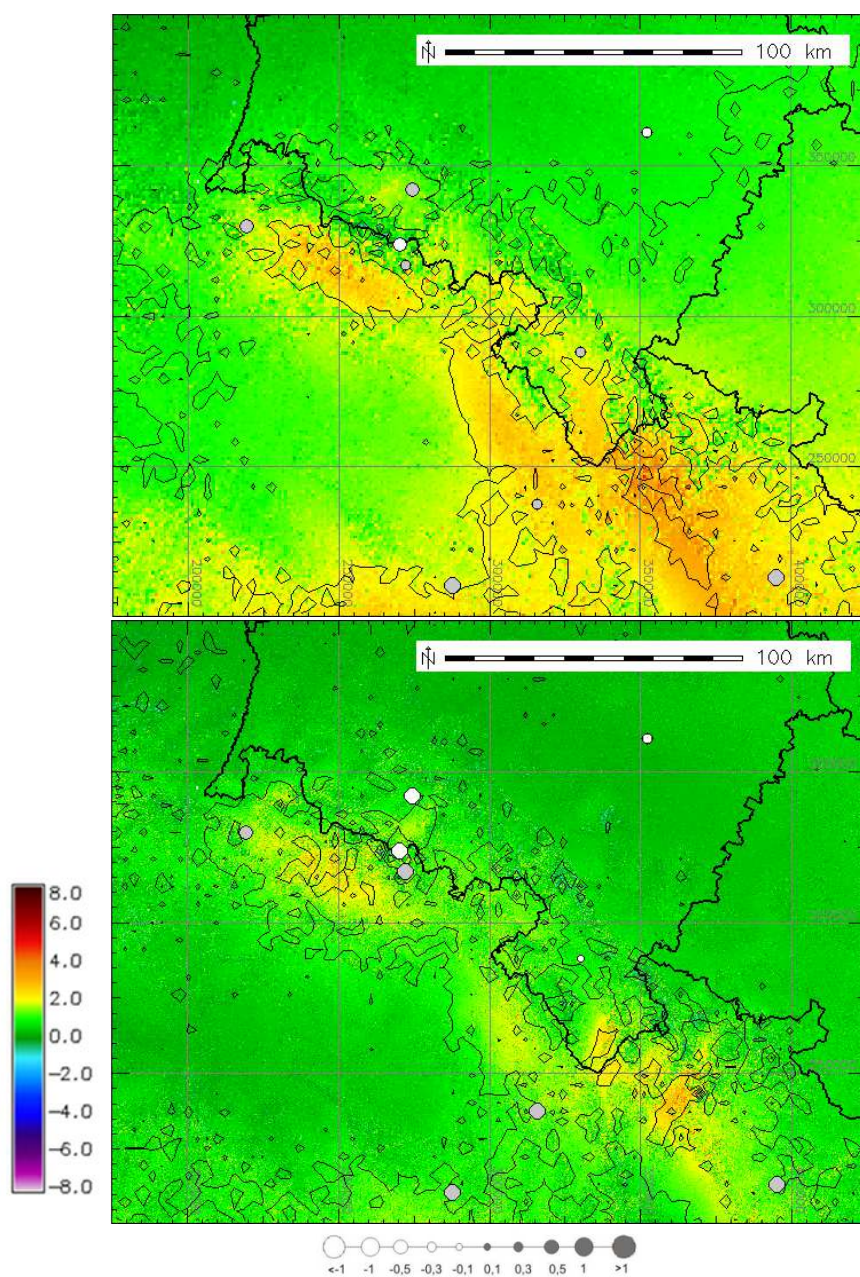


Ryc. 65. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w styczniu w typie cyrkulacji NWACD (góra) i SWACD (dół); oznaczenia kołowe - wartości błędów estymacji temperatury powietrza dla poszczególnych typów cyrkulacji [°C]; izotermny wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km. Źródło: opracowanie własne

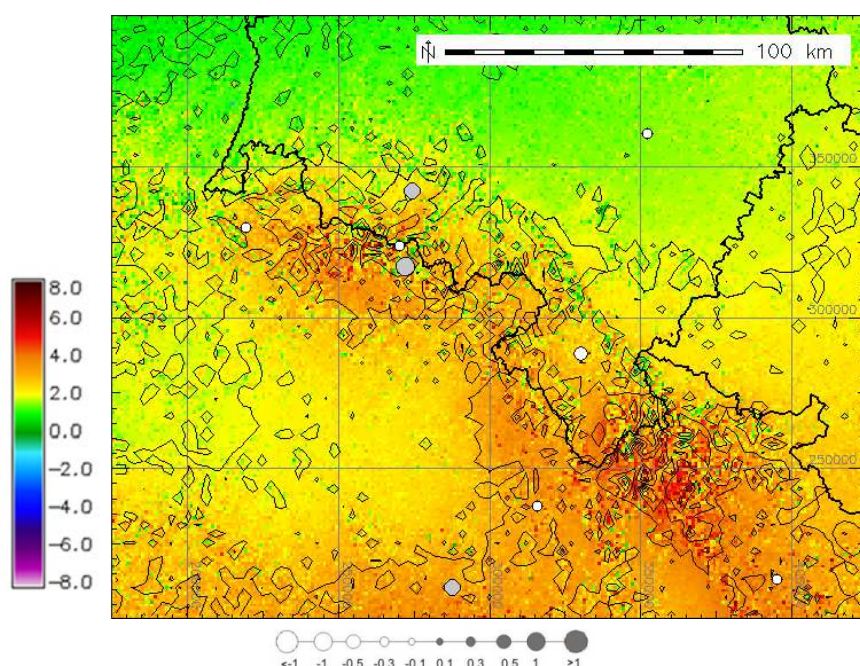
Zróźnicowanie temperatury powietrza w obrębie typu cyrkulacji SWCAW i SWCCW jest trudne do zdefiniowania jedynie na podstawie przedziałów temperatury zestawionych w tabeli w stosowanym dotąd podziale na stoki dowietrzne i zawietrzne (zał. 9). Na kształt rozkładu tej temperatury wpływają bowiem czynniki związane ze zmiennością kierunku adwekcji w obrębie sektora SW. W rozkładach dla typu cyrkulacji SWCAW (zał. 20, zał. 29, zał. 119) oraz częściowo dla SWCCW (grudzień, luty; zał. 30, zał. 120) widoczne jest zróźnicowanie termiczne w osi południkowej, będące odzwierciedleniem adwekcji masy z południa. W konsekwencji różnica temperatury między punktami położonymi na tej samej wysokości i tym samym skłonie masywu lecz na jego południowym i północnym krańcu wynosi około 1°C (zał. 9). Na to zróźnicowanie termiczne dodatkowo nakłada się wynik oddziaływania dynamicznych efektów fenowych, istotnych dla południowo-zachodniego kierunku adwekcji. Wpływ ten najwyraźniej zaznacza się w obu typach cyrkulacji w styczniu (ryc. 66, zał. 20, zał. 21) i w lutym (zał. 29, zał. 30).

Charakterystyczną cechą rozkładów przestrzennych temperatury powietrza w cyklonalnych typach cyrkulacji SWCAW i SWCCW, w miesiącach o dużym odsetku adwekcji południowych, jest silna zależność od wypukłości bądź wyeksponowania kierunkowego formy terenu w odległości 100 m. W efekcie w rozkładach tych obserwuje się zróźnicowanie termiczne w obrębie niewielkich obszarów (ryc. 67, zał. 29, zał. 30). W zależności od miesiąca i typu cyrkulacji obraz taki charakteryzuje się różnym stopniem gęstości izoterm. W przeciwieństwie do innych omawianych typów cyrkulacji, w większości rozkładów dla typów cyklonalnych nie można wyodrębnić przeważającego kierunku przebiegu izoterm. Od cech tych wyraźnie odbiegają obrazy dla stycznia, które nie tylko odzwierciedlają ogólne uwarunkowania hipsometryczne temperatury powietrza Sudetów, ale i uwypuklają rolę kształtujących ją dynamicznych procesów fenowych (ryc. 66, zał. 20, zał. 21).

Błędy estymacji modelu dla miesięcy z dość dużą częstością adwekcji z południa (luty i grudzień w SWCCW i luty w SWCAW; zał. 29, zał. 30, zał. 120) związane są niedoszacowaniem wartości temperatury w obrębie całego pasma Sudetów w zakresie od $0,3^{\circ}\text{C}$ do $0,5^{\circ}\text{C}$, a sporadycznie do $1,0^{\circ}\text{C}$ (Kotlina Jeleniogórska w typie SWCCW). Przeszacowania wartości temperatury występują w takich sytuacjach jedynie w grudniu w modelu SWCAW, ale obejmują dowietrzne jak i zawietrzne stoki Karkonoszy, przekraczając 1°C (ryc. 67, zał. 119). W styczniu rozkład błędów zmienia się diametralnie, gdyż przeszacowania wartości estymowanej temperatury (od $0,3^{\circ}\text{C}$ do $0,5^{\circ}\text{C}$) dotyczą już całego obszaru Sudetów, za wyjątkiem szczytu Śnieżki (zał. 20). W typie SWCCW rozkład błędów dla stycznia jest zaś wyraźnie dychotomiczny – przeszacowanie wartości temperatury ($0,5^{\circ}\text{C} - 1,0^{\circ}\text{C}$) dotyczy stoków dowietrznych, zaś niedoszacowanie rzędu $1,0^{\circ}\text{C}$ stoków zawietrznych oraz partii szczytowej (zał. 21).



Ryc. 66. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWCAW (góra) i SWCCW (dół); oznaczenia kołowe - wartości błędów estymacji temperatury powietrza dla poszczególnych typów cyrkulacji [°C]; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km. Źródło: opracowanie własne



Ryc. 67. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w grudniu w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia kołowe - wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; izotermie wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km.

Źródło: opracowanie własne

6.2. Wiosna

W miesiącach wiosennych zaobserwować można wyraźny wzrost wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} dla równań estymacji średniej miesięcznej temperatury powietrza w poszczególnych typach cyrkulacji (tab. 37). Towarzyszy on stopniowemu spadkowi miąższości warstw osiadającego powietrza w górnych antycyklonalnych typach cyrkulacji z sektora SW: SWAAD, SWAAW i SWCAW. Wartości R^2_{adj} wzrastają od 0,93 w marcu przez 0,94 w kwietniu do 0,98 w maju. Podobnie jak w miesiącach zimowych, najwyższe wartości dopasowanego współczynnika regresji dotyczą typów SWACD i NWACD, osiągając w większości miesięcy wiosennych wartość 0,99. Średnie błędy oceny krzyżowej w typie SWACD nie przekraczają wartości 0,4°C, zaś w NWACD 0,5°C. Najwyższe wartości błędów – 0,7°C notowane są w kwietniu w wilgotnych typach antycyklonalnych SWAAW i NWAAW oraz w wilgotnym typie cyklonalnym SWCCW, zaś w maju w SWAAD i NWAAW. W większości przypadków średnie błędy oceny krzyżowej mieszczą się w przedziale od 0,4°C do 0,6°C, zaś wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} od 0,96 do 0,98.

Na wzrost prawidłowości rozkładów estymowanej temperatury powietrza w miesiącach wiosennych wskazują także wyniki weryfikacji z użyciem danych ze stacji „Orle”, „Jagnięcy Potok” oraz Szrenica. W każdym z omawianych typów cyrkulacji zaobserwowano wzrost częstości sytuacji, gdy zgodność rozkładów modelowanych i rzeczywistych dotyczyła 3 analizowanych cech. Największą częstość takich przypadków odnotowano dla typów: NWAAD (26%), NWACD (24%), SWAAW (23%) oraz SWCAW (20,0%), zaś najniższą dla SWACD (4,8%). W pozostałych typach cyrkulacji frekwencja tych sytuacji mieści się w przedziale 12-14%. We wszystkich typach największą częstość osiągnęły przypadki ze zgodnością 2 cech rozkładu temperatury. W większości typów cyrkulacji frekwencja tych sytuacji przekracza 70%, natomiast w typach antycyklonalnych SWAAD, NWAAD oraz SWAAW odnotowano spadek ich częstości, w stosunku do miesięcy zimowych, do wartości odpowiednio: 29%, 47% i 52%. We wszystkich typach antycyklonalnych obserwuje się także wzrost częstości sytuacji z całkowitym brakiem zgodności analizowanych cech, wynikający z długotrwałego (>2 kolejne dni) oddziaływania wspomnianych typów w obrębie obszaru badań. Frekwencja tych przypadków mieści się w przedziale od 5% (NWAAD) do 18% (SWAAD). Podobne wartości częstości dotyczą sytuacji ze zgodnością tylko 1 analizowanej cechy. W typach SWACD, NWACD oraz SWCAW i SWCCW nie odnotowano przypadków z całkowitym brakiem zgodności cech.

Tab. 37. Wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} oraz średni błąd oceny krzyżowej RMSE dla równań estymacji temperatury powietrza miesięcy wiosennych w najczęstszych typach cyrkulacji atmosfery. Źródło: opracowanie własne

	Marzec		Kwiecień		Maj	
	R^2_{adj}	RMSE	R^2_{adj}	RMSE	R^2_{adj}	RMSE
SWAAD	0,93	0,6	0,95	0,6	0,96	0,7
NWAAD	0,97	0,5	0,97	0,6	0,96	0,6
SWAAW	0,94	0,6	0,97	0,7	0,98	0,5
NWAAD	0,97	0,4	0,95	0,7	0,96	0,7
SWACD	0,99	0,3	0,99	0,3	0,99	0,4
NWACD	0,99	0,4	0,98	0,5	0,99	0,5
SWCAW	0,94	0,6	0,97	0,6	0,98	0,5
SWCCW	0,97	0,5	0,97	0,7	0,98	0,5

W rozkładach przestrzennych estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza w miesiącach wiosennych w antycyklonalnych typach cyrkulacji z sektora SW: SWAAD i SWAAW w układzie izoterm uwagę zwraca wyraźne nawiązanie do uwarunkowań hipsometrycznych (zał. 32, zał. 34, zał. 41, zał. 43, zał. 50, zał. 52). W marcu i kwietniu w typie SWAAD, szczególnie w niższych piętrach wysokościowych, zaznacza się ponadto południkowe ugięcie przebiegu izoterm, związane z silną zależnością od odległości od Oceanu Atlantyckiego. W drugiej połowie okresu wiosennego w obu typach cyrkulacji wzrasta stopień zagęszczenia

izoterm, przy czym w SWAAD związany jest on z większym wpływem wklęsłości wypukłości formy terenu, zaś w SWAAW z dużym ograniczeniem odległości oddziaływania zasłonięcia i wyeksponowania terenu. W stosunku do miesięcy zimowych, w obu typach cyrkulacji maleje zróżnicowanie wielkości temperatury powietrza między stokami dowietrznymi i zawietrznymi, wywołane oddziaływaniem swobodno-dynamicznych zjawisk fenowych (ryc. 68, zał. 10). W typie SWAAD zaznacza się ono jedynie w kwietniu powyżej wysokości 900 m n.p.m., a różnica wartości temperatury sięga 1°C. Podobne wartości różnic odnotować można w typie SWAAW w marcu, przy czym obserwuje się je od wysokości 550 m, zaś w maju powyżej 1260 m n.p.m. W maju w typie SWAAW znamienny jest także znaczny wzrost temperatury powietrza w południowej części obszaru badań, nawiązujący do kierunku adwekcji ciepła na powierzchni izobarycznej 850 hPa (zał. 52). W obrębie większości stref hipsometrycznych, różnica temperatury między obszarami położonymi na północnym i południowym skraju masywu Sudetów sięga 1°C (zał. 10).

Zróżnicowanie wielkości temperatury powietrza między typami SWAAD i SWAAW wykazuje się dużą zmiennością z miesiąca na miesiąc, uwarunkowaną cechami termiczno-wilgotnościowymi napływających mas powietrza. W marcu i maju różnice te są stosunkowo niewielkie i sięgają niezależnie od piętra hipsometrycznego od 2°C do 3°C, zaś w kwietniu wzrastają do wartości od 6°C do 8°C (zał. 10). Niezależnie od tego, w obu typach cyrkulacji zaobserwować można przeszacowanie wartości estymowanej temperatury głównie na zawietrznym skłonie pasma Sudetów. Największe wartości błędów, sięgające w kotlinach od 0,3°C do 1,0°C, a na szczycie Śnieżki przekraczające 1,0°C notuje się w obu typach cyrkulacji w maju, a w SWAAW także w kwietniu, a więc w okresie z dużą częstotliwością sytuacji, gdy okres oddziaływania danego typu jest dłuższy niż 2 kolejne dni (zał. 43, zał. 50, zał. 52). W pozostałych miesiącach przeszacowanie wartości temperatury sięga od 0,1°C do 0,5°C (zał. 32, zał. 34, zał. 41). Niedoszacowania wartości temperatury obejmują najczęściej wartość 0,1°C, przy czym na południowym krańcu Sudetów znacznie wzrastają, osiągając lokalnie wartość 1,0°C.

W obrębie rozkładów przestrzennych średniej miesięcznej temperatury powietrza w typach NWAAD i NWAAW zaobserwować można szereg podobieństw do odpowiednich typów z sektora SW. Uwagę zwraca zmiana wielkości różnic temperatury między typami NW, gdyż różnice te, podobnie jak w typach SW, są największe w kwietniu, osiągając od 4°C do 5°C (zał. 10). W marcu wynoszą one, niezależnie od piętra hipsometrycznego, od 0°C do 1°C, a w maju 2°C. Wpływ swobodno-dynamicznych zjawisk fenowych na różnicowanie wielkości temperatury między stokami dowietrznymi i zawietrznymi w obu typach cyrkulacji wyraźnie zaznacza się w kwietniu (powyżej 900 m n.p.m.) i maju (powyżej 550 m n.p.m.), zaś wartości różnic sięgają od 1°C do 2°C. W piętrze wysokościowym do 550 m n.p.m.

obserwuje się ponadto, że południowo-zachodni skłon Sudetów jest cieplejszy od północno-wschodniego o około 1°C.

Układ izoterm w rozkładach przestrzennych estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza w typie NWAAD i NWAAW w okresie wiosennym wyraźnie nawiązuje do hipsometrii. Zauważyć można ponadto, że przebieg izoterm charakteryzuje się południkowym ugięciem, wyraźnym zwłaszcza w niższych piętrach hipsometrycznych (zał. 33, zał. 35, zał. 42, zał. 44, zał. 51, zał. 53). Zagęszczenie układu izoterm, podobnie jak w typach cyrkulacji z sektora SW następuje w kwietniu i związane jest ze zmniejszeniem odległości oddziaływania zasłonięcia i wyeksponowania terenu. W kwietniu i w maju w wyniku oddziaływania swobodno-dynamicznych efektów fenowych powyżej 550 m n.p.m., a szczególnie od 900 m n.p.m. wzwyż, większe zagęszczenie izoterm dotyczy stoków wyeksponowanych z kierunków wschodnich (zał. 42, zał. 44, zał. 51, zał. 53). Niezależnie od miesiąca, w przeważającej części obszaru analiz, modele rozkładu temperatury powietrza w typie NWAAD i NWAAW przeszacowują wartości temperatury od 0,3°C do 1°C, przy czym największe wartości błędów notuje się w kwietniu (zał. 42, zał. 44) i maju (zał. 51, zał. 53) dla stacji kotlinnych zlokalizowanych po zawietrznej stronie masywu Sudetów. W okresie tym modele niedoszacowują wartości temperatury powietrza w obrębie Śnieżki – wartość błędu wynosi tu od 0,1 do 0,5°C. Podobnie jak w typach cyrkulacji z sektora SW, największe wartości niedoszacowania temperatury notuje się na południowym krańcu obszaru Sudetów.

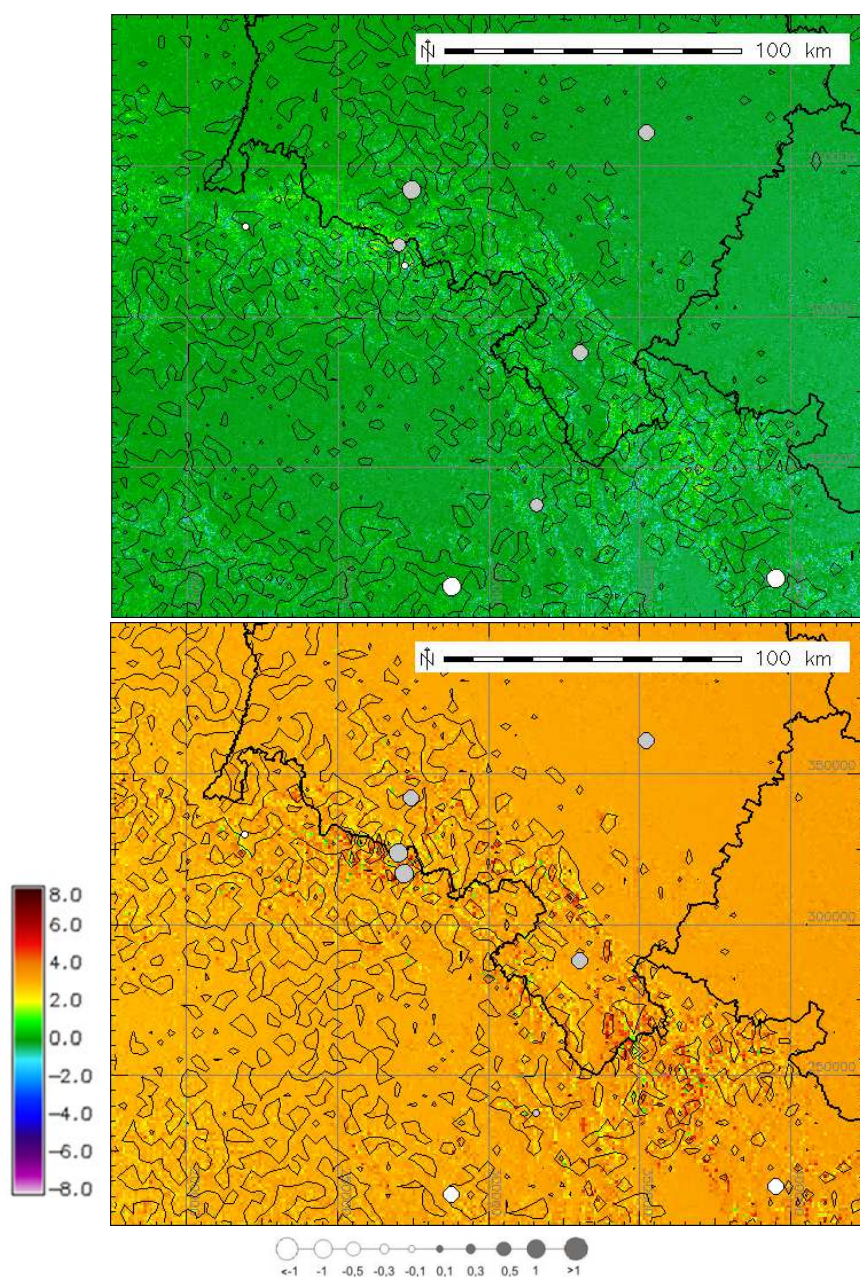
W najchłodniejszych typach cyrkulacji SWACD i NWACD różnica estymowanej temperatury w miesiącach wiosennych nie zmienia się w tak dużym zakresie jak w typach antycyklonalnych górnych i dolnych. W marcu i maju różnica temperatury między typami sięga od 1°C do 2°C, a w kwietniu od 1°C do 3°C (zał. 10). Charakterystycznym zjawiskiem jest wzrost wielkości różnic wraz z wysokością n.p.m. W przypadku obu typów cyrkulacji, za wyjątkiem marca w SWACD, zaobserwować można także jednostopniowe zróżnicowanie wielkości temperatury między południowo-zachodnim i północno-wschodnim skłonem Sudetów, wynikające z roli bariery górskiej w trakcie adwekcji chłodnej masy powietrza. W typie SWACD różnica ta zaznacza się powyżej 550 m n.p.m., a w NWACD niezależnie od wysokości n.p.m. Estymowana średnia miesięczna temperatura powietrza w obrębie najwyższych szczytów w typie NWACD osiąga wartość zero dopiero w maju, a więc w czasie gdy w SWACD jest ona już dodatnia (zał. 10).

Podobnie jak w miesiącach zimowych, układ izoterm w rozkładach przestrzennych estymowanej temperatury powietrza w Sudetach w typach cyrkulacji SWACD i NWACD nie ulega na wiosnę dużym zmianom. W obu typach uwagę zwraca wyraźne nawiązanie przebiegu izoterm do uwarunkowań hipsometrycznych, zaś w NWACD, szczególnie poniżej wysokości 500 m n.p.m., uginanie ich przebiegu

w kierunku osi południkowej (zał. 36, zał. 37, zał. 45, zał. 46, zał. 54, zał. 55). Powyżej wysokości 550 m n.p.m. na dowietrznych stokach wyeksponowanych z kierunku zachodniego, w obu typach cyrkulacji zaobserwować można wyraźne zagęszczenie układu izoterm. W obrębie większości pasma Sudetów oba modele przeszacowują wartość temperatury od 0,1°C do 1°C, przy czym błędy powyżej 0,5°C dotyczą stacji Śnieżka i Jelenia Góra w typie NWACD (kwiecień, maj), zaś w SWACD – Jelenia Góra i Pec pod Snezkou. Niedoszacowania wartości temperatury przez modele notuje się w obu typach cyrkulacji na południowym krańcu Sudetów i wynoszą one od 0,1°C do 0,3°C, zaś wyjątkowo do 0,5°C (maj w SWACD).

Zróżnicowanie wielkości temperatury między typami SWCCW i SWCAW w miesiącach wiosennych zmienia się wraz z wysokością. Największe różnice obserwuje się powyżej 900 m n.p.m. w kwietniu (3°C). W marcu i w maju wartości różnic sięgają tu odpowiednio do 1°C i 2°C (zał. 10). W pierwszej połowie wiosny w obu typach cyrkulacji nie obserwuje się zróżnicowania wielkości temperatury między dowietrznym i zawietrznym skłonem Sudetów. W kwietniu 1°C różnicy wartości temperatury notuje się jedynie powyżej 1260 m n.p.m. w typie SWCAW. W maju zróżnicowanie sięga już do 2°C i dotyczy obu typów cyrkulacji powyżej 550 m n.p.m. W obydwu przypadkach chłodniejsze są dowietrzne stoki masywu Sudetów wyeksponowane na adwekcję wilgotnych mas powietrza o coraz większej chwiejności.

Stopień zagęszczenia układu izoterm w rozkładach przestrzennych estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza w okresie wiosny jest w typach SWCCW i SWCAW dość znaczny, co podkreśla silną zależność tej temperatury od wklęsłości i wypukłości formy terenu oraz stopnia jej nachylenia (zał. 38, zał. 39, zał. 47, zał. 48). Cechy termiczno-wilgotnościowe napływających mas powietrza w maju powodują, że większy stopień zagęszczenia izoterm dotyczy południowo-zachodniego skłonu pasma Sudetów, powyżej 550 m n.p.m. (zał. 56, zał. 57). W większości rozkładów, w najniższym piętrze hipsometrycznym zaobserwować można ponadto wyraźną różnicę wartości temperatury między południowym i północnym krańcem obszaru badań (zał. 39, zał. 47, zał. 48, zał. 56). Dla przeważającej części Sudetów modele przeszacowują wartość temperatury od 0,3°C do 0,5°C. W Kotlinie Kłodzkiej różnice te są większe, osiągając wartość od 0,5°C do 1,0°C. Modele dla marca w typie SWCCW i maja w obu typach cyrkulacji generują błąd niedoszacowania dla Śnieżki, sięgający w SWCCW do 0,5°C, zaś w SWCAW do 1°C (zał. 39, zał. 56, zał. 57). W kwietniu i maju w typie SWCAW zaobserwować można także błędy niedoszacowania w obrębie stoków dowietrznych, sięgające od 0,1°C do 0,3°C w niższych piętrach hipsometrycznych, a do 1,0°C w obrębie wierzchowiny (zał. 47, zał. 56).



Ryc. 68. Rozkład przestrzenny odchyłeń estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji SWAAD (górze) i SWAAW (dół); oznaczenia kołowe - wartości błędów estymacji temperatury powietrza dla poszczególnych typów cyrkulacji [°C]; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km. Źródło: opracowanie własne

6.3. Lato

Wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} dla równań estymacji średniej miesięcznej temperatury powietrza w poszczególnych typach cyrkulacji w miesiącach letnich są stosunkowo wysokie, osiągając wartości z przedziału od 0,93 do 0,99 (tab. 38). Najniższą wartość współczynnika notuje się dla typu SWAAD w sierpniu. W stosunku do miesięcy wiosennych wyraźny wzrost wartości współczynnika obserwuje się dla typu SWCCW. Bardzo wysoka wartość R^2_{adj} (0,99) zaznacza się w nim przez kolejne miesiące lata. Najwyższe wartości współczynnika notuje się ponadto dla typu SWACD. W większości typów cyrkulacji wartości dopasowanego współczynnika regresji mieszczą się, podobnie jak na wiosnę, w przedziale 0,96 – 0,98, jednakże średnie błędy oceny krzyżowej są już nieco wyższe. Wielkości tych błędów notowane w typach o najwyższym R^2_{adj} wynoszą 0,4°C, a o najniższym – 0,8°C, podczas gdy większość zawiera się w przedziale od 0,5°C do 0,7°C.

Tab. 38. Wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} oraz średni błąd oceny krzyżowej RMSE dla równań estymacji temperatury powietrza miesięcy letnich w najczęstszych typach cyrkulacji atmosfery. Źródło: opracowanie własne

	Czerwiec		Lipiec		Sierpień	
	R^2_{adj}	RMSE	R^2_{adj}	RMSE	R^2_{adj}	RMSE
SWAAD	0,96	0,6	0,96	0,7	0,93	0,8
NWAAD	0,96	0,7	0,95	0,7	0,95	0,7
SWAAW	0,97	0,6	0,97	0,5	0,97	0,6
NWAAW	0,97	0,6	0,96	0,6	0,95	0,7
SWACD	0,99	0,4	0,99	0,4	0,98	0,4
NWACD	0,98	0,5	0,98	0,5	0,98	0,5
SWCAW	0,97	0,6	0,95	0,7	0,96	0,7
SWCCW	0,99	0,4	0,99	0,4	0,99	0,4

Wyniki weryfikacji rozkładów estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza dla miesięcy letnich w oparciu o dane z dodatkowych stacji: „Orle”, „Jagnięcy Potok” oraz Szrenica wskazują na znacząco poprawę wskazań modeli. Uwagę zwraca, wyraźny we wszystkich typach cyrkulacji, wzrost częstości sytuacji ze zgodnością 3 analizowanych cech rozkładów. W obrębie typu SWACD i SWCAW frekwencja ta przekracza 50% przypadków, natomiast w pozostałych zawiera się w przedziale od 23% do 47%. Poza typem SWAAD, do zera maleje częstość przypadków z całkowitym brakiem zgodności cech rozkładów. Znaczny spadek frekwencji dotyczy także sytuacji ze zgodnością 1 cechy (stosunkowo najwięcej przypadków w SWCAW). W większości typów cyrkulacji przeważają sytuacje ze zgodnością 2 cech rozkładu. Najwięcej takich przypadków notuje się dla typu NWAAW (75%), NWACD (64%) oraz SWCCW (62%).

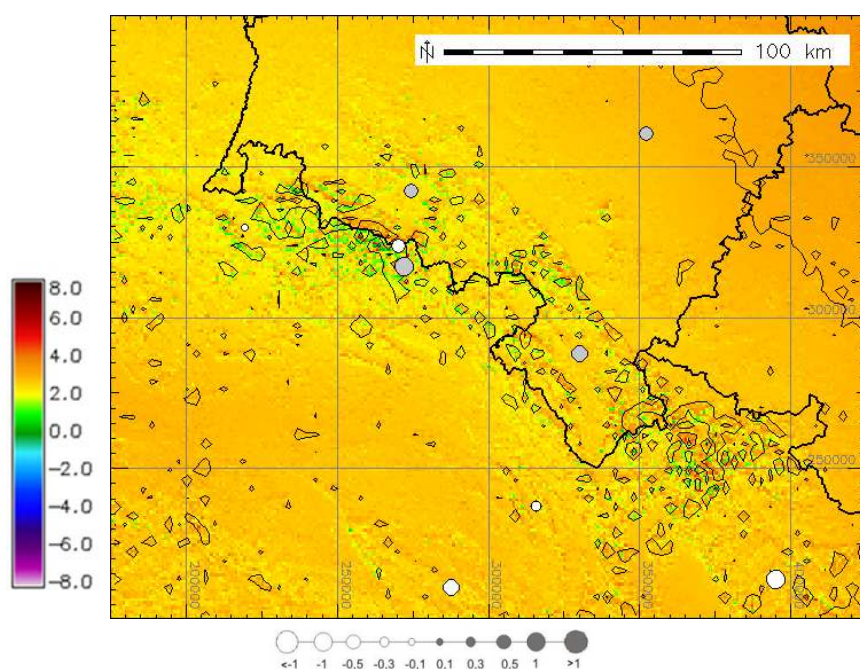
Pomimo utrzymującej się, bez względu na wysokość n.p.m., różnicy termicznej między typami SWAAD i SWAAW (3°C w czerwcu i 2°C w lipcu i sierpniu;

zał. 11), w ich rozkładach przestrzennych estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza zaobserwować można szereg podobieństw. W niższych piętrach hipsometrycznych (a w czerwcu i lipcu w SWAAD także wyższych) wyraźna jest jednostopniowa różnica wartości temperatury między północnym i południowym krańcem obszaru Sudetów. Powyżej 550 m n.p.m. uwagę zwraca zaś podobnej wielkości zróżnicowanie temperatury między stokami dowietrznymi i zawietrznymi, wyrażne zwłaszcza w typie wilgotnym SWAAW, gdzie na rolę bariery górskiej w trakcie adwekcji wilgotnej masy powietrza nakłada się oddziaływanie swobodno-dynamicznych efektów fenowych (ryc. 69). Zróżnicowanie temperatury na przeciwnych stokach powstałe w wyniku wpływu fenu, zaobserwować można także w SWAAD w sierpniu.

Podobnie jak w miesiącach wiosennych, układ izoterm w typach SWAAD i SWAAW nawiązuje przede wszystkim do uwarunkowań hipsometrycznych, przy czym w SWAAW powyżej 550 m n.p.m., niezależnie od miesiąca, obserwuje się większe zagęszczenie izoterm na zawietrznej stronie masywu Sudetów (ryc. 69, zał. 59, zał. 61, zał. 68, zał. 70, zał. 77, zał. 79). W lipcu, w obu typach cyrkulacji oraz w sierpniu w SWAAW, przebieg izoterm w najniższym piętrze hipsometrycznym w znacznym stopniu odzwierciedla układ linii jednakowej odległości od zwartych pasm górskich (zał. 68, zał. 70, zał. 79). Niewielkim zmianom w stosunku do miesięcy wiosennych ulega rozkład błędów estymacji. Najczęściej modele przeszacowują wartość temperatury na zawietrznym skłonie pasma ($0,3^{\circ}\text{C}$ do $1,0^{\circ}\text{C}$), przy czym najwyższe wartości błędów notuje się w większości miesięcy dla stacji Jelenia Góra i Pec pod Sněžkou, rzadziej dla Kłodzka (lipiec i sierpień SWAAD; zał. 68, zał. 77). Poza czerwcem i lipcem w SWAAD, stosunkowo niskie ($0,1^{\circ}\text{C}$ – $0,3^{\circ}\text{C}$) wartości błędów obserwuje się dla szczytu Śnieżki, przy czym raz są to błędy związane z przeszacowaniem (zał. 61, zał. 79), a raz z niedoszacowaniem wartości temperatury (zał. 68, zał. 77). Niedoszacowania wartości temperatury ($0,1^{\circ}\text{C}$ – $0,3^{\circ}\text{C}$) na dowietrznej stronie pasma Sudetów występują w każdym z miesięcy letnich w obrębie typu SWAAW.

Zróżnicowanie wielkości temperatury w antycyklonalnych typach cyrkulacji z sektora NW wykazuje w miesiącach letnich wiele cech wspólnych z odpowiednimi typami z sektora SW. Różnica temperatury między NWAAD i NWAAW sięga 4°C w czerwcu, zmniejszając się stopniowo do 3°C w lipcu i 2°C w sierpniu (zał. 11). W typach tych podobne jest także zróżnicowanie temperatury między północno-wschodnim i południowo-zachodnim skłonem Sudetów – wyraźne w NWAAD w sierpniu, natomiast w NWAAW przez cały okres lata. W obu przypadkach skutkuje ono zagęszczeniem układu izoterm na zawietrznej stronie masywu (zał. 62, zał. 71, zał. 78, zał. 80). Układ izoterm w obu typach jest do siebie zbliżony, wykazuje też zbieżność z rozkładami typowymi dla drugiej połowy wiosny. Charakterystycznymi cechami rozkładów temperatury powietrza, oprócz nawiązania do

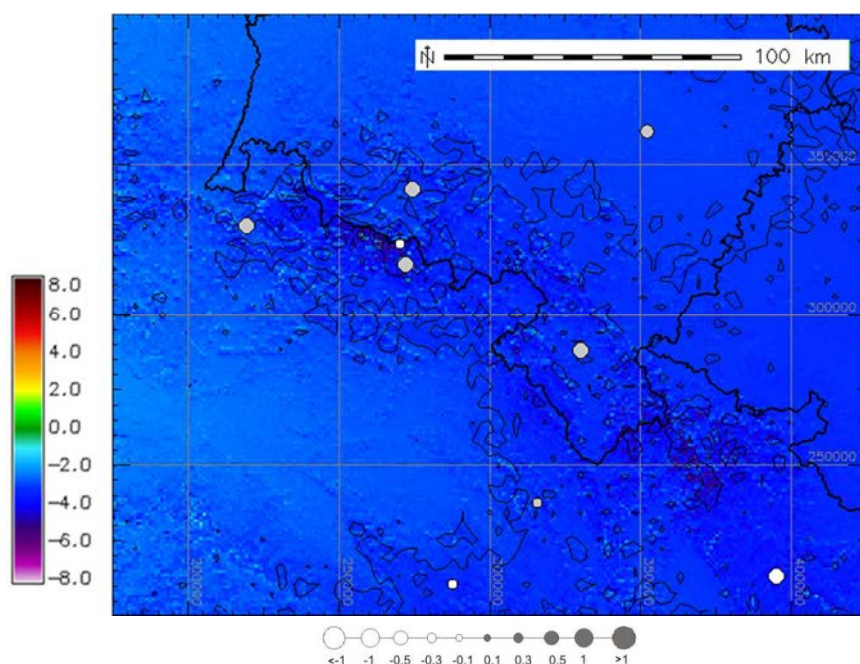
uwarunkowań hipsometrycznych, jest ugięcie izoterm w kierunku południkowym, odzwierciedlające wpływ odległości od Oceanu Atlantyckiego (zał. 60, zał. 62, zał. 69, zał. 71, zał. 78, zał. 80). W obu typach cyrkulacji wyraźne jest także zróżnicowanie wielkości temperatury między południowym i północnym krańcem Sudetów (około 1°C), wyraźne zwłaszcza w niższych piętrach hipsometrycznych. Błędy estymacji modeli dla wspomnianych typów cyrkulacji osiągają wartości zbliżone do notowanych w typach z sektora SW. W przeciwieństwie do typów z SW, na stokach dowietrznych dochodzi także do przeszacowania wartości temperatury powietrza. Błędy związane z niedoszacowaniem temperatury powietrza przez model, obserwuje się w typie NWAAD w sierpniu w obrębie stacji Pec pod Snezkou (zał. 78) oraz, tak jak w pozostałych modelach, na południowym krańcu Sudetów.



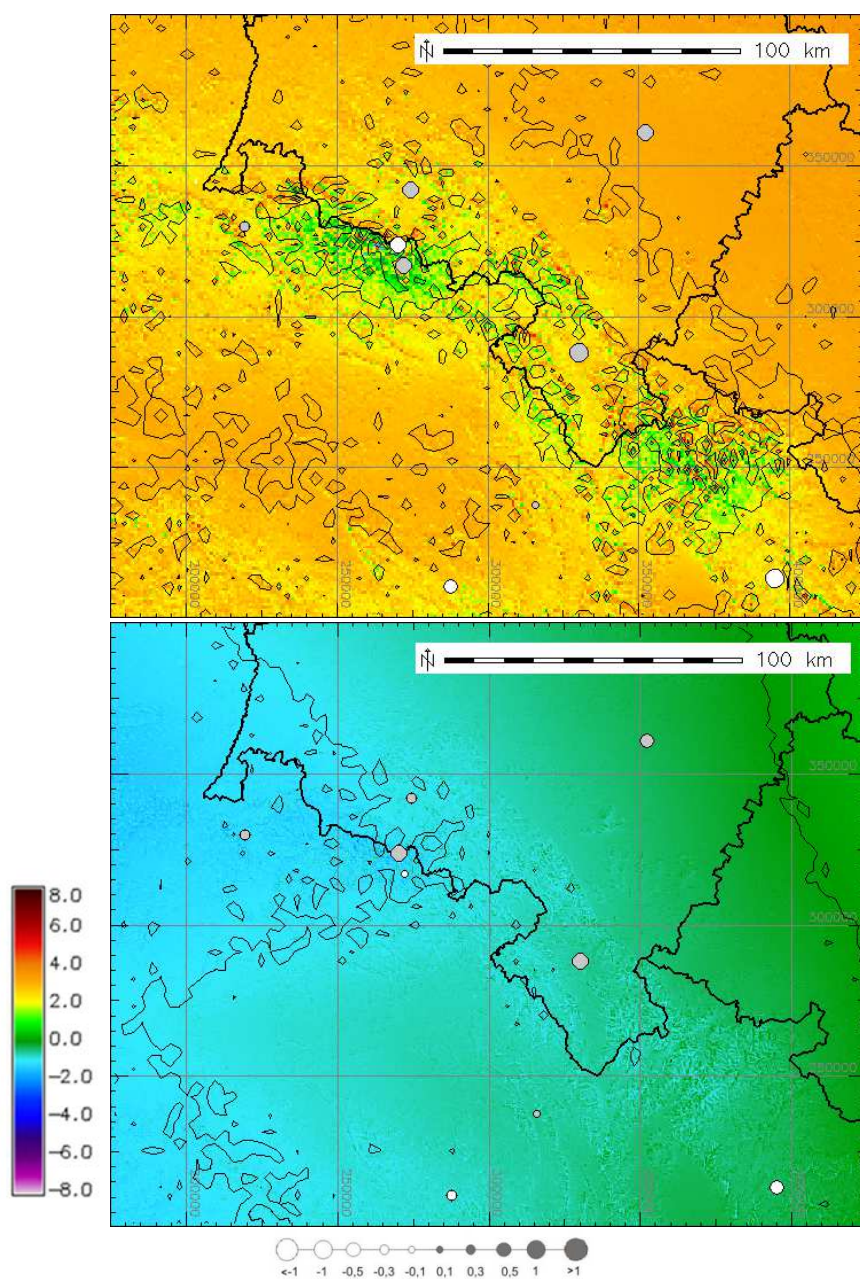
Ryc. 69. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWAAW; oznaczenia kołowe - wartości błędów estymacji w typie SWAAW [°C]; izotermie wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km. Źródło: opracowanie własne

W chłodnych typach SWACD i NWACD różnica wielkości estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza w okresie lata nie przekracza 1°C, przy czym w czerwcu i lipcu, niezależnie od piętra hipsometrycznego, często nie obserwuje się żadnych różnic wartości (zał. 11). Wyraźnie zaznacza się to na graficznych prezentacjach rozkładów temperatury, które są do siebie bardzo zbliżone

kolorystycznie (zał. 63, zał. 64, zał. 72, zał. 73). Uwagę zwraca także znaczne podobieństwo układu izoterm wynikające z silnej zależności od hipsometrii. W rozkładach dla typu SWACD mniejsze jest zróżnicowanie temperatury powietrza w obrębie niższych pięter hipsometrycznych, zaś w NWACD w obszarze tym zaznacza się zbliżony do południkowego przebieg izoterm (ryc. 70). Niezależnie od miesiąca w obu typach cyrkulacji powyżej 550 m n.p.m. zaobserwować można wyższe wartości temperatury powietrza na zawietrznych stokach pasma. Modele dla obu typów cyrkulacji przeszacowują wartości temperatury powietrza od 0,1°C do 1°C, przy czym największe wartości błędów notuje się dla stacji kotlinnych – Jelenia Góra oraz Kłodzko, a w czerwcu i lipcu także stacji Pec pod Snezkou. Błędy niedoszacowania (0,1°C – 0,5°C) notowane są sporadycznie w typie NWACD na Śnieżce (lipiec; zał. 73) oraz w Pec pod Snezkou (sierpień; zał. 82).



Ryc. 70. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w lipcu w typie cyrkulacji NWACD; oznaczenia kołowe - wartości błędów estymacji w typie NWACD [°C]; izotermi wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km. Źródło: opracowanie własne



Ryc. 71. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWCAW (góra) i SWCCW (dół); oznaczenia kołowe - wartości błędów estymacji temperatury powietrza dla poszczególnych typów cyrkulacji [°C]; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km. Źródło: opracowanie własne

W miesiącach letnich wzrasta zróżnicowanie termiczne między typami SWCCW i SWCAW. Szczególnie wyraźnie zaznacza się ono w lipcu, gdy różnica wartości sięga od 4°C do 5°C (ryc. 71). W sierpniu wartości te wynoszą odpowiednio od 3°C do 4°C, a w czerwcu od 2°C do 3°C (zał. 11). Wyraźna w niższych piętrach hipsometrycznych jednostopniowa różnica wielkości temperatury między północnym i południowym krańcem Sudetów, dopiero w wyższych piętrach wysokościowych ustępuje zróżnicowaniu temperatury między stokami dowietrznymi i zawietrznymi. Podkreślić należy więc, że w żadnym z modeli nie zaznacza się wyraźnie, opisywany w literaturze (Kwiatkowski 1975), wpływ efektów fenowych na wartość temperatury powietrza na przedpolu Sudetów – we Wrocławiu i innych rejonach Niziny Śląskiej. Powyżej 550 m n.p.m. w typie SWCAW różnica temperatury między przeciwległymi stokami sięga już 2°C, podczas gdy w SWCCW 1°C. W rozkładzie przestrzennym wartości temperatury dla SWCAW skutkuje to większym niż w SWCCW zagęszczeniem układu izoterm na dowietrznym skłonie Sudetów (zał. 65, zał. 66, zał. 74, zał. 75, zał. 83, zał. 84). W przeciwieństwie do innych rozkładów temperatury powietrza, w których silny wpływ wywiera odległość od Oceanu Atlantyckiego, w typach SWCAW i SWCCW nie odzwierciedla się on w wyraźnym południkowym ugięciu izobar. W niższych piętrach hipsometrycznych rozkład temperatury ukazuje w dużej mierze warunki termiczne powierzchni izobarycznej 850hPa. W obu typach cyrkulacji modele przeszacowują wartości temperatury, przy czym w SWCCW błędy estymacji są nieco niższe (od 0,1°C do 0,5°C). W SWCAW przeszacowania wartości temperatury w obrębie kotlin sięgają do 1°C, natomiast dla Śnieżki typowe są niedoszacowania do 0,3°C w czerwcu i sierpniu (zał. 65, zał. 83) oraz 1°C w lipcu (zał. 74).

6.4. Jesień

W stosunku do lata, wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} dla równań estymacji średniej miesięcznej temperatury powietrza w poszczególnych typach cyrkulacji w miesiącach jesiennych stopniowo obniżają się (tab. 39). Największy spadek wartości dotyczy górnych typów antycyklonalnych z sektora SW, w których istotną rolę w kształtowaniu zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza odgrywa miąższość warstwy osiadania. W typach SWAAD, SWAAW oraz SWCAW obserwuje się więc najniższe wartości R^2_{adj} , przy czym w SWAAD notuje się je w październiku (0,86), zaś w SWAAW i SWCAW w listopadzie (odpowiednio 0,88 i 0,76). Duży spadek wartości dopasowanego współczynnika regresji dotyczy także typu SWCCW. Wartości średnich błędów oceny krzyżowej dla tych typów mieszczą się w przedziale od 0,6°C do 1,2°C. Stosunkowo duże wartości błędów (0,7°C – 0,8°C) obserwuje się także w typie NWAAD we wrześniu i październiku, czyli miesiącach o znacznej trwałości tego typu cyrkulacji. Najniższe wartości błędów oceny krzyżowej (0,3°C – 0,4°C) oraz najwyższe wartości współczynnika R^2_{adj} (0,99) notuje się niezmiennie w typach SWACD i NWACD.

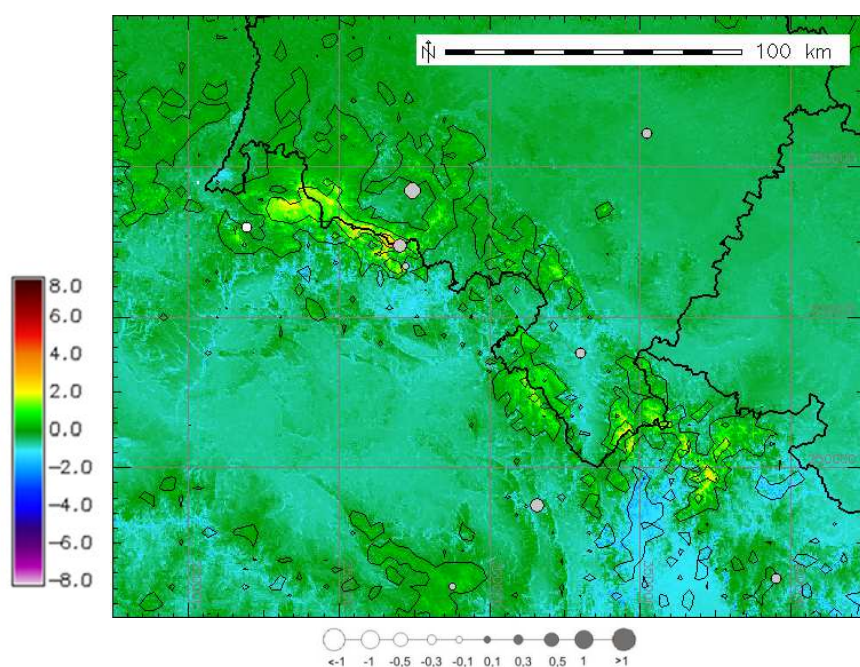
Tab. 39. Wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} oraz średni błąd oceny krzyżowej RMSE dla równań estymacji temperatury powietrza miesięcy jesiennych w najczęstszych typach cyrkulacji atmosfery. Źródło: opracowanie własne

	Wrzesień		Październik		Listopad	
	R^2_{adj}	RMSE	R^2_{adj}	RMSE	R^2_{adj}	RMSE
SWAAD	0,93	0,6	0,86	0,6	0,90	0,5
NWAAD	0,94	0,8	0,94	0,7	0,96	0,4
SWAAW	0,96	0,6	0,95	0,5	0,88	0,7
NWAAW	0,97	0,5	0,96	0,4	0,96	0,5
SWACD	0,98	0,5	0,99	0,3	0,98	0,3
NWACD	0,98	0,6	0,99	0,4	0,99	0,5
SWCAW	0,95	0,8	0,89	0,8	0,76	1,2
SWCCW	0,97	0,5	0,94	0,7	0,92	0,8

Weryfikacja modeli w oparciu o dane z dodatkowych stacji „Orle”, „Jagnięcy Potok” oraz Szrenica wykazała, że w typach cyrkulacji górnych i dolnych antycyklonalnych w miesiącach jesiennych występuje wciąż dość duża zgodność rzeczywistych i modelowanych rozkładów temperatury powietrza. Częstość sytuacji, gdy między rozkładami dla tych typów wystąpiła zgodność 3 analizowanych cech sięga od 15% do 33%, przy czym najwyższa dotyczy typu NWAAW, a najniższa SWAAD. W typach cyrkulacji cyklonalnych dolnych oraz SWACD i NWACD w miesiącach jesiennych nie notuje się żadnego przypadku ze zgodnością 3 cech rozkładów. W SWCCW i w NWACD uwagę zwraca natomiast stuprocentowa częstość sytuacji, gdy zgodność rozkładów dotyczy 2 cech. Nieco mniejszą, lecz wciąż wysoką (89%) frekwencję takich przypadków obserwuje się także w SWACD. W większości typów antycyklonalnych częstość ta mieści się w przedziale od 46% do 60%. Stosunkowo najmniej przypadków zgodności 2 cech notuje się dla typu SWAAD (19%) i SWCAW (20%). W tym ostatnim zaznacza się natomiast duży (60%) odsetek sytuacji z brakiem jakiegokolwiek zgodności cech. Zdecydowanie rzadziej obserwuje się brak zgodności cech rozkładów w typach SWAAD (15%), SWAAW (14%) oraz NWAAW (7%), a w pozostałych typach nie notuje się go wcale.

Zróznicowanie termiczne między typami SWAAD i SWAAW w rozkładach estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza ulega jesienią, z miesiąca na miesiąc, dość dużym zmianom (zał. 12). Ogólna różnica temperatury między tymi typami sięga we wrześniu od 2°C do 3°C, w październiku już od 1°C do 6°C, a w listopadzie od 3°C do 5°C. Największe wartości różnic temperatury notuje się u podnóża pasm górskich, zaś najmniejsze w obrębie partii wierzchwinowej. W listopadzie w obu typach cyrkulacji, a w SWAAW także w październiku, wyraźnie zaznacza się już zróżnicowanie wartości temperatury między stokiem dowietrznym i zawietrznym (od 1°C do 2°C), będące wynikiem oddziaływania swobodno-dynamicznych zjawisk fenowych. W układzie izoterm, nawiązujących do uwarunkowań hipsometrycznych, uwagę zwraca stopniowy spadek zagęszczenia izolinii, wyraźny zwłaszcza w SWAAD (ryc. 72, zał. 86, zał. 88, zał. 95, zał. 97, zał. 104, zał. 106).

Związane jest to ze wzrostem istotności wpływu wyeksponowania i zasłonięcia terenu dla dużych odległości oraz malejącym wpływem wklęsłości i wypukłości formy terenu. We wrześniu i październiku w typie SWAAD, w najniższym piętrze hipsometrycznym, zaznacza się ponadto południkowe ugięcie przebiegu izoterm, odzwierciedlające wpływ odległości od Oceanu Atlantyckiego (zał. 86, zał. 95). Dla większości miesięcy modele rozkładu temperatury powietrza generują błędy estymacji związane z przeszacowaniem od 0,1°C do 1,0°C. Największe wartości błędów dotyczą najczęściej stacji pozostających w obrębie oddziaływania fenów swobodno-dynamicznych – Śnieżki i Jeleniej Góry. W listopadzie w typie SWAAW dla Śnieżki i Kłodzka (zał. 106), a w październiku dla stacji Pec pod Snezkou (zał. 97) notuje się wyjątkowo błędy niedoszacowania sięgające od 0,5°C do 1°C.

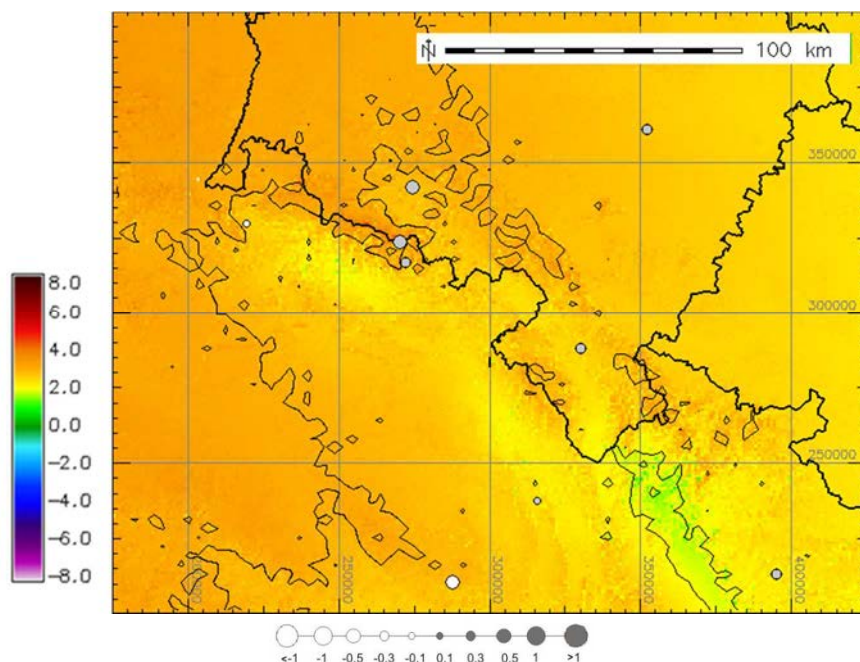


Ryc. 72. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w październiku w typie cyrkulacji SWAAD; oznaczenia kołowe - wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD [°C]; izotermie wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km.

Źródło: opracowanie własne

Stosunkowo niewielkie zmiany cech rozkładów przestrzennych estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza dla jesieni obserwuje się w typach cyrkulacji NWAAD i NWAAW. Szczególną stałością charakteryzują się własności tych rozkładów dla typu NWAAW, w których niesłabnący wpływ na południkowe uginanie izoterm wywiera odległość od Oceanu Atlantyckiego (ryc. 73, zał. 89, zał. 98, zał. 107). Podobnie jak w odpowiednich typach z sektora SW, w NWAAD i NWAAW

zagęszczenie układu izoterm stopniowo zmniejsza się. We wrześniu w NWAAD i w listopadzie w NWAAW wyraźne staje się ponadto zróżnicowanie termiczne między północnym i południowym krańcem Sudetów, sięgające 1°C (zał. 87, zał. 107; zał. 12). Wyższe, bo nawet dwustopniowe różnice wartości temperatury między północno-wschodnim i południowo-zachodnim skłonem tego masywu, będące efektem oddziaływania swobodno-dynamicznych zjawisk fenowych, obserwuje się we wrześniu w NWAAD i w październiku w NWAAW, zaś w listopadzie w obu typach cyrkulacji. Ogólna różnica temperatury między typami sięga od 3°C do 4°C we wrześniu oraz do 5°C w październiku i listopadzie, przy czym wartości te nie wykazują dużych zmian wraz z wysokością n.p.m. Modele rozkładu temperatury dla obu typów cyrkulacji najczęściej przeszacowują wartości temperatury od $0,1^{\circ}\text{C}$ do 1°C . Największe wartości błędów dotyczą niezmiennie stacji w obrębie masywu Karkonoszy, a notowane są w obu typach cyrkulacji we wrześniu (zał. 87, zał. 89) oraz w NWAAD w październiku (zał. 96).

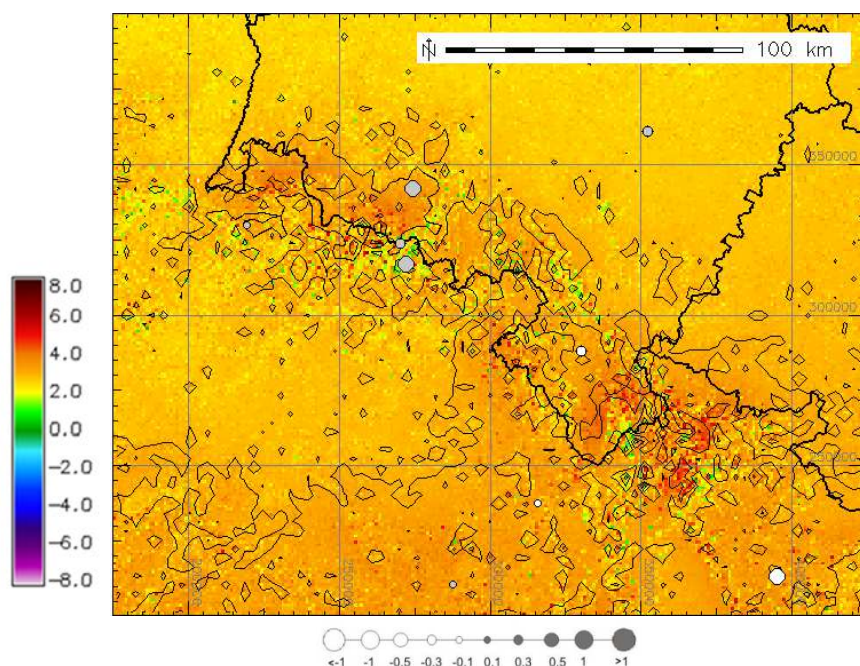


Ryc. 73. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [$^{\circ}\text{C}$] w październiku w typie cyrkulacji NWAAW; oznaczenia kołowe - wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW [$^{\circ}\text{C}$]; izotermory wygenerowane zostały co $1,0^{\circ}\text{C}$ dla rozdzielczości 4km.

Źródło: opracowanie własne

W rozkładach przestrzennych estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza w typach SWACD i NWACD uwagę zwraca przede wszystkim duża zbieżność wartości temperatury między typami utrzymująca się w obrębie wszystkich pięter hipsometrycznych (zał. 90, zał. 91, zał. 99, zał. 100, zał. 108, zał. 109). Stosunkowo największe różnice wartości sięgają do 1°C , choć lokalnie zwiększają się do 2°C z powodu wpływu efektów fenowych (zał. 12). Zróżnicowanie temperatury między stokami zawietrznymi i dowietrznymi notuje się w obu typach cyrkulacji jedynie we wrześniu. Jednostopniowa różnica wartości temperatury powietrza wyraźna jest ponadto w niższych piętrach wysokościowych między północnym i południowym krańcem Sudetów. Powyżej 550 m n.p.m., przebieg izoterm w typach SWACD i NWACD, który nawiązuje do uwarunkowań hipsometrycznych, w miesiącach jesiennych ulega stosunkowo niewielkim zmianom. W obu typach powyżej 1260 m n.p.m. ujemne wartości estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza notuje się już w październiku. Modele najczęściej przeszacowują wartości temperatury ($0,1^{\circ}\text{C}$ – $1,0^{\circ}\text{C}$), choć w październiku i listopadzie na dowietrznym skłonie masywu Sudetów w typie SWACD zaobserwować można błędy niedoszacowania ($0,3^{\circ}\text{C}$ – $-0,5^{\circ}\text{C}$; zał. 99, zał. 108). W typie NWACD najwyższe wartości błędów notuje się dla szczytu Śnieżki, natomiast w SWACD, głównie dla Jeleniej Góry.

Rozkłady przestrzenne estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza w cyklonalnych dolnych typach cyrkulacji z sektora SW: SWCAW i SWCCW charakteryzują się bardzo wyraźną zmiennością temperatury powietrza w osi południkowej (zał. 92, zał. 93, zał. 101, zał. 102, zał. 110, zał. 111), co najlepiej uwidacznia się w październiku (ryc. 74). W listopadzie, w obu typach cyrkulacji oraz we wrześniu w SWCAW, na układ ten nakłada się zmienność w osi równoleżnikowej (wpływ odległości od Oceanu Atlantyckiego; zał. 92, zał. 110, zał. 111). W efekcie w niższych piętrach hipsometrycznych obserwuje się jednostopniowe zróżnicowanie termiczne między północno-wschodnim i południowo-zachodnim krańcem Sudetów (zał. 12). Powyżej 550 m n.p.m. dodatkowe zróżnicowanie wielkości temperatury powietrza związane jest z wpływem dynamicznych efektów fenowych. We wrześniu i październiku wielkość różnic temperatury między przeciwległymi stokami nie przekracza 1°C , a w listopadzie sięga miejscami (np. w obrębie pasma Karkonoszy) do 2°C . Ogólna różnica wartości temperatury między typem SWCAW i SWCCW wynosi we wrześniu od 2°C do 4°C . W październiku maleje ona do 1°C , zaś w listopadzie wartość ta utrzymuje się jedynie w niższych piętrach hipsometrycznych, a w partii wierzchowinowej wzrasta do 2°C . Modele przeszacowują wartość temperatury głównie w obrębie niższych pięter wysokościowych pasma Karkonoszy ($0,3^{\circ}\text{C}$ – $1,0^{\circ}\text{C}$). We wrześniu w typie SWCAW i październiku w SWCCW na Śnieżce zaobserwować można zaś błędy niedoszacowania ($0,5^{\circ}\text{C}$ – $1,0^{\circ}\text{C}$). Na zachodnim krańcu Sudetów, a także w części środkowej i wschodniej wartości temperatury są niedoszacowane, a wartość błędu estymacji sięga od $0,1^{\circ}\text{C}$ do $1,0^{\circ}\text{C}$.



Ryc. 74. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w październiku w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia kołowe - wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; izotermie wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km.

Źródło: opracowanie własne

6.5. Podsumowanie

Uzyskane rozkłady przestrzenne średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w poszczególnych typach cyrkulacji dość dobrze odzwierciedlają rzeczywiste zróżnicowanie temperatury powietrza w obszarze badań w kolejnych porach roku. Pomimo pewnych niedoskonałości modeli, zaobserwować można wyraźne różnice pomiędzy rozkładami temperatury powietrza przygotowanymi dla poszczególnych typów cyrkulacji. W rozkładach temperatury powietrza dla miesięcy zimowych uwagę zwraca zwłaszcza zróżnicowanie temperatury będące efektem zjawisk fenowych. W mniejszym stopniu w rozkładach dla cyklonalnych typów cyrkulacji zaznacza się rola orograficznych procesów spiętrzeniowo-dynamicznych. Niezależnie od miesiąca, najbardziej zbliżone do rzeczywistych rozkłady estymowanej temperatury powietrza uzyskano dla chłodnych typów cyrkulacji SWACD i NWACD. W pozostałych typach cyrkulacji wskazane będzie dalsze dopracowywanie modeli.

7. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

W pracy przeanalizowano zależności pomiędzy cyrkulacyjnymi i topoklimatycznymi determinantami zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza w obszarach o urozmaiconej rzeźbie terenu. Zgodnie z podstawowym celem badań rozpoznano i opisano zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza w określonych sytuacjach cyrkulacji atmosferycznej, przy uwzględnieniu rozkładu temperatury powietrza na powierzchni izobarycznej 850 hPa. Wykorzystano tu: dane termiczne ze stacji synoptycznych środkowej Europy, wyniki reanaliz NCEP/NCAR (termika powierzchni izobarycznej 850hPa) oraz charakterystyki rzeźby i pokrycia terenu wygenerowane z ich rozkładów przestrzennych (DEM, CORINE). Zakres czasowy analiz objął dwudziestolecie 1991-2010, a zakres przestrzenny – Sudety i ich najbliższe, wyżynne lub nizinne otoczenie (głównie: Przedgórze Sudeckie, Nizinę Śląską, Morawy i Masyw Czeski). W badaniach tych uwzględniono podział na typy cyrkulacji wg obiektywnego kalendarza Deutscher Wetterdienst, w jego zmodyfikowanej wersji, opracowanej dla terenu Sudetów przez autorkę niniejszej pracy. Testowany zbiór zmiennych niezależnych, wpływających na średnią miesięczną wartość temperatury powietrza w poszczególnych typach cyrkulacji, stanowiła grupa 65 wskaźników morfometrycznych (m.in. wskaźniki położenia geograficznego, wysokość n.p.m., ekspozycja, nachylenie formy terenu, jej wklęsłość/wypukłość, zasłonięcie/wyeksponowanie), 4 charakterystyki pokrycia terenu oraz średnie miesięczne wartości temperatury z powierzchni izobarycznej 850 hPa.

Szczegółowa analiza zależności między cyrkulacyjnymi i topoklimatycznymi determinantami zróżnicowania temperatury powietrza przy powierzchni ziemi pozwoliła na weryfikację trzech głównych hipotez badawczych pracy. W pierwszej z nich założono, że za zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza w poszczególnych typach cyrkulacji atmosferycznej odpowiadają odmienne czynniki topoklimatyczne związane z rzeźbą i rodzajem pokrycia terenu. Hipoteza ta okazała się słuszna, gdy porównano ze sobą suche i wilgotne typy cyrkulacji. W większości wilgotnych typów cyrkulacji zaznaczał się bowiem bardzo istotny wpływ odległości od Oceanu Atlantyckiego (współrzędna X), natomiast w suchych na znaczeniu zyskiwało oddziaływanie czynników morfologicznych związanych z warunkami insolacyjnymi (szerokość geograficzna, ekspozycja solarna, wklęsłość i wypukłość formy, nachylenie). W typach cyklonalnych, z powodu występowania orograficznych procesów spiętrzeniowo-dynamicznych, wyeksponowanie bariery górskiej wpływało na znaczne różnicowanie temperatury powietrza między stokami dowietrznymi i zawietrznymi. W określonych przypadkach (głównie w typie SWCCW i SWCAW) zależność od kierunku wyeksponowania i zasłonięcia stoków odpowiadała także roli

dynamicznych procesów fenowych. W typach antycyklonalnych, kierunek wyeksponowania cyrkulacyjnego odzwierciedlał wprawdzie rolę swobodno-dynamicznych efektów fenowych, jednakże głównym czynnikiem odpowiedzialnym za różnicowanie temperatury powietrza było jego adiabatyczne ogrzewanie w obrębie położonych najczęściej powyżej wysokości 750 m n.p.m., wypukłych form terenu.

Istotność wpływu czynników topoklimatycznych w poszczególnych typach cyrkulacji charakteryzowała się dużą zmiennością w zależności od kierunku adwekcji mas powietrza oraz ich względnej termiki. Mimo, że niemal w każdym z typów bardzo istotną rolę w procesie różnicowania temperatury powietrza odgrywało zasłonięcie i wyeksponowanie stoków z poszczególnych sektorów, to kierunek ich oddziaływania był często odmienny. Szczególnie wyraźnie efekt ten zaznaczał się dla typów cyrkulacji o przeciwnym kierunku napływu powietrza (np. z SW i NE) oraz adwekcji wyraźnie chłodnych (np. SWACD, NWACD, NEACD) bądź ciepłych mas powietrza (SWAAW, NAAW, SWCAW). Dla cyklonalnych typów cyrkulacji z sektora SW, w miesiącach z dużą częstością adwekcji południowych, charakterystyczny był ponadto znaczny wzrost temperatury w obszarach wyeksponowanych od południa. Podobną tendencję, lecz ze spadkiem temperatury na obszarach wyeksponowanych od północy, notowano dla typów cyrkulacji z sektora NE. W obu przypadkach, w badanych zależnościach zaznaczał się bardzo istotny wpływ szerokości geograficznej. Jedynie w pojedynczych typach cyrkulacji, najczęściej z sektora kierunkowego SE, notowano oddziaływanie czynników zależnych od pokrycia terenu (albedo, szorstkość, uwilgotnienie), jednakże stopień istotności tego wpływu pozostawał niewielki. Jedynym elementem, którego istotny wpływ notowany był w każdym z typów cyrkulacji pozostała wysokość n.p.m.

Potwierdziła się także hipoteza zakładająca sezonowe zmiany kierunku oddziaływania i istotności wpływu poszczególnych czynników różnicujących przestrzenny rozkład temperatury powietrza. Wspomnianą zmienność zaobserwowano w obrębie większości typów cyrkulacji, przy czym prawidłowością była stopniowa zmiana kierunku oddziaływania i istotności wpływu determinant rozkładu temperatury powietrza zachodząca w pierwszym i ostatnim miesiącu każdej pory roku. Najbardziej charakterystyczną cechą okresu zimowego była bardzo istotna zależność temperatury powietrza od czynników morfometrycznych dla dużej (od 10 km do 50 km) odległości sąsiedztwa, głównie zasłonięcia i wyeksponowania, a w suchych typach antycyklonalnych także wysokości n.p.m. W przeciwieństwie do zimy w sezonie letnim, uwagę zwróciła zdecydowanie mniejsza liczba istotnych czynników różnicujących temperaturę powietrza. Oddziaływanie zasłonięcia i wyeksponowania terenu miało najczęściej zasięg lokalny (od 100 m do 500 m odległości sąsiedztwa). Wyjątkowo w typach SWCCW i SWACW, których masy powietrza charakteryzują się w sezonie letnim największą chwiejnością, odległość ta jednak wyraźnie wzrastała, zaś wpływ wielkości wyeksponowania na wartość temperatury powietrza

odznaczał się odmiennym niż w miesiącach zimowych kierunkiem. Wyraźne zmiany kierunku oddziaływania zasłonięcia i wyeksponowania cyrkulacyjnego zaznaczały się wiosną i jesienią. Bardzo charakterystyczna dla tych pór roku była także, w sytuacjach antycyklonalnych, wysoka istotność oddziaływania wklęsłości formy terenu wraz z kierunkowym zasłonięciem. Zmiany w obrębie tej zależności odzwierciedlały wzrost częstości sytuacji, gdy utrzymująca się przez kilka kolejnych dni inwersja z osiadania uniemożliwiała cyrkulacyjną wymianę wychłodzonego powietrza z obniżen kotlinnych.

Najtrudniejsza do jednoznacznej oceny pozostała hipoteza głosząca, że właściwości termiczne napływających mas powietrza stanowią wyraźną podstawę do określenia przestrzennego rozkładu temperatury powietrza w terenie zróżnicowanym morfologicznie. Otrzymane wyniki wskazały na dużą zmienność istotności wpływu termiki powierzchni izobarycznej 850 hPa. Całkowity brak zależności dotyczył najczęściej miesięcy zimowych, rzadziej jesiennych, choć notowano wyjątki od tej reguły – głównie w typach cyrkulacji związanych z adwekcją chłodu. W miesiącach wiosennych istotne oddziaływanie notowano jedynie w obrębie typów antycyklonalnych oraz cyklonalnych wilgotnych, zaś w miesiącach letnich - głównie w typach cyrkulacji z sektora SW. Opisane zależności nawiązują w dużej mierze do zmian częstości typów cyrkulacji w poszczególnych miesiącach roku, dlatego weryfikacja założonej hipotezy wymaga przeprowadzenia dalszych analiz w wykorzystaniem średnich wartości miesięcznych temperatury powierzchni izobarycznej 850 hPa dla poszczególnych typów cyrkulacji. Wyniki niniejszej pracy pozwalają jednakże przypuszczać, że hipoteza ta może być warunkowo słuszna i znajdzie potwierdzenie jedynie dla wybranych typów cyrkulacji w danej porze roku.

Analiza przeprowadzona w pracy uwypukliła dodatkowo kilka istotnych kwestii metodycznych. Pierwsza z nich dotyczyła zastosowania przez autorkę jej zmodyfikowanego kalendarza typów cyrkulacji atmosferycznej (Ojrzyńska 2012a). Sposób określania wilgotności masy powietrza, który stosowany jest w oryginalnym kalendarzu DWD i przeniesiony został przez nią bezpośrednio do jego zmodyfikowanej wersji dla terenu Sudetów, okazał się niewystarczający. Szczegółowa analiza diagramów aerologicznych dla poszczególnych typów cyrkulacji wykazała bowiem, że wskaźnik PW nie zawsze prawidłowo odzwierciedlał zawartość pary wodnej w najniższej warstwie troposfery. W efekcie, typy wilgotne jak i suche opisywane były w pracy jako typy z większą i mniejszą zawartością wilgoci w dolnej części troposfery. Zabieg ten, choć utrudniał nieco ogólną interpretację zjawisk, był jednakże konieczny do wytłumaczenia zaistniałych różnic między poszczególnymi typami cyrkulacyjnymi. Szczególnie pomocne w analizach okazały się także dodatkowe mapy baryczne z portalu Wetterzentrale. Autorka miała świadomość, że badanie oparte jedynie na danych ze zbioru wyrywkowych sytuacji – grupy dni reprezentujących dany

typ cyrkulacji w wieloleciu byłoby niepełne i nie oddawałoby istoty wpływu procesów o przebiegu obejmującym dłuższy okres czasu. Opisy poszczególnych procesów poparte zostały więc analizą sytuacji barycznej z kilku dni poprzedzających wystąpienie danego typu cyrkulacji. Dopiero na tej podstawie określana była relatywna termika mas powietrza. Informację o średniej termice mas w określonych typach cyrkulacji (temperatura powietrza na powierzchni izobarycznej 850 hPa), którą umieszczono w niniejszej pracy potraktować należy więc w tym kontekście jako informację pomocniczą, a nie próbę dokładnej charakterystyki termicznej mas powietrza.

Zawarty w pracy opis, odwołujący się do zmian stopnia istotności wpływu poszczególnych elementów różnicujących przestrzennie temperaturę powietrza, miał na celu uwypuklenie pewnych cech charakterystycznych dla kolejnych pór roku. Zastosowanie go w wypadku najczęstszych typów cyrkulacji nie budziło wątpliwości statystycznych. W przypadku pozostałych i grupowanych typów cyrkulacji miał znaczenie podrzędne, zaś istota analiz dotyczyła ogólnego kierunku i średniej wartości odchyleń temperatury w danych typach cyrkulacji atmosferycznej. Dla zachowania zasad poprawności statystycznej, równania estymacji temperatury powietrza wyprobowane zostały jedynie dla ośmiu najczęstszych typów cyrkulacji. W przeważającej części wyniki walidacji modeli uznano za zadowalające. Szczególnie satysfakcjonujące okazały się rozkłady estymowanej temperatury powietrza dla miesięcy zimowych, które pomimo niższych wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} , dość dobrze odzwierciedlały zróżnicowanie temperatury powietrza będące skutkiem oddziaływania efektów fenowych. Jedne z najlepszych wyników walidacji dotyczyły modeli dla najchłodniejszych typów cyrkulacji – SWACD i NWACD. Oba wspomniane modele stanowią więc najbardziej wiarygodną podstawę do lokalizacji obszarów szczególnie narażonych na występowanie skrajnych wartości temperatury powietrza w obrębie Sudetów. W pozostałych przypadkach wielkości błędów notowane na stacjach reprezentujących formy wypukłe (np. Śnieżka) oraz w położeniu kotlinnym (Jelenia Góra) wskazały na pewne niedoskonałości modeli i konieczność ich poprawy w oparciu o gęstszą sieć danych pomiarowych. Typowanie miejsc o skrajnych wartościach temperatury we wszystkich typach cyrkulacji zastąpiono więc analizą realnych odchyleń przeciętnych temperatury powietrza w stacjach sudeckich, zawartą w rozdziale piątym.

Przeprowadzone badania doprowadziły do wyciągnięcia następujących wniosków ogólnych:

1. Opis rozkładu przestrzennego temperatury powietrza w obszarach o zróżnicowanej rzeźbie terenu nie może bazować jedynie na określeniu oddziaływania czynników topoklimatycznych. Istotność i kierunek wpływu poszczególnych z nich wykazuje zmienność w zależności od uwarunkowań cyrkulacyjnych. Cechy te charakteryzują się ponadto zmiennością sezonową.

2. Spośród cech uwarunkowań cyrkulacyjnych największe znaczenie w procesach różnicowania przestrzennego temperatury powietrza odgrywa kierunek adwekcji i wilgotność masy powietrza. W miesiącach zimowych szczególnego znaczenia nabiera miąższość warstwy osiadającego powietrza, a w letnich – stopień chwiejności masy powietrza.

3. Zależność temperatury powietrza przy powierzchni ziemi od średniej miesięcznej temperatury powietrza na powierzchni izobarycznej 850 hPa najwyraźniejsza jest wiosną i jesienią, natomiast latem ogranicza się do sytuacji z adwekcją powietrza z sektora SW. Stosunkowo najrzadziej oddziaływanie to notuje się zimą, zwłaszcza w typach antycyklonalnych.

4. Wystąpienie poszczególnych procesów kształtujących różnicowanie temperatury powietrza związane jest z określoną sekwencją typów cyrkulacji. W przypadku typów cyklonalnych podstawowe znaczenie ma prędkość oraz droga przemieszczania się masy powietrza, warunkujący stopień jej transformacji. Dla antycyklonalnych typów cyrkulacji kluczowa jest natomiast ich trwałość nad obszarem badań, podtrzymująca zastoiska chłodu w dolinach i kotlinach.

5. Spośród czynników topoklimatycznych, największą i niezmienną w ciągu roku istotność wpływu na różnicowanie przestrzenne temperatury powietrza ma wysokość n.p.m. W wilgotnych typach cyrkulacji duże znaczenie ma także odległość od Oceanu Atlantyckiego, natomiast w suchych – szerokość geograficzna, wypukłość formy terenu oraz jej ekspozycja solarna. Niezależnie od stopnia wilgotności w każdym z typów cyrkulacji istotne oddziaływanie związane jest również z wyeksponowaniem cyrkulacyjnym formy terenu.

6. W zależności od kierunku adwekcji masy powietrza, jej wilgotności czy stopnia chwiejności, dynamicznym zmianom ulega kierunek oddziaływania stopnia wyeksponowania cyrkulacyjnego formy terenu na wartość temperatury powietrza. Jego wpływ odzwierciedla orograficzne procesy spiętrzeniowo-dynamiczne oraz zjawiska fenowe. W szczególnych sytuacjach, gdy topografia umożliwia skanalizowanie przepływu powietrza, na stokach dowietrznych obserwuje się także wpływ efektów tunelowych.

7. Zróżnicowanie temperatury powietrza w obrębie obszaru Sudetów w każdym z typów cyrkulacji stanowi wynik pewnej hierarchii oddziaływania czynników topoklimatycznych. W pierwszej kolejności wpływ wywiera wysokość n.p.m., a następnie ekspozycja cyrkulacyjna oraz stopień wklęsłości i wypukłości terenu. W dalszej kolejności zróżnicowanie to obejmuje wpływ szerokości geograficznej, odległości od Oceanu Atlantyckiego, czy ekspozycji solarnej terenu. Stosunkowo najmniejsze znaczenie w tej skali badań mają cechy wynikające ze zróżnicowanego pokrycia terenu: albedo, szorstkości czy stopnia uwilgotnienia.

8. Otrzymane rozkłady przestrzenne estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza w najczęstszych typach cyrkulacji, pomimo że wymagają udoskonalenia, są dobrą ilustracją procesów odpowiedzialnych za różnicowanie temperatury powietrza w Sudetach. Zweryfikowane o dane z gęstszej sieci pomiarowej stanowić mogą podstawę do dalszych wielowymiarowych analiz.

Literatura

- Alexanderson H., Schmidt T., Iden K., Tuomenvirta H., 1998, Long-term variations of the storm climate over NW Europe, The global atmosphere and ocean system, 6, 97-120.
- Alisow B.P., Drozdow O.A., Rubinsztein E.S., 1952, Kurs klimatologii, III, Gidromiet. Izdat, Leningrad.
- Angström A., 1925, The albedo of various surface of ground. Geogr. Annaler, 4, 7, 323-342.
- Atlas bilansu promieniowania w Polsce, 1966, red. J. Paszyński, Materiały do bilansu ciepłego Polski, Dokumentacja Geograficzna, 4.
- Atlas klimatu Polski, 2005, red. Lorenc H., Wyd. IMGW, Warszawa.
- Atlas klimatycznego ryzyka uprawy roślin w Polsce, 2001, red. Koźmiński Cz., Michalska B., Akademia Rolnicza w Szczecinie, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin.
- Atlas klimatyczny Polski, 1973, W. Wiszniewski (red.), IMGW, Wyd. PPWK.
- Atlas Podnebí Československé Republiky, 1958, red. Syrový S., Ústřední Správa Geodezie a Kartografie, Praha.
- Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego, 1997, W. Pawlak (red.), Uniwersytet Wrocławski, Pracownia Atlasu Dolnego Śląska, Wrocław.
- Atlas Teplovogo Balansa (Atlas of the heat balance), 1955, M.I. Budyko (red.), Glav. Geofiz. Observ., Leningrad.
- Atlas Teplovogo Balansa Zemnego Shara (Atlas of the heat balance of the earth), 1963, M.I. Budyko (red.), Mezhved. Geofiz. Komitet, Moskva.
- Auer I., Böhm R., Hiebl J., Schöner W., Spinoni J., Lentini G., Maugeri M., Brunetti M., Nanni T., Perčec Tadić M., Bihari Z., 2008, High Resolution Temperature Climatology in Complex Terrain – demonstrated in the test area Greater Alpine Region GAR, ECSN-HRT/GAR Final Report.
- Bac S., Baranowski S., 1968, Wielkość i przebieg albedo niektórych powierzchni rolniczych, Prace IGW, 4, 4, 37- 58.
- Bamler R., 1999, The SRTM mission – a world-wide 30 m resolution DEM for SAR interferometry in 11 days, Photogrammetric Week, Universitaet Stuttgart 24.09.1999, 145-154.
- Barlag A.B., Kuttler W., 1990, The significance of country breezes for urban planning, Energy and Buildings, 15-16, 291-297.
- Barry R.G., 1992, Mountain weather and climate, Methuen, London and New York.
- Baur F., Hess P., Nagel H., 1944, Kalender der Großwetterlagen Europas 1881-1939. Bad Homburg v. d. H.
- Bąkowski R., 2007, Wpływ adwekcyjnych zmian temperatury w swobodnej atmosferze na zmiany temperatury powietrza przy powierzchni ziemi w Krakowie, W: K. Piotrowicz, R. Twardosz (red.), Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, 245-252.
- Bednarek A., 1970a, Las jako czynnik klimatotwórczy, Sylwan CXIV (08/09), 30-35.
- Bednarek A., 1970b, Zróżnicowanie maksymalnych temperatur powietrza między lasem a terenem otwartym w zależności od usłonecznienia (na przykładzie wybranych zespołów leśnych), Przegląd Geofizyczny, 15, 1, 57-68.
- Bielec-Bąkowska Z., Łupikasa E., 2009, Frosty, freezing and severe freezing days and their synoptic implications in Małopolska, Southern Poland, 1951-2000, Bulletin of Geography – physical geography series, 1, 39-62.
- Bihari Z., 2002, Benchmark study for different interpolation methods to estimate monthly mean temperature in Hungary, GIS – Spatialisation Meeting, 20-21.09.2002, Oslo.
- Bissolli P., Dittmann E., 2001, The objective type classification of the German Weather Service and its possibilities of application to environmental and meteorological investigations, Meteorologische Zeitschrift, 10, 4, 253-260.
- Bluestein H.B., 1992, Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Principles of Kinematics and Dynamics, 1, Oxford University Press, New York.
- Bokwa A., Caputa Z., Durło G., Maciejowski W., Wojkowski J., 2006, Zróżnicowanie warunków aktywności i termicznych w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, XI, 10, Sectio B, Lublin, 92-99.

- Bonan G.B., 1995, Land-atmosphere CO₂ exchange simulated by a land surface process model coupled to an atmospheric general circulation model, *Journal of Geophysical Research*, 100D, 2817-2831.
- Bonan G.B., 2008, Land surface processes in climate models, W: *Ecological Climatology concepts and applications*, Cambridge University Press, 395-417.
- Bornstein R.D., Johnson D.S., 1977, Urban-rural wind velocity differences, *Atmospheric Environment*, 11, 597-604.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 1991, Mapy gradientów temperatury i opadów w Polsce, *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1213, Prace Instytutu Geograficznego, Seria A, V, Wrocław, 179-188.
- Bryś K., 2013, Dynamika bilansu radiacyjnego murawy oraz powierzchni nieporośniętej, Rozpr. habilitacyjna, Wyd. Uniwersytetu Przyrodniczego, Monografie CLXII, Wrocław.
- Budyko M. I., 1971, *Klimat i życie*, Gidromiet. Izd., Leningrad.
- Budyko M.I., 1974, *Climate and life*, Engl. ed. by D.H. Miller, Academic Press, New York, London.
- Chen D., Hellstrom C., 1999, The influence of the North Atlantic Oscillation on the regional temperature variability in Sweden: spatial and temporal variations, *Tellus*, ser. A – Dynamic Meteorology and Oceanography, 51, 4, 505-516.
- Chen D., 2000, A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study, *International Journal of Climatology*, 20, 1067-1076.
- Chudzia D., 1997, Albedo and the depth of snow cover, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1950, Prace Instytutu Geograficznego, Seria C., Meteorologia i Klimatologia, IV, 57-61.
- Chudzia D., 1998, Wpływ właściwości fizycznych pokrywy śnieżnej oraz niektórych zjawisk atmosferycznych na dobową i sezonową zmienność albedo, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 2022, Prace Instytutu Geograficznego, Seria C., Meteorologia i Klimatologia, V, 69-80.
- Chrgian A. Ch, 1978, *Fizika atmosfery*, T. 1, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Chromow S.P. 1969, *Meteorologia i Klimatologia*, PWN, Warszawa.
- Cox P.M., Betts R.A., Bunton C.B., Essery R.L.H., Rowntree P.R., Smith J., 1999, The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity, *Climate Dynamics*, 15, 183-203.
- Crowe P.R., 1987, *Problemy klimatologii ogólnej*, PWN, Warszawa.
- Daly C., Taylor G., Gibson W., 1997, The PRISM approach to mapping precipitation and temperature, 10th. Conference on Applied Climatology, Reno, American Meteorological Society, 10-12.
- Degirmendź J., 2002, Wpływ klina Wyżu Azjatyckiego nad Skandynawią na temperaturę powietrza w Europie, *Przegląd Geofizyczny*, XLIV, 4, 211-229.
- Degirmendź J., 2003, Sezonowe zmiany przestrzennej struktury adwekcji ciepła i chłodu na powierzchni izobarycznej 850hPa nad Polską, *Czasopismo Geograficzne*, 74, 1-2, 107-117.
- Degirmendź J., 2011, Wpływ górnotroposferycznych prądów strumieniowych na rozkład przestrzenny niżów barycznych nad Europą, Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Degirmendź J., Kożuchowski K., 2006, O drogach i kierunkach adwekcji mas powietrza nad obszar Polski, W: J. Trepińska, Z. Olecki (red.) *Klimatyczne aspekty środowiska geograficznego*, Wyd. IGIPUJ, Kraków, 339-350.
- Degirmendź J., Kożuchowski K., Wibig J., 2000, Epoki cyrkulacyjne w XX wieku i zmienność typów cyrkulacji atmosferycznej w Polsce, *Przegląd Geofizyczny*, 3-4, 221-238.
- Degirmendź J., Kożuchowski K., Żmudzka E., 2002, Uwarunkowania cyrkulacyjne zmienności temperatury powietrza w Polsce w okresie 1951-2000, *Przegląd Geofizyczny*, XLVII, 1-2, 93-98.
- Degirmendź J., Kożuchowski K., Żmudzka E., 2004, Changes of air temperature and precipitation in Poland in the period 1951-2000 and their relationship to atmospheric circulation, *International Journal of Climatology*, 24, 291-310.
- Dickinson R.E., 1983, Land surface processes and climate- surface albedos and energy balance, *Advances in Geophysics*, 25, 305-353.
- Dickinson R.E., Henderson-Sellers A., Kennedy P.J., Wilson M.F., 1986, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model, NCAR Technical Note NCAR/TN-275+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Dickinson R.E., Henderson-Sellers A., Kennedy P.J., 1993, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1 e as coupled to the NCAR Community Climate Model, NCAR Technical Note NCAR/TN-387+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.

- Dirmhirn I., Eaton F., 1975, Some characteristics of the albedo of snow, *Journal of Applied Meteorology* 14 (3), 375-379.
- Dittman E., Barth S., Lang J., Müller-Westermeier G., 1995, Objektive Wetterlagenklassifikation, *Berichte der Deutsche Wetterdienstes* 197.
- Dobesch H., Tveito O.E., Bessemoulin P., 2001, Geographic Information Systems in Climatological Application, DNMI-Report 13/01 KLIMA.
- Domonkos P., Kysel'y J., Piotrowicz K., Petrovic P., Likso T., 2003, Variability of extreme temperature events in south-central Europe during the 20th century and its relationships with large-scale circulation, *International Journal of Climatology*, 23, 987-1010.
- Droge B., 1996, Some comments on cross-validation, W: W. Haerdle, M.G. Schimek (red.), *Statistical Theory and Computational Aspects of Smoothing*, Physica-Verlag, Heidelberg, 178-199.
- Dubicka M., 1997, Variation of sunshine duration in selected mountain regions of central Europe, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1950, Prace Instytutu Geograficznego, Seria C. Meteorologia i Klimatologia, IV, 31-41.
- Dubicka M., 1998, 95-letnia seria usłonecznienia na Śnieżce, W: *Geoekologiczne Problemy Karkonoszy*, Wyd. Acarus, Poznań, 133-144.
- Dubicka M., Głowicki B., Rojek M., 1997a, Radiacyjne czynniki klimatu (1951-1980). Cz. A: Usłonecznienie, W: W. Pawlak (red.), *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*, Uniwersytet Wrocławski, Pracownia Atlasu Dolnego Śląska, Wrocław, mapa 1:2 000 000, arkusz 46.
- Dubicka M., Głowicki B., Rojek M., 1997b, Radiacyjne czynniki klimatu (1951-1980). Cz. B: Promieniowanie słoneczne, W: W. Pawlak (red.), *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*, Uniwersytet Wrocławski, Pracownia Atlasu Dolnego Śląska, Wrocław, mapa 1:2 000 000, arkusz 46.
- Dubicka M., Limanówka D., 1994, Zmienność zachmurzenia i usłonecznienia w Sudetach i Karpatach oraz na ich przedpolu, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1590, Prace Instytutu Geograficznego, Seria C. Meteorologia i Klimatologia, I, 45-60.
- Dubicka M., Karal J., 1994, Usłonecznienie na Szrenicy i jego związek z cyrkulacją atmosfery, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1590, Prace Instytutu Geograficznego, Seria C. Meteorologia i Klimatologia, I, 9-43.
- Dubicka M., Szymanowski M., 2001, Modyfikowanie klimatu lokalnego przez obszary zurbanizowane, W: *Kształtowanie przestrzeni zurbanizowanej w myśl zasad ekorozwoju*, PKE, Wrocław, 41-53.
- Dubayah R., Rich P.M., 1995, Topographic solar radiation models for GIS, *International Journal of GIS*, 9, 405-419.
- Esteban P., Martin-Vide J., Mases M., 2006, Daily atmospheric circulation catalogue for Western Europe using multivariate techniques, *International Journal of Climatology*, 26, 1501-1515.
- Esteban P., Ninyerola M., Prohom M., 2009, Spatial modelling of air temperature and precipitation for Andorra (Pyrenees) from daily circulation patterns, *Theoretical and Applied Climatology*, 96, 43-56.
- Ewert A., 1966, Zagadnienie kontynentalizmu termicznego klimatu Polski i Europy na tle kontynentalizmu kuli ziemskiej (manuskrypt), *Archiwum Uniwersytetu Warszawskiego*.
- Ewert A., 1973, Zagadnienie kontynentalizmu termicznego klimatu Polski na tle kontynentalizmu kuli ziemskiej, *Prace i Studia Instytutu Geografii Uniwersytetu Warszawskiego*, 11, *Klimatologia*, 6, Warszawa, 9-12.
- Ewert A., 1994, Podział klimatyczny Polski, IX Polsko-czeskie seminarium geograficzne, Wyd. Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 121-133.
- Faraway J., 2004, Linear models with R, Chapman & Hall/CRC W: *Statistical Science Series* 63.
- Filipiuk E., Siwek K., 1997, The effect of weather situations on the precision of calculating mean daily air temperature, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1950, Prace Instytutu Geograficznego, Seria C, Meteorologia i Klimatologia, IV, 179-184.
- Filipiuk E., 2006/2007, Związki temperatury sezonowej i rocznej w Polsce z cyrkulacją atmosferyczną, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, LXI, 164-174.
- Flohn H., 1969, Local Wind Systems, W: H.E. Landsberg, H., Flohn (red.), *World survey of climatology*, 2, General Climatology, 2. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York, 139-171.
- Friend A.D., Kiang N.Y., 2005, Land surface model development for the GISS GCM: effects of improved canopy physiology on simulated climate, *Journal of Climate*, 18, 2883-2902.

- Fortuniak K., 2003, Miejska wyspa ciepła. Podstawy energetyczne, studia eksperymentalne, modele numeryczne i statystyczne, Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Fortuniak K., 2010, Radiacyjne i turbulencyjne składniki bilansu cieplnego terenów zurbanizowanych na przykładzie Łodzi, Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Fox J., 2002, An R and S-PLUS companion to applied regression, Sage.
- Gao Wei, Lu Qifeng, Gao Zhiqiang, Wu Wanli, Du Bingyu, Slusser James, 2006, Analysis of temporal variations of surface albedo from MODIS, Proc. Of SPIE, 6298, 62981G1-62981G7.
- Geiger R., 1965, Climate near the Ground, Harvard Univ. Press, Cambridge.
- Geiger R., 1969, Topoclimates, W: H.E. Landsberg, H., Flohn (red.), World survey of climatology, 2, General Climatology, 2. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York, 105-138.
- Gerstengarbe F.W., Werner P.C., Busold W., Rüge U., Wegener K.O., 1993, Katalog der Grosswetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmut Brezowsky 1881-1992, 4. aufl. – Berichte der Deutschen Wetterdienst.
- Giddings J.C., LaChapelle, 1961, Diffusion theory applied to radiant energy distribution and albedo of snow, Journal Geophysical Research, 66, 181-189.
- Głowicki B., 1993, Zmienność termicznych pór roku w Karkonoszach, Geoekologiczne Problemy Karkonoszy, Wrocław, 21-28.
- Głowicki B., 2005, Klimat Karkonoszy, W: M.P. Mierzejewski (red), Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek, Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 381-397.
- Godske C.L., 1952, Studies in local meteorology and representativeness, Univ. Bergen Årbok, Naturw. Rekke, 10, 1-100.
- Gorczyński W., 1916, O temperaturze powietrza w Polsce, Pamiętnik Fizjograficzny, 23.
- Gorczyński W., 1918, Nowe izotermie Polski, Europy i kuli ziemskiej z dodatkiem o charakterze klimatycznym Polski, Pamiętnik Fizjograficzny, 25, Warszawa.
- Gumiński R., 1948, Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce, Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny, z. 1, 7-20.
- Hage K.D., 1975, Urban – rural humidity differences, Journal of Applied Meteorology, 14, 1227-1283.
- Haltiner G., Martin F., 1960, Dinamiczeskaja i fizyczeskaja mietieorologija, Moskwa.
- Hess M., 1962, Wpływ pokrywy śnieżnej i lodowej na bilans promieniowania i mikroklimat gór, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne, 5, 42-51.
- Hess M., 1965, Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, CXV, Prace Geograficzne, 11, Prace Instytutu Geograficznego, I, 33, UJ Kraków.
- Hess M., 1966, O mezoklimacie wypukłych i wklęsłych form terenowych w Polsce Południowej, Przegląd Geofizyczny, XI, 1, Kraków, 23-35.
- Hess M., 1968a, Metoda określania ilościowego zróżnicowania mezoklimatycznego w terenach górskich, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, CLXXIX, Prace Geograficzne, 18, Kraków, 7-26.
- Hess M., 1968b, Piętra klimatyczne w Alpach Wschodnich, Karpatach Zachodnich i w Sudetach, Przegląd Geograficzny, XL, 2, 467-474.
- Hess M., 1969, Główne problemy klimatologiczne Karpat, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne, 23, Kraków, 7-45.
- Hess M., 1971, Piętra klimatyczne w Karpatach Północnych i Południowych i ich charakterystyka termiczna, Folia Geographica, ser. Geographia Physica, V, 15-23.
- Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1975a, Przyczynek do metod konstruowania szczegółowych map klimatycznych terenów górskich i wyżynnych, Problemy klimatologii gór i wyżyn, Prace Geograficzne, 41, Kraków, 7-33.
- Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1975b, The methods of constructing climatic maps of various scales for mountainous and upland territories, exemplified by the maps prepared for Southern Poland, Geographia Polonica, 31, 163-187.
- Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1977, Stosunki termiczne Beskidu Niskiego – metoda charakterystyki reżimu termicznego gór, IGIPZ PAN, Prace Geograficzne 123.
- Hess P., Brezowsky H., 1952, Katalog der Grosswetterlagen Europas. Berichte des Deutschen Wetter diennstes in der US-Zone, Nr. 33, Bad Kissinger.

- Hofierka J., 1997, Direct solar radiation modelling within an open GIS environment. Proceedings of the Joint European GIS Conference 1997, Vienna, 575–584.
- Hofierka, J., Mitasova, H., Neteler, M., 2009. Geomorphometry in GRASS GIS. W: T. Hengl, T. H.I. Reuter (red.), Geomorphometry: Concepts, Software, Applications, Developments in Soil Science, 33, Elsevier, 387–410.
- Houghton H., 1954, On the annual heat balance of the northern hemisphere, *Journal of Meteorology*, 11, 1, 1–9.
- <http://dss.ucar.edu/> - archiwum danych z reanaliz NCEP/NCAR (data dostępu: 2013-05-01)
- <http://www.eea.europa.eu/themes/landuse/dc> - źródło modelu pokrycia terenu CORINE (data dostępu: 2013-05-01)
- <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm> - źródło hipsometrycznego modelu terenu (data dostępu: 2013-05-01)
- <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/mp/freedata.html> - archiwum danych klimatologicznych NOAA (data dostępu: 2013-05-01)
- http://www.syryjczyk.krakow.pl/turystyka_i_gps.htm - źródło aplikacji „Kalkulator Zadorskiego” (data dostępu: 2013-05-01)
- <http://www.wetterzentrale.de> – źródło map barycznych (data dostępu: 2013-05-01)
- <http://www.weather.uwo.edu> – źródło sondaży aerologicznych (data dostępu: 2013-05-01)
- Hurrell J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676–679.
- Idso S.B., Baker D.G., Blad B.L., 1969, Relations of radiation fluxes over natural surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 95, 244–257.
- Iribarne J.V., Cho H.R., 1988, *Fizyka atmosfery*, PWN, Warszawa.
- Jeník J., 1961, *Alpinska vegetace Krkonoš, Kralickeho Snežniku a Hrubeho Jeseniku*, ČSAV, Praha.
- Jenkinson A.F., Collison P., 1977, An initial climatology of gales over the North Sea, *Synoptic Climatology Branch Memorandum no. 62*, Meteorological Office, Bracknell.
- Jones P.D., Hulme M., Briffa K.R., 1992, A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme, *International Journal of Climatology*, 13, 655–663.
- Jones P.D., Osborn T.J., Briffa K.R., 1997, Estimating sampling errors in large-scale temperature averages, *Journal of Climate*, 10, 2548–2568.
- Kabat P., Claussen M., Dirmeyer P.A., Gash J.H.C., de Guenni L.B., Meybeck M., Pielke sr. R.A., Vörösmarty C.J., Hutjes R.W.A., Lütkeemeier S. (ed.), 2004, *Vegetation, water, humus and the climate. A new perspective on an interactive system*, Springer-Verlag, Berlin.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C. Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R. Joseph D., 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437–471.
- Kaczorowska Z., 1953, Wpływ zbiorników wodnych na klimat lokalny, *Gospodarka Wodna*, 13, 9, 324–326.
- Kaempfer W., 1942 *Sonnenstrahlung auf Ebene Wand und Hang*, *Wiss. Abh.R.f.*, 9, 3.
- Kaszewski B. M., 1989, Przegląd metod typologii cyrkulacji atmosferycznej (część I), typologie w makroskali, *Wiadomości IMGiW*, 33, 3–9.
- Kaszewski B. M., 1990, Przegląd metod typologii cyrkulacji atmosferycznej (część II), typologie w skalach lokalnej i regionalnej, *Wiadomości IMGiW*, 34, 73–83.
- Kaszewski B.M., 2001, Wykorzystanie typologii cyrkulacji atmosfery w badaniach klimatologicznych, *Rocznik Fizycznogeograficzny*, VI, Uniwersytet Gdański, Gdańsk, 13–26.
- Kaszewski B.M., 2012, Zastosowanie typologii cyrkulacji atmosfery w badaniach klimatologicznych w Polsce w początku XXI wieku, W: E. Łupikasza, Z. Bielec-Bąkowska, A. Widawski (red.), *Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu*, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 53–66.
- Katalog povetnostnich situaci pro uzemi CSSR, 1967, *Hydrometeorologicki Ustav*, Praha.
- Kessler A., 1985, *Heat Balance Climatology* W: Landsberg H.E. (red.), *World Survey of Climatology*, 1A, General Climatology, O.M. Essenwanger (red.), Elsevier Amsterdam, London, New York, Tokyo.
- Kędziora A., 1999, *Podstawy agrometeorologii*, PWRiL, Poznań.
- Kicińska B., Żmudzka E., 1991, Wpływ gór na pole temperatury powietrza w Polskich Karpatach, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1213, *Prace Instytutu Geograficznego*, Seria A, V, Wrocław, 139–144.

- Kirchhofer W., 1974, Classification of European 500 mb patterns, Arbeitsbericht der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, H. 43.
- Klimat Tatr, 1978, M. Konček (red.), Wydawnictwo Słowackiej Akademii Nauk Veda, Bratislava.
- Kluge M., 1963, Pomiary promieniowania słonecznego całkowitego, promieniowania odbitego od powierzchni ziemi oraz albedo, Dokumentacja Geograficzna IG PAN, 4, 4-14.
- Kłysik K., 1995, Rola silnych wyżów i głębokich niżów w kształtowaniu warunków termicznych okresu zimowego w Europie Środkowej, Conf. Papers, 23, IGI PAN, Warszawa, 19-27.
- Kłysik K., Matusiak R., 1990, Emisja ciepła sztucznego na obszarze Łodzi W: J. Grzybowski (red.), Problemy współczesnej topoklimatologii, Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Sciences, Conference Papers, 4, 106-112.
- Kłysik K., Sazonow B. I., 1996, The influence of deep cyclones and strong anticyclones on winter thermal conditions in Europe, 1900-1990, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne, 102, 221-226.
- Konček M., Rein F., 1971, Katalog der Witterungstypen für Mitteleuropa, Acta Facultatis Rerum Naturalium Universitatis Comenianae Meteorologia, Bratislava, 4, 1-33.
- Kondratiev K., J., 1954, Луцистая энергия Солнца, Гидрометеоздат, Ленинград.
- Kondratiev K. J., (red), 1969, Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности, Гидромет. Изд., Ленинград.
- Kosiba A., 1948, Klimat ziem śląskich, Zagad. Gospod. Śląska, Wyd. Inst. Śl., Katowice-Wrocław, 2 (9), 1-127.
- Kosiba A., 1949, Częstość szaty śnieżnej na Ziemiach Śląskich, Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego Seria B., 21, Wydawnictwo Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego.
- Kosiba A., 1952, Wstęp do klimatologii Polski, PWN, Warszawa.
- Kossowska U., 1967, Wpływ jezior na warunki termiczne i wilgotnościowe (na przykładzie wyników obserwacji w okresie lipca i sierpnia 1962r.), Pr. Stud. Inst. Geogr. UW Klimat. Nr 2, 32-61.
- Kossowska-Cezak U., 1987, Duże zmiany temperatury z dnia na dzień, a cyrkulacja atmosferyczna, Przegląd Geofizyczny, 32, 289-302.
- Kossowska-Cezak U., 1993, Zmienność temperatury z dnia na dzień w Polsce, „Gazeta Obserwatora IMGW”, XLII, 6, 4-6.
- Kossowska-Cezak U., 1997, Miesięczne warunki termiczno-wilgotnościowe i ich zależność od cyrkulacji atmosferycznej, Prace i Studia Geograficzne, 20, 125-144.
- Kossowska-Cezak U., 2003, Uwarunkowania cyrkulacyjne dużych zmian temperatury z dnia na dzień w Warszawie, W: K. Błażejczyk, B. Krawczyk, M. Kuchcik (red.), Postępy w badaniach klimatycznych i bioklimatycznych, Prace Geograficzne, 188, 33-52.
- Kozłowska-Szczęsna T., 1973, Promieniowanie pochłonięte na obszarze Polski, Prace Geograficzne, 99.
- Kozłowska-Szczęsna T., 1993, Temperatura powietrza w Polsce w trzydziestoleciu 1951-1980, W: T. Kozłowska-Szczęsna, D. Limanówka, T. Niedźwiedz, Z. Ustrnul, S. Paczos (red.), Charakterystyka termiczna Polski, Zeszyty IGI PAN, 18, 5-29.
- Kożuchowski K., 1989, Makrotypy ogólnej cyrkulacji atmosfery a temperatura powietrza w Polsce, Przegląd Geofizyczny, 34, 4, 427-435.
- Kożuchowski K., 1993, Makrotypy ogólnej cyrkulacji atmosfery a główne typy cyrkulacji nad Polską, Przegląd Geofizyczny, 38, 3-4, 241-247.
- Kożuchowski K., 1995, Głębokie cyklony, antycyklony i cyrkulacja strefowa nad Europą (1900-1990), Przegląd Geofizyczny, 40, 231-246.
- Kożuchowski K., 2003, Cyrkulacyjne czynniki klimatu Polski, Czasopismo Geograficzne, 74, 1-2, 93-105.
- Kożuchowski K., 2004, Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską i jej wpływ na warunki klimatyczne, W: K. Kożuchowski (red.), Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce, Łódź, 69-81.
- Kożuchowski K., 2011, Klimat Polski. Nowe spojrzenie, PWN, Warszawa.
- Kożuchowski K., Degimendzić J., 2002, Wskaźniki cyrkulacji a temperatura w Polsce, W: A. Marsz, A. Styszyńska (red.), Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski, Wyd. Uczelniane Akademii Morskiej, Gdynia, 11-128.
- Kożuchowski K., Żmudzka E., 2002, Cyrkulacja atmosferyczna i jej wpływ na zmienność temperatury powietrza w Polsce, Przegląd Geograficzny, 74, 4, 591-604.

- Kryza M., 2007, Modelowanie pola opadu atmosferycznego w Polsce jako uwarunkowania procesu depozycji zanieczyszczeń, Rozpr. doktorska, Zakład Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- Kryza M., Sobik M., 2004, Regresyjny model rozkładu przestrzennego temperatury powietrza na Dolnym Śląsku, *Czasopismo Geograficzne*, 75, 3, 183-194.
- Kryza M., Szymanowski M., Wieczorek M., 2007, Wybrane metody interpolacji w modelowaniu map ekstremalnej temperatury powietrza (na przykładzie południowo-zachodniej Polski), *Przegląd Geofizyczny*, LII, 1, 61-82.
- Kryza M., Szymanowski M., Migala K., Pietras M., 2010, Spatial information on total solar radiation: application and evaluation of the r.sun model for the Wedel Jarlsberg Land, Svalbard, *Polish Polar Res.*, 31 (1), 17-32.
- Kryza M., Szymanowski M., Migala K., 2011, Zastosowanie modelu r.sun do określenia dobowych sum promieniowania rzeczywistego na Lodowcu Werenskjolda (SW Spitsbergen), *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 435-442.
- Kuczmarska L., Paszyński J., 1964, Rozkład promieniowania całkowitego na obszarze Polski, *Przegląd Geograficzny*, 36, 4, Warszawa, 691-702.
- Kuczmarski M., 1982, Usłonecznienie w Polsce w okresie 1961-1970, *Czasopismo Geograficzne*, LIII, 2, 149-157.
- Kuziemska D., 1968a, Typy pogody okresu zimowego w Polsce, *Prace PIHM*, 93.
- Kuziemska D., 1968b, Typy pogody w Polsce w okresie lata, wiosny i jesieni, *Prace PIHM*, 93.
- Kuziemska D. 1971, Zarys rejonizacji miesięcznych prognoz temperatury i opadów dla Polski. *Prace PIHM*, 102.
- Kwiatkowski J., 1972, Feny w Kotlinie Jeleniogórskiej, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 173, 3-46.
- Kwiatkowski J., 1975, Zasięg fenów sudeckich i ich wpływ na mezoklimat regionów południowo-zachodniej i środkowej Polski, *Przegląd Geofizyczny*, 20, 1, 15-30.
- Kwiatkowski J., 1979, Zjawiska fenowe w Sudetach i na przedpolu Sudetów, *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 20, 243-277.
- Kwiatkowski J., 1984, Związki opadów atmosferycznych w Polskich Sudetach i na ich Przedpolu z czynnikami cyrkulacyjnymi, *Zakład Narodowy im. Ossolińskich*.
- Kwiatkowski J., Hóldys T., 1985, *Klimat*, W: A. Jahn (red.), *Karkonosze Polskie*, Zakład Narodowy im. Ossolińskich Wydawnictwo PAN, 87-116.
- Lamb H.H., 1972, British Isles weather types and register of the daily sequence of circulation patterns 1861-1971, *Geophysical Memoir*, 116, London.
- Landsberg H.E., 1963, Total hours of sunshine (annual), W: H.E. Landsberg, H. Lippmann, K. Paffen, C. Troll (red.), *World Maps of Climatology*, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- Langham E.J., 1981, Physics and properties of snow cover, W: D.M. Gray (red), *Handbook of Snow*, Pergamon Press, 275-337.
- Lauscher F., 1976, Synoptische Klimatologie und Klimatologische Synoptic, *wetter u. Leben*, Jg. 28, 158-165.
- Linderson M.L., 2001, Objective classification of atmospheric circulation over southern Scandinavia, *International Journal of Climatology*, 21, 155-169.
- Lippmann H., 1963, Mean January and July sunshine (hours) W: H.E. Landsberg, H. Lippmann, K. Paffen, C. Troll (red.), *World Maps of Climatology*, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- List R.J., 1951, *Smithsonian Meteorological Tables*, Smiths. Instit., Washington.
- Lityński J., 1969, Liczbowa klasyfikacja typów cyrkulacji i typów pogody dla Polski. *Prace PIHM*, 97, 3-14.
- Lityński J., 1973, Liczbowa klasyfikacja typów cyrkulacji i typów pogody dla Polski, *Pr. Stud. Inst. Geogr. UW*, 11, 19-29.
- Łykowski B., 1967, Odbijanie światła przez powierzchnię liści oraz łanu niektórych roślin uprawnych i łąkowych. *Zeszyty Naukowe WSR we Wrocławiu, Melioracja*, 12,73, 143-150.
- Łykowski B., 1968, O pomiarach albedo roślin zielonych, *Ekologia polska*, Ser. B., 14, 1, 43-47.
- Mackiewicz M., 1953, Rozkład przestrzenny insolacji w Polsce, *Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny*, VI, 1-2, Wydawnictwa Komunikacyjne, Warszawa, 5-15.
- Maheras P., Xoplaki E., Davies T., Martin-Vide J., Bariendos M., Alcofarado M.J., 1999, Warm and cold monthly anomalies across the Mediterranean Basin and their relationship with circulation, 1860-1990, *International Journal of Climatology*, 19, 1697-1715.

- Malberg H., Bokens G., 1997, Winter and summer temperatures in Berlin since 1929 and their relationship with the North Atlantic Oscillation (NAO), *Meteorologische Zeitschrift*, 6,5, 230-234.
- Marsz A.A., 1999, Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i na polskim wybrzeżu Bałtyku, *Przegląd Geograficzny*, 71, 225-245.
- Marsz A.A., 2012, Cyrkulacja atmosferyczna w atlantycko-euroazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym-schemat uwarunkowań i mechanizmów działania, W: E. Łupikasza, Z. Bielec-Bąkowska, A. Widawski (red.), *Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu*, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 101-118.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2001, Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską, Wyd. Uczelniane WSM, Gdynia.
- Martyn D., 2000, *Klimaty kuli ziemskiej*, PWN, Warszawa.
- McCutchan M. H., 1983, Comparing temperature and humidity on a mountain slope and in the free air nearby, *Monthly Weather Review*, III, 836- 845.
- Miara K., Paszyński J., 1984, Roczny przebieg albedo powierzchni trawiastej w Polsce, *Przegląd Geograficzny*, LVI, 3-4, 125-144.
- Michalczewski J., 1953, Przyczynek do znajomości rozmieszczenia inwersji w obszarach wyżowych, *Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny*, 1-2, 79-80.
- Michalczewski J., 1962, Długotrwałe zastoiska mrozowe Kotliny Podhalańskiej. Zagadnienie klimatyczne Kotliny Podhalańskiej, *Acta Geographica Lodziendia*, 13, Łódź, 27-70.
- Miętus M., 1993, Lokalny wskaźnik cyrkulacji atmosferycznej nad południowym Bałtykiem w odniesieniu do wiatru i temperatury na polskim wybrzeżu, *Materiały konferencyjne*, Uniwersytet Szczeciński, 223-231.
- Miętus M., 1996, Zmienność lokalnej cyrkulacji atmosferycznej nad północną Polską i jej związek z elementami klimatu, *Wiad. IMGW*, 19 (40), 1, 10-29.
- Miętus M., 1999, Rola regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków klimatycznych i oceanograficznych w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego, *Materiały Badawcze IMGW*, Ser. Meteorologia, 29.
- Migała K., 2005, Piętra klimatyczne w górach Europy, a problem zmian globalnych, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 2718, *Studia Geograficzne*, 78.
- Migała K., Pereyma J., Sobik M., Szczepankiewicz-Szmyrka A., 1994a, Rozkład przestrzenny wybranych elementów klimatycznych w Karkonoszach w 1993 roku, W: Z. Fiszer (red.), *Karkonoskie Badania Ekologiczne. II konferencja Dziekanów Leśny 17-19 stycznia 1994*, Oficyna Wydawnicza Instytutu Ekologii PAN, Dziekanów Leśny, 135-141.
- Migała K., Pereyma J., Sobik M., Szczepankiewicz-Szmyrka A., 1994b, Warunki energetyczne wybranych środowisk w Zachodnich Karkonoszach w sezonie letnim 1993 roku, W: Z. Fiszer (red.), *Karkonoskie Badania Ekologiczne. II konferencja Dziekanów Leśny 17-19 stycznia 1994*, Oficyna Wydawnicza Instytutu Ekologii PAN, Dziekanów Leśny, 143-152.
- Migała K., Pereyma J., Sobik M., Szczepankiewicz-Szmyrka A., 1995, Współczesne warunki klimatyczne i różnicowanie topoklimatyczne Karkonoszy, W: Z. Fiszer (red.), *Problemy ekologiczne wysokogórskiej części Karkonoszy*, Oficyna Wyd. Inst. Ekologii PAN, Warszawa, 51-78.
- Miller D.H., 1981, *Energy at the Surface of the Earth. An introduction to the energetics of ecosystems*, International Geophysics Series, 27, Academic Press, New York, London, Toronto, Sydney, San Francisco.
- Mitasova H., Hofierka J., 1993, Interpolation by Regularized Spline with Tension: II. Application to Terrain Modeling and Surface Geometry Analysis, *Mathematical Geology* 25, 657-667.
- Mitasova H., Mitas L., Brown B.M., Gerdes D.P., Kosinovsky I., 1995, Modelling spatially and temporally distributed phenomena: New methods and tools for GIS GRASS, *International Journal of GIS* 9(4), 433-446.
- Molga M., 1958, *Meteorologia rolnicza*, Warszawa.
- Monteith J.L., 1973, *Principles of Environmental Physics*, Edward Arnold, London.
- Moreno-Garcia M.C., 1994, Intensity and form of the urban heat island in Barcelona, *International Journal of Climatology*, 14, 705-710.
- Morgen A., 1957, Die Besonnung und ihre Verminderung durch Horizontbegrenzung, *Veröffentl. Meteorol. Hydrol. Dienstes D.D.R.*, 12, 1-16.
- Murray R., Lewis R.P.W., 1966, Some aspects of the synoptic climatology of the British Isles as measured by simple indices, *Meteor. Mag.*, 95, 193-203.

- Murray R., Benwell P.R., 1972, PSCM indices in synoptic climatology and long-range forecasting, *Meteor. Mag.*, 99, 232-245.
- Mościbroda J., 1999, Mapy statystyczne jako nośniki informacji ilościowej, Wyd. UMCS, Lublin.
- Narodowy Atlas Polski, 1973-78, red. Leszczycki S., PAN, Wrocław, Warszawa, Kraków, Gdańsk.
- Neteler M., Mitasova H., 2004, Open source GIS: A GRASS GIS approach, Kluwer Academic Publishers, Boston.
- Neteler M., 2005, GRASS 6 in a nutshell. Material prepared for Open Source Geospatial '05 Conference, June 16-18, 2005, University of Minnesota, Minneapolis, USA.
- Netzel P., 2004, GIS-GRASS. Wprowadzenie do systemu, W: *Warsztaty Naukowe „Analizy Przestrzenne w programie GRASS”*, Pracownia Metod Modelowania Przestrzennego Środowiska Geograficznego Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 59-102.
- Niedźwiedz T., 1973, Temperatura i wilgotność powietrza w warunkach rzeźby pogórskiej Karpat (na przykładzie doliny Raby koło Gaika-Brzezowej), *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 32, 7-88.
- Niedźwiedz T., 1981, Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu Górnej Wisły, *Rozprawy Habilitacyjne UJ*, 58, Kraków.
- Niedźwiedz T., 1988, Kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły (1951-1985), *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne*, 71, 37-86.
- Niedźwiedz T., 1992, Kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły (1986-1990), *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne*, 90, 71-78.
- Niedźwiedz T., 1993, Changes of atmospheric circulation (using the P, S, C, M indices) in the winters season and their influence on air temperature in Cracow, *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne*, 95, 107-113.
- Niedźwiedz T., Limanówka D., 1992, Termiczne pory roku w Polsce, *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, MXLII, Prace Geograficzne*, 90, 53-69.
- Obrębska-Starkłowa B., 1968, Wpływ lasu na mezoklimat w górach na przykładzie stosunków termicznych w Gorcach, *Przegląd Geograficzny*, XL, 2, Warszawa, 485-492.
- Obrębska-Starkłowa B., 1969, Mezoklimat zlewni potoków Jaszcze i Jamne, *Zakład Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, Studia Naturae, seria A*, 3, 7-99.
- Obrębska-Starkłowa B., 1973, Stosunki mezo i mikroklimatyczne w Szymbarku, *Dokumentacja Geograficzna IG i PZ PAN*, 5.
- Obrębska-Starkłowa B., 1994, O zróżnicowaniu stosunków termicznych w dolinach karpackich, *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu, CCLVII*, 85-99.
- Obrębska-Starkłowa B., 1995, Differentiation of topoclimatic conditions in a Carpathian Foreland Valley based on multiannual observations, *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, MCLXXXII, Prace Geograficzne*, 101, *Prace Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Jagiellońskiego*, 123, UJ Kraków.
- Ojrzyńska H., 2011, Modelowanie wysokości pokrywy śnieżnej w Sudetach Zachodnich, W: P. Netzel (red.), *Analizy przestrzenne z wykorzystaniem GRASS, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego*, 15, 43-52.
- Ojrzyńska H., 2012a, Automatyczny kalendarz cyrkulacji dla terenu Sudetów – założenia i metody konstrukcji w oparciu o system GRASS, *Przegląd Geofizyczny*, LVII, 2, 17-29.
- Ojrzyńska H., 2012b, Przestrzenny rozkład temperatury powietrza na Dolnym Śląsku w zależności od cyrkulacji atmosferycznej, W: Z. Bielec- Bąkowska, E. Łupikasza, A. Widawski (red.), *Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego*, 74, 167-180.
- Ojrzyńska H., Błaś M., Kryza M., Sobik M., Urban G., 2010, Znaczenie lasu oraz morfologii terenu w rozwoju pokrywy śnieżnej w Sudetach Zachodnich na przykładzie sezonu zimowego 2003/2004, *Sylwan* 154(6), 412-428.
- Oke T.R., 1987, *Boundary layer climates*, Methuen, London, New York.
- Oke T.R., 1988, The urban energy balance. *Progress in Physical Geography*, 12, 471-508.
- Oke T.R., Cleugh A., 1987, Urban heat storage derived as energy balance residuals, *Boundary Layer Meteorology*, 39, 233-245.
- Oke T.R., Zeuner G., Jauregui E., 1992, The surface energy balance in Mexico City, *Atmospheric Environment*, 26B, 433-444.
- Okołowicz W., 1969, *Klimatologia ogólna*, PWN, Warszawa.

- Orlicz M., Orliczowa J., 1955, Inwersje temperatury na północnym skłonie Tatr, *Przegląd Geofizyczny*, 3-4, 235-255.
- Osuchowska- Klein B., 1975, Prognostyczne aspekty cyrkulacji atmosferycznej nad Polską, *Prace IMGW*, 7, Warszawa, 4-51.
- Osuchowska- Klein B., 1978, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej. WKiŁ, Warszawa.
- Osuchowska- Klein B., 1991, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej (1976-1990). Wyd. IMGW, Warszawa.
- Parczewski W., 1971, Dynamiczne aspekty klimatu Polski, *Przegląd Geofizyczny*, XLIII, 4, 507-522.
- Paszyński J., 1995, Influence of air pollution upon the radiation balance in urban and industrial areas W: *Climatology and air pollution. Resúmenes*, Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Filosofía y letras, 13 al 27 agosto de 1995, Mendoza, Republica Argentina, 179-189.
- Paszyński J., Miara K., Skoczek J., 1999, Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego, *IGiPZ PAN*, Warszawa, Dokumentacja Geograficzna, 14.
- Paszyński J., Niedźwiedz T., 1999, *Klimat*, W: L. Starkel (red), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, 288-343.
- Pawlak W., 2009, Efektywne albedo powierzchni miejskiej, *Acta Universitatis Lodziensis., Folia Geographica Physica*, 9.
- Peczely G., 1983, Catalogue of the Macrosynoptic Types for Hungary 1881-1983, *Országos Meteorological Szolgálat, Kiseb Kiadványi* 53, Budapest.
- Perl G., 1935, Zur Kenntnis der wahren Sonnenstrahlung in verschiedenen geographischen Breiten, *Metorologische. Zeitschrift*, 52.
- Pianko-Kluczyńska K., 2007, Nowy kalendarz typów cyrkulacji atmosfery według Lityńskiego, *Wiadomości Meteorologii i Hydrologii Gospodarki Wodnej*, 4, 65-68.
- Piasecki J., 1996, Wybrane cechy klimatu Masywu Śnieżnika, W: *Masyw Śnieżnika. Zmiany w środowisku przyrodniczym*, PAE, Warszawa, s. 189-206.
- Piasecki J., 1997, Termiczne pory roku, W: W. Pawlak (red), *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*, Uniwersytet Wrocławski, Pracownia Atlasu Dolnego Śląska, Wrocław, mapa 1:2 000 000, arkusz 48.
- Piasecki J., Szymanowski M., 1995, Warunki klimatyczne w górnym odcinku doliny Kleśnicy w Masywie Śnieżnika Kłodzkiego, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1705, *Prace Instytutu Geograficznego*, C2, 23-57.
- Piotrowski P., 2009, Obiektywna metoda klasyfikacji cyrkulacji atmosferycznej dla Polski, *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica*, 10, Wyd. UŁ.
- Piowarczyk J., 1992, Wpływ rzeźby terenu na bezpośrednie promieniowanie słoneczne w Zakopanem, *Zeszyty IGiPZ PAN*, 6, 31-46.
- Podogrocki J., 1970, Przebieg roczny promieniowania całkowitego w Polsce, *Prace PIHM*, 100, Warszawa, 195-198.
- Podogrocki J., 1978, Spatial distribution of global solar radiation in Poland, *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, D-5 (120), 17-29.
- Podogrocki J., 1982, Struktura promieniowania całkowitego na przykładzie Warszawy, *Mat. V Sem. Fitoaktywnometrii, IUNG*, Puławy, 33-39.
- Podogrocki J., 2002, Z badań uśłonecznienia w Warszawie, *Materiały Symposium Klimatologicznego na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika*, Toruń 16-17 IX 1993, 147-152.
- Pruchnicki J., 1987, *Metody opracowań klimatologicznych*, PWN, Warszawa.
- Przybylak R., Maszewski R., 2009, Influence of atmospheric circulation on air temperature and precipitation in the Bydgosz-Toruń Region in the period from 1924 to 2000, *Bulletin of Geography – physical geography series*, 1, 19-37.
- Rana G., Katerji N., Madrovilli M., El Moujabber M., 1997, A model for predicting actual evapotranspiration under soil water stress in Mediterranean region. *Theoretical and Applied Climatology*, 56, 45-55.
- R Development Core Team, 2006, *R: A language and environment for statistical computing*, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Riehl H., 1965, *Introduction to the Atmosphere*, New York, McGraw-Hill.
- Robinson N. (ed.) 1966, *Solar radiation*, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York.
- Rogers J.C. 1984, The association between North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1999-2015.

- Romer E., 1909, Klimat Ziem Polskich, W: Encyklopedia Polska, I, Wyd. PAU, Kraków, 171-248.
- Romer E., 1938, Pogląd na klimat Polski, Czasopismo Geograficzne, XVI, 3, 193-224.
- Romer E., 1949, Regiony klimatyczne Polski, Prace WTN, Ser. B, 16.
- Ross S.L., Oke T.R., 1988, Test of three urban balance models, Boundary Layer Meteorology, 44, 73-96.
- Rowntree P.R., 1989, Atmospheric parametrization schemes for evaporation over land: basic concepts and climate modeling aspects, W: T.J.Schmugge, J.C. André (red.), Land surface evaporation. Measurements and parametrization, Springer Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, Barcelona, s. 5-29.
- Schmid H.P., Cleugh H.A., Grimmond C.S.B., Oke T.R., 1991, Spatial variability of energy fluxes in suburban terrain. Boundary Layer Meteorology, 54, 249-276.
- Schmuck A., 1959, Zarys klimatologii Polski, PWN, Warszawa.
- Schmuck A., 1960, Rejonizacja pluwiotermiczna Dolnego Śląska, Zeszyty Naukowe WSR, Melioracja V, 27, Wrocław, 3-15.
- Schmuck A., 1961, Regiony termiczne w Polsce, Czasopismo Geograficzne, 32, 17, 2-30.
- Schmuck A., 1969, Klimat Sudetów, Problemy zagospodarowania ziem górskich, 5(18), 93-153.
- Schüepp M., 1979, Witterungsklimatologie, Klimatologie der Schweiz, Band III, Zürich.
- Sedunow J.S. (red.), 1991, Atmosfera. Sprawocznik. Gidrometeoizdata, Leningrad.
- Sellers W.D., 1965, Physical Climatology, The University of Chicago Press, Chicago, London.
- Sellers P.J., Mintz Y., Sud Y.C., Dalcher A., 1986, A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, Journal of the Atmospheric Sciences, 43, 505-531.
- Sellers P.J., Randall D.A., Collatz G.J., Berry J.A., Field C.B., Dazlich D.A., Zhang C., Collelo G.D., Bounoua L., 1996, A revised land surface parametrization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation, Journal of Climate, 9, 676-705.
- Słownik Meteorologiczny, 2003, (red.) Niedźwiedz T., Polskie Towarzystwo Geofizyczne, IMGW Warszawa, Seria: Atlasy i Monografie IMGW.
- Smolen F., 1984, Absorption der Globalstrahlung durch die aktive Oberfläche, Contributions of the Geophysical Institute of SAV, 5, 7-20.
- Sobik M., 2005, Klimat, W: J. Fabiszewski (red.), Przyroda Dolnego Śląska, PAN, Oddz. we Wrocławiu., 39-57.
- Sobik M., Urban G., 2000, Warunki termiczne zlewni Kamionka w Górach Izerskich, Acta Universitatis Wratislaviensis, 2269, Studia Geograficzne LXXIV, Wrocław, 143-157.
- Sobik M., Miszuk B., 2005, Zróżnicowanie temperatury powietrza w Górach Bystrzyckich w sezonie wegetacyjnym na przykładzie roku 2001, Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie, 5, 1 (13), 117-132.
- Solarski H., 1962, Niektóre właściwości klimatyczne i hydrologiczne terenów zalesionych i bezleśnych, Zeszyty Nauk WSR Olszt., 12, 2, 151, 201-204.
- Steinacker F., 1991, Eine Ostalpine Stroemungslagenklassifikation, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universitaet Innsbruck, maszynopis.
- Stopa M., 1968, Temperatura powietrza w Polsce, cz. I, Dokumentacja Geograficzna, z. 2.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1974, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., 1976, Cechy termiczne klimatu Polski, Prace i Studia IG UW, 18, Klimatologia, 8, Warszawa, 57- 105.
- Stopa-Boryczka M., 1977, Zależność temperatury powietrza od współrzędnych geograficznych w Polsce, Prace i Studia IG UW, 9, s. 39-72.
- Stopa-Boryczka M., 2002, Cechy termiczne klimatu Polski na tle Europy, W: Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja., Toruń, 197-205.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1974, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Zmudzka E., 1990, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, VI, Wpływ Oceanu Atlantyckiego i ukształtowania powierzchni Ziemi na pole temperatury powietrza w Polsce, Wyd. UW, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Węgrowska M., Śmiałkowski J., 1994, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, VIII, Cechy oceaniczne klimatu Europy, Wyd. UW, Warszawa.

- Styszyńska A., 1995, Dopyływ promieniowania całkowitego Słońca do powierzchni o dowolnym nachyleniu i ekspozycji, *Prace Naukowe WSM w Gdyni*.
- Šuri M., Hofierka J., 2004, A new GIS-based solar radiation model and its application to photovoltaic assessments. *Transactions in GIS*, 8(2), 175–190.
- Swaid H., 1993, Urban climate effects of artificial heat sources and ground shadowing by buildings. *International Journal of Climatology*, 13, 797-812.
- Szymanowski M., 2004, Miejska wyspa ciepła we Wrocławiu, *Studia Geograficzne*, 77, Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego.
- Szymanowski M., Kryza M., Spallek W., 2012, Atlas temperatury powietrza w Polsce: studium metodyczne, *Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego* 26, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.
- Tesař M., Šir M., Krejča M., Váchal J., 2008, Influence of vegetation cover on air and soil temperatures in the Šumava Mts (Czech Republic), *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 4 012029, 1-7.
- Thornes J., 2005, Special issue on the use of GIS in climatology and meteorology, *Meteorological Applications* 12.
- Tomanek J., 1959, Mikroklimatyczne badania nad pionowym rozkładem ekstremalnych temperatur powietrza w borze mieszanym lasów doświadczalnych SGGW w Rogowie, *Zesz. Nauk. SGGW Leśn.*, 2, 83-120.
- Trepińska J., 2002, *Górskie klimaty*, Wyd. Instytutu Geografii UJ, Kraków.
- Tveito E.O. (red.), 2006, Spatialisation of the climatological and meteorological information by the support of GIS, COST 719 Final Report WG2 Spatialisation (Draft version 26.07.2006).
- Tveito E.O., 2007, Spatial distribution of winter temperatures in Norway related to topography and large-scale atmospheric circulation, W: *Predictions in Ungauged Basins: PUB Kick-off*, IAHS Publ., 186-194.
- Tveito E.O., Forland E.J., Heino R., Hanssen-Bauer I., Alexandersson H., Dahlstroem B., Drebs A., Kern-Hansen C., Jonsson T., Vaarby-Laursen E., Westmann Y., 2000, *Nordic Temperature Maps*, DNMI KLIMA, 9.
- Tveito O.E., Schöner W., 2002, Applications of spatial interpolation of climatological and meteorological elements by the use of geographical information systems (GIS), *KLIMA Report* 28/02.
- Tveito E.O., Ustrnul Z., 2003, A review of the use of large-scale atmospheric circulation classification in spatial climatology, *Klima, Report* 10/03, COST 719 The use of geographical information systems in climatology and meteorology, DNMI.
- Ustrnul Z., 1991, Porównawcza analiza stosunków termicznych Tatr i Karkonoszy, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1213, *Prace Instytutu Geograficznego, Seria A*, t. V, 173-178.
- Ustrnul Z., 1997, Zmienność cyrkulacji atmosfery na półkuli północnej w XX wieku, *Materiały Badawcze IMGW, Seria Meteorologia*, 27.
- Ustrnul Z., 2001, Kalendarze typów cyrkulacji – próba oceny, *Annales UMCS, Sectio B*, 55/56, 42, 347-356.
- Ustrnul Z., 2002, Wskaźnik NAO na tle innych wskaźników cyrkulacji, W: *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*, Akademia Morska, Gdynia, 75-84.
- Ustrnul Z., 2004, Metody analizy przestrzennej w badaniach klimatologicznych, W: A. Bokwa, Z. Ustrnul (red.), *Zastosowanie wybranych metod statystycznych w klimatologii*, 65-88.
- Ustrnul Z., 2006, Spatial differentiation of air temperature in Poland using circulation types and GIS, *International Journal of Climatology*, 26, 1529-1546
- Ustrnul Z., Czekierda D., 2003, Zróżnicowanie przestrzenne warunków termicznych powietrza Polski z wykorzystaniem GIS, *IMGW seria: Atlasy i Monografie*.
- Ustrnul Z., Czekierda D., 2005, Application of GIS for the development of climatological air temperature maps: an example from Poland, *Meteorol. Appl.*, 12, 43-50.
- Ustrnul Z., Czekierda D., 2006a, Struktura rozkładu temperatury powietrza w Polsce z wykorzystaniem Geograficznego Systemu Informacji, [w:] *Współczesne problem klimatu Polski – fakty i niepewności*, Monografie IMGW, Warszawa, 61-83.
- Ustrnul Z., Czekierda D., 2006b, Zmienność średniej temperatury powietrza w Polsce w latach 1951-2005 na tle warunków cyrkulacyjnych z wykorzystaniem narzędzi GIS, W: K. Mięgała, P. Ropuszyński (red.), *Współczesna meteorologia i klimatologia w geografii i ochronie środowiska*, PTG- Oddział Wrocławski, 119-128.

- Ustrnul Z., Czekierda D., 2007, Wpływ wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej na średnią temperaturę powietrza w różnych skalach przestrzennych, W: K. Piotrowicz, R. Twardosz (red.), *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, UJ, Kraków, 75-84.
- Ustrnul Z., Czekierda D., 2009, *Atlas ekstremalnych zjawisk meteorologicznych oraz sytuacji synoptycznych w Polsce*, Wyd. IMGW, Seria: Atlasy, Warszawa.
- Utaaker K., 1963, The local climate of Nes, Hedmark, *Skrifter Univ. Bergen*, 28, 1-117.
- Vicente-Serrano S.M., Saz-Sanchez M.A., Coudart J.M., 2003, Comparative analysis of interpolation methods in the middle Ebro Valley (Spain): application to annual precipitation and temperature, *Climate Research* 24, 161-180.
- Walker G.T., Bliss E.W., 1932, *World Weather V*, *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 4, 53-83.
- Wallace J.M., Gutzler D.S., 1981, Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Monthly Weather Review*, 109, 784-812.
- Wangenheim G.J., 1938, K voprosu tipizacji schematizacji sinoptičeskich procesov, *Met. i Gidr.*, vyp. 3.
- Weisberg S., 2005, *Applied Linear Regression*, John Wiley & Sons.
- Werner M., 2001, Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) Mission Overview, *Journal of Telecommunications* 3-4, 75-79.
- Whiteman C.D., 2000, *Mountain Meteorology, Fundamentals and Applications*, Oxford University Press, New York, Oxford.
- Wibig J., 1991, Związki wybranych elementów klimatu Polski z cyrkulacją na powierzchni izobarycznej 500 hPa nad Europą i północnym Atlantykiem, *Rozprawa doktorska*, Katedra Meteorologii i Klimatologii UŁ, Łódź.
- Wibig J., 1994, Wpływ cyrkulacji na powierzchni izobarycznej 500 hPa na temperaturę powietrza w Polsce, *Przegląd Geofizyczny*, 39, 133-150.
- Wibig J., 2000, Oscylacja Północnoatlantycka i jej wpływ na kształtowanie pogody i klimatu, *Przegląd Geofizyczny*, XLV, 2, 121-137.
- Wibig J., 2001, Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie, *Rozprawy habilitacyjne UŁ*, Wyd. UŁ, Łódź.
- Wilks D.S., 2006, *Statistical methods in the atmospheric sciences*, Academic Press.
- Winther J.G., 1993, Short and long term variability of snow albedo, *Nordic Hydrology*, 24 (2/3), 199-212.
- Wisniewski W., Chelchowski W., 1975, Charakterystyka klimatu i regionalizacja klimatyczna Polski, *Atlasy i Monografie IMGW*, Warszawa.
- Woś A., 1999, *Klimat Polski*, PWN, Warszawa.
- Woś A., 2010, *Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Woyciechowska J., Ustrnul Z., 2006, Ekstremalne przypadki temperatury powietrza w troposferze nad Polska Południową, W: M. Maciejewski, M. Ostojki (red.), *Zagrożenia środowiska naturalnymi zjawiskami ekstremalnymi*, red., IMGW, Seria Monografie, Warszawa, 146-162.
- Yarnal B., 1993, *Synoptic climatology in environmental analysis*, Belhaven Press, London.
- Yarnal B., Comrie A. C., Frakes B., Brown D.P., 2001, Review: Developments and prospects in synoptic climatology, *International Journal of Climatology*, 21, 1923-1950.
- Yoshino M., 1975, *Climate in a small area. An introduction to Local Climatology*, University Tokyo Press, Tokyo.
- Zacharowa A., F., 1959, Radiacyjny reżim siewiernych i jużnych skłonow w zawisimosti ot geograficeskoj sziroty, *Ucz. Zapiski LGU*, 269, seria geograf. Nauk, wyp. 13, Leningrad.
- Zipser-Urbańska A., 1964, Inwersje temperatury w Kotlinie Jeleniogórskiej i w Karkonoszach, *Zeszyty Komitetu Zagospodarowania Ziemi Górskich PAN*, 8, Kraków, 46-70.
- Zwieriew A.S., 1957, *Meteorologia synoptyczna*, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.

Spis tabel

Tab. 1. Stacje pomiarowe uwzględnione w pracy.	13
Tab. 2. Wydzielone typy cyrkulacji i ich składowe indeksy klasyfikacyjne.	24
Tab. 3. Częstość [%] wydzielonych typów cyrkulacji w wieloleciu 1991-2010.	60
Tab. 4. Procentowy udział powierzchni poszczególnych form terenu w obrębie obszaru analiz dla zadanych wielkości sąsiedztwa.	70

Tab. 5. Procentowy udział powierzchni pięter klimatycznych zreklasyfikowanego wskaźnika zwartości terenu dla zadanych wielkości sąsiedztwa w obszarze analiz.....	71
Tab. 6. Procentowy udział powierzchni stoków o określonej ekspozycji oraz nachyleniu w obrębie obszaru analiz.....	72
Tab. 7. Procentowy udział powierzchni klas zasłonięcia terenowego z sektora NE w obszarze analiz dla zadanych odległości sąsiedztwa.....	73
Tab. 8. Procentowy udział powierzchni klas zasłonięcia terenowego z sektora SE w obszarze analiz dla zadanych odległości sąsiedztwa.....	74
Tab. 9. Procentowy udział powierzchni klas zasłonięcia terenowego z sektora SW w obszarze analiz dla zadanych odległości sąsiedztwa.....	74
Tab. 10. Procentowy udział powierzchni klas zasłonięcia terenowego z sektora NW w obszarze analiz dla zadanych odległości sąsiedztwa.....	75
Tab. 11. Wartości albedo przypisane poszczególnym rodzajom pokrycia terenu.....	78
Tab. 12. Szacowane wartości albedo (wartości pogrubione, kursywa) dla miesięcy I, II, XI i XII dla poszczególnych rodzajów pokrycia terenu i pięter klimatycznych wydzielonych przez Hessa (1968b).....	79
Tab. 13. Parametr szorstkości dla poszczególnych rodzajów pokrycia terenu w analizowanych okresach roku.....	84
Tab. 14. Wartość oporu fizjologicznego jako miara stopnia uwilgotnienia powierzchni dla poszczególnych rodzajów pokrycia terenu.....	85
Tab. 15. Średnia częstość [%] sytuacji z osiadaniami powietrza, warunkująca inwersyjny rozkład temperatury powietrza między Śnieżką a Jelenią Górą w miesiącach zimowych wielolecia 1991-2010.....	87
Tab. 16. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji NEAAD, SWAAD i NWAAD w miesiącach zimowych.....	94
Tab. 17. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWAAW i NWAAW w miesiącach zimowych.....	95
Tab. 18. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji NEACD, SWACD i NWACD w miesiącach zimowych.....	99
Tab. 19. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCAW i SWCCW w miesiącach zimowych.....	102
Tab. 20. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCCD i NWCCD w miesiącach zimowych.....	105
Tab. 21. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji NEAAD, SWAAD i NWAAD w miesiącach wiosennych.....	126
Tab. 22. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWAAW, NWAAW w miesiącach wiosennych.....	127
Tab. 23. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWACD i NWACD w miesiącach wiosennych.....	128
Tab. 24. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCAW i SWCCW w miesiącach wiosennych.....	129
Tab. 25. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCCD i NWCCD w miesiącach zimowych.....	131
Tab. 26. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWAAD i NWAAD w miesiącach letnich.....	144

Tab. 27. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWAAW i NWAAW w miesiącach letnich.....	146
Tab. 28. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWACD i NWACD w miesiącach letnich.....	147
Tab. 29. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCAW, SWCCW i SWACW w miesiącach letnich.....	148
Tab. 30. Średnia częstość [%] sytuacji z osiadaniami powietrza, warunkująca inwersyjny rozkład temperatury powietrza między Śnieżką a Jelenią Górą w miesiącach jesiennych wielolecia 1991-2010.....	158
Tab. 31. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWAAD i NWAAD w miesiącach jesiennych.....	162
Tab. 32. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWAAW i NWAAW w miesiącach jesiennych.....	163
Tab. 33. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji NEACD, SWACD i NWACD w miesiącach jesiennych.....	165
Tab. 34. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCAW, SWCCW i SWACW w miesiącach jesiennych.....	167
Tab. 35. Stopień istotności zmiennych oddziałujących wprost (+) i odwrotnie proporcjonalnie (-) na wartość temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi w typach cyrkulacji SWCCD i NWCCD w miesiącach jesiennych.....	168
Tab. 36. Wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} oraz średni błąd oceny krzyżowej RMSE dla równań estymacji temperatury powietrza miesięcy zimowych w najczęstszych typach cyrkulacji atmosfery.....	177
Tab. 37. Wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} oraz średni błąd oceny krzyżowej RMSE dla równań estymacji temperatury powietrza miesięcy wiosennych w najczęstszych typach cyrkulacji atmosfery.....	188
Tab. 38. Wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} oraz średni błąd oceny krzyżowej RMSE dla równań estymacji temperatury powietrza miesięcy letnich w najczęstszych typach cyrkulacji atmosfery.....	193
Tab. 39. Wartości dopasowanego współczynnika regresji R^2_{adj} oraz średni błąd oceny krzyżowej RMSE dla równań estymacji temperatury powietrza miesięcy jesiennych w najczęstszych typach cyrkulacji atmosfery.....	199

Spis rycin

Ryc. 1. Struktura problemu badawczego.....	10
Ryc. 2. Lokalizacja stacji pomiarowych oraz zasięg obszaru analiz i wnioskowania; zasięg obszaru wyznacza czerwona linia.....	12
Ryc. 3. Przykład wyliczania średniej w module <i>r.neighbors</i> dla sąsiedztwa 5x5 rastrów.....	19
Ryc. 4. Obraz rzeźby terenu z modelu <i>dem100</i> (po lewej) oraz wg wskaźnika <i>zwartość10km</i> (po prawej).....	19
Ryc. 5. Przykład wyliczania średniej wysokości z sąsiedztwa o promieniu 6 rastrów (A) oraz wskaźnika formy terenu (B).....	20
Ryc. 6. Przykład wyliczania średniej wysokości z sąsiedztwa dla sektora NW o promieniu 6 rastrów (A) oraz wskaźnika zasłonięcia terenowego dla sektora NW (B).....	20
Ryc. 7. Częstość wydzielonych typów cyrkulacji atmosferycznej w kalendarzu dla obszaru Sudetów w wielolecu 1991-2010.....	26

Ryc. 8. Zależność średniej rocznej temperatury powietrza T_r z wielolecia 1991-2010 od wysokości n.p.m.	55
Ryc. 9. Zależność średniej miesięcznej temperatury powietrza z wielolecia 1991-2010 od wysokości n.p.m. dla wybranych miesięcy	56
Ryc. 10. Częstość typów cyrkulacji w latach 1991-2010 w podziale na grupy kierunkowe i typy cyklonalności górnej i dolnej	61
Ryc. 11. Częstość typów cyrkulacji w latach 1991-2010 w podziale na grupy kierunkowe i typ wilgotności masy powietrza	61
Ryc. 12. Częstość typów cyrkulacji w latach 1991-2010 w podziale na grupy cyklonalności górnej i dolnej oraz typ wilgotności masy powietrza	62
Ryc. 13. Przebieg roczny częstości wybranych typów cyrkulacji w wieloleciu 1991-2010	63
Ryc. 14. Rozkład przestrzenny średniej miesięcznej temperatury powietrza w styczniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa w wieloleciu 1991-2010	65
Ryc. 15. Rozkład przestrzenny średniej miesięcznej temperatury powietrza w kwietniu na powierzchni izobarycznej 850 hPa w wieloleciu 1991-2010	65
Ryc. 16. Rozkład przestrzenny średniej miesięcznej temperatury powietrza w lipcu na powierzchni izobarycznej 850 hPa w wieloleciu 1991-2010	66
Ryc. 17. Rozkład przestrzenny średniej miesięcznej temperatury powietrza w październiku na powierzchni izobarycznej 850 hPa w wieloleciu 1991-2010	66
Ryc. 18. Rozkład przestrzenny pięt klimatycznych w obrębie obszaru analiz	68
Ryc. 19. Rozkład przestrzenny wartości nachylenia stoków w obrębie Sudetów	72
Ryc. 20. Rozkład przestrzenny wskaźnika zasłonięcia z sektora SW dla odległości sąsiedztwa 15km w obrębie obszaru Sudetów	75
Ryc. 21. Zależność liczby dni z pokrywą śnieżną od wysokości n.p.m. w styczniu	80
Ryc. 22. Zależność liczby dni z pokrywą śnieżną od wysokości n.p.m. w lutym	80
Ryc. 23. Zależność liczby dni z pokrywą śnieżną od wysokości n.p.m. w listopadzie	81
Ryc. 24. Zależność liczby dni z pokrywą śnieżną od wysokości n.p.m. w grudniu	81
Ryc. 25. Przestrzenny rozkład średniej wielkości albedo w styczniu w obrębie obszaru Sudetów	82
Ryc. 26. Przestrzenny rozkład średniej wielkości albedo w lipcu w obrębie obszaru Sudetów	82
Ryc. 27. Przestrzenny rozkład parametru szorstkości w sezonie wegetacyjnym w obrębie obszaru Sudetów	84
Ryc. 28. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w grudniu, styczniu i lutym dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	88
Ryc. 29. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w grudniu styczniu i lutym dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	89
Ryc. 30. Mapy baryczne i diagram aerologiczny dla wybranego dnia w typie cyrkulacji SWAAD w styczniu	90
Ryc. 31. Mapy baryczne i diagram aerologiczny dla wybranego dnia w typie cyrkulacji NWAAD w styczniu	91
Ryc. 32. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji NEAAD w styczniu	92
Ryc. 33. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji SWAAW w styczniu	93
Ryc. 34. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji NWAAD w styczniu	93
Ryc. 35. Przykładowe rozkłady ciśnienia nad Europą w typach cyrkulacji SWACD (góra), NWACD (środek) i NEACD (dół) w styczniu	98
Ryc. 36. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji SWCAW w styczniu	101
Ryc. 37. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji SWCCW w styczniu	102
Ryc. 38. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji NWCCD w styczniu	104
Ryc. 39. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji SWCCD w styczniu	104
Ryc. 40. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w grudniu, styczniu i lutym dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	107
Ryc. 41. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w grudniu, styczniu i lutym dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	108
Ryc. 42. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w styczniu w typie cyrkulacji SWACD (góra), NWACD (środek) i NWCCW (dół)	109

Ryc. 43. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji NWAAW w kwietniu	119
Ryc. 44. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji SWAAD (góra), SWACD (środek) i SWAAW (dół) w kwietniu	120
Ryc. 45. Przykład rozkładu ciśnienia nad Europą w typie cyrkulacji SWCCW (góra) i SWCAW (dół) w kwietniu	121
Ryc. 46. Przykładowe diagramy aerologiczne dla typu cyrkulacji SWAAD (góra) i NWAAD (dół) w kwietniu	122
Ryc. 47. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w marcu, kwietniu i maju dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	123
Ryc. 48. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w marcu, kwietniu i maju dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	124
Ryc. 49. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w marcu, kwietniu i maju dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	133
Ryc. 50. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w marcu, kwietniu i maju dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	134
Ryc. 51. Przykład rozkładu ciśnienia w typie cyrkulacji SWAAW w lecie (u góry) i w zimie (na dole)	140
Ryc. 52. Przykładowy diagram aerologiczny dla typu cyrkulacji SWACW w lipcu	141
Ryc. 53. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w czerwcu, lipcu i sierpniu dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	142
Ryc. 54. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w czerwcu, lipcu i sierpniu dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	143
Ryc. 55. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w czerwcu, lipcu i sierpniu dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	152
Ryc. 56. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej w czerwcu, lipcu i sierpniu dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	153
Ryc. 57. Porównanie przykładowych rozkładów pola ciśnienia w typie SWAAW na wiosnę (góra) i jesienią (dół)	157
Ryc. 58. Przykładowy diagram aerologiczny i rozkład pola ciśnienia w typie SWCCW w październiku ..	158
Ryc. 59. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej we wrześniu, październiku i listopadzie dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	160
Ryc. 60. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej we wrześniu, październiku i listopadzie dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	161
Ryc. 61. Wartości średniego odchylenia rzeczywistego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej we wrześniu, październiku i listopadzie dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	171
Ryc. 62. Wartości odchylenia standardowego temperatury powietrza od wartości średniej miesięcznej we wrześniu, październiku i listopadzie dla wybranych stacji z obszaru badań w wieloleciu 1991-2010	172
Ryc. 63. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWAAD (góra) i SWAAW (dół)	179
Ryc. 64. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w styczniu w typie cyrkulacji NWAAD (góra) i NWAAW (dół)	180
Ryc. 65. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w styczniu w typie cyrkulacji NWACD (góra) i SWACD (dół)	184
Ryc. 66. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWCAW (góra) i SWCCW (dół)	186
Ryc. 67. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w grudniu w typie cyrkulacji SWCAW	187
Ryc. 68. Rozkład przestrzenny odchyłeń estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji SWAAD (góra) i SWAAW (dół)	192

Ryc. 69. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWAAW.....	195
Ryc. 70. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w lipcu w typie cyrkulacji NWACD.....	196
Ryc. 71. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWCAW (góra) i SWCCW (dół).....	197
Ryc. 72. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w październiku w typie cyrkulacji SWAAD.....	200
Ryc. 73. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w październiku w typie cyrkulacji NWAAW.....	201
Ryc. 74. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza [°C] w październiku w typie cyrkulacji SWCAW.....	203

Summary

Circulation conditionings of spatial differentiation of air temperature in morphologically diverse area with the Western Sudeten as an example

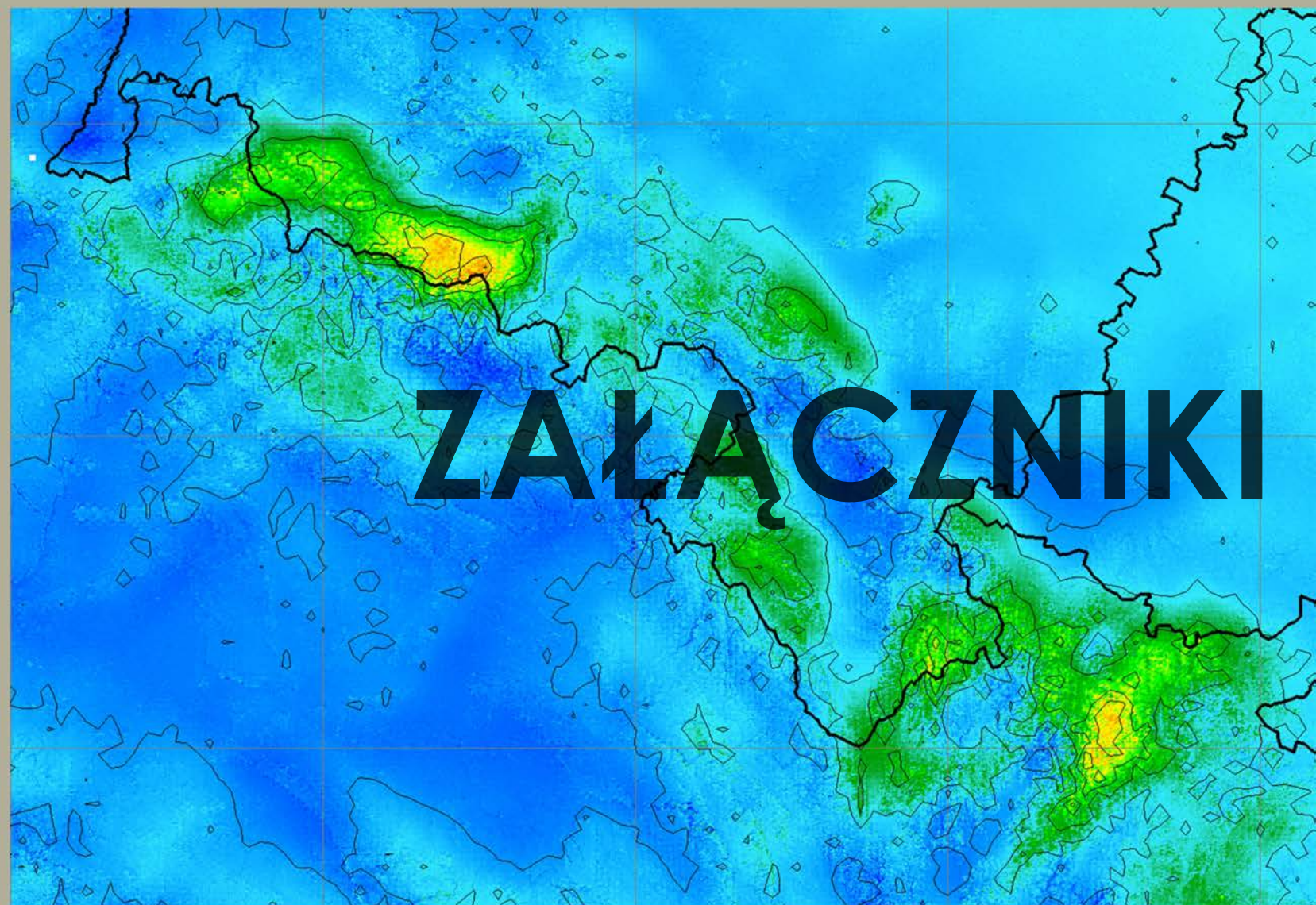
In the thesis an effort was made to define the dependencies of spatial diversity of circulation and topoclimatic conditions of air temperature in morphologically varied area and its seasonal variability. Identification and description of air temperature spatial diversity in a defined situation of atmospheric circulation, taking into consideration 850 hPa isobaric level air temperature layout, were conducted on the basis of data from synoptic stations from Central Europe, results of NCEP/NCAR reanalysis and properties of relief and land cover, generated from its spatial layouts (DEM, CORINE). The classification of circulation types used was the author's modification of Deutscher Wetterdienst objective calendar, prepared for Sudety Mountains area. Time of analysis includes a period of twenty years, from 1991 to 2010. Tested series of independent variables, influencing monthly mean of air temperature in particular circulation types contain 65 morphometric indexes (among others: geographical location indexes, altitude, slope, aspect of terrain form, its concavity/convexity, obturation/exposure), 4 properties of land cover and monthly mean of air temperatures from 850 hPa isobaric level. In the analysis multivariate regression method was used, where the basis of consideration constitute the changes of statistical significance of particular, independent variables influence. Received estimation equations were verified with the use of fitted coefficient of determination R^2_{adj} values and leave one out cross-validation.

It is proved that different topoclimatic factors influence air temperature diversity in particular circulation types, whereas intensity and direction of this effects are characterized by seasonal variations. Among the most important topoclimatic factors there were specified altitude, distance from Atlantic Ocean, latitude, obturation and exposure of terrain form and its convexity, pointing on hierarchy of its influences.

Thermal condition of flowing air masses, as it was emphasized, does not ever constitute a distinct basis to define air temperature spatial diversity near the ground. It was pointed out that among differentiating qualities of circulation determinants the most significant are the direction of advection and air masses humidity, and also occurrence frequency and depth of descending air layer as well as the scale of instability of air masses. Appearance of particular processes of forming air temperature diversity (among other: orographic process of dynamic pile up, foehn effects, frost pocket or Venturi effects), what were accentuated, is connected with some circulation types sequence and its durability over research area. In the form of spatial layouts – rasters of GIS GRASS system, there were presented the results of air temperature estimation during the most frequent atmospheric circulation types. Enclosed results of models verification confirmed its usefulness in general description of air temperature spatial layouts in Sudety Mountains and possibility to use it in more multidimensional analysis.

CYRKULACYJNE UWARUNKOWANIA PRZESTRZENNEGO ROZKŁADU TEMPERATURY POWIETRZA W TERENIE ZRÓŻNICOWANYM MORFOLOGICZNIE NA PRZYKŁADZIE SUDETÓW

Hanna Ojrzyńska



Spis załączników

Zał. 1. Średnie roczne wartości temperatury powietrza w latach 1991-2000, wartość średniej rocznej w wieloleciu 1991-2010 oraz amplituda roczna temperatury (Ar)	6
Zał. 2. Średnie roczne wartości temperatury powietrza w latach 2001-2010 oraz wartość średniej w wieloleciu 1991-2010	7
Zał. 3. Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza z wielolecia 1991-2010	8
Zał. 4. Najwyższa średnia dobową wartość temperatury powietrza z wielolecia 1991-2010 wg miesięcy	9
Zał. 5. Najniższa średnia dobową wartość temperatury powietrza z wielolecia 1991-2010 wg miesięcy	10
Zał. 6. Odchylenie standardowe temperatury powietrza SDV z wielolecia 1991-2010	11
Zał. 7. Kurtoza temperatury powietrza K z wielolecia 1991-2010	12
Zał. 8. Skośność rozkładu temperatury powietrza S z wielolecia 1991-2010	13
Zał. 9. Uogólnione wartości i zakresy wahań estymowanej średniej temperatury powietrza dla miesięcy zimowych [°C] w poszczególnych typach cyrkulacji według pięter hipsometrycznych	14
Zał. 10. Uogólnione wartości i zakresy wahań estymowanej średniej temperatury powietrza dla miesięcy wiosennych [°C] w poszczególnych typach cyrkulacji według pięter hipsometrycznych	15
Zał. 11. Uogólnione wartości i zakresy wahań estymowanej średniej temperatury powietrza dla miesięcy letnich [°C] w poszczególnych typach cyrkulacji według pięter hipsometrycznych	16
Zał. 12. Uogólnione wartości i zakresy wahań estymowanej średniej temperatury powietrza dla miesięcy jesiennych [°C] w poszczególnych typach cyrkulacji według pięter hipsometrycznych	17
Zał. 13. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu	18
Zał. 14. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWAAD	19
Zał. 15. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji NWAAD	20
Zał. 16. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWAAW	21
Zał. 17. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji NWAAW	22
Zał. 18. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWACD	23
Zał. 19. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji NWACD	24
Zał. 20. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWCAW	25
Zał. 21. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWCCW	26
Zał. 22. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym	27
Zał. 23. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji SWAAD	28
Zał. 24. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji NWAAD	29
Zał. 25. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji SWAAW	30
Zał. 26. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji NWAAW	31

Zał. 27. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji SWACD	32
Zał. 28. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji NWACD	33
Zał. 29. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji SWCAW	34
Zał. 30. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji SWCCW	35
Zał. 31. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu	36
Zał. 32. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji SWAAD	37
Zał. 33. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji NWAAD	38
Zał. 34. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji SWAAW	39
Zał. 35. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji NWAAW	40
Zał. 36. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji SWACD	41
Zał. 37. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji NWACD	42
Zał. 38. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji SWCAW	43
Zał. 39. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji SWCCW	44
Zał. 40. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu	45
Zał. 41. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji SWAAD	46
Zał. 42. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji NWAAD	47
Zał. 43. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji SWAAW	48
Zał. 44. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji NWAAW	49
Zał. 45. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji SWACD	50
Zał. 46. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji NWACD	51
Zał. 47. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji SWCAW	52
Zał. 48. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji SWCCW	53
Zał. 49. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju	54
Zał. 50. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji SWAAD	55
Zał. 51. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji NWAAD	56

Zał. 52. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji SWAAW	57
Zał. 53. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji NWAAW	58
Zał. 54. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji SWACD	59
Zał. 55. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji NWACD	60
Zał. 56. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji SWCAW	61
Zał. 57. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji SWCCW	62
Zał. 58. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu	63
Zał. 59. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji SWAAD	64
Zał. 60. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji NWAAD	65
Zał. 61. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji SWAAW	66
Zał. 62. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji NWAAW	67
Zał. 63. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji SWACD	68
Zał. 64. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji NWACD	69
Zał. 65. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji SWCAW	70
Zał. 66. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji SWCCW	71
Zał. 67. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu	72
Zał. 68. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWAAD	73
Zał. 69. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji NWAAD	74
Zał. 70. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWAAW	75
Zał. 71. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji NWAAW	76
Zał. 72. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWACD	77
Zał. 73. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji NWACD	78
Zał. 74. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWCAW	79
Zał. 75. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWCCW	80
Zał. 76. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu	81

Zał. 77. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji SWAAD	82
Zał. 78. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji NWAAD	83
Zał. 79. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji SWAAW.....	84
Zał. 80. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji NWAAD	85
Zał. 81. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji SWACD	86
Zał. 82. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji NWACD	87
Zał. 83. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji SWCAW	88
Zał. 84. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji SWCCW	89
Zał. 85. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu ..	90
Zał. 86. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu w typie cyrkulacji SWAAD.....	91
Zał. 87. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu w typie cyrkulacji NWAAD	92
Zał. 88. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu w typie cyrkulacji SWAAW	93
Zał. 89. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu w typie cyrkulacji NWAAD.....	94
Zał. 90. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu w typie cyrkulacji SWACD	95
Zał. 91. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu w typie cyrkulacji NWACD	96
Zał. 92. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu w typie cyrkulacji SWCAW.....	97
Zał. 93. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu w typie cyrkulacji SWCCW	98
Zał. 94. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku	99
Zał. 95. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji SWAAD.....	100
Zał. 96. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji NWAAD	101
Zał. 97. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji SWAAW	102
Zał. 98. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji NWAAD.....	103
Zał. 99. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji SWACD	104
Zał. 100. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji NWACD	105

Zał. 101. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji SWCAW	106
Zał. 102. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji SWCCW	107
Zał. 103. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie	108
Zał. 104. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji SWAAD	109
Zał. 105. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji NWAAD	110
Zał. 106. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji SWAAW	111
Zał. 107. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji NWAAW	112
Zał. 108. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji SWACD	113
Zał. 109. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji NWACD	114
Zał. 110. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji SWCAW	115
Zał. 111. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji SWCCW	116
Zał. 112. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu ..	117
Zał. 113. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji SWAAD	118
Zał. 114. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji NWAAD	119
Zał. 115. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji SWAAW	120
Zał. 116. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji NWAAW	121
Zał. 117. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji SWACD	122
Zał. 118. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji NWACD	123
Zał. 119. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji SWCAW	124
Zał. 120. Rozkład przestrzenny odchyień od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji SWCCW	125

Zał. 1. Średnie roczne wartości temperatury powietrza w latach 1991-2000, wartość średniej rocznej w wieloleciu 1991-2010 oraz amplituda roczna temperatury (Ar); kolorami oznaczono najwyższą (czerwony) i najniższą (zielony) wartość średniej rocznej temperatury

Nazwa stacji	wysokość n.p.m. [m]	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	1991-2010	Ar
Wrocław	124	8.5	9.8	8.7	9.8	8.9	7.1	8.7	9.4	9.8	10.4	9.3	19.9
Hurbanovo	124	9.9	11.2	10.3	11.7	10.6	9.5	10.3	11.0	11.1	12.2	11.0	21.9
Bratislava-Letisko	134	9.8	11.2	9.9	11.5	10.4	9.1	10.1	10.9	10.8	11.8	10.8	21.6
Nitra	136	9.7	10.8	9.7	11.3	10.2	9.2	9.7	10.4	10.5	11.3	10.4	21.9
Kalisz	140	8.4	9.5	8.4	9.5	8.8	7.1	8.4	9.0	9.6	10.2	9.0	20.4
Dudince	140	10.7	12.1	11.4	12.7	10.6	8.8	9.2	9.8	10.1	10.9	10.4	22.9
Opole	163	8.4	10.9	9.5	10.0	9.0	7.4	8.7	9.4	9.7	10.6	9.3	20.3
Piestany	164	9.1	10.3	9.3	10.6	9.7	8.6	9.1	9.9	10.0	11.0	10.0	21.5
Łódź	190	8.0	8.9	7.9	9.2	8.4	7.0	7.6	8.1	8.9	9.6	8.5	20.9
Zielona Góra	192	8.6	9.6	8.3	9.6	8.8	7.2	8.7	9.0	9.7	10.1	9.2	20.0
Wielun	201	8.0	9.1	8.0	9.3	8.4	7.0	8.1	8.9	9.3	10.1	8.8	20.4
Holesov	224	8.3	9.7	8.8	10.2	9.2	7.5	8.2	8.8	9.3	10.0	9.2	20.9
Kraków	237	8.0	8.9	8.2	9.4	8.3	6.8	8.0	8.8	9.2	9.9	8.7	21.0
Brno/Turany	246	8.7	10.0	9.0	10.3	5.9	7.7	9.0	9.6	9.9	10.7	9.5	21.3
Ostrava/Mosnov	260	8.0	9.3	8.4	9.7	8.6	6.9	8.2	8.7	9.0	10.0	8.9	20.5
Prievidza	261	10.3	11.5	10.6	11.9	10.0	8.7	8.9	9.3	9.8	10.5	9.9	21.8
Katowice	284	7.9	9.0	8.3	9.4	8.2	6.8	8.0	8.7	9.0	9.8	8.5	20.3
Częstochowa	295	7.9	9.8	9.0	10.3	9.3	7.7	9.0	9.6	10.4	11.2	9.1	21.4
Zilina/Hricov	311	7.8	8.7	7.8	9.1	8.1	7.2	7.6	8.3	8.8	9.4	8.4	21.1
Sliac	315	10.7	12.1	11.4	12.7	10.6	8.8	9.2	9.8	10.1	10.9	8.7	22.5
Tusimice	328	7.9	9.1	8.2	9.4	8.5	6.8	8.4	9.4	9.4	9.7	8.9	19.4
Kucharovice	339	8.1	9.6	8.5	9.9	8.6	7.0	8.4	9.1	9.1	10.0	9.2	20.9
Jelenia Góra	344	7.0	8.4	7.4	8.7	7.6	5.6	7.3	7.9	8.4	9.0	7.8	18.9
Praha/Ruzyne	365	7.6	9.0	8.0	9.2	8.2	6.4	7.9	8.7	8.9	9.5	8.6	19.5
Kłodzko	357	6.9	8.4	7.3	8.5	7.7	5.9	7.3	7.9	8.3	9.0	7.9	19.4
Usti nad Labem	379	7.6	9.1	8.2	9.6	8.5	6.9	8.4	8.9	9.3	9.6	8.7	19.8
Bielsko-Biała	399	7.7	8.9	8.2	9.4	8.1	6.6	7.8	8.7	9.3	10.1	8.7	19.7
Liberec	401	7.3	8.5	7.6	8.6	7.7	5.9	7.3	8.0	8.4	9.1	8.0	19.1
Dukovany	405	7.8	9.2	8.1	9.3	8.1	6.5	7.8	8.6	8.6	9.7	8.7	20.7
Usti nad Orlici	406	7.1	8.5	7.5	8.7	7.9	6.3	7.5	8.2	8.4	9.2	8.1	20.1
Temelin	507	7.3	8.9	7.9	9.2	7.9	6.3	7.8	8.5	8.6	9.3	8.3	19.9
Kocelovice	522	7.0	8.3	7.6	8.9	7.8	6.1	7.4	7.9	8.2	8.7	7.9	19.5
Kresin-Kramolin	533	7.2	8.7	7.9	9.1	7.8	5.9	7.4	8.0	8.2	8.8	7.9	19.6
Pribislav	536	6.4	7.8	6.9	8.4	7.3	5.8	6.8	7.5	7.6	8.5	7.4	19.7
Kostelni Myslova	573	6.7	8.0	7.3	8.6	7.5	5.9	7.2	7.8	7.7	8.5	7.7	20.0
Karlovy Vary	607	6.3	7.4	6.6	7.9	6.8	5.2	6.9	7.9	7.4	7.9	7.1	19.0
Liesek	693	6.6	7.5	7.0	8.1	6.7	4.7	5.6	6.3	6.9	7.5	6.5	20.4
Cervena	753	5.5	6.5	5.7	7.0	5.9	4.4	5.8	6.3	6.5	7.5	6.3	20.4
Pec podSnezkou	820	4.3	5.5	4.6	5.5	4.8	3.5	5.0	5.3	5.6	6.0	5.2	18.4
Churanov	1122	4.2	5.4	4.7	5.7	4.6	3.5	5.0	5.1	5.5	6.0	5.1	17.3
Lysa Hora	1327	2.7	3.8	3.4	4.2	3.1	2.3	3.1	3.3	3.5	4.4	3.5	18.2
Śnieżka	1613	0.4	1.4	0.8	1.6	1.0	-0.1	1.0	1.0	1.2	2.2	1.2	16.0
Chopok	2007	-1.2	-0.4	-0.4	0.6	-0.7	-1.3	-1.0	-0.9	-0.4	0.3	-0.5	16.8

Załącznik 2. Średnie roczne wartości temperatury powietrza w latach 2001-2010 oraz wartość średniej w wieloletiu 1991-2010; kolorami oznaczono najwyższą (czerwony) i najniższą (zielony) wartość średniej rocznej temperatury powietrza

Nazwa stacji	wysokość n.p.m. [m]	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	1991-2010
Wrocław	124	9.1	10.0	9.2	9.3	9.1	9.5	10.3	10.3	9.5	8.7	9.3
Hurbanovo	124	10.9	11.6	11.2	10.5	10.4	11.0	11.9	11.8	11.5	10.4	11.0
Bratislava-Letisko	134	10.6	11.5	11.2	10.5	10.4	11.0	11.9	11.7	11.3	10.0	10.8
Nitra	136	10.0	10.9	10.6	10.0	9.8	10.4	11.3	11.3	11.0	10.0	10.4
Kalisz	140	8.7	9.7	9.0	9.0	8.9	9.4	9.9	10.0	9.1	7.8	9.0
Dudince	140	9.7	10.5	9.9	9.5	9.3	10.1	11.1	11.0	10.6	9.8	10.4
Opole	163	9.0	9.9	9.2	9.1	9.0	9.4	10.1	10.2	9.4	8.2	9.3
Piastany	164	9.7	10.5	10.3	9.7	9.5	10.1	10.9	10.8	10.5	9.5	10.0
Łódź	190	8.1	9.1	8.5	8.5	8.6	8.9	9.4	9.6	8.6	7.6	8.5
Zielona Góra	192	8.9	9.7	9.2	9.0	9.1	9.8	10.0	10.5	10.1	8.7	9.2
Wielun	201	8.6	9.7	9.0	8.8	8.7	9.2	9.6	9.8	8.9	7.7	8.8
Holesov	224	8.8	9.8	9.5	9.2	9.0	9.5	10.2	10.3	9.8	8.6	9.2
Kraków	237	8.6	9.5	8.7	8.8	8.4	8.4	9.4	9.5	8.7	7.7	8.6
Brno/Turany	246	9.1	9.9	9.8	9.3	8.8	9.0	10.5	10.6	10.1	8.9	9.5
Ostrava/Mosnov	260	8.6	9.4	9.1	9.0	8.5	9.2	9.8	9.8	9.5	8.0	8.9
Prievidza	261	9.4	10.1	9.8	9.2	8.8	9.5	10.5	10.7	10.1	9.4	9.9
Katowice	284	8.4	9.2	8.1	8.2	8.0	8.5	9.3	9.4	8.6	7.5	8.5
Częstochowa	295	8.6	9.9	8.6	8.5	8.5	9.1	9.5	9.7	9.0	7.7	9.1
Zilina/Hricov	311	8.3	9.0	8.5	8.0	7.6	8.3	9.5	9.6	9.0	8.1	8.4
Sliac	315	8.5	9.0	8.6	8.3	7.9	8.4	9.5	9.7	9.5	8.9	8.7
Tusimice	328	9.0	9.5	9.2	8.5	8.7	9.2	10.1	9.5	9.1	7.8	8.9
Kucharovice	339	8.6	9.6	9.9	9.4	9.3	9.6	10.4	10.3	10.1	8.7	9.2
Jelenia Góra	344	7.8	8.4	7.7	7.7	7.4	7.9	8.7	8.7	7.9	6.4	7.8
Praha/Ruzyne	365	8.3	9.2	9.0	8.5	8.5	9.1	9.9	9.4	9.2	7.8	8.6
Kłodzko	357	7.7	8.7	7.9	7.6	7.5	7.9	8.7	8.9	8.0	6.9	7.9
Usti nad Labem	379	8.0	8.9	9.0	8.6	9.0	9.3	9.8	9.4	8.8	7.4	8.7
Bielsko-Biała	399	8.4	9.3	8.8	8.6	8.2	9.0	9.6	9.9	9.0	7.9	8.7
Liberec	401	7.8	8.4	8.1	8.0	8.0	8.6	8.9	8.8	8.1	6.9	8.0
Dukovany	405	8.4	9.2	9.5	8.8	8.9	9.4	9.8	9.5	9.1	7.8	8.7
Usti nad Orlici	406	7.7	8.8	8.2	8.0	7.9	8.3	9.0	8.9	8.3	7.3	8.1
Temelin	507	8.0	9.0	9.1	8.4	8.3	7.9	8.5	8.8	8.5	7.4	8.3
Kocelovice	522	7.6	8.4	8.4	7.7	7.6	8.2	9.0	8.8	8.3	6.9	7.9
Kresin-Kramolin	533	7.6	8.3	8.2	7.4	7.4	8.0	9.0	8.7	8.2	6.8	7.9
Pribislav	536	7.1	7.9	8.1	7.8	6.6	6.8	8.3	8.3	7.8	6.7	7.4
Kostelni Myslova	573	7.2	8.3	8.1	7.4	7.5	8.0	8.8	8.4	8.0	6.8	7.7
Karlovy Vary	607	7.0	7.7	7.5	7.0	7.1	7.6	7.9	7.5	7.3	6.0	7.1
Liesek	693	5.9	6.7	6.2	5.9	5.7	6.3	7.1	7.5	6.7	5.9	6.5
Svratouch	740	6.0	7.0	7.2	6.3	6.4	7.2	7.5	7.3	6.9	5.8	6.6
Cervena	753	5.9	6.9	6.6	6.0	5.9	6.9	7.1	7.1	6.5	5.5	6.3
Pec pod Snezkou	820	4.8	5.5	5.4	4.9	5.0	5.9	6.0	5.8	5.3	4.3	5.2
Churanov	1122	4.9	5.8	5.7	4.8	4.6	5.9	5.7	5.6	5.6	4.2	5.1
Lysa Hora	1327	3.2	4.4	3.6	2.8	3.1	4.0	4.0	4.0	3.6	2.7	3.5
Śnieżka	1613	0.8	1.9	1.5	0.7	0.9	2.2	1.9	1.7	1.6	0.1	1.2
Chopok	2007	-0.8	0.3	-0.4	-1.1	-0.9	0.2	0.4	-0.1	-0.1	-0.9	-0.5

Zał. 3. Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza z wielolecia 1991-2010; pogrubiono średnią najniższą i najwyższą w roku, w sytuacji gdy nie występuje ona odpowiednio w styczniu i lipcu.

Nazwa stacji	wysokość n.p.m. [m]	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Wrocław	124	-0.4	0.9	4.0	9.3	14.1	17.3	19.5	18.9	14.1	9.1	4.3	0.2
Hurbanovo	124	-0.2	1.6	5.9	11.6	16.6	19.8	21.7	21.2	16.0	10.7	5.6	0.4
Bratislava-Letisko	134	-0.1	1.6	5.7	11.2	16.1	19.5	21.5	21.1	15.9	10.4	5.4	0.4
Nitra	136	-0.8	0.9	5.2	11.0	15.9	19.0	21.1	20.7	15.7	10.2	5.2	-0.1
Kalisz	140	-1.0	0.2	3.4	9.2	14.0	17.0	19.4	19.0	14.1	8.9	3.9	-0.3
Dudince	140	-1.2	0.5	5.1	11.1	16.3	19.5	21.7	21.1	15.6	10.0	4.9	-0.6
Opole	163	-0.7	0.6	3.9	9.5	14.4	17.5	19.6	19.0	14.2	9.3	4.5	-0.1
Piastany	164	-1.1	0.7	4.7	10.4	15.4	18.4	20.4	20.1	15.2	10.0	5.1	-0.2
Łódź	190	-1.7	-0.4	2.7	8.8	13.8	16.7	19.2	18.5	13.4	8.3	3.4	-1.0
Zielona Góra	192	-0.5	0.8	3.8	9.4	14.1	17.2	19.5	19.0	14.2	9.0	3.8	-0.0
Wielun	201	-1.2	-0.1	3.2	9.0	13.9	16.8	19.2	18.6	13.8	8.7	3.8	-0.6
Holesov	224	-1.4	0.2	3.9	9.6	14.4	17.5	19.5	19.2	14.3	9.2	4.4	-0.6
Kraków	237	-1.8	-0.3	3.2	9.0	14.1	17.2	19.2	18.5	13.5	8.6	3.4	-1.3
Brno/Turany	246	-1.3	0.2	4.3	10.1	14.9	18.0	20.0	19.8	14.7	9.3	4.2	-0.7
Ostrava/Mosnov	260	-1.4	0.0	3.5	8.9	13.8	17.1	19.1	18.7	13.7	9.0	4.2	-0.7
Prievidza	261	-1.2	0.5	4.5	10.7	15.6	18.5	20.6	20.1	14.9	9.9	5.0	-0.5
Katowice	284	-1.5	-0.3	3.1	8.6	13.7	16.8	18.8	18.1	13.2	8.5	3.7	-1.0
Częstochowa	295	-1.4	-0.1	3.3	9.5	14.7	17.2	20.0	19.5	14.1	8.9	3.8	-0.9
Zilina/Hricov	311	-2.3	-1.0	2.9	8.8	13.8	16.9	18.8	18.2	13.4	8.5	3.8	-1.4
Sliac	315	-2.8	-1.2	3.3	9.5	14.5	17.8	19.7	19.0	13.8	8.5	3.6	-2.1
Tusimice	328	-0.7	0.7	4.1	9.0	13.6	16.7	18.7	18.3	13.7	8.4	3.7	-0.2
Kucharovice	339	-1.2	0.3	4.1	9.5	14.3	17.5	19.7	19.5	14.4	9.0	3.9	-0.8
Jelenia Góra	344	-1.5	-0.2	2.7	7.6	12.4	15.4	17.4	16.8	12.4	7.9	3.2	-1.1
Praha/Ruzyne	365	-1.1	0.2	3.7	8.8	13.4	16.4	18.4	18.2	13.5	8.4	3.4	-0.5
Kłodzko	357	-1.8	-0.6	2.6	7.8	12.6	15.6	17.6	17.2	12.7	8.1	3.4	-1.2
Usti nad Labem	379	-1.1	0.3	3.7	9.1	13.6	16.5	18.7	18.3	13.7	8.4	3.4	-0.7
Bielsko-Biała	399	-1.1	0.1	3.2	8.7	13.5	16.5	18.6	18.1	13.5	9.1	4.3	-0.6
Liberec	401	-1.4	-0.3	2.8	7.9	12.7	15.6	17.7	17.2	12.8	8.1	3.4	-0.9
Dukovany	405	-1.6	-0.2	3.5	9.0	13.7	16.8	19.1	18.9	13.9	8.5	3.5	-1.3
Usti nad Orlici	406	-2.0	-0.8	2.8	8.2	13.1	16.2	18.1	17.8	13.0	8.1	3.4	-1.4
Temelin	507	-1.6	-0.2	3.3	8.3	13.2	16.2	18.3	18.1	13.1	8.1	3.1	-1.1
Kocelovice	522	-1.7	-0.5	3.0	7.9	12.8	15.9	17.8	17.6	12.7	7.7	2.7	-1.3
Kresin-Kramolin	533	-1.8	-0.5	2.8	7.9	12.8	15.8	17.8	17.6	12.8	7.9	2.9	-1.3
Pribislav	536	-2.4	-1.3	2.2	7.5	12.3	15.3	17.3	17.2	12.4	7.5	2.6	-2.0
Kostelni Myslova	573	-2.3	-1.0	2.6	7.8	12.7	15.8	17.7	17.6	12.7	7.6	2.5	-2.0
Karlovy Vary	607	-2.2	-1.1	2.2	7.0	11.8	14.8	16.8	16.5	11.8	6.9	2.2	-1.7
Liesek	693	-3.7	-2.6	0.8	6.4	11.8	14.8	16.7	16.3	11.4	6.9	2.0	-3.0
Svratouch	740	-3.1	-2.0	1.0	6.5	11.4	14.5	16.5	16.6	11.4	6.7	1.7	-2.7
Cervena	753	-3.8	-2.6	0.6	6.4	11.3	14.4	16.6	16.3	11.3	6.2	1.4	-3.4
Pec pod Snezkou	820	-3.7	-2.8	-0.3	4.4	9.7	12.8	14.7	14.3	9.8	5.3	0.7	-3.4
Churanov	1122	-3.2	-2.7	-0.2	4.3	9.3	12.3	14.1	14.0	9.5	5.4	0.8	-2.7
Lysa Hora	1327	-5.1	-5.1	-2.7	2.6	7.9	10.9	13.1	12.9	8.0	3.7	-0.8	-4.5
Śnieżka	1613	-5.8	-6.3	-4.6	-0.3	4.5	7.3	9.7	9.5	5.4	1.8	-2.2	-5.1
Chopok	2007	-7.7	-8.4	-6.7	-2.1	2.9	6.2	8.4	8.3	3.8	0.4	-3.9	-7.0

Załącznik 4. Najwyższa średnia dobowa wartość temperatury powietrza z wielolecia 1991-2010 wg miesięcy; średnią pogrubiono w sytuacji, gdy nie występuje ona w lipcu.

Nazwa stacji	wysokość n.p.m. [m]	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Wrocław	124	11.5	14.3	14.6	19.4	24.4	27.2	28.3	29.3	22.4	20.8	16.2	12.6
Hurbanovo	124	11.1	13.4	17.6	21.3	26.4	29.0	29.9	30.2	26.2	21.0	17.9	12.1
Bratislava-Letisko	134	12.4	14.8	15.5	20.3	25.4	27.9	29.7	28.7	24.6	20.0	17.7	11.9
Nitra	136	10.4	12.7	16.3	20.8	24.5	28.1	30.0	29.4	25.2	20.1	16.7	11.0
Kalisz	140	11.1	12.3	14.9	21.1	24.3	27.2	29.1	30.2	23.4	19.4	14.1	11.1
Dudince	140	9.6	12.3	16.7	21.6	26.4	30.2	31.9	32.2	25.3	21.2	15.7	11.1
Opole	163	11.4	12.7	15.4	22.2	24.8	27.8	28.8	32.3	22.6	19.6	16.3	12.0
Piestany	164	10.6	12.3	16.2	20.8	24.5	28.3	29.5	30.1	25.2	20.8	17.9	12.1
Łódź	190	10.3	11.7	14.7	21.3	25.3	26.7	29.1	29.4	23.3	19.1	13.6	10.0
Zielona Góra	192	11.5	12.6	15.4	21.9	25.2	29.4	30.1	30.6	23.1	19.3	14.3	11.2
Wielun	201	10.5	11.6	14.2	20.3	25.2	27.0	28.4	30.2	23.1	20.2	14.4	11.0
Holesov	224	10.1	10.1	15.1	19.8	24.4	26.8	28.7	29.9	24.4	20.0	17.9	11.7
Kraków	237	10.6	12.1	14.7	20.4	25.1	25.7	28.1	26.7	21.3	18.3	16.3	12.2
Brno/Turany	246	9.9	11.1	13.9	19.9	23.8	27.7	29.1	28.9	23.5	20.0	16.2	11.0
Ostrava/Mosnov	260	10.7	11.2	15.4	20.0	24.1	26.6	27.1	28.9	22.9	21.6	18.8	13.4
Prievidza	261	10.1	10.7	16.1	21.9	25.7	29.7	30.7	31.4	25.0	20.2	17.7	12.6
Katowice	284	10.3	11.2	14.9	19.2	23.6	26.5	28.3	28.4	22.0	19.2	16.8	11.7
Częstochowa	295	9.9	11.7	16.7	24.1	25.9	30.2	31.3	31.3	23.7	19.8	16.0	11.3
Zilina/Hricov	311	11.1	8.0	14.9	19.9	23.4	25.8	27.4	27.9	23.7	19.2	18.5	12.9
Sliac	315	8.3	11.0	14.9	18.1	22.9	25.5	27.7	27.1	22.9	17.6	14.1	9.7
Tusimice	328	11.4	12.2	15.3	19.1	23.4	26.5	27.6	27.7	21.7	20.1	14.6	11.4
Kucharovice	339	10.7	11.9	14.9	19.2	24.7	27.2	27.9	29.7	23.9	20.7	15.3	9.6
Jelenia Góra	344	11.6	13.0	14.6	19.4	23.3	27.0	26.1	27.9	21.9	20.1	14.5	11.7
Praha/Ruzyně	365	11.3	11.4	14.8	19.1	23.9	26.8	27.6	27.8	21.6	19.7	14.1	10.2
Kłodzko	357	10.6	10.5	14.1	18.8	22.4	25.7	26.0	28.3	22.0	18.8	13.9	10.2
Usti nad Labem	379	10.3	11.9	14.0	20.7	23.9	26.7	29.2	28.7	22.5	18.9	13.1	11.5
Bielsko-Biała	399	11.3	11.7	15.4	21.1	24.1	26.5	27.8	29.3	23.8	21.7	19.1	13.4
Liberec	401	9.9	10.6	13.0	21.1	24.0	26.5	27.9	29.9	22.2	18.3	13.1	10.6
Dukovany	405	9.4	10.7	14.2	20.1	24.2	25.8	27.7	28.5	22.6	19.7	14.6	9.7
Usti nad Orlici	406	10.1	9.9	13.1	19.3	23.8	26.9	26.6	28.9	21.7	19.1	14.4	9.2
Temelin	507	10.3	11.4	15.6	20.1	25.1	26.6	28.2	28.3	23.8	19.5	13.8	9.4
Kocelovice	522	10.8	11.1	15.1	18.2	23.7	26.	27.6	27.8	22.0	19.0	13.3	9.2
Kresin-Kramolin	533	9.3	11.1	14.0	18.7	23.2	25.8	27.3	28.2	23.4	18.9	13.6	9.4
Pribislav	536	8.4	10.5	12.9	17.6	22.9	25.0	25.8	26.7	21.3	18.1	12.6	8.7
Kostelni Myslova	573	9.4	10.3	16.0	18.1	23.4	25.3	27.0	27.8	21.7	18.9	12.7	8.6
Karlovy Vary	607	8.9	9.7	12.5	18.7	23.4	25.3	26.1	26.6	19.8	18.1	12.0	9.3
Liesek	693	9.7	8.4	13.1	18.1	22.6	24.2	26.4	26.7	22.6	19.4	16.2	10.6
Svratouch	740	7.8	9.0	12.4	17.4	23.6	24.8	25.9	25.9	21.0	16.7	11.9	7.6
Cervena	753	6.7	7.7	11.7	18.3	22.6	26.3	26.5	26.8	20.9	16.7	13.6	7.8
Pec pod Snezkou	820	6.2	8.1	8.0	16.2	22.8	22.9	22.8	22.9	17.8	14.7	10.2	6.7
Churanov	1122	9.7	9.1	11.6	16.8	21.1	23.8	24.8	25.7	19.6	16.0	13.7	8.3
Lysa Hora	1327	8.2	4.7	8.8	13.9	20.2	22.1	23.3	22.8	17.6	16.9	10.2	7.3
Śnieżka	1613	7.3	5.7	7.9	11.3	15.7	18.4	20.4	19.7	15.7	14.1	10.9	10.2
Chopok	2007	4.8	3.8	5.2	7.4	13.7	16.3	17.8	22.7	13.4	11.8	10.6	6.5

Załącznik 5. Najniższa średnia dobową wartość temperatury powietrza z wielolecia 1991-2010 wg miesięcy; średnią pogrubiono w sytuacji, gdy nie występuje ona w styczniu.

Nazwa stacji	wysokość n.p.m. [m]	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Wrocław	124	-19.4	-15.3	-8.7	-1.7	5.7	8.9	11.5	10.1	6.1	-2.6	-8.7	-16.5
Hurbanovo	124	-15.4	-13.8	-6.8	0.3	7.6	10.0	13.2	11.2	7.5	-3.3	-7.2	-15.4
Bratislava-Letisko	134	-14.7	-13.6	-6.8	-0.3	7.8	10.1	13.9	11.3	7.9	-1.6	-7.1	-13.9
Nitra	136	-16.7	-15.3	-7.9	-0.2	7.4	9.9	12.7	11.1	7.2	-3.8	-8.7	-15.7
Kalisz	140	-21.6	-14.6	-7.6	-2.2	4.5	9.4	11.7	9.7	5.6	-2.1	-10.8	-15.5
Dudince	140	-19.4	-13.2	-10.1	0.5	7.5	9.8	13.3	11.4	6.9	-4.3	-9.3	-19.1
Opole	163	-20.9	-15.5	-7.3	-1.9	5.4	9.1	11.6	9.7	5.8	-1.7	-8.8	-18.3
Piestany	164	-14.9	-11.1	-8.6	-1.3	7.2	9.3	12.4	9.9	6.5	-2.3	-9.9	-17.4
Łódź	190	-23.7	-14.5	-9.4	-2.8	3.4	8.7	11.3	9.4	5.1	-3.6	-11.2	-17.6
Zielona Góra	192	-19.1	-13.7	-6.1	-2.4	3.8	8.4	10.8	9.9	5.9	-0.9	-9.3	-15.1
Wielun	201	-21.7	-15.1	-9.4	-2.3	3.9	8.7	10.9	8.8	5.3	-2.4	-10.0	-16.6
Holesov	224	-20.7	-18.3	-9.4	-1.4	5.2	8.5	11.8	9.8	6.3	-1.8	-11.1	-19.4
Kraków	237	-22.6	-16.8	-8.9	-2.1	4.4	8.7	11.3	10.4	5.4	-2.1	-9.7	-21.4
Brno/Turany	246	-17.9	-12.2	-9.6	-1.2	5.2	8.2	12.0	11.2	6.6	-1.4	-7.9	-17.3
Ostrava/Mosnov	260	-21.6	-16.9	-8.6	-2.4	5.3	8.6	11.7	10.2	5.4	-2.6	-10.8	-21.6
Prievidza	261	-16.1	-13.4	-11.1	-1.1	5.2	8.5	11.2	9.7	5.9	-2.1	-13.1	-18.0
Katowice	284	-23.6	-15.5	-8.4	-3.0	3.4	8.3	11.2	9.1	5.2	-3.1	-10.2	-19.4
Częstochowa	295	-21.4	-15.7	-8.1	-2.8	3.8	8.7	10.9	8.7	5.0	-3.1	-10.2	-16.8
Zilina/Hricov	311	-18.4	-14.6	-11.3	-2.5	4.5	8.7	10.7	9.5	5.6	-1.9	-12.7	-17.3
Sliac	315	-19.6	-17.3	-12.2	-0.8	5.1	9.1	11.6	9.5	5.3	-4.1	-11.2	-19.2
Tusimice	328	-15.2	-12.9	-8.2	-1.8	5.7	8.3	11.1	10.4	6.6	-2.4	-8.7	-17.2
Kucharovice	339	-15.5	-12.8	-8.7	-2.4	5.8	8.2	10.7	9.7	5.6	-1.4	-6.7	-16.7
Jelenia Góra	344	-20.1	-18.7	-10.6	-4.1	3.6	6.5	9.3	8.8	4.7	-3.4	-10.8	-22.6
Praha/Ruzyne	365	-16.6	-14.6	-8.4	-2.7	5.2	8.0	10.3	9.6	5.2	-2.3	-9.1	-19.5
Kłodzko	357	-20.9	-16.4	-9.7	-2.5	4.2	7.6	10.3	8.9	4.1	-3.7	-10.8	-22.8
Usti nad Labem	379	-13.9	-14.2	-7.0	-2.9	5.0	7.9	10.3	9.7	6.1	-1.7	-7.7	-15.5
Bielsko-Biała	399	-22.0	-16.6	-9.2	-3.6	4.4	6.6	10.3	8.7	4.4	-3.3	-10.4	-20.3
Liberec	401	-18.7	-17.1	-7.3	-3.8	4.2	6.9	9.6	8.6	4.9	-3.5	-9.5	-19.5
Dukovany	405	-15.8	-12.8	-8.5	-2.4	5.1	8.1	10.0	9.2	5.2	-2.1	-7.3	-16.6
Usti nad Orlici	406	-18.6	-14.3	-8.5	-2.9	3.7	7.0	9.3	7.8	4.6	-2.9	-9.2	-19.2
Temelin	507	-14.6	-13.7	-10.2	-3.3	4.1	5.8	9.8	8.3	4.4	-2.4	-8.4	-18.4
Kocelovice	522	-14.7	-15.3	-10.1	-4.1	4.8	6.7	9.7	8.2	3.9	-3.2	-8.4	-18.0
Kresin-Kramolin	533	-17.8	-13.8	-10.1	-4.2	3.7	6.3	8.8	8.5	4.0	-3.1	-8.9	-17.8
Pribislav	536	-20.5	-14.9	-9.8	-3.9	3.4	5.6	8.7	7.4	3.8	-3.3	-10.3	-18.6
Kostelni Myslova	573	-16.3	-13.7	-10.6	-3.4	3.3	6.2	8.9	7.3	4.5	-2.8	-8.3	-16.1
Karlovy Vary	607	-14.3	-16.1	-9.3	-4.9	2.9	6.1	8.3	7.3	3.6	-3.6	-8.4	-17.1
Liesek	693	-23.2	-18.4	-12.1	-5.8	-5.7	5.4	-5.3	7.6	2.9	-4.3	-12.5	-22.7
Svratouch	740	-17.1	-14.8	-10.7	-5.8	1.6	4.5	7.4	6.1	2.4	-4.6	-11.1	-15.9
Cervena	753	-23.1	-17.3	-11.1	-5.7	1.9	5.0	8.2	5.6	1.7	-6.6	-11.8	-17.6
Pec pod Snezkou	820	-14.6	-17.1	-10.4	-6.7	0.9	3.7	7.2	6.2	0.3	-5.2	-10.9	-17.1
Churanov	1122	-16.0	-19.0	-11.6	-8.7	-0.2	2.1	5.3	3.4	-0.2	-7.5	-12.2	-18.1
Lysa Hora	1327	-19.0	-20.3	-14.3	-10.3	-2.2	1.3	3.4	2.2	-0.8	-9.6	-14.8	-20.8
Śnieżka	1613	-18.7	-21.2	-16.6	-12.6	-4.5	-1.7	0.2	0.3	-3.9	-11.0	-14.1	-18.9
Chopok	2007	-21.6	-24.0	-20.1	-15.8	-6.7	-2.8	-0.8	-1.9	-5.3	-13.4	-16.2	-22.3

Załącznik 6. Odchylenie standardowe temperatury powietrza SDV z wielolecia 1991-2010; pogrubiono najwyższe i najniższe SDV stacji; kolor czerwony i zielony – odpowiednio SDV_{max} i SDV_{min}

Nazwa stacji	wysokość n.p.m. [m]	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Wrocław	124	5.5	4.7	4.0	3.9	3.5	3.4	3.2	3.0	3.1	4.0	4.2	4.8
Hurbanovo	124	4.3	4.5	4.0	4.0	3.6	3.6	3.3	3.2	3.3	4.3	4.4	4.4
Bratislava-Letisko	134	4.4	4.6	3.9	3.9	3.4	3.5	3.2	3.1	3.1	4.1	4.2	4.2
Nitra	136	4.4	4.4	3.9	3.9	3.4	3.4	3.2	3.3	3.3	4.2	4.3	4.5
Kalisz	140	5.4	4.5	4.1	4.3	3.9	3.5	3.5	3.3	3.3	4.1	4.2	4.8
Dudince	140	4.5	4.5	4.0	3.9	3.5	3.6	3.6	3.7	3.4	4.2	4.2	4.8
Opole	163	5.5	4.8	4.2	4.3	3.9	3.6	3.3	3.2	3.3	4.2	4.5	4.9
Piestany	164	4.5	4.4	4.0	4.1	3.5	3.4	3.2	3.3	3.4	4.3	4.5	4.6
Łódź	190	5.5	4.5	4.2	4.4	3.9	3.5	3.5	3.2	3.3	4.2	4.3	4.9
Zielona Góra	192	5.2	4.5	4.2	4.5	4.0	3.8	3.8	3.4	3.3	4.0	4.1	4.6
Wielun	201	5.4	4.6	4.2	4.3	3.8	3.4	3.4	3.2	3.3	4.2	4.4	4.8
Holesov	224	5.2	4.7	4.1	4.2	3.6	3.4	3.3	3.2	3.4	4.2	4.5	4.7
Kraków	237	5.7	4.9	4.2	4.1	3.6	3.3	3.1	3.0	3.1	4.1	4.4	5.1
Brno/Turany	246	4.6	4.4	4.1	4.1	3.5	3.5	3.3	3.2	3.2	3.9	4.2	4.3
Ostrava/Mosnov	260	5.4	4.9	4.2	4.1	3.5	3.4	3.1	3.1	3.2	4.3	4.7	5.0
Prievidza	261	4.4	4.2	4.0	4.2	3.7	3.6	3.6	3.6	3.5	4.3	4.5	4.6
Katowice	284	5.5	4.9	4.3	4.3	3.8	3.5	3.2	3.1	3.3	4.3	4.5	5.0
Częstochowa	295	5.3	4.8	4.4	4.9	4.4	4.0	3.8	3.7	3.7	4.4	4.5	4.7
Zilina/Hricov	311	4.6	4.0	3.8	4.0	3.5	3.3	3.1	2.9	3.1	4.1	4.4	4.7
Sliac	315	5.0	4.5	3.7	3.7	3.2	3.2	3.0	3.0	3.0	4.2	4.2	5.1
Tusimice	328	5.2	4.7	3.9	4.0	3.5	3.5	3.1	3.0	3.0	3.9	3.7	4.7
Kucharovice	339	4.6	4.5	4.1	4.1	3.6	3.6	3.4	3.3	3.3	3.9	4.1	4.3
Jelenia Góra	344	5.9	5.0	4.2	4.3	3.7	3.5	3.1	3.0	3.2	4.1	4.4	5.5
Praha/Ruzyně	365	5.1	4.8	4.1	4.2	3.6	3.6	3.4	3.1	3.2	4.0	3.9	4.7
Kłodzko	357	5.7	5.0	4.1	4.0	3.5	3.3	2.9	3.0	3.1	4.1	4.4	5.1
Usti nad Labem	379	4.8	4.4	4.0	4.5	3.9	3.8	3.6	3.3	3.3	3.9	3.8	4.4
Bielsko-Biała	399	5.9	5.2	4.7	4.6	4.0	3.7	3.4	3.3	3.6	4.7	5.2	5.4
Liberec	401	4.9	4.5	4.0	4.5	3.9	3.8	3.5	3.2	3.4	4.1	4.0	4.5
Dukovany	405	4.4	4.4	4.1	4.2	3.7	3.6	3.4	3.4	3.3	4.0	4.1	4.2
Usti nad Orlici	406	5.0	4.6	3.9	4.2	3.7	3.6	3.3	3.2	3.3	4.1	4.2	4.6
Temelin	507	5.0	4.8	4.3	4.3	3.8	3.8	3.5	3.5	3.3	4.0	4.0	4.5
Kocelovice	522	5.0	4.8	4.1	4.2	3.7	3.8	3.4	3.3	3.2	4.0	3.8	4.5
Kresin-Kramolin	533	5.0	4.7	4.4	4.4	3.9	3.8	3.5	3.5	3.4	4.1	4.1	4.6
Pribislav	536	4.8	4.6	4.0	4.2	3.7	3.6	3.3	3.4	3.2	4.0	4.1	4.5
Kostelni Myslova	573	4.7	4.5	4.3	4.2	3.7	3.7	3.5	3.4	3.3	4.0	4.1	4.2
Karlovy Vary	607	4.8	4.5	4.0	4.2	3.8	3.9	3.6	3.3	3.3	4.0	3.7	4.4
Liesek	693	5.4	5.0	4.4	4.3	3.9	3.5	3.5	3.3	3.5	4.4	4.9	5.4
Svratouch	740	4.5	4.5	4.3	4.7	4.1	4.0	3.9	3.7	3.6	4.2	4.2	4.2
Cervena	753	4.6	4.5	4.4	4.7	4.2	3.9	3.8	3.6	3.7	4.5	4.5	4.3
Pec pod Snezkou	820	4.4	4.4	3.6	3.8	3.7	3.6	3.2	3.0	3.1	3.9	3.9	4.3
Churanov	1122	4.7	4.9	4.5	4.6	4.2	4.2	3.8	3.7	3.8	4.6	4.7	4.5
Lysa Hora	1327	4.6	4.6	4.5	4.8	4.5	4.2	4.0	3.8	3.8	4.7	4.6	4.5
Śnieżka	1613	4.6	4.9	4.6	4.6	4.3	4.2	3.9	3.7	3.7	4.7	4.8	4.8
Chopok	2007	4.7	4.8	4.6	4.3	4.0	3.9	3.6	3.4	3.5	4.8	4.9	4.8

Zař. 7. Kurtoza temperatury powietrza K z wielolecia 1991-2010; pogrubiono ujemne wartořci K dla stacji; kolor żółty – K=0; kolor czerwony i zielony – odpowiednio K_{max} i K_{min}

Nazwa stacji	wysokoř n.p.m. [m]	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Wrocław	124	0.2	0.3	-0.3	-0.2	-0.4	-0.4	-0.3	0.2	-0.6	-0.4	0.0	0.9
Hurbanovo	124	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.5	-0.3	-0.6	0.0	-0.5	-0.3	-0.3	0.3
Bratislava-Letisko	134	0.0	0.2	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.6	0.0	-0.6	-0.3	-0.2	0.4
Nitra	136	0.1	0.2	-0.1	-0.2	-0.5	-0.3	-0.5	-0.1	-0.6	-0.3	-0.4	0.5
Kalisz	140	0.5	0.1	-0.4	0.0	-0.4	-0.3	-0.3	0.2	-0.4	-0.6	0.1	0.6
Dudince	140	0.5	-0.2	0.1	0.2	-0.4	-0.3	-0.5	0.2	-0.5	-0.3	-0.3	0.7
Opole	163	0.3	0.4	-0.3	0.2	-0.5	-0.3	-0.3	1.0	-0.6	-0.4	-0.2	1.0
Piestany	164	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	-0.4	-0.3	-0.4	0.2	-0.6	-0.2	-0.2	0.4
Łódź	190	0.4	0.1	-0.4	0.0	-0.4	-0.3	-0.5	0.1	-0.5	-0.6	-0.1	0.7
Zielona Góra	192	0.4	0.1	-0.5	-0.1	-0.5	-0.6	-0.3	-0.2	-0.4	-0.6	-0.1	0.5
Wielun	201	0.3	0.2	-0.3	-0.1	-0.4	-0.3	-0.3	0.1	-0.5	-0.6	-0.2	0.9
Holesov	224	0.3	0.3	0.0	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	0.3	-0.5	-0.4	0.0	0.7
Kraków	237	0.1	0.5	-0.3	-0.2	-0.4	-0.4	-0.4	0.0	-0.5	-0.7	0.0	1.1
Brno/Turany	246	0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.2	-0.6	-0.5	-0.3	0.6
Ostrava/Mosnov	260	0.2	0.6	-0.1	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	0.3	-0.4	-0.3	0.1	1.2
Prievidza	261	0.1	0.1	0.4	0.1	-0.4	-0.3	-0.5	0.5	-0.6	-0.5	-0.1	0.5
Katowice	284	0.2	0.2	-0.3	-0.2	-0.5	-0.3	-0.4	0.1	-0.5	-0.6	-0.2	0.8
Częstochowa	295	0.2	0.1	-0.3	0.1	-0.4	-0.1	-0.4	0.1	-0.6	-0.5	-0.2	0.6
Zilina/Hricov	311	0.2	0.4	0.6	-0.3	-0.5	-0.5	-0.4	0.1	-0.5	-0.5	0.2	0.6
Sliac	315	0.2	0.4	1.0	-0.2	-0.5	-0.4	-0.4	0.2	-0.6	-0.4	-0.3	0.3
Tusimice	328	-0.4	-0.1	-0.2	-0.4	-0.6	-0.6	-0.3	-0.1	-0.5	-0.4	0.1	0.6
Kucharovice	339	-0.2	-0.1	-0.2	-0.4	-0.5	-0.5	-0.5	0.0	-0.6	-0.5	-0.4	0.6
Jelenia Góra	344	-0.1	0.3	0.2	0.0	-0.4	0.0	-0.2	0.3	-0.5	-0.4	0.1	1.3
Praha/Ruzyne	365	-0.3	-0.2	-0.1	-0.3	-0.5	-0.6	-0.3	-0.1	-0.6	-0.4	0.1	1.0
Kłodzko	357	0.1	0.2	0.0	-0.2	-0.4	-0.3	-0.2	0.3	-0.4	-0.4	-0.1	1.3
Usti nad Labem	379	-0.4	-0.2	-0.4	-0.3	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2	-0.6	-0.6	-0.2	0.3
Bielsko-Biala	399	-0.2	0.0	-0.5	-0.2	-0.5	-0.3	-0.4	0.2	-0.4	-0.6	-0.2	0.4
Liberec	401	0.2	0.1	-0.3	-0.2	-0.5	-0.4	-0.4	0.2	-0.7	-0.5	-0.3	1.1
Dukovany	405	-0.3	-0.2	-0.3	-0.4	-0.5	-0.6	-0.5	0.0	-0.6	-0.6	-0.5	0.6
Usti nad Orlici	406	0.0	-0.2	0.0	-0.3	-0.5	-0.3	-0.5	0.0	-0.6	-0.5	-0.4	0.7
Temelin	507	-0.4	-0.3	0.0	-0.4	-0.6	-0.5	-0.4	0.1	-0.3	-0.5	-0.2	0.8
Kocelovice	522	-0.3	-0.3	-0.1	-0.5	-0.5	-0.6	-0.5	0.0	-0.4	-0.6	-0.1	0.7
Kresin-Kramolin	533	-0.3	-0.4	-0.2	-0.3	-0.6	-0.5	-0.4	0.0	-0.5	-0.6	-0.4	0.6
Pribislav	536	0.0	-0.2	-0.2	-0.4	-0.5	-0.3	-0.5	-0.1	-0.5	-0.5	-0.4	0.8
Kostelni Myslova	573	-0.3	-0.3	0.0	-0.5	-0.6	-0.6	-0.5	0.0	-0.5	-0.6	-0.4	0.3
Karlovy Vary	607	-0.5	-0.3	-0.3	-0.3	-0.5	-0.7	-0.4	0.0	-0.5	-0.6	0.0	0.5
Liesek	693	-0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	-0.4	1.8	0.6	-0.2	-0.4	-0.2	0.5
Svratouch	740	-0.4	-0.4	-0.4	-0.5	-0.5	-0.6	-0.5	-0.2	-0.6	-0.7	-0.5	0.2
Cervena	753	0.2	-0.1	-0.4	-0.4	-0.5	-0.5	-0.5	0.0	-0.6	-0.6	-0.4	0.3
Pec pod Snezkou	820	-0.6	0.0	-0.3	0.4	-0.3	-0.4	-0.4	-0.2	-0.5	-0.7	-0.2	0.1
Churanov	1122	-0.5	-0.4	-0.5	-0.4	-0.5	-0.6	-0.5	-0.1	-0.6	-0.6	-0.3	0.2
Lysa Hora	1327	-0.1	-0.4	-0.5	-0.3	-0.6	-0.5	-0.6	-0.2	-0.7	-0.5	-0.5	-0.1
Śnieżka	1613	-0.2	-0.3	-0.6	-0.3	-0.6	-0.5	-0.5	-0.4	-0.7	-0.6	-0.5	0.0
Chopok	2007	-0.3	-0.4	-0.5	0.2	-0.5	-0.6	-0.5	0.6	-0.8	-0.5	-0.5	-0.3

Zař. 8. Skošnoř rozkładu temperatury powietrza S z wielolecia 1991-2010; pogrubiono dodatkowo wartořci S dla stacji; kolor Źółty – S=0; kolor czerwony i zielony – odpowiednio S_{max} i S_{min}

Nazwa stacji	wysokoř n.p.m. [m]	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Wrocław	124	-0.5	-0.3	-0.1	0.0	0.0	0.1	0.3	0.0	0.1	-0.2	-0.2	-0.7
Hurbanovo	124	-0.1	-0.2	0.0	-0.2	0.0	0.0	0.0	-0.1	0.1	-0.1	0.0	-0.4
Bratislava-Letisko	134	0.1	-0.2	-0.1	-0.3	0.0	-0.1	-0.1	-0.2	0.0	-0.2	-0.1	-0.5
Nitra	136	-0.3	-0.3	0.0	-0.2	0.0	0.0	0.0	-0.1	0.1	-0.1	-0.1	-0.6
Kalisz	140	-0.7	-0.3	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.0	0.2	-0.1	-0.3	-0.7
Dudince	140	-0.6	-0.3	-0.1	-0.1	0.1	0.0	0.1	0.2	0.1	-0.1	-0.2	-0.7
Opole	163	-0.6	-0.4	-0.1	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.1	-0.1	-0.2	-0.8
Piestany	164	-0.2	-0.2	0.0	-0.2	0.0	0.1	0.0	-0.1	0.1	-0.1	0.0	-0.4
Łódź	190	-0.6	-0.3	0.0	0.1	0.2	0.2	0.2	0.0	0.2	-0.1	-0.3	-0.8
Zielona Góra	192	-0.6	-0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.3	0.0	0.3	-0.1	-0.2	-0.6
Wielun	201	-0.6	-0.3	0.0	0.0	0.1	0.2	0.3	0.0	0.1	-0.1	-0.2	-0.8
Holesov	224	-0.6	-0.5	-0.1	-0.1	0.1	0.1	0.2	0.0	0.2	-0.1	0.0	-0.6
Kraków	237	-0.5	-0.5	-0.2	-0.1	0.1	0.1	0.1	-0.1	0.0	0.0	-0.2	-0.9
Brno/Turany	246	-0.4	-0.3	-0.2	-0.1	0.0	0.0	0.1	-0.1	0.0	-0.1	-0.1	-0.6
Ostrava/Mosnov	260	-0.5	-0.5	-0.2	-0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	-0.1	-0.7
Prievidza	261	-0.4	-0.4	-0.2	-0.1	0.1	0.0	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	-0.5
Katowice	284	-0.5	-0.4	-0.2	0.0	0.1	0.2	0.2	0.0	0.1	0.0	-0.1	-0.7
Częstochowa	295	-0.5	-0.2	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.0	-0.2	-0.6
Zilina/Hricov	311	-0.5	-0.7	-0.3	-0.2	0.0	0.0	0.0	-0.2	0.2	-0.1	0.1	-0.5
Sliac	315	-0.6	-0.6	-0.4	-0.3	-0.1	0.0	0.0	-0.3	0.1	-0.3	-0.2	-0.7
Tusimice	328	-0.1	-0.2	-0.1	0.0	0.1	0.0	0.2	0.0	0.2	-0.2	-0.2	-0.5
Kucharovice	339	-0.1	-0.2	0.0	-0.2	0.1	0.0	0.1	-0.1	0.0	-0.1	-0.1	-0.5
Jelenia Góra	344	-0.4	-0.4	-0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.1	0.2	-0.1	-0.2	-0.9
Praha/Ruzyne	365	-0.1	-0.3	-0.2	0.0	0.1	0.1	0.2	0.0	0.1	-0.2	-0.2	-0.7
Kłodzko	357	-0.5	-0.5	-0.2	0.0	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	-0.1	-0.2	-0.8
Usti nad Labem	379	0.0	-0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.2	-0.1	-0.1	-0.5
Bielsko-Biala	399	-0.3	-0.2	0.0	-0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.0	0.0	-0.4
Liberec	401	-0.4	-0.3	-0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	-0.2	-0.1	-0.8
Dukovany	405	-0.1	-0.2	0.0	-0.1	0.1	0.1	0.1	-0.1	0.0	-0.1	0.0	-0.5
Usti nad Orlici	406	-0.3	-0.3	-0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	-0.1	0.1	-0.1	0.0	-0.7
Temelin	507	-0.1	-0.2	-0.2	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	-0.1	-0.1	-0.6
Kocelovice	522	0.0	-0.2	-0.2	0.0	0.2	0.1	0.1	0.0	0.1	-0.1	-0.1	-0.5
Kresin-Kramolin	533	-0.1	-0.1	-0.1	0.0	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	-0.1	-0.1	-0.6
Pribislav	536	-0.3	-0.3	-0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	-0.1	0.0	-0.1	-0.1	-0.7
Kostelni Myslova	573	0.0	-0.1	0.0	-0.1	0.0	0.1	0.1	-0.1	0.1	-0.1	0.0	-0.4
Karlovy Vary	607	-0.1	-0.2	-0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.0	0.1	-0.2	-0.2	-0.5
Liesek	693	-0.4	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	0.0	-0.3	0.3	0.2	-0.1	-0.1	-0.6
Svratouch	740	0.0	-0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	-0.1	0.1	-0.1	0.0	-0.4
Cervena	753	-0.4	-0.3	0.0	0.0	0.1	0.2	0.2	0.0	0.0	-0.1	0.0	-0.4
Pec pod Snezkou	820	-0.2	-0.4	-0.4	0.1	0.1	0.1	0.2	-0.2	0.1	-0.2	-0.2	-0.6
Churanov	1122	-0.2	-0.2	-0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.0	0.1	-0.1	0.0	-0.5
Lysa Hora	1327	-0.3	-0.1	-0.1	-0.1	0.1	0.0	0.1	-0.1	-0.1	-0.2	0.0	-0.4
Śnieżka	1613	-0.1	-0.1	-0.1	0.0	0.1	0.2	0.3	-0.1	0.0	-0.1	0.1	-0.1
Chopok	2007	-0.2	-0.1	-0.3	-0.5	0.1	0.0	0.0	-0.1	-0.1	-0.4	-0.2	-0.3

Załącznik 9. Uogólnione wartości i zakresy wahań estymowanej średniej temperatury powietrza dla miesięcy zimowych [°C] w poszczególnych typach cyrkulacji według pięter hipsometrycznych

Granica piętra	200m n.p.m.		550m n.p.m.		900m n.p.m.		1260m n.p.m.		Szczyty >1260m n.p.m.
Skłon pasma Sudetów	NE	SW	NE	SW	NE	SW	NE	SW	----
Grudzień									
SWAAD	-1	-1	(-2;0)	-2	(-2;0)	-3	(-3;-2)	(-4;-3)	-3
SWAAW	4	(3;4)	(3;4)	2	(0;2)	0	(-1;0)	(-2;-1)	-2
NWAAD	(-3;-2)	-2	(-4;-3)	-4	(-5;-4)	(-6;-5)	(-6;-5)	(-7;-6)	-6
NWAAW	(3;4)	4	(2;3)	(0;1)	(0;1)	(-2;0)	(-2;-1)	(-2;0)	-2
SWACD	3	3	(1;2)	(0;1)	0	-1	(-3;-2)	(-3;-2)	-3
NWACD	-1	0	(-3;-2)	(-3;-2)	-5	-5	(-8;-7)	(-8;-7)	-9
SWCAW	(1;2)	2	(0;2)	1	(0;1)	(0;1)	(-3;-1)	(-3;-1)	-2
SWCCW	(2;3)	3	(1;2)	(0;1)	(-1;0)	-1	(-3;-1)	(-3;-2)	-4
Styczeń									
SWAAD	(-2;-1)	-3	(-3;0)	(-5;-3)	(-4;-1)	(-7;-5)	(-5;-3)	(-6;-5)	-4
SWAAW	0	0	(-1;1)	(-2;-1)	(-3;-2)	(-5;-4)	(-5;-4)	(-6;-5)	-5
NWAAD	-1	-1	(-2;-3)	-4	(-4;-3)	-5	(-6;-5)	-7	-7
NWAAW	(4;5)	5	(2;3)	(2;3)	(0;1)	(0;1)	-2	-2	-3
SWACD	-3	-2	(-5;-4)	-4	-6	-6	-8	-8	-9
NWACD	-2	(-2;-1)	-4	(-4;-3)	(-7;-6)	(-7;-6)	-8	-8	-9
SWCAW	(0;1)	1	0	-1	(-2;-1)	(-2;-1)	(-4;-3)	(-4;-1)	-5
SWCCW	0	0	-1	-1	(-3;-1)	(-4;-3)	(-4;-3)	(-4;-2)	-4
Luty									
SWAAD	-1	-2	(-4;-2)	(-3;-2)	(-4;-3)	(-5;-2)	-4	-4	-4
SWAAW	4	5	(2;3)	(3;4)	2	(1;2)	(-1;1)	0	-1
NWAAD	0	(0;1)	(-2;-1)	-2	(-4;-3)	-4	(-5;-4)	-6	-6
NWAAW	(4;5)	5	(3;4)	(1;2)	(0;1)	0	(-2;0)	(-2;-1)	-3
SWACD	-1	0	(-3;-2)	-3	-5	-5	(-8;-7)	(-8;-7)	-9
NWACD	-3	-2	-5	(-5;-4)	(-8;-7)	-8	(-10;-9)	(-10;-9)	-12
SWCAW	(2;3)	2	(0;2)	(0;1)	(-2;-1)	(-3;1)	(-3;-1)	(-4;-2)	-1
SWCCW	2	2	(1;2)	(0;1)	(-2;-1)	(-3;0)	(-3;-2)	(-5;-4)	-5

Załącznik 10. Uogólnione wartości i zakresy wahań estymowanej średniej temperatury powietrza dla miesięcy wiosennych [°C] w poszczególnych typach cyrkulacji według pięter hipsometrycznych

Granica piętra	200m n.p.m.		550m n.p.m.		900m n.p.m.		1260m n.p.m.		Szczyty >1260m n.p.m.
Sklon pasma Sudetów	NE	SW	NE	SW	NE	SW	NE	SW	----
Marzec									
SWAAD	(5;6)	6	(3;4)	(3;4)	(1;2)	(1;2)	0	0	-1
SWAAW	8	8	(6;7)	(5;6)	(4;5)	(3;4)	(2;3)	2	1
NWAAD	7	8	5	(5;6)	3	3	(0;1)	1	-1
NWAAW	(7;8)	(8;9)	(5;6)	(5;6)	3	(2;3)	(0;1)	(0;1)	-1
SWACD	(1;2)	2	(0;-1)	(0;-1)	(-4;-3)	(-4;-3)	-6	-6	-8
NWACD	1	(1;2)	(-3;-2)	(-2;-1)	(-5;-4)	-5	-8	-7	-10
SWCAW	(6;7)	7	(4;5)	(4;5)	(2;3)	(2;3)	1	1	-1
SWCCW	(6;7)	7	(4;5)	(4;5)	(1;3)	(1;3)	0	0	-1
Kwiecień									
SWAAD	(5;6)	6	3	3	(0;1)	(0;1)	(-3;-2)	(-4;-2)	-4
SWAAW	(12;13)	13	(9;10)	10	(7;9)	(7;9)	(4;5)	(4;6)	3
NWAAD	8	9	(5;6)	(5;6)	(2;4)	2	(0;1)	-1	-2
NWAAW	12-13	13	10	10	(7;8)	(6;7)	(4;5)	4	3
SWACD	(6;7)	(6;7)	(4;5)	(3;5)	(1;2)	(0;1)	-1	-2	-3
NWACD	5	6	2	(2;3)	(-1;0)	(-2;0)	(-4;-3)	(-4;-3)	-6
SWCAW	(12;13)	(12;13)	(9;10)	(9;10)	(7;8)	(7;8)	5	(3;4)	3
SWCCW	(10;11)	11	(8;9)	(8;9)	(5;6)	(5;6)	(2;3)	(2;3)	1
Maj									
SWAAD	15	15	12	(12;13)	(9;10)	10	(7;8)	(7;8)	5
SWAAW	(16;17)	(16;17)	(14;15)	(14;15)	12	(12;13)	(9;10)	9	7
NWAAD	13	14	(11;12)	(10;11)	(8;9)	8	6	(4;6)	4
NWAAW	15	16	(13;14)	(12;13)	(11;12)	10	8	(6;8)	6
SWACD	(11;12)	(11;12)	(8;9)	8	(6;7)	(5;6)	(3;4)	(2;3)	2
NWACD	(10;11)	11	(8;9)	8	(4;6)	5	2	2	0
SWCAW	(15;16)	(16;17)	(13;15)	(13;14)	(11;12)	(9;11)	(8;9)	(7;9)	7
SWCCW	(14;15)	15	(12;13)	(11;12)	(9;10)	(8;9)	7	(6;7)	5

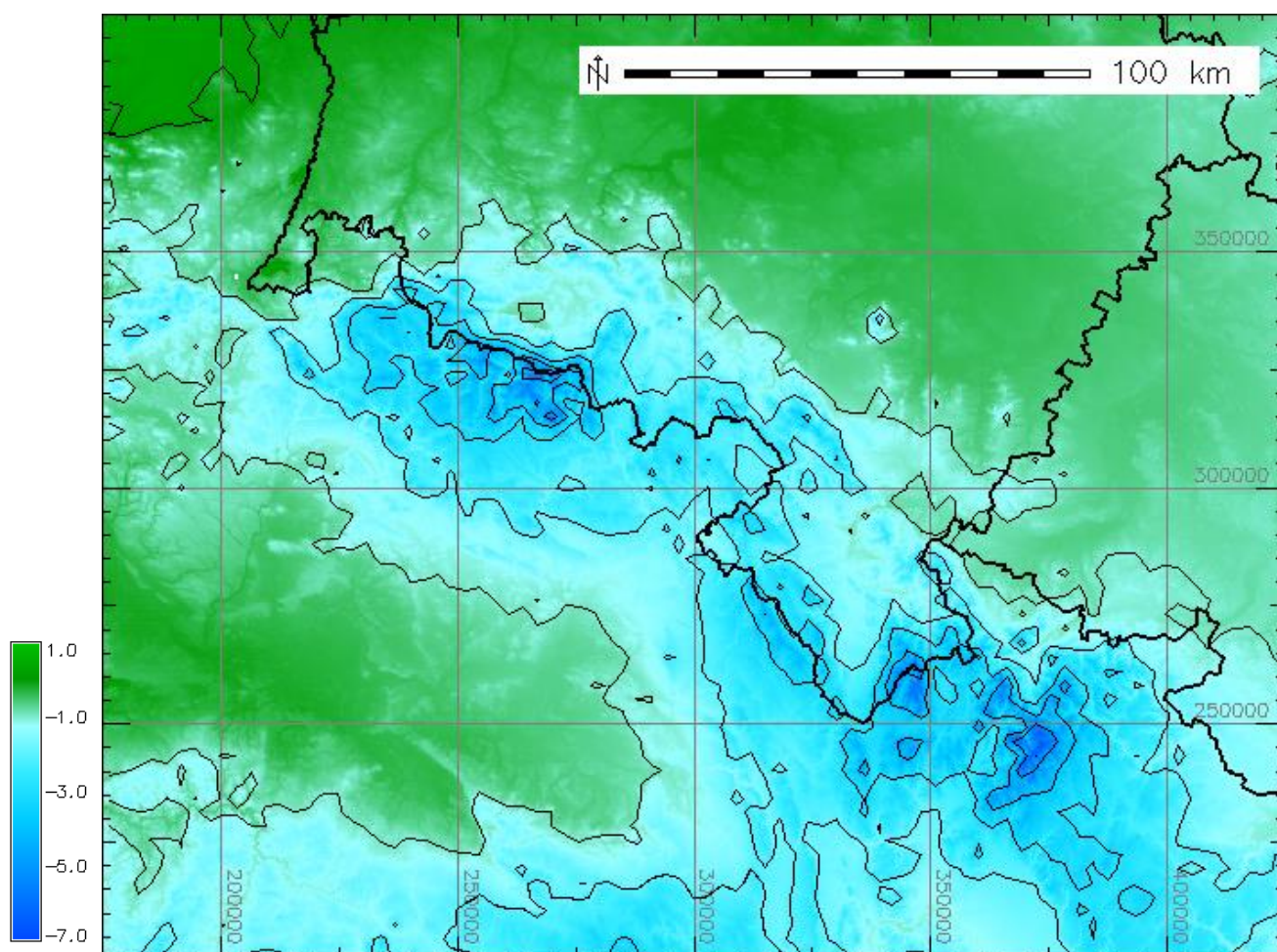
Załącznik 11. Uogólnione wartości i zakresy wahań estymowanej średniej temperatury powietrza dla miesięcy letnich [°C] w poszczególnych typach cyrkulacji według pięter hipsometrycznych

Granica piętra	200m n.p.m.		550m n.p.m.		900m n.p.m.		1260m n.p.m.		Szczyty > 1260m n.p.m.
Słon pasma Sudetów	NE	SW	NE	SW	NE	SW	NE	SW	---
Czerwiec									
SWAAD	(17;18)	(17;18)	15	15	(12;13)	(12;13)	(9;10)	(9;10)	8
SWAAW	(20;21)	21	(18;19)	18	(16;17)	(15;16)	14	(13;14)	12
NWAAD	17	18	(14;15)	14	(12;13)	(11;12)	9	9	7
NWAAW	19	20	(17;18)	17	(15;16)	(14;15)	(12;13)	(11;12)	11
SWACD	(14;15)	(14;15)	(11;13)	(11;12)	(8;10)	(8;10)	(6;7)	6	4
NWACD	14	15	(11;12)	11	(8;10)	8	6	(5;6)	4
SWCAW	(18;19)	19	(16;18)	16	(14;15)	(12;14)	12	(10;12)	10
SWCCW	(16;17)	(16;17)	(14;15)	(13;14)	(11;13)	(10;12)	(9;10)	(8;9)	7
Lipiec									
SWAAD	(19;20)	20	17	(17;18)	(14;15)	15	(12;13)	12	10
SWAAW	(21;22)	(21;22)	(19;20)	(18;19)	(16;18)	(15;16)	(14;15)	(13;14)	13
NWAAD	(18;19)	19	16	16	14	13	11	11	9
NWAAW	21	22	(19;20)	(18;19)	(16;17)	16	14	14	12
SWACD	(16;17)	(16;17)	(13;15)	(13;14)	(10;11)	(10;12)	8	8	6
NWACD	16	17	(13;14)	13	(10;12)	10	8	(7;8)	6
SWCAW	22	(21;22)	(19;20)	(18;19)	(16;18)	(15;16)	14	(12;14)	12
SWCCW	(17;18)	(17;18)	(14;16)	(14;16)	(11;13)	(12;13)	(9;10)	9	8
Sierpień									
SWAAD	(19;20)	(19;20)	(16;18)	(16;17)	(14;15)	(13;14)	12	(11;12)	10
SWAAW	21	21	(18;20)	(18;19)	(16;18)	(15;16)	14	(13;14)	12
NWAAD	18	19	(14;16)	(16;17)	(12;14)	14	(10;11)	(11;12)	10
NWAAW	21	22	(18;19)	(18;19)	(16;17)	(15;16)	14	(13;14)	12
SWACD	(16;17)	(16;17)	(14;15)	14	(11;12)	(10;11)	9	(8;9)	7
NWACD	16	17	(12;14)	14	(11;12)	(10;11)	(7;8)	(7;8)	6
SWCAW	(21;22)	(21;22)	(18;21)	(18;19)	(16;18)	(14;16)	(14;15)	(12;14)	12
SWCCW	(19;20)	19	(16;17)	(16;17)	(13;15)	(13;14)	(10;11)	11	9

Załącznik 12. Uogólnione wartości i zakresy wahań estymowanej średniej temperatury powietrza dla miesięcy jesiennych [°C] w poszczególnych typach cyrkulacji według pięter hipsometrycznych

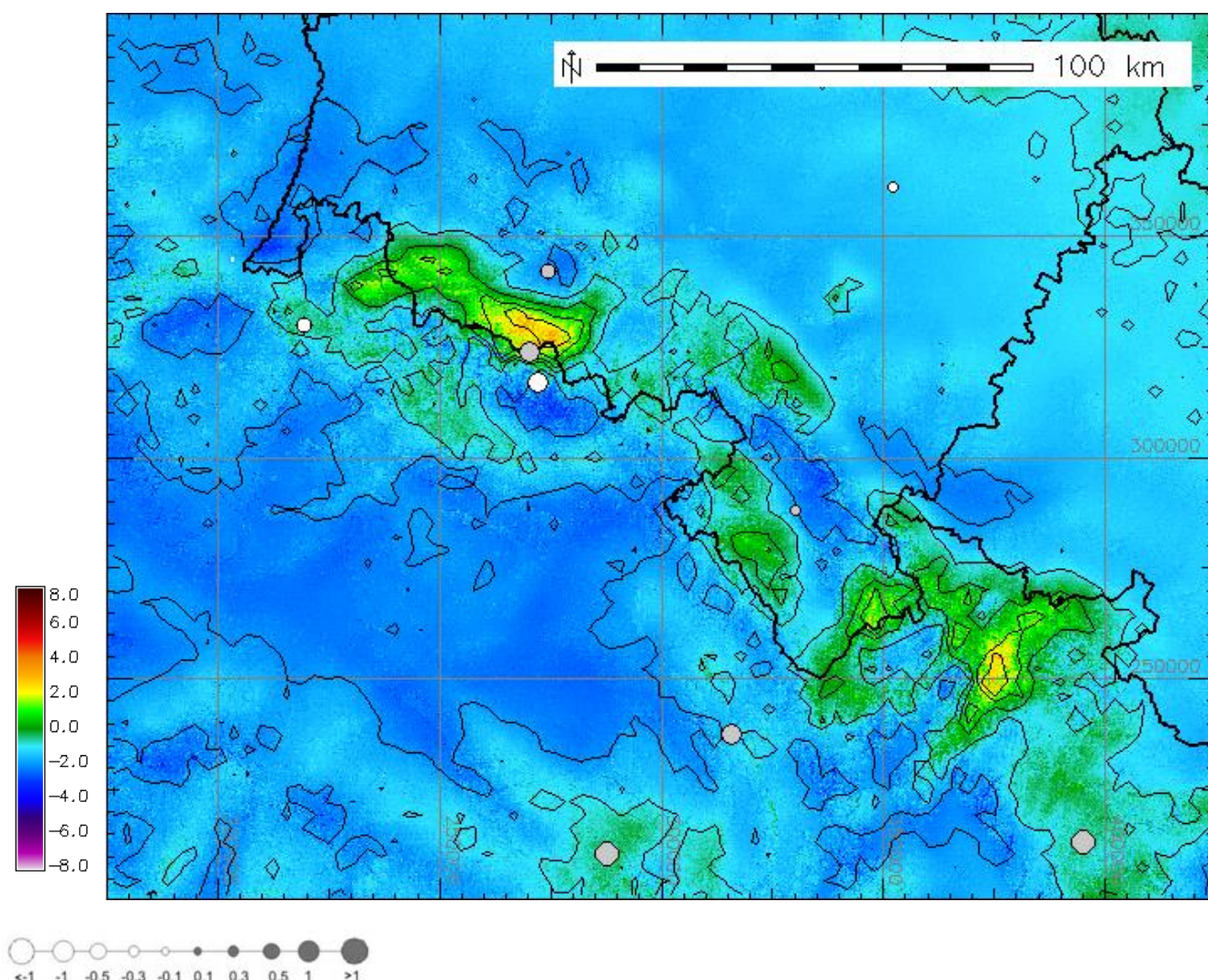
Granica piętra	200m n.p.m.		550m n.p.m.		900m n.p.m.		1260m n.p.m.		Szczyty >1260m n.p.m.
Skłon pasma Sudetów	NE	SW	NE	SW	NE	SW	NE	SW	---
Wrzesień									
SWAAD	(14;15)	15	(12;13)	(12;13)	(10;11)	(10;11)	(8;9)	(8;9)	7
SWAAW	17	17	(14;15)	15	(12;13)	13	(10;11)	(10;11)	9
NWAAD	13	(13;14)	(10;12)	(10;12)	(7;8)	(9;10)	(6;7)	(5;8)	5
NWAAW	16	17	(13;14)	14	(10;11)	(11;12)	9	9	8
SWACD	(12;13)	13	(9;11)	(9;10)	(7;8)	(7;8)	5	(4;5)	3
NWACD	(11;12)	12	(8;10)	(8;9)	(6;7)	6	(3;4)	3	1
SWCAW	(16;18)	17	(14;16)	(14;15)	(12;14)	(11;12)	(10;11)	(9;11)	9
SWCCW	(14;15)	15	(12;13)	(12;13)	(9;10)	10	(7;8)	7	6
Październik									
SWAAD	9	9	7	7	(5;6)	(5;6)	(4;5)	(4;5)	4
SWAAW	13	(12;13)	(11;13)	(10;11)	(9;10)	9	9	(7;9)	5
NWAAD	7	7	5	5	3	3	(1;2)	1	0
NWAAW	12	12	10	(9;10)	8	(7;8)	(6;7)	(6;7)	5
SWACD	7	7	5	(4;5)	(2;3)	(2;3)	0	0	-2
NWACD	7	7	(4;5)	4	(1;2)	(1;2)	(-2;-1)	-1	-2
SWCAW	(11;12)	12	(9;11)	(10;11)	(7;9)	(7;8)	(5;6)	(5;6)	4
SWCCW	(11;12)	(11;12)	(9;10)	(9;10)	(7;8)	(6;7)	(4;5)	(4;5)	3
Listopad									
SWAAD	3	3	(2;3)	2	(0;2)	1	(0;1)	(-1;1)	-1
SWAAW	8	(7;8)	(6;7)	(5;6)	5	(4;5)	(3;4)	(2;3)	2
NWAAD	3	3	1	(1;2)	-1	(-1;0)	(-3;-2)	(-3;-2)	-4
NWAAW	(8;9)	(8;9)	(6;7)	(4;6)	(4;5)	(3;4)	(1;3)	(1;3)	0
SWACD	4	3	(1;2)	1	(-1;0)	(-1;0)	(-4;-3)	(-4;-3)	-5
NWACD	3	(3;4)	(0;1)	(0;1)	-2	-2	(-5;-4)	(-5;-4)	-6
SWCAW	(7;8)	7	(5;7)	(5;7)	(4;6)	(2;5)	(3;4)	(2;3)	1
SWCCW	(6;7)	(6;7)	(4;6)	(4;6)	(2;4)	(2;3)	(1;2)	(0;1)	-1

T_p STYCZEŃ ~ 1.501 – (0.005084 * **zwartość100m**) - (0.000003361 * **X**) + (0.002594 * **zas50kmNE**) - (0.001584* **zas30kmSE**)



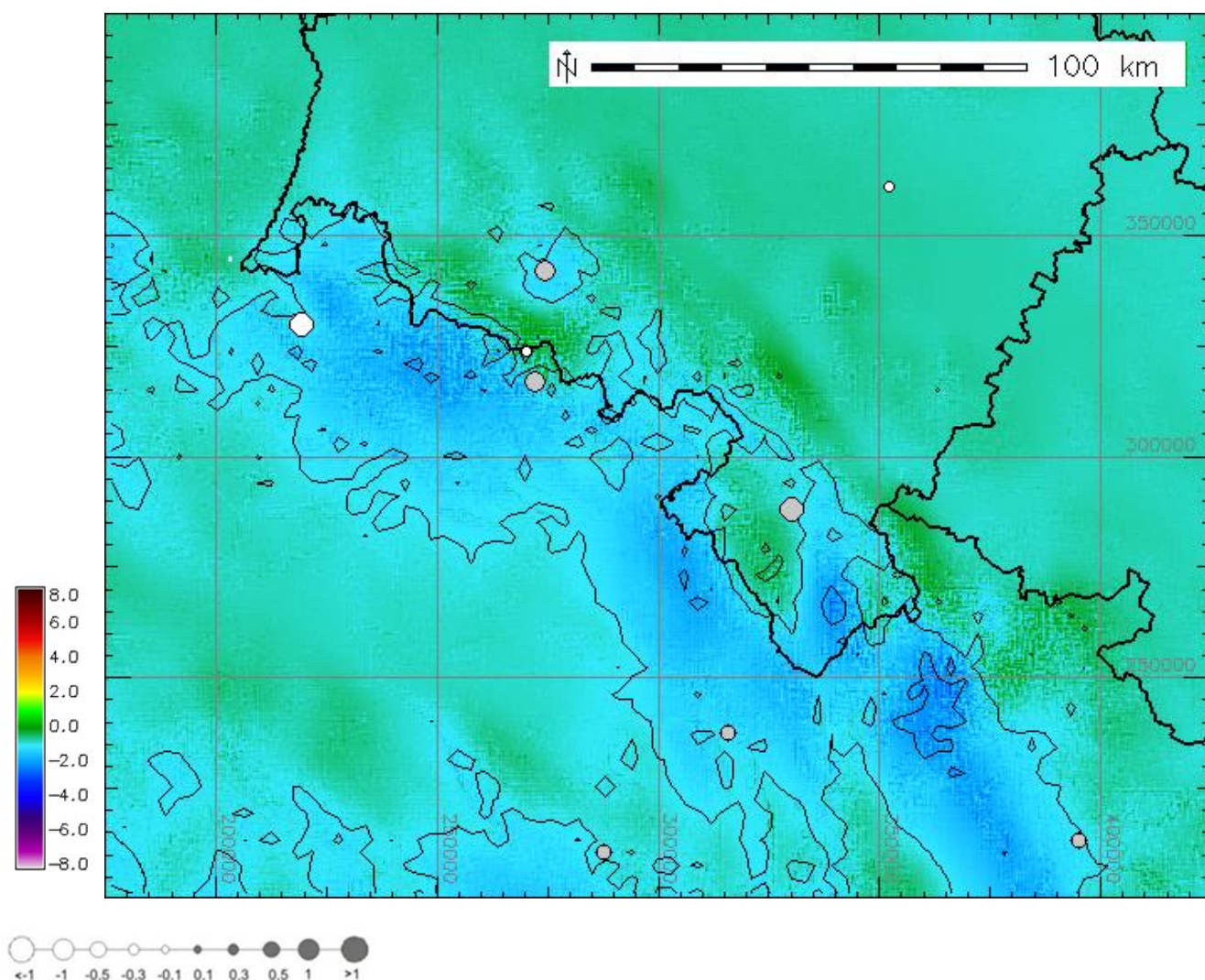
Zał. 13. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu; u góry – równanie estymacji temperatury T_p ; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp I SWAAD ~ (-0.6832587) – (0.0061708 * **zwartość50km**) + (0.0050188 * **zasNW20km**) – (0.0071694 * **zasSW20km**) + (0.1564981* **forma100m**)



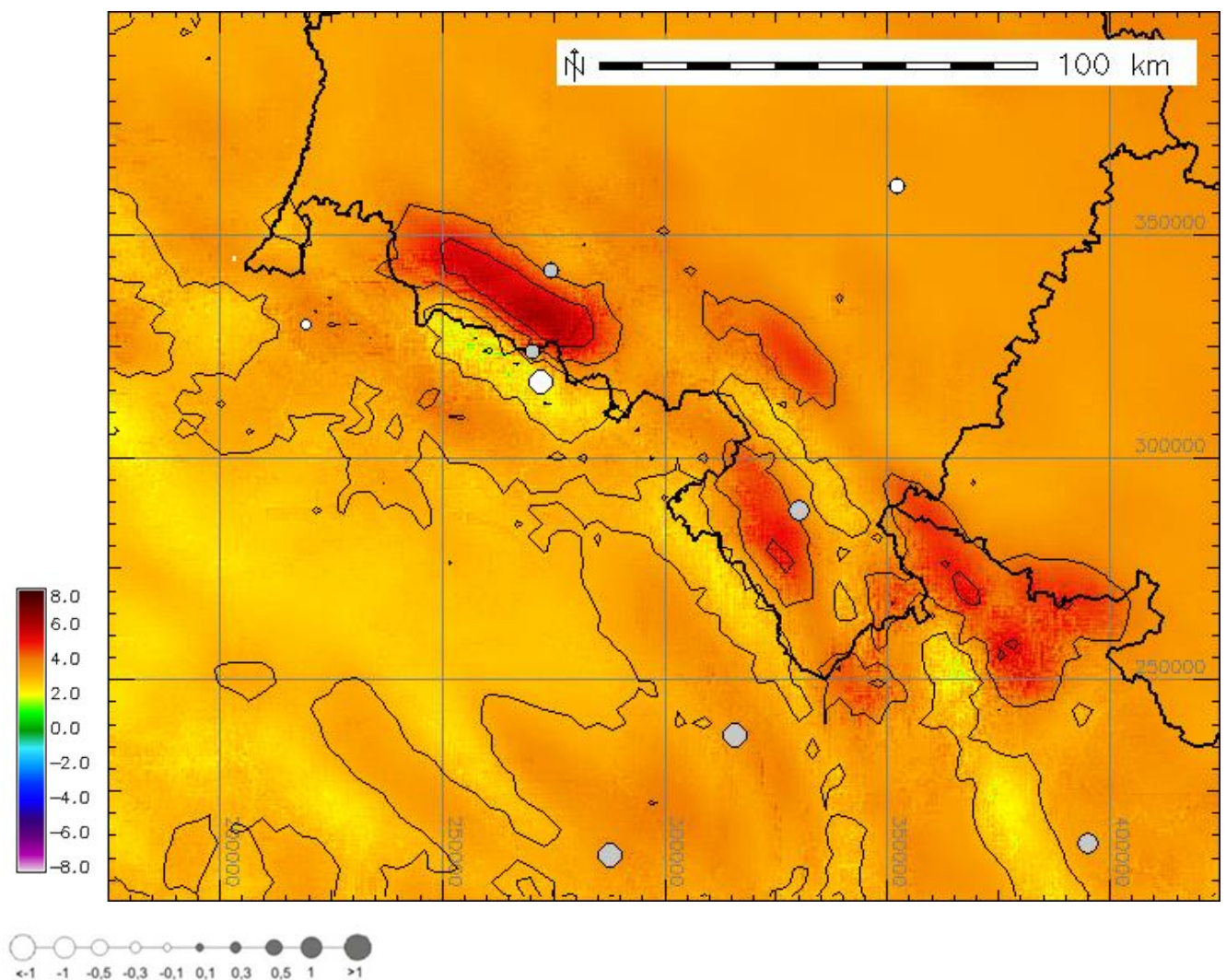
Załącznik 14. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD; izotermie wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp \text{ I NWAAD} \sim 1.128 - (0.006164 * \text{zwartosc100m}) - (0.000003742 * X) + (0.003942 * \text{zas50kmNE}) - (0.002268 * \text{zas20kmSW})$$



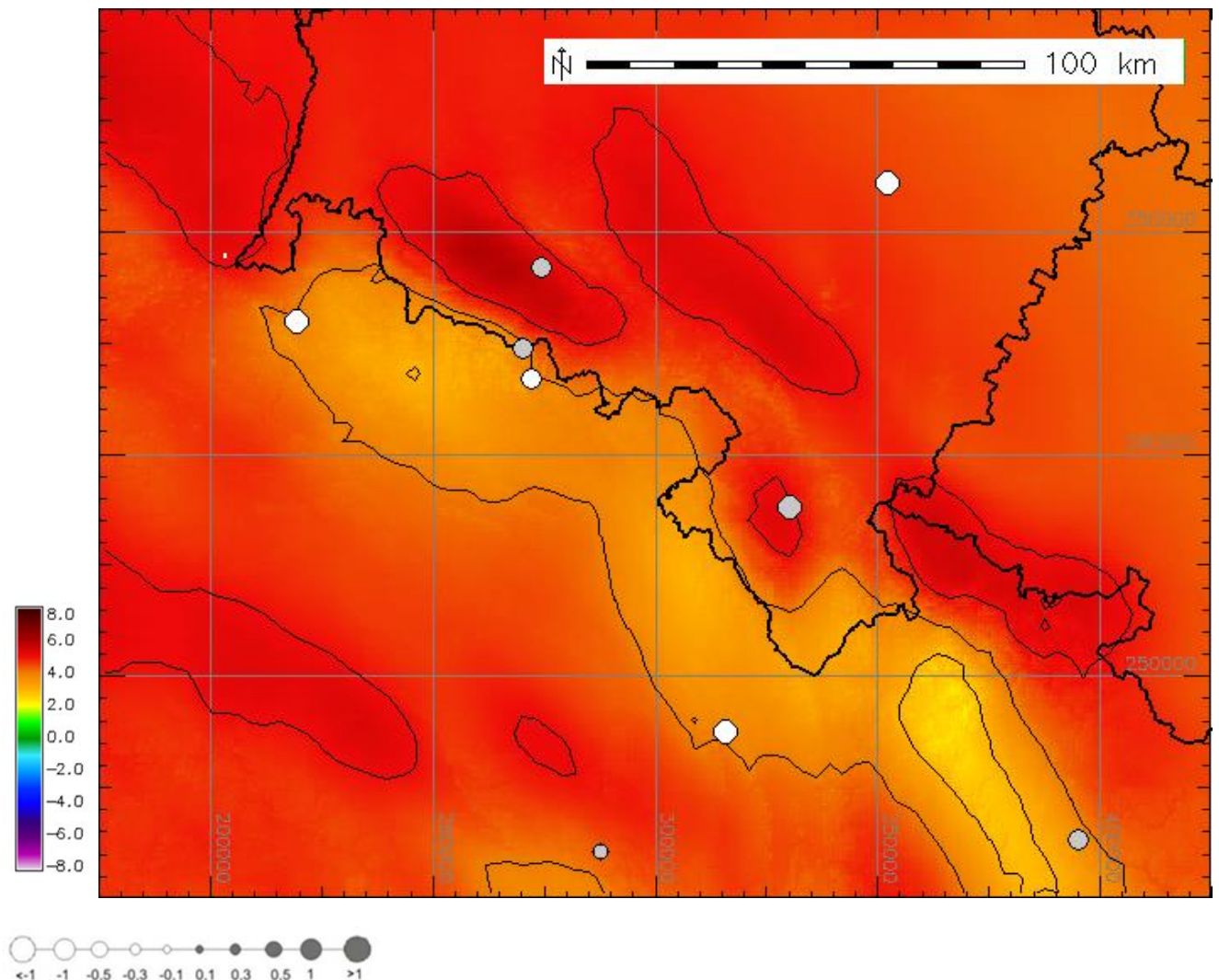
Załącznik 15. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji NWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ I SWAAW} \sim 1.717 - (0.003169 * \text{zwartosc5km}) + (0.000004636 * Y) - (0.00585 * \text{zas30kmSW}) + (0.002668 * \text{zas50kmNW})$$



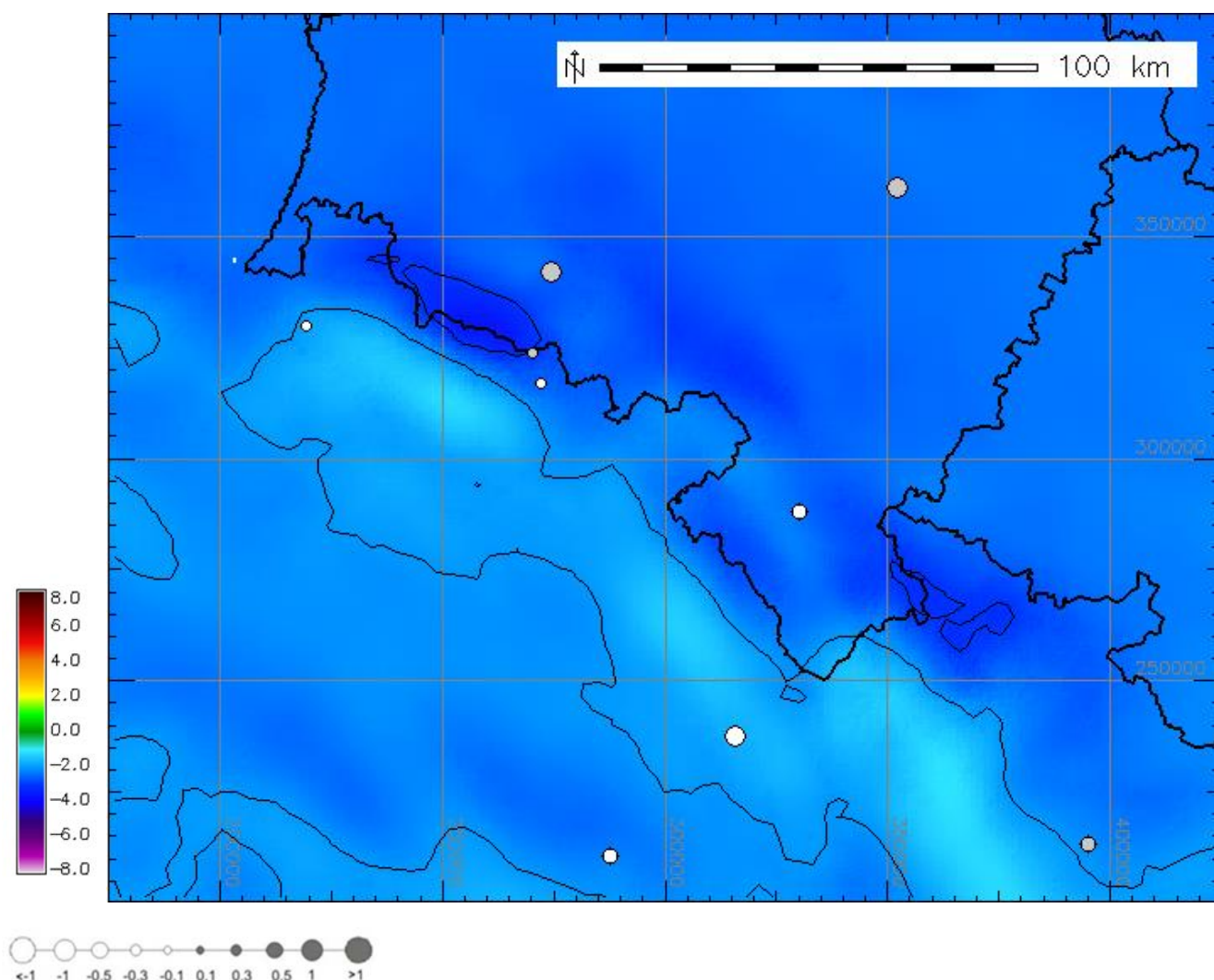
ZaŁ. 16. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉnej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWAAW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW [°C]; u góry - rŃwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$Tp \text{ I NWAAW} \sim 7.219 - (0.006335 * \text{zwartosc100m}) - (0.000006449 * X) - (0.003052 * \text{zas50kmSW}) + (0.004682 * \text{zas50kmNE})$$



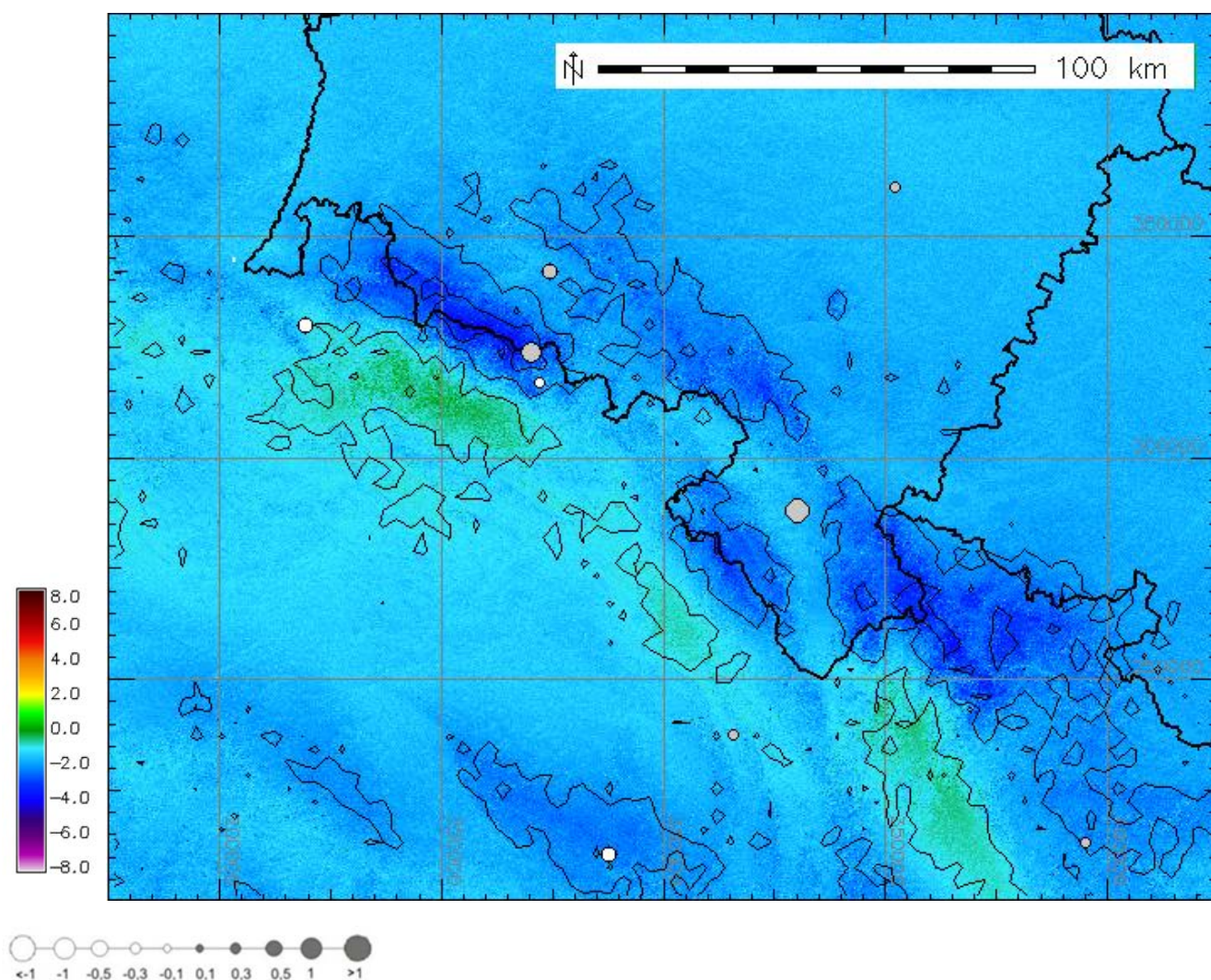
Załącznik 17. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji NWAAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp \text{ I SWACD} \sim 3.7311485 - (0.0051953 * \text{zwartosc100m}) + (1.5538212 * \text{temp850}) + (0.0009730 * \text{zas50kmNW})$$



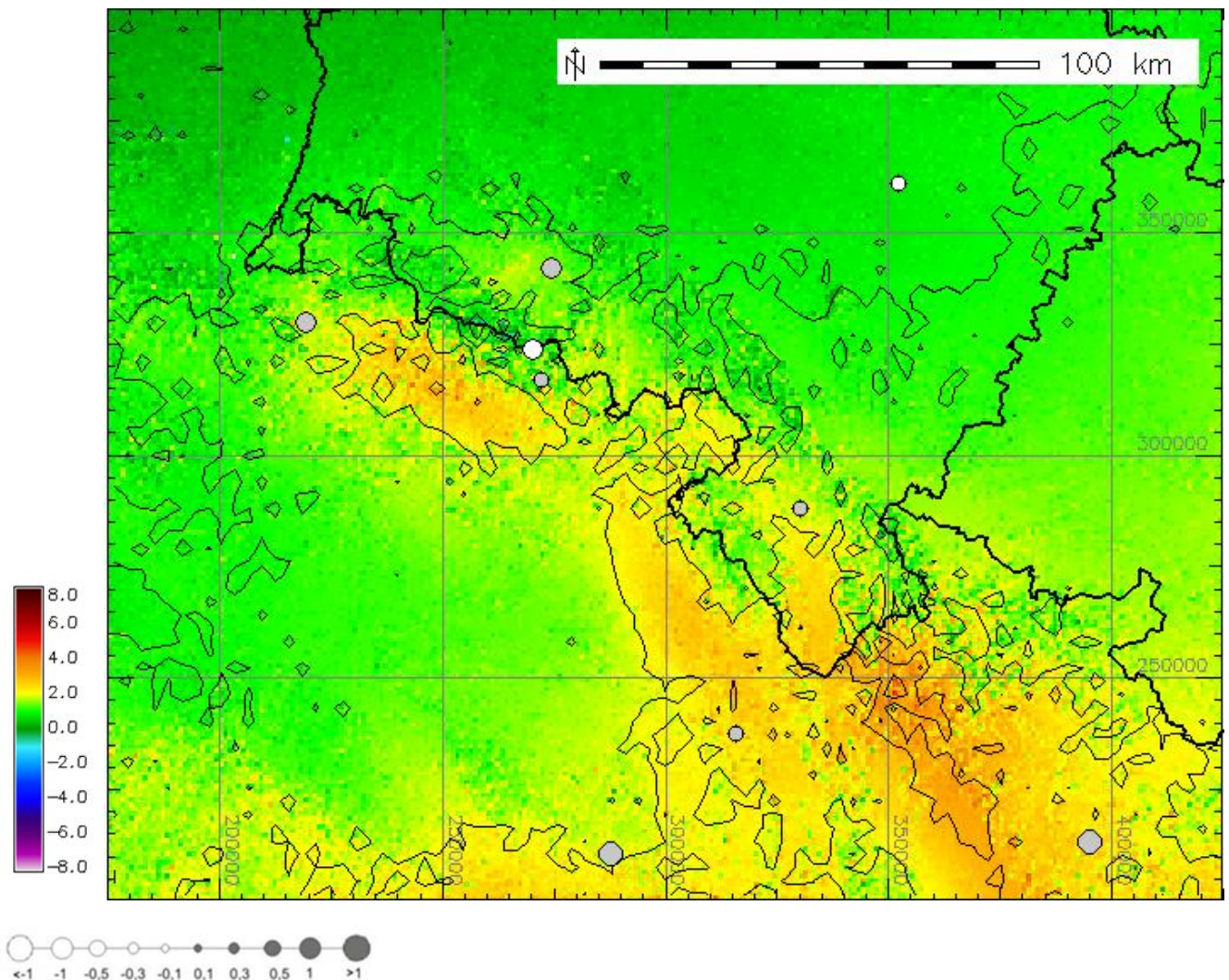
ZaŁ. 18. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie SWACD [°C]; u góry - rÓwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$T_p \text{ I NWACD} \sim 0.3407 - (0.005709 * \text{zwartosc100m}) - (0.000004801 * X) + (0.1316 * \text{forma100m}) + (0.001089 * \text{ekspozycja})$$



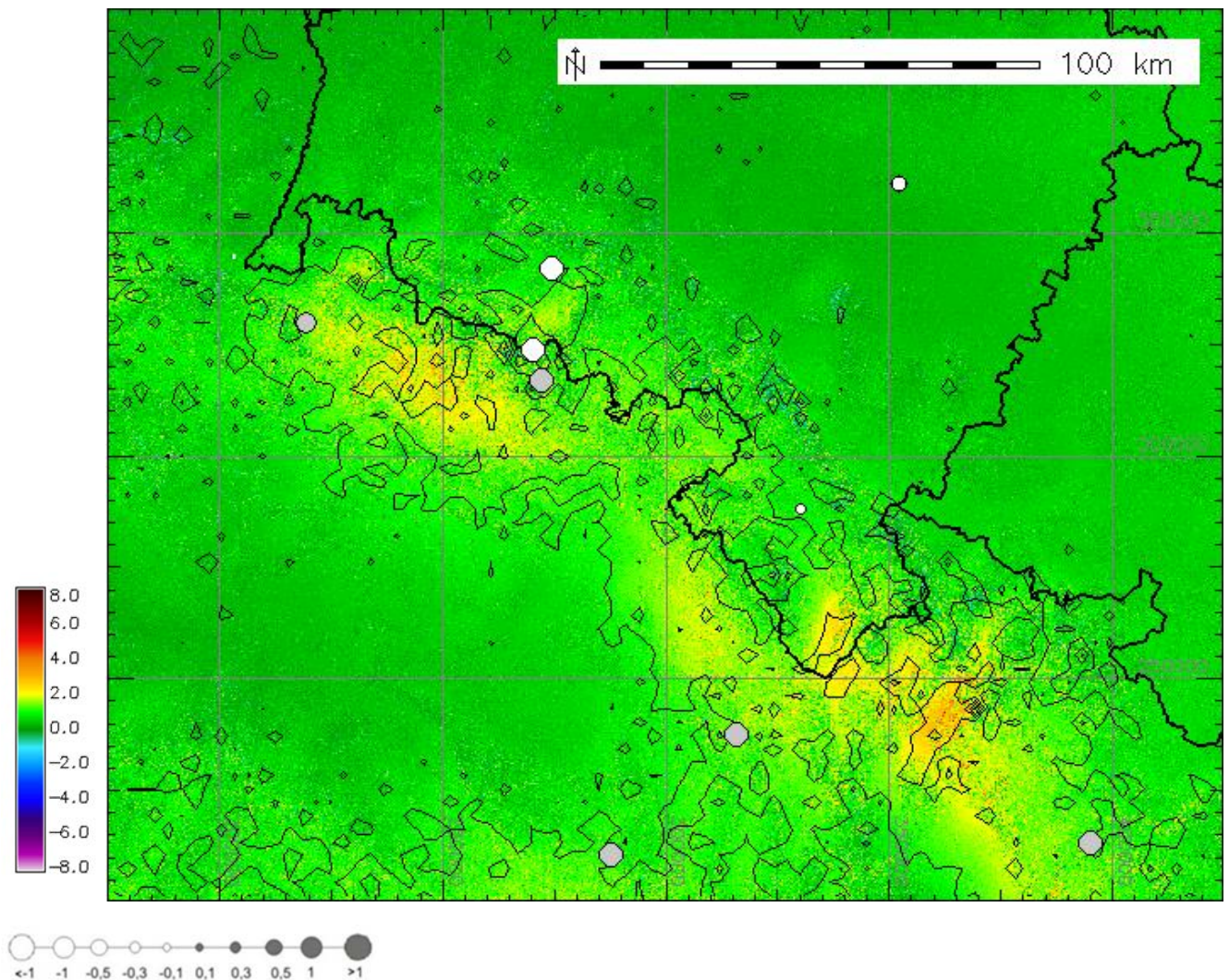
Zař. 19. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej řredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji NWACD; oznaczenia kořowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWACD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWACD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ I SWCAW} \sim 2.631 - (0.003007 * \text{zwartosc500m}) - (0.000004951 * Y) - (0.0021 * \text{zas50kmSE}) - (0.1136 * \text{zas100mNW})$$



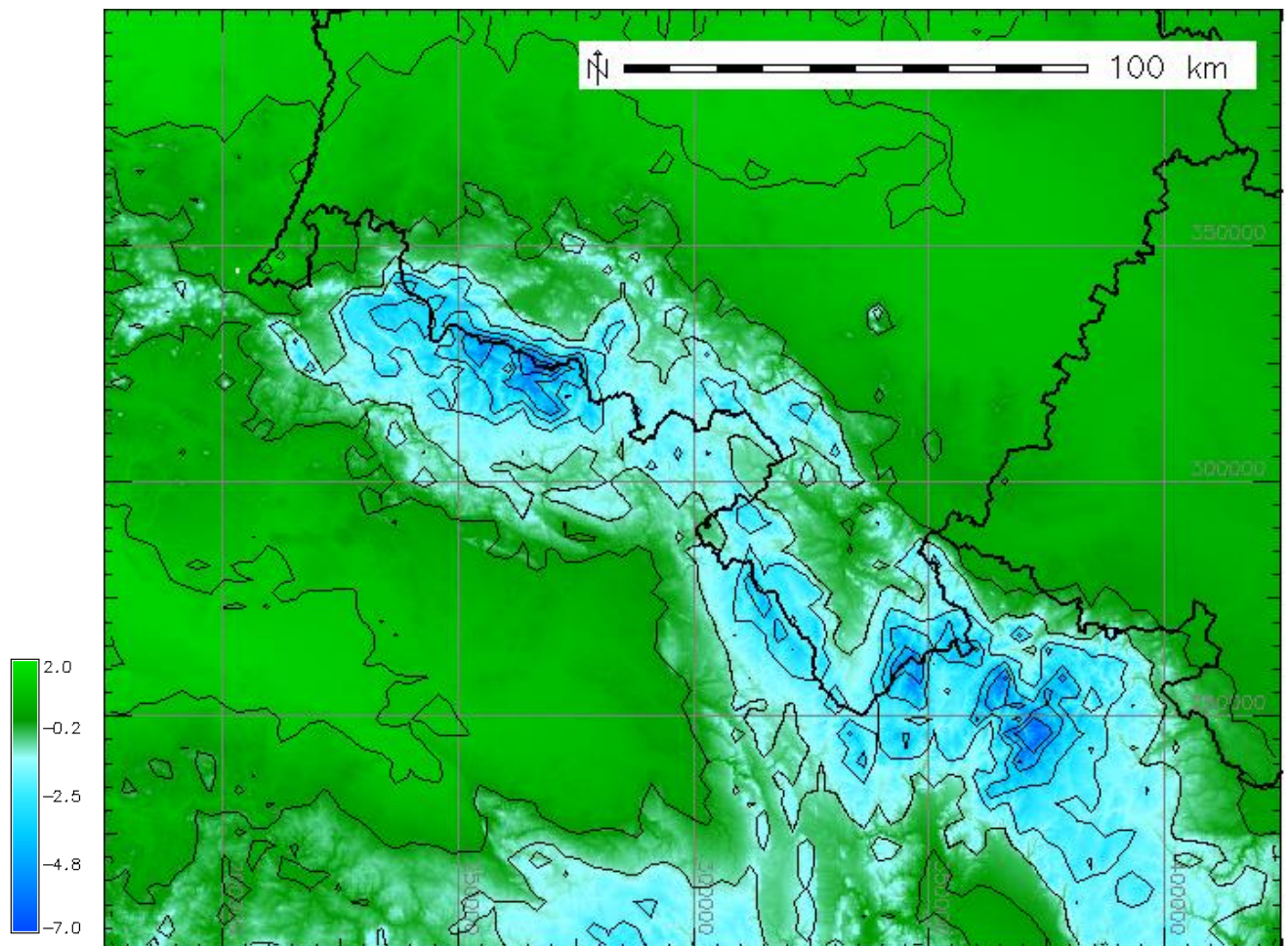
ZaŁ. 20. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; u góry - rŉwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

$$T_p \text{ I SWCCW} \sim 1.034 - (0.002833 * \text{zwartosc100m}) - (0.000002031 * X) + (0.2594 * \text{forma100m}) - (0.003273 * \text{zas20kmSE})$$



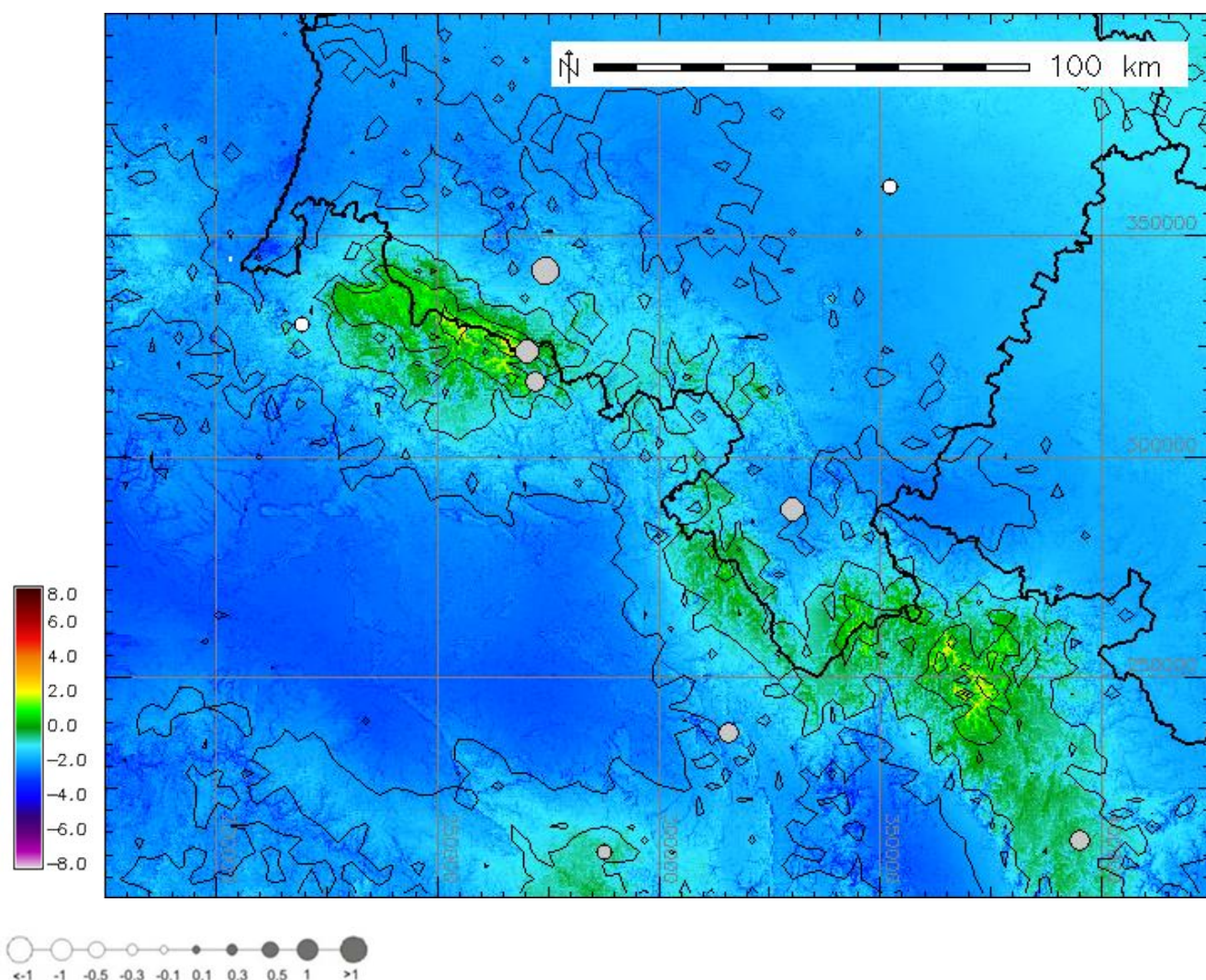
ZaŁ. 21. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w styczniu w typie cyrkulacji SWCCW; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeĉdów estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW [°C]; u góry - rŹwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

$$T_p \text{ LUTY} \sim 3.929 - (0.006457 * \text{zwartość100m}) - (0.000003909 * X) - (0.000002024 * Y) + (0.001605 * \text{zas50kmNE})$$



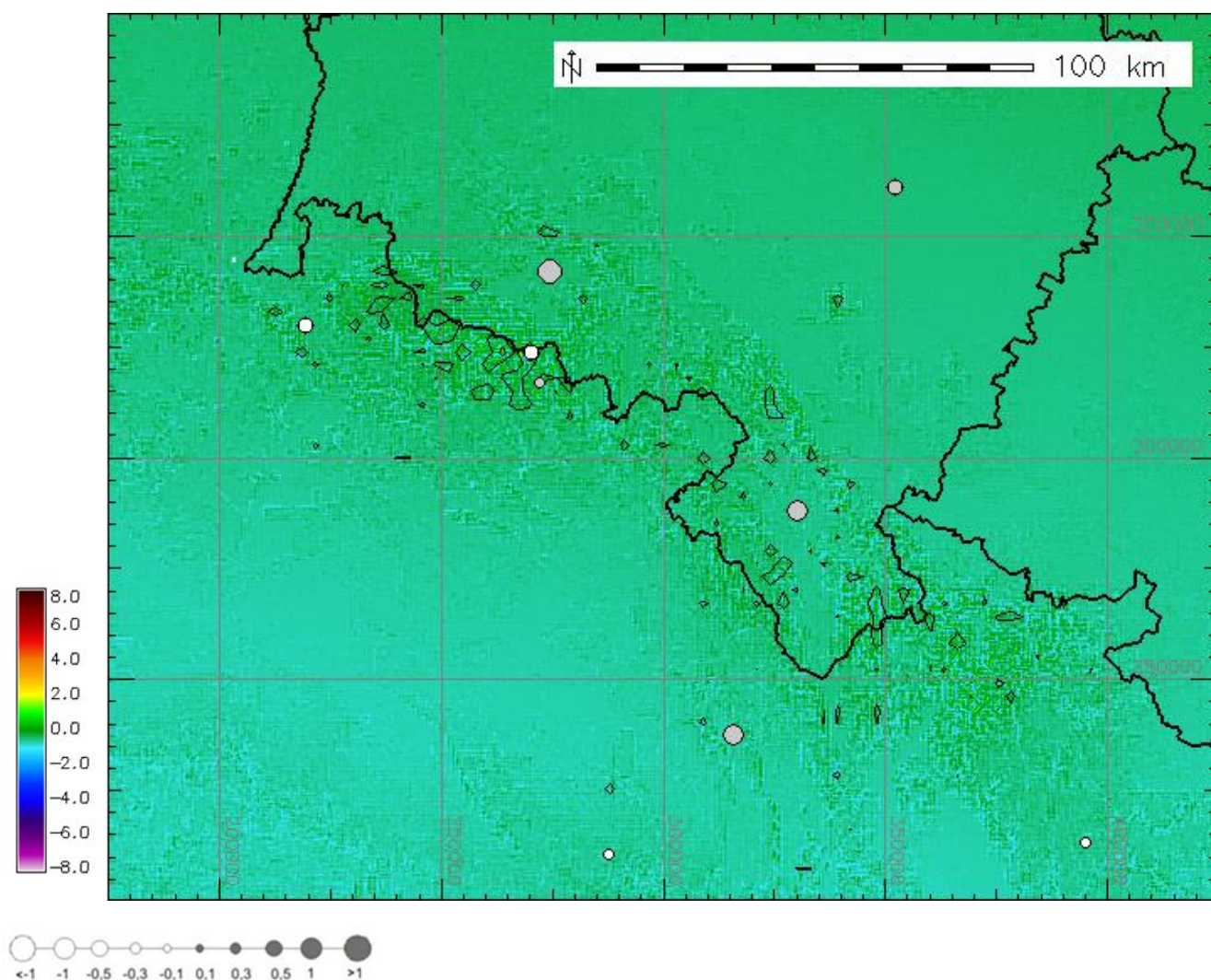
Załącznik 22. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym; u góry – równanie estymacji temperatury T_p ; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp II SWAAD ~ 0.2504855 – (0.0642622 * **nachylenie**) – (0.0052730 * **zwartość50km**) – (0.0019984 * **zasSE30km**)



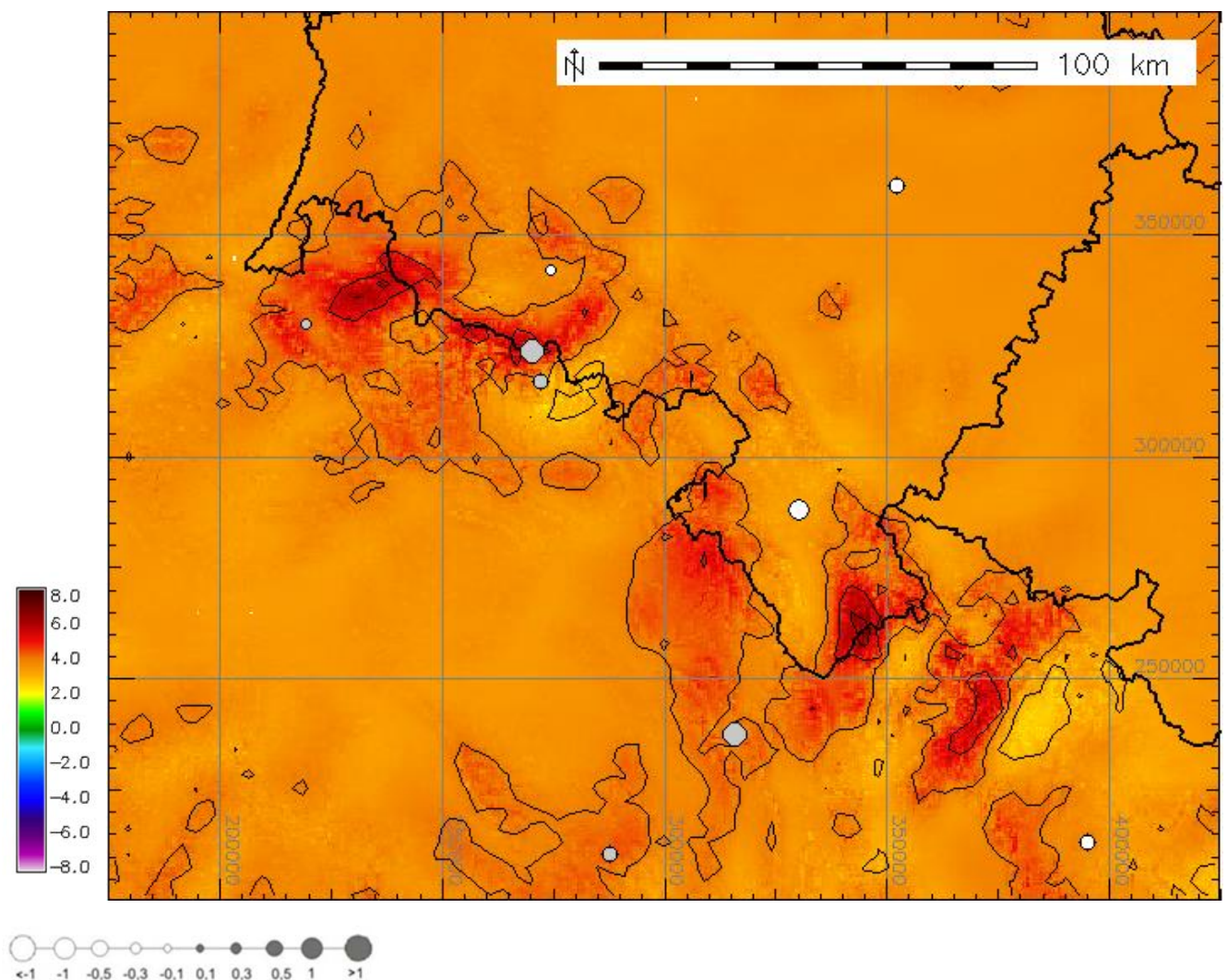
Zař. 23. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej řredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji SWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp \text{ II NWAAD} \sim 2.563 - (0.006052 * \text{zwartosc100m}) - (0.000003566 * X) + (0.001497 * \text{zas50kmNE})$$



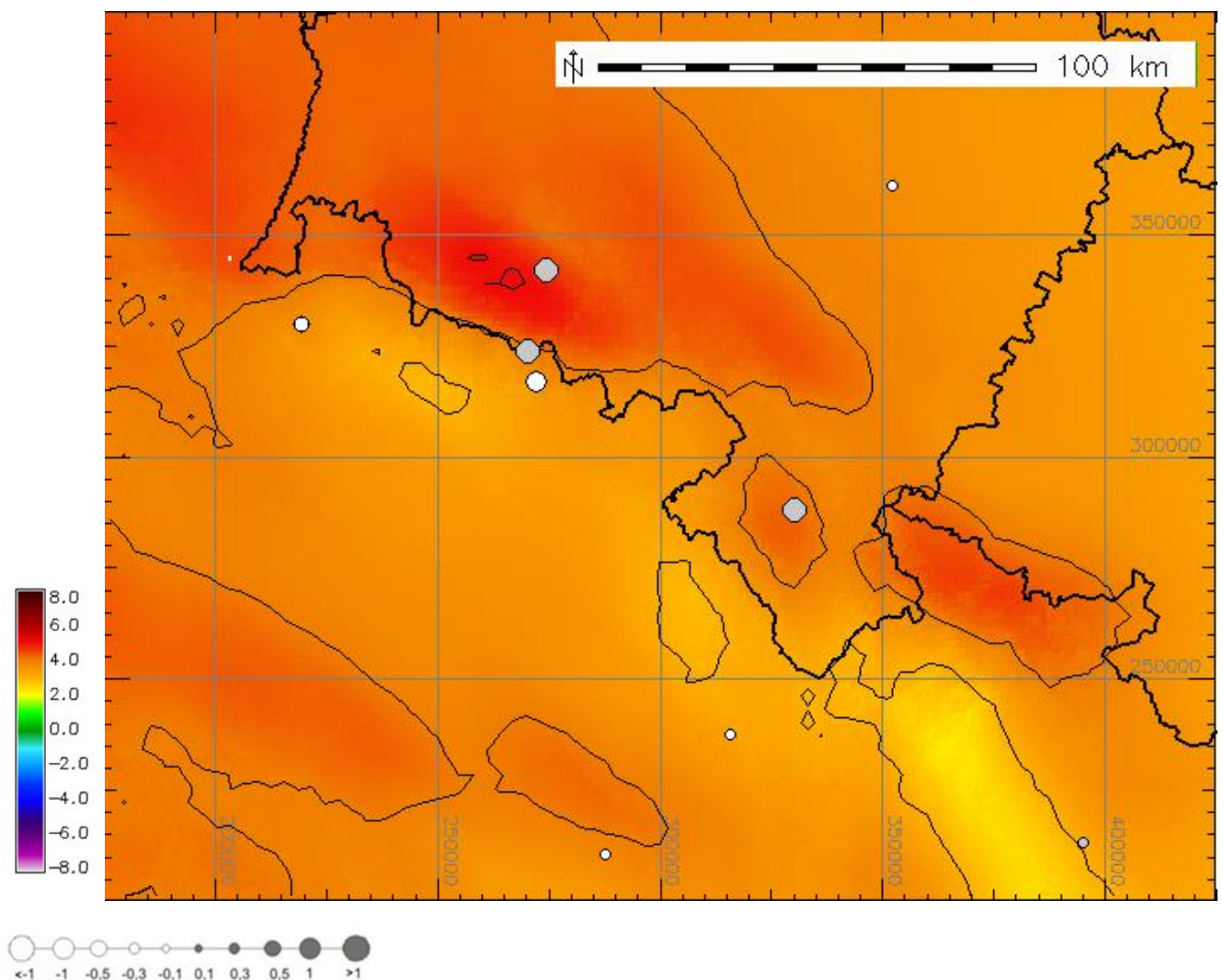
Załącznik 24. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji NWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp \text{ II SWAAW} \sim 6.494 - (0.005389 * \text{zwartosc100m}) - (0.000003316 * X) + (0.004891 * \text{zas30kmNW}) - (0.006564 * \text{forma5km})$$



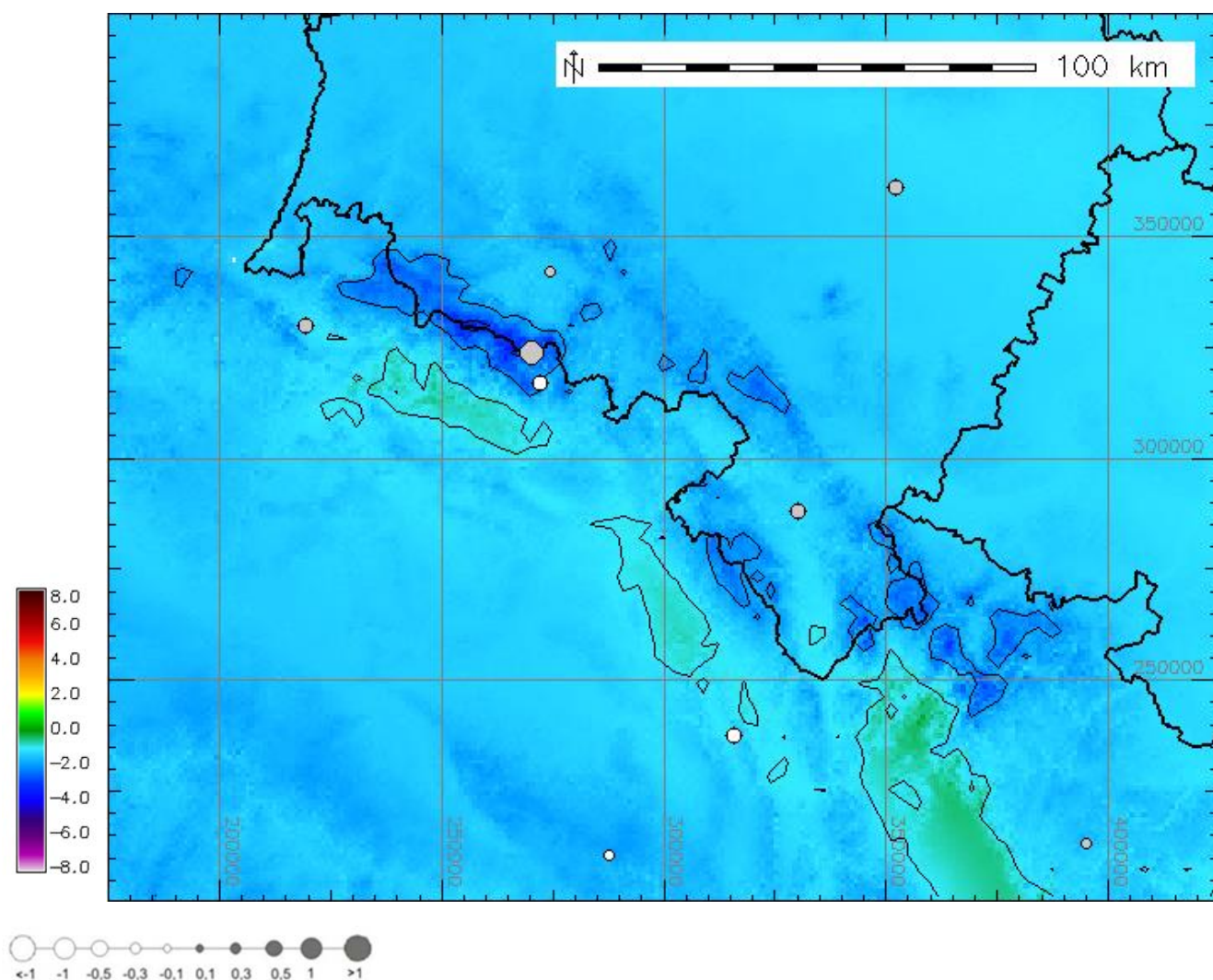
ZaŁ. 25. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji SWAAW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW [°C]; u góry - rÓwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$Tp \text{ II NWAAW} \sim 8.077 - (0.006466 * \text{zwartosc100m}) - (0.000007411 * X) - (0.002112 * \text{zas50kmSW}) + (0.003317 * \text{zas50kmNE})$$



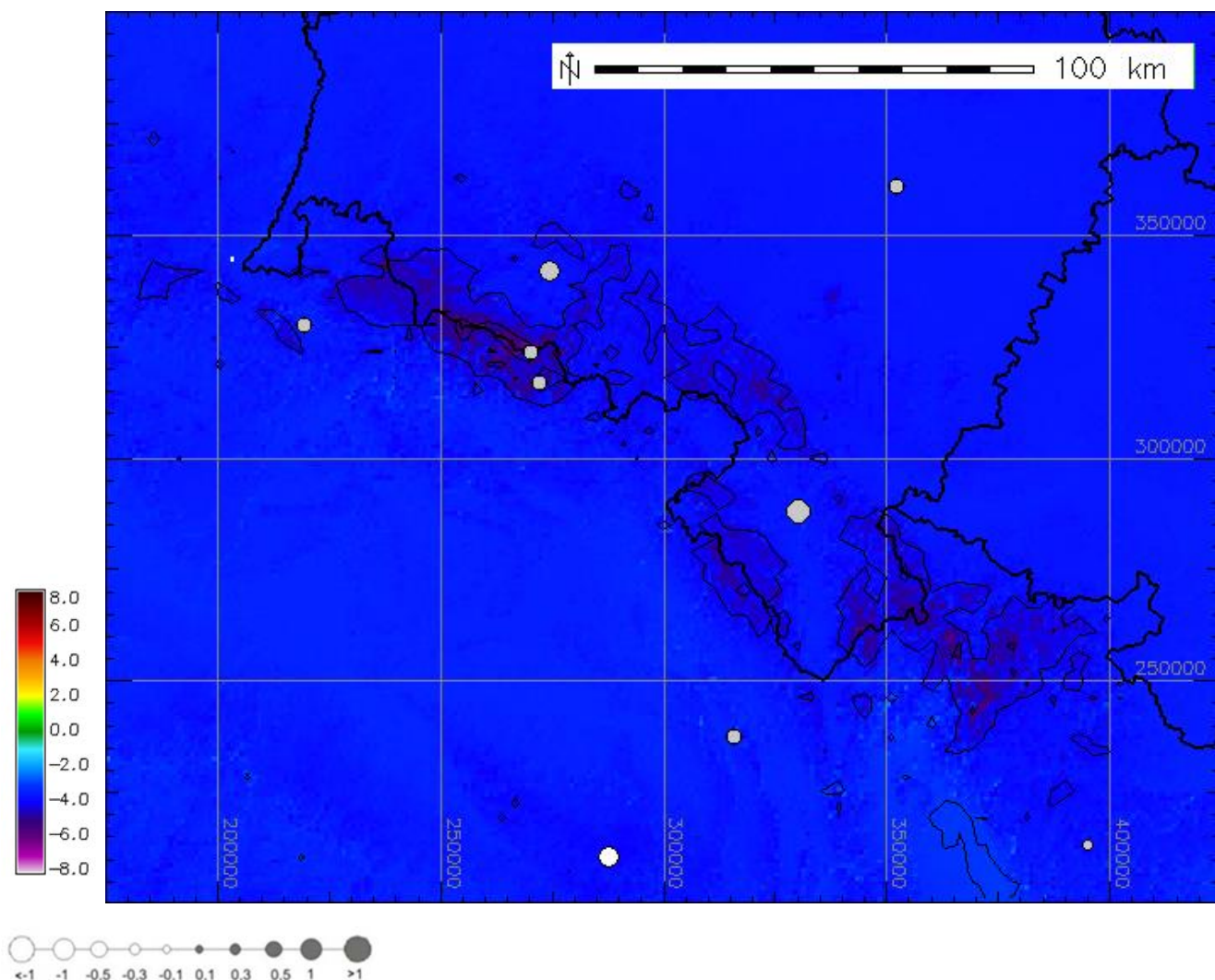
ZaŁ. 26. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji NWAAW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

Tp II SWACD ~ 4.7233835 – (0.0068601 * **zwartosc100m**) + (0.939633 * **temp850**) + (0.003876 * **zas5kmSE**)



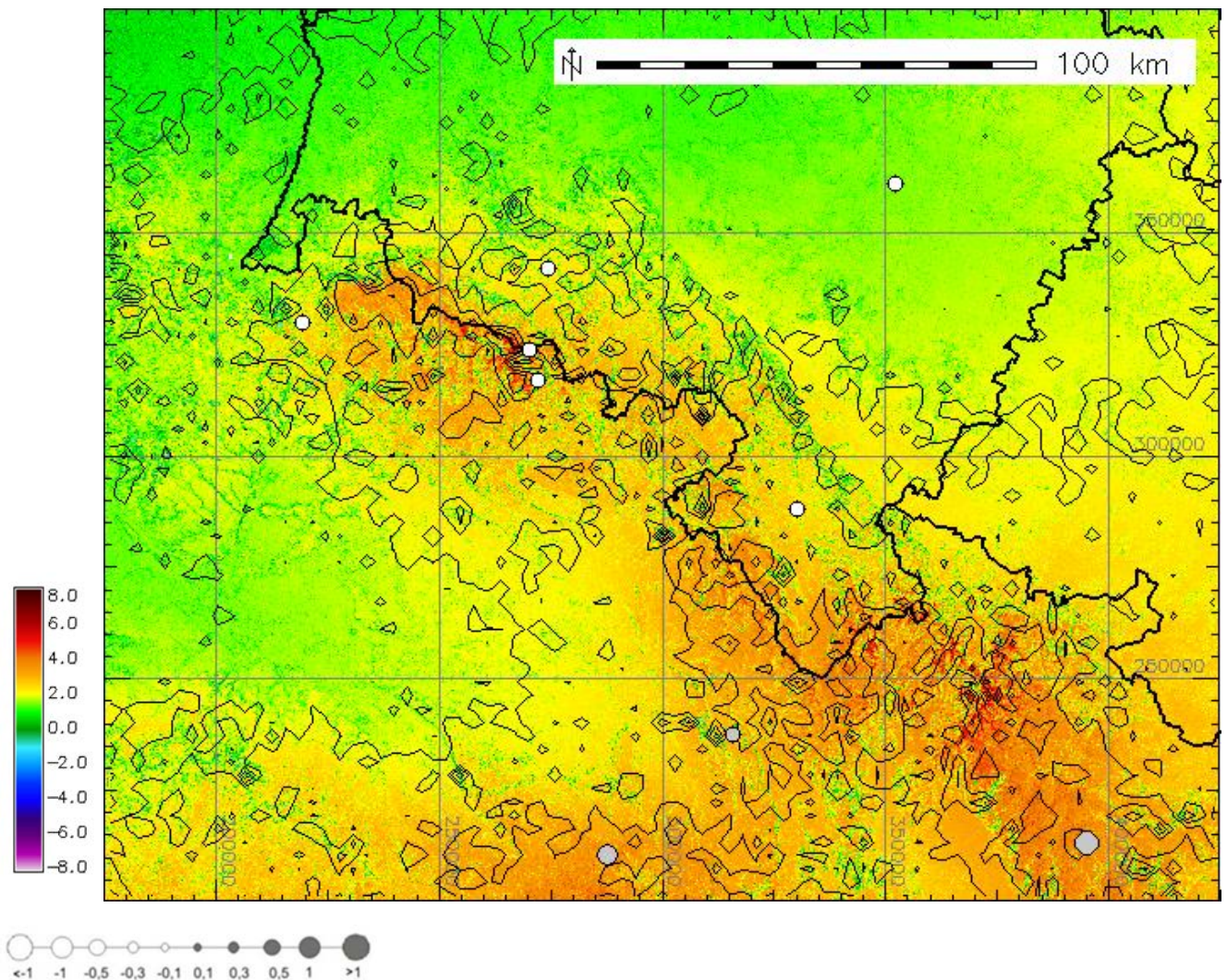
ZaŁ. 27. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji SWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie SWACD [°C]; u góry - rŃwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$Tp \text{ II NWACD} \sim 5.93957 - (0.0073881 * \text{zwartosc100m}) + (1.74229 * \text{temp850}) + (0.013174 * \text{zas500mSE}) + (0.0007849 * \text{zas50kmNE})$$



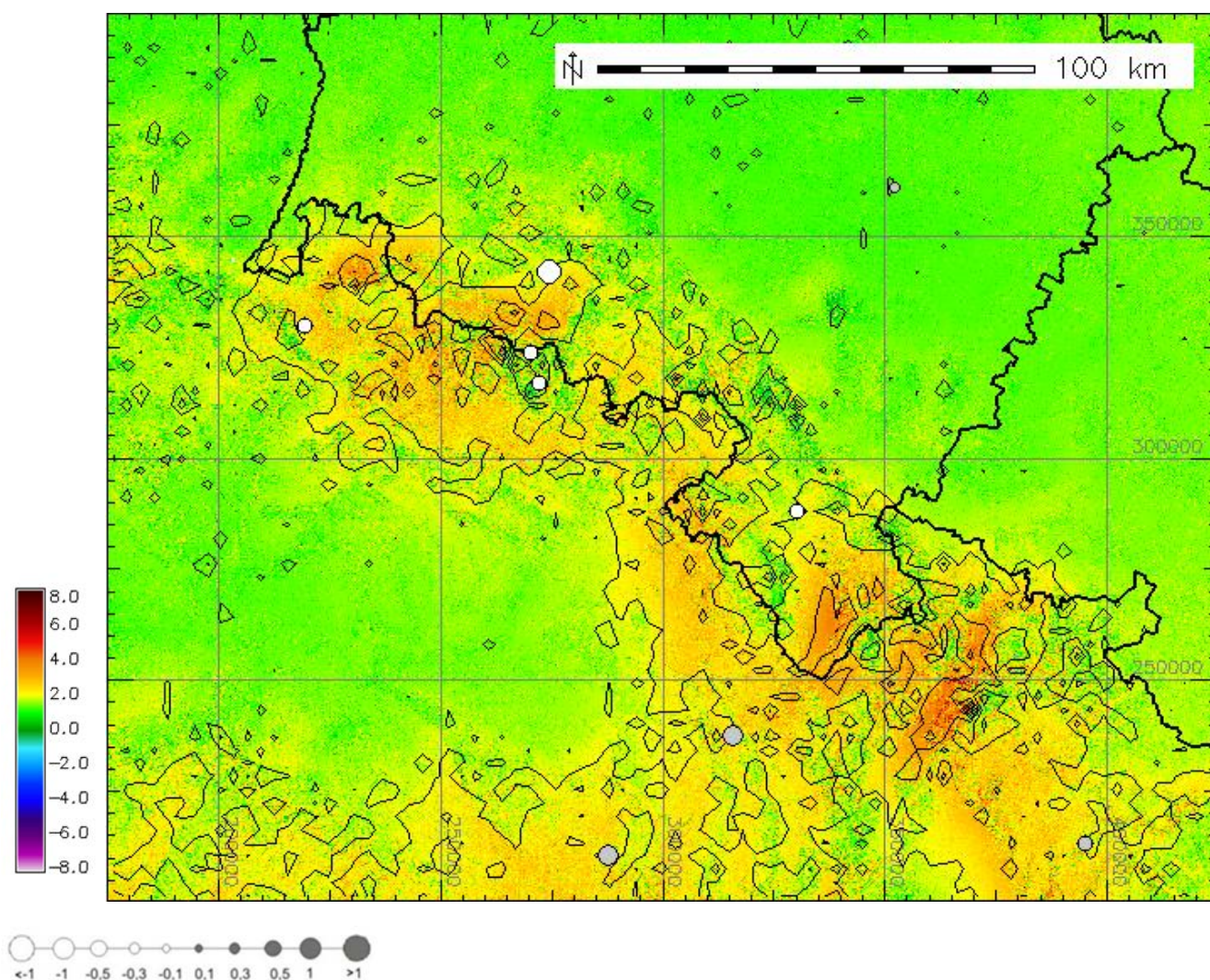
ZaŁ. 28. RozkŁad przestrzenny odchyŁeŁ od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji NWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie NWACD [°C]; u góry - rŹwnanie estymacji temperatury powietrza w typie NWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

$$Tp \text{ II SWCAW} \sim 4.732 - (0.002172 * \text{zwartosc200m}) - (0.000005224 * Y) - (0.109 * \text{nachylenie}) + (0.2424 * \text{forma100m})$$



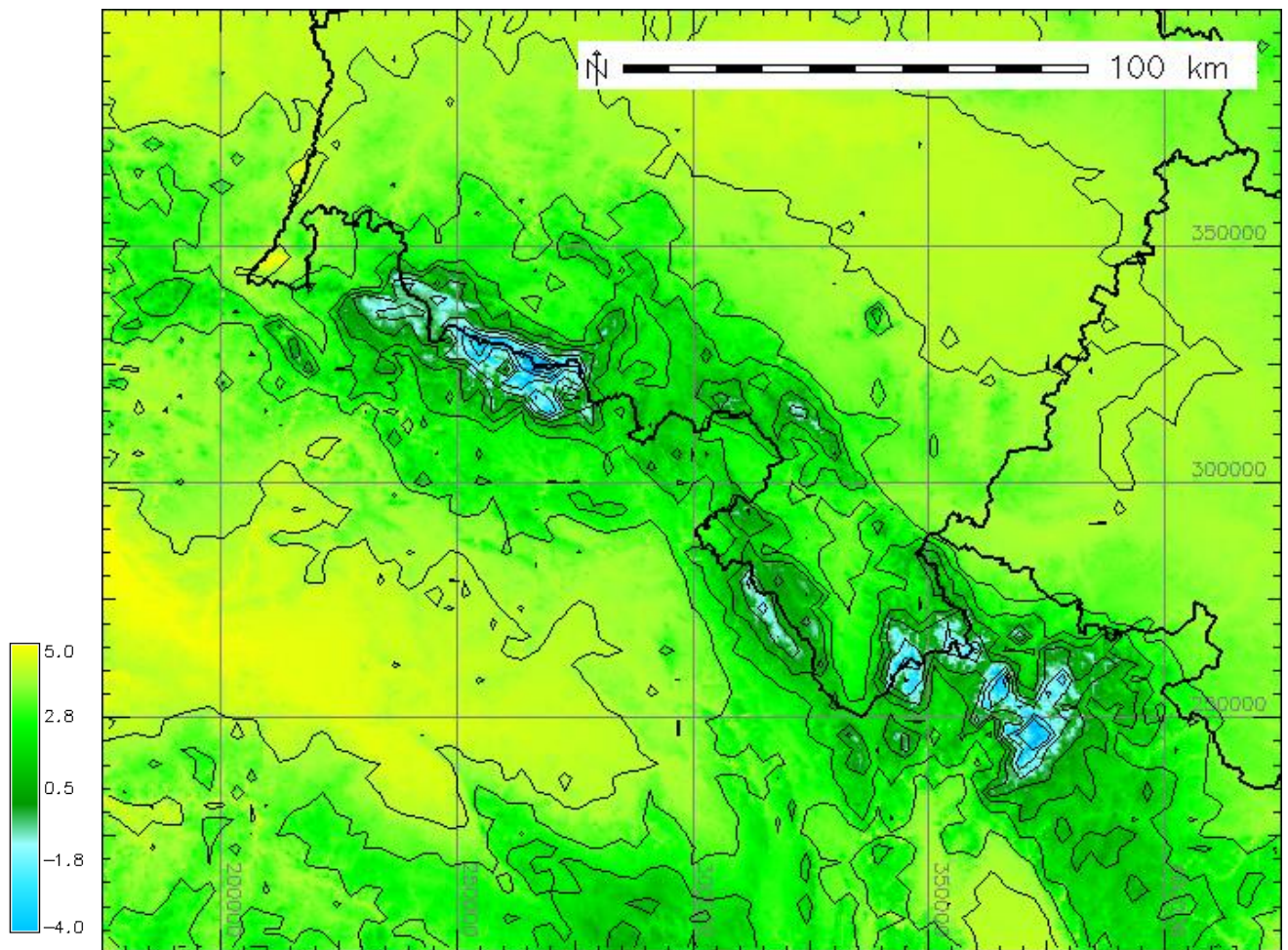
ZaŁ. 29. Rozkład przestrzenny odchyŁów od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

Tp II SWCCW ~ 7.4972981 – (0.0041696 * **zwartosc100m**) + (1.0887032 * **temp850**) + (0.3090144 * **forma100m**) – (0.0036438 * **zas20kmSE**)



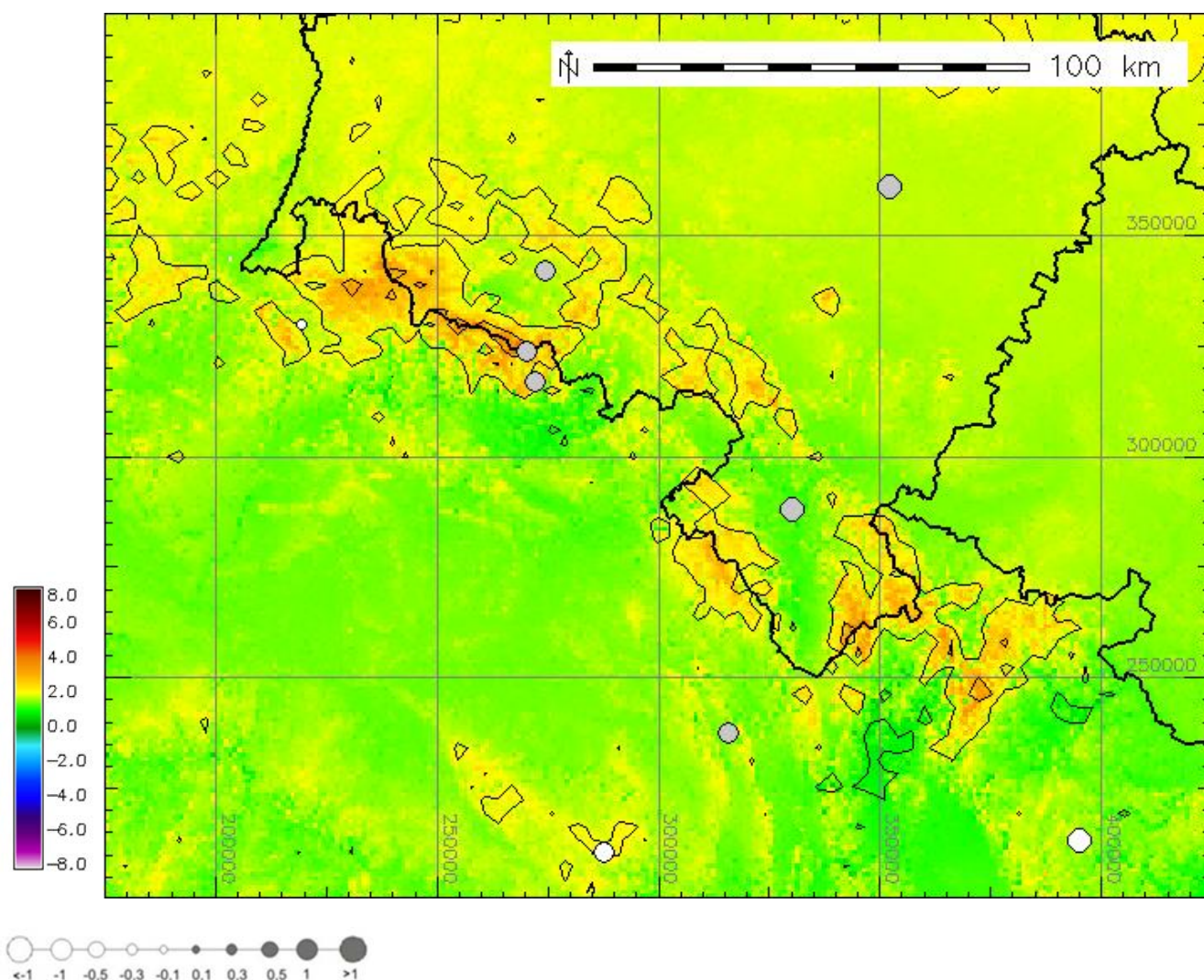
ZaŁ. 30. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lutym w typie cyrkulacji SWCCW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ MARZEC} \sim 8.001 - (0.006956 * \text{zwartość100m}) - (0.000003588 * X) - (0.000004675 * Y) + (0.014 * \text{zas500mSE})$$



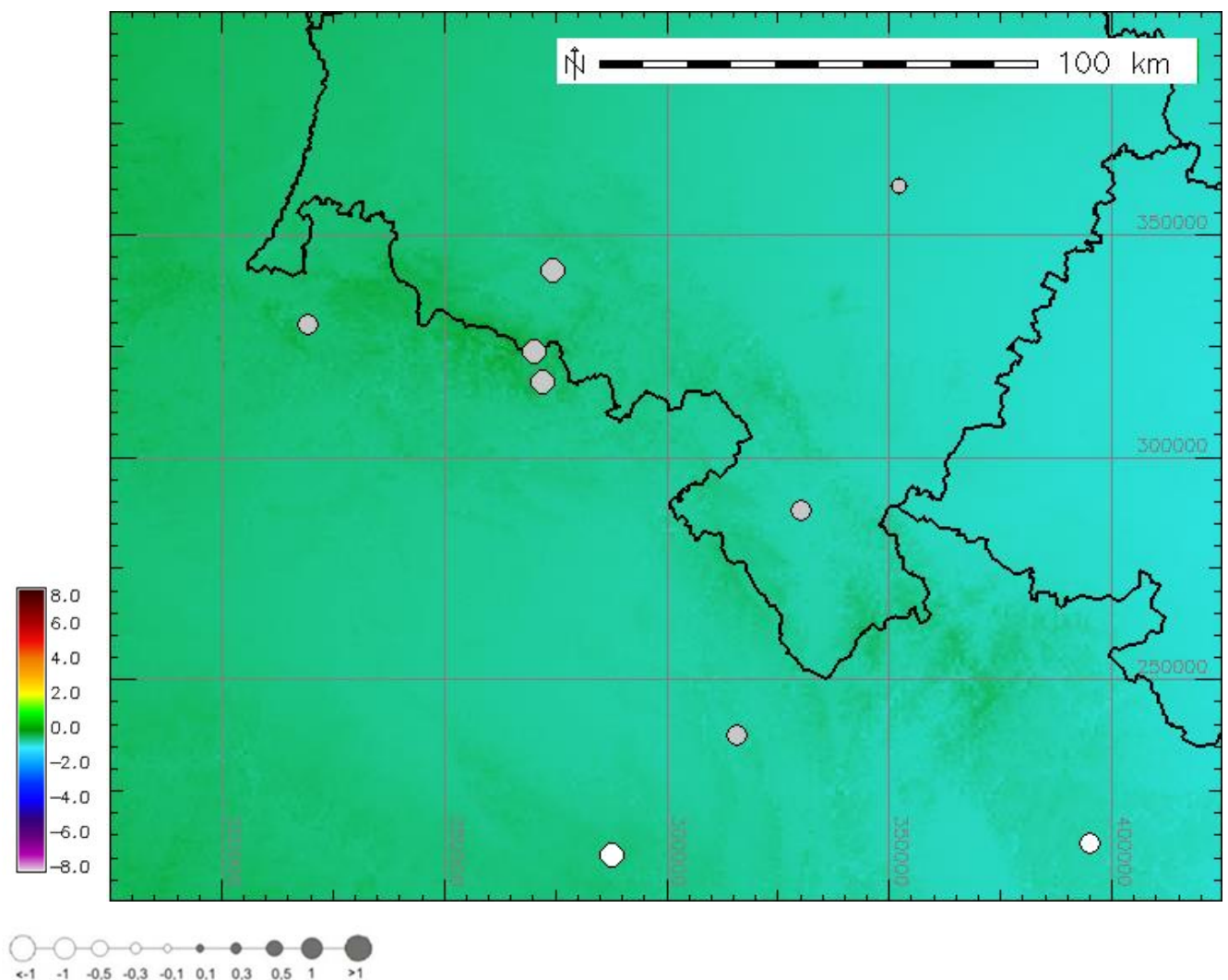
Załącznik 31. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu; u góry – równanie estymacji temperatury T_p ; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp III SWAAD ~ 7.508 – (0.006415 * **zwartość200m**) – (0.000003224 * **X**) + (0.001882* **zasNW50km**) + (0.3592 * **temp850**)



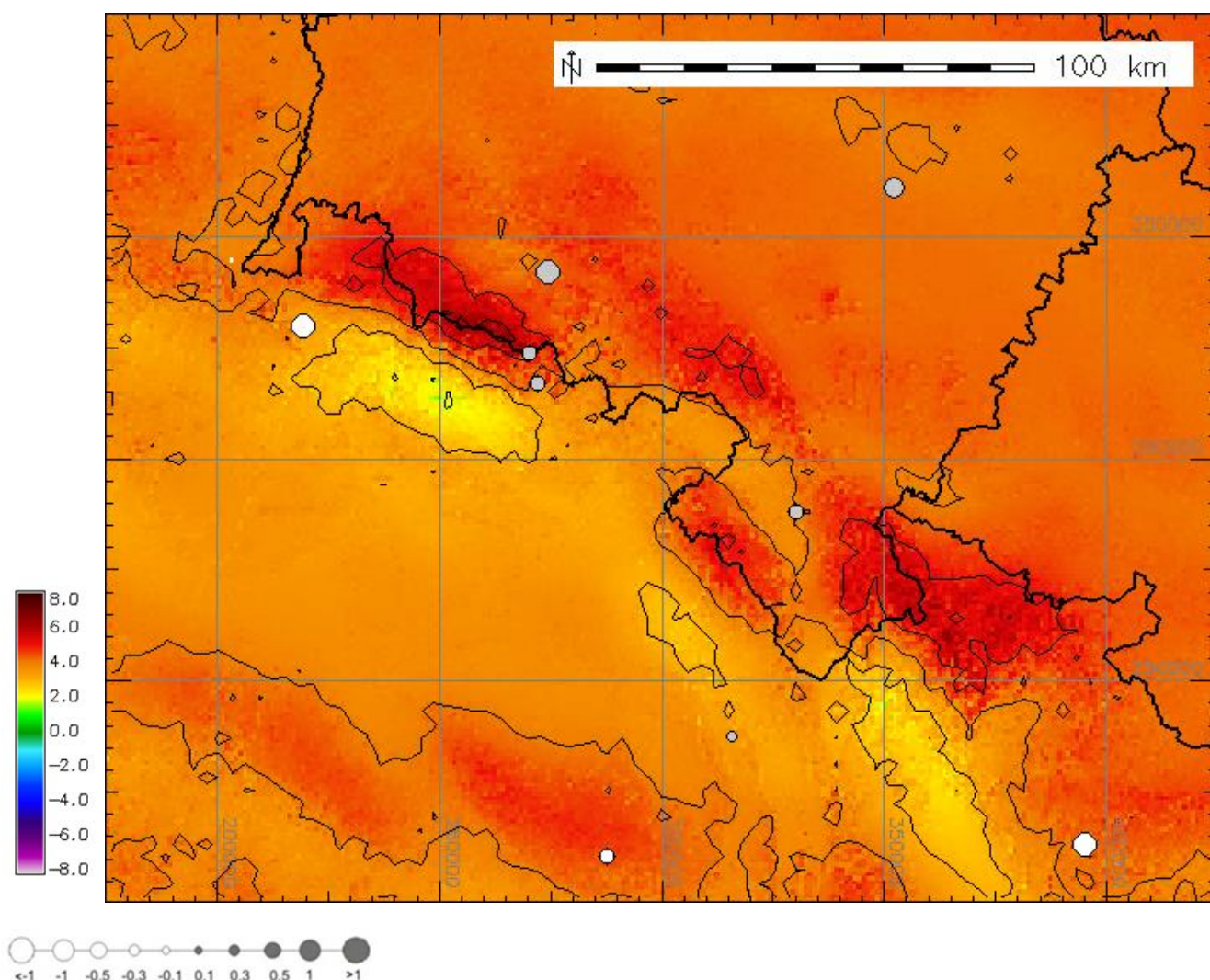
Załącznik 32. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji SWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp \text{ III NWAAD} \sim 8.452 - (0.006659 * \text{zwartosc100m}) + (0.9911 * \text{temp850}) - (0.000002920 * X) + (0.01232 * \text{zas500mSE})$$



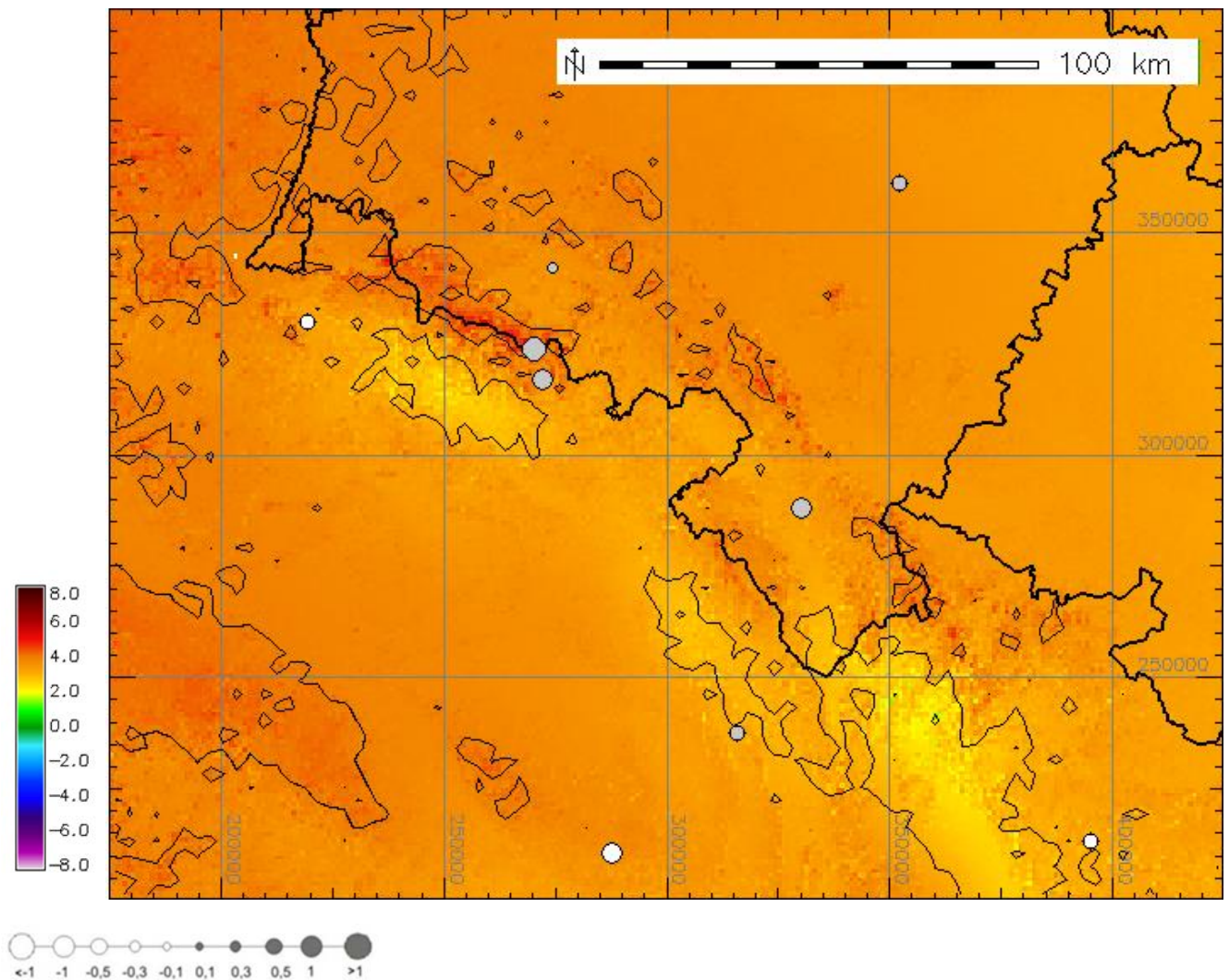
Załącznik 33. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji NWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp III SWAAW ~ 11.8788292 – (0.006953 * zwartosc200m) + (0.850191 * temp850) + (0.0037854 * zas50kmNE) – (0.0027175 * zas30kmSE)



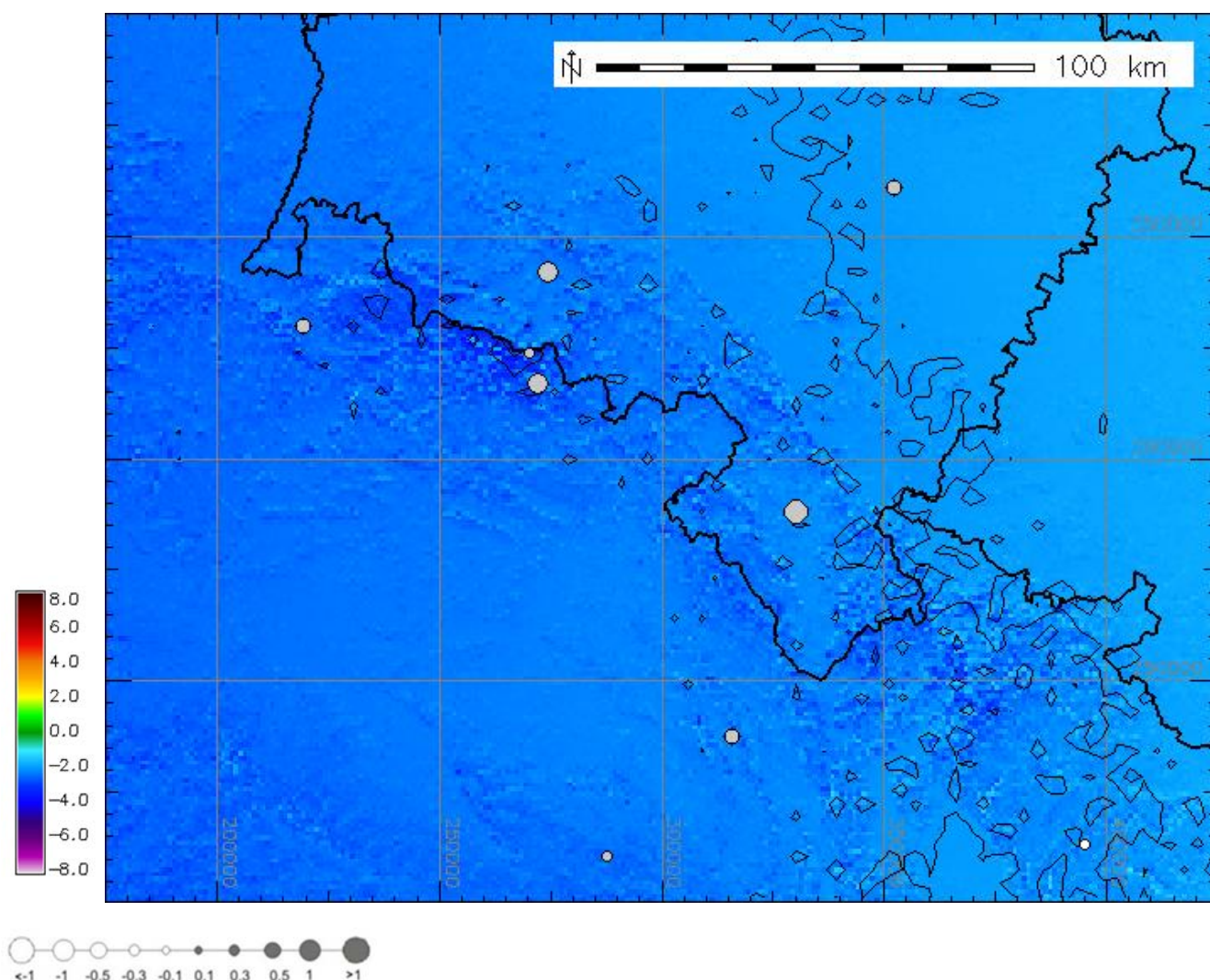
ZaŁ. 34. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza Tp [°C] w marcu w typie cyrkulacji SWAAW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$Tp \text{ III NWAAW} \sim 12.9 - (0.007849 * \text{zwartosc100m}) - (0.000007037 * X) - (0.00000452 * Y) + (0.002128 * \text{zas50kmNE})$$



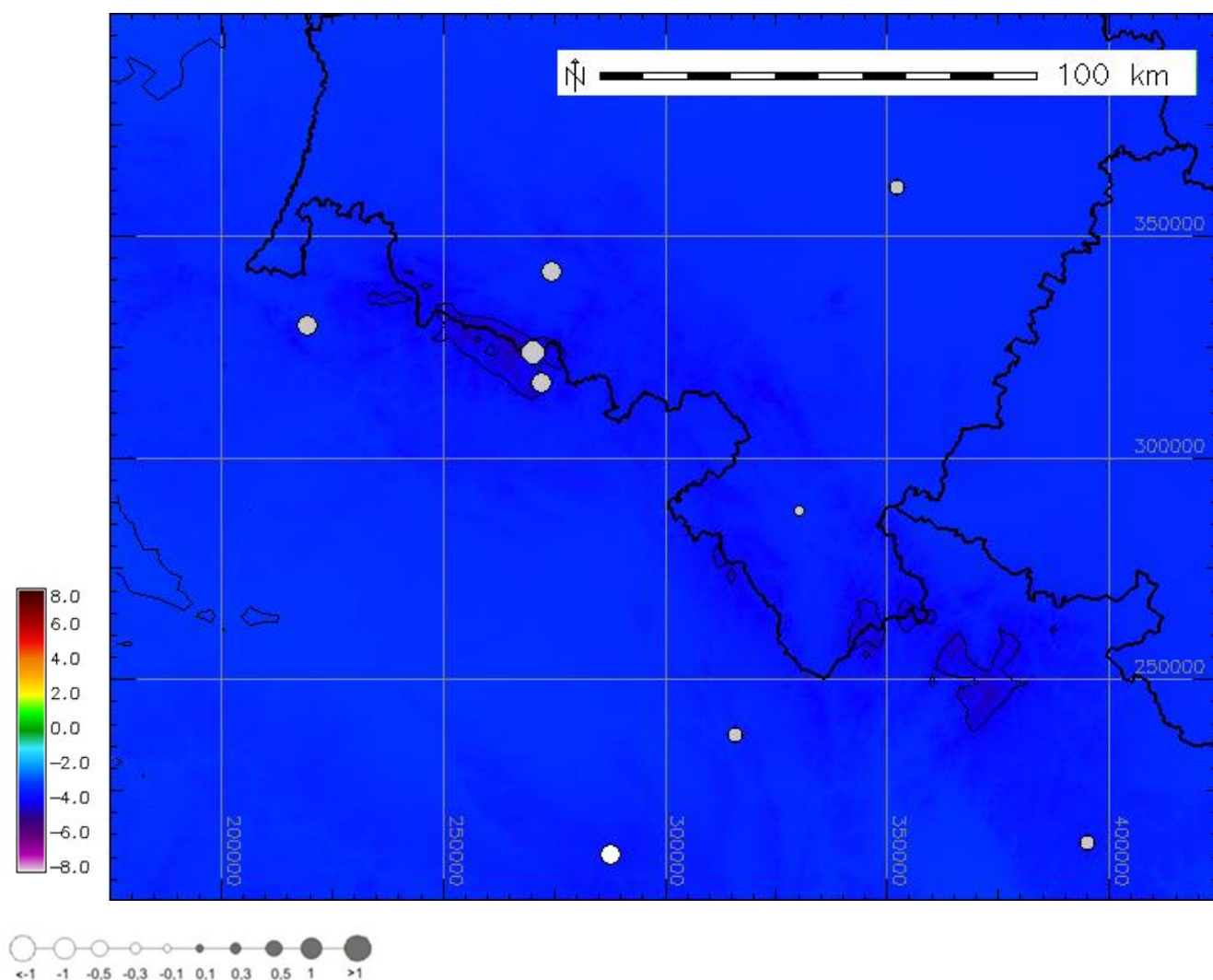
Zař. 35. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej řredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji NWAAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp \text{ III SWACD} \sim 5.314 - (0.007506 * \text{zwartosc200m}) - (0.000003431 * Y) + (0.00944 * \text{zas500mNE}) + (0.2862 * \text{temp850})$$



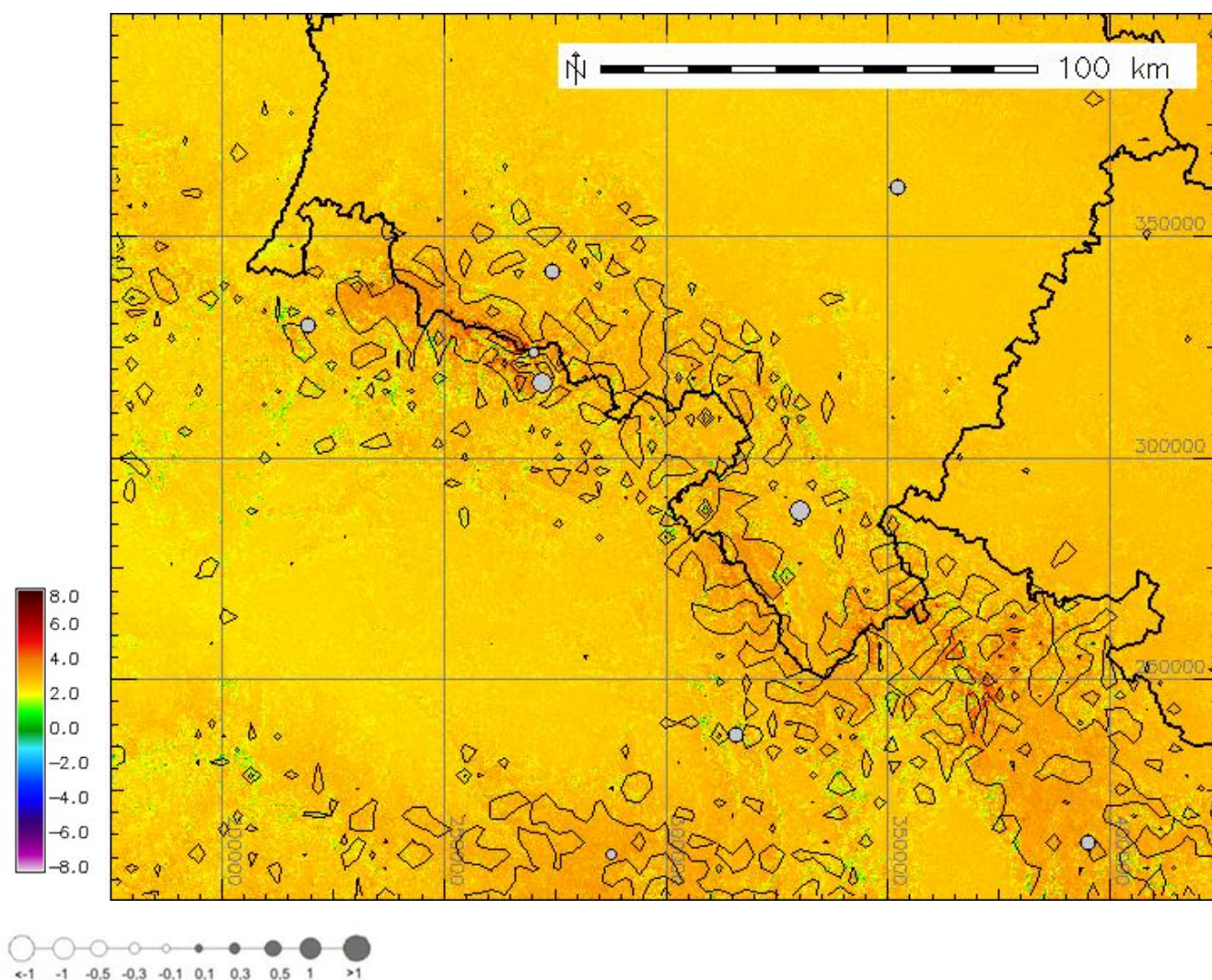
ZaŁ. 36. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji SWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie SWACD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$Tp \text{ III NWACD} \sim 6.837 - (0.008111 * \text{zwartosc100m}) + (1.397 * \text{temp850}) + (0.01516 * \text{zas500mSE}) - (0.000001123 * X)$$



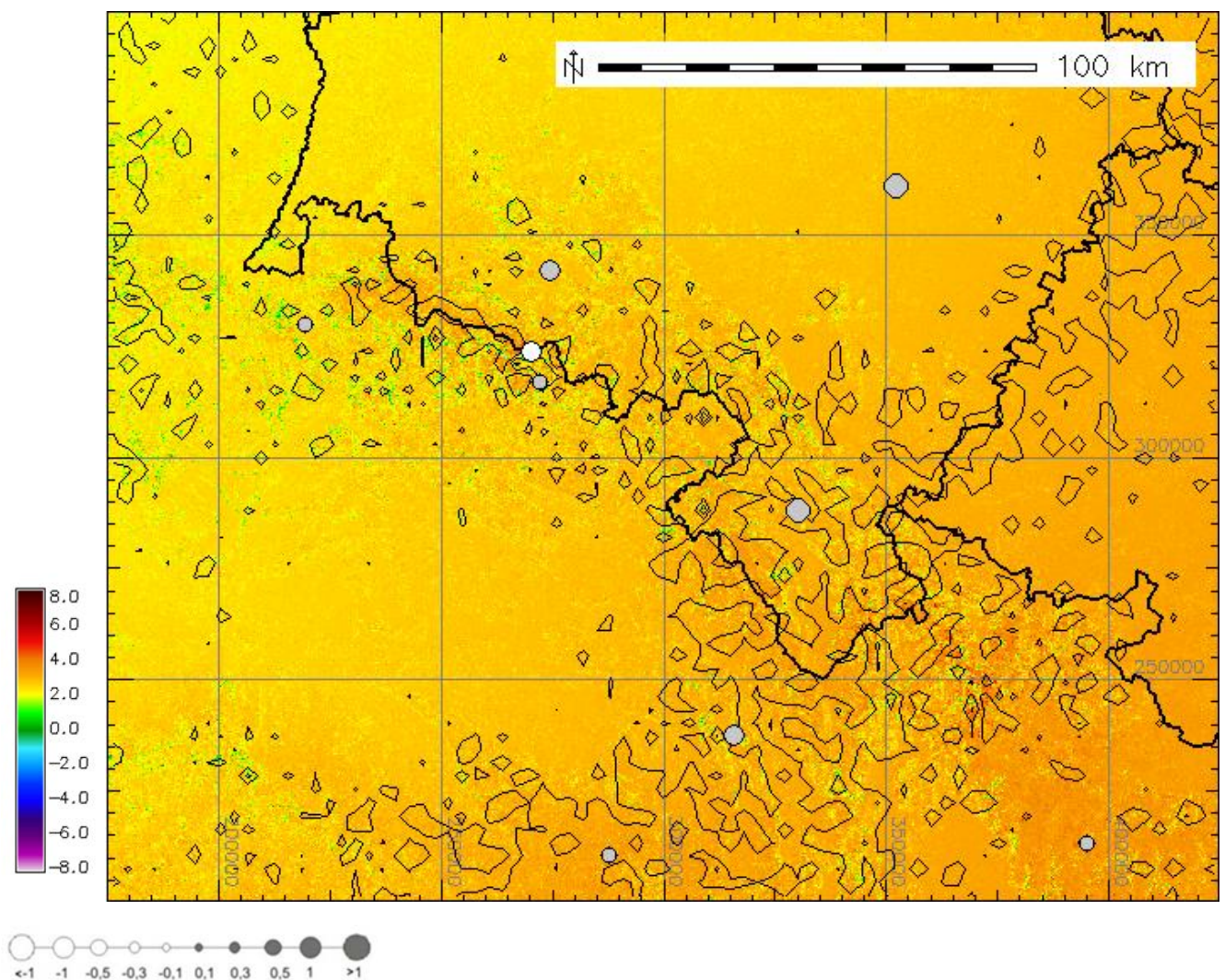
Zař. 37. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji NWACD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWACD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWACD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp III SWCAW ~ 10.3384933 – (0.0052668 * **zwartosc200m**) + (0.8949021 * **temp850**) + (0.1764368 * **forma100m**) – (0.0514492 * **nachylenie**)



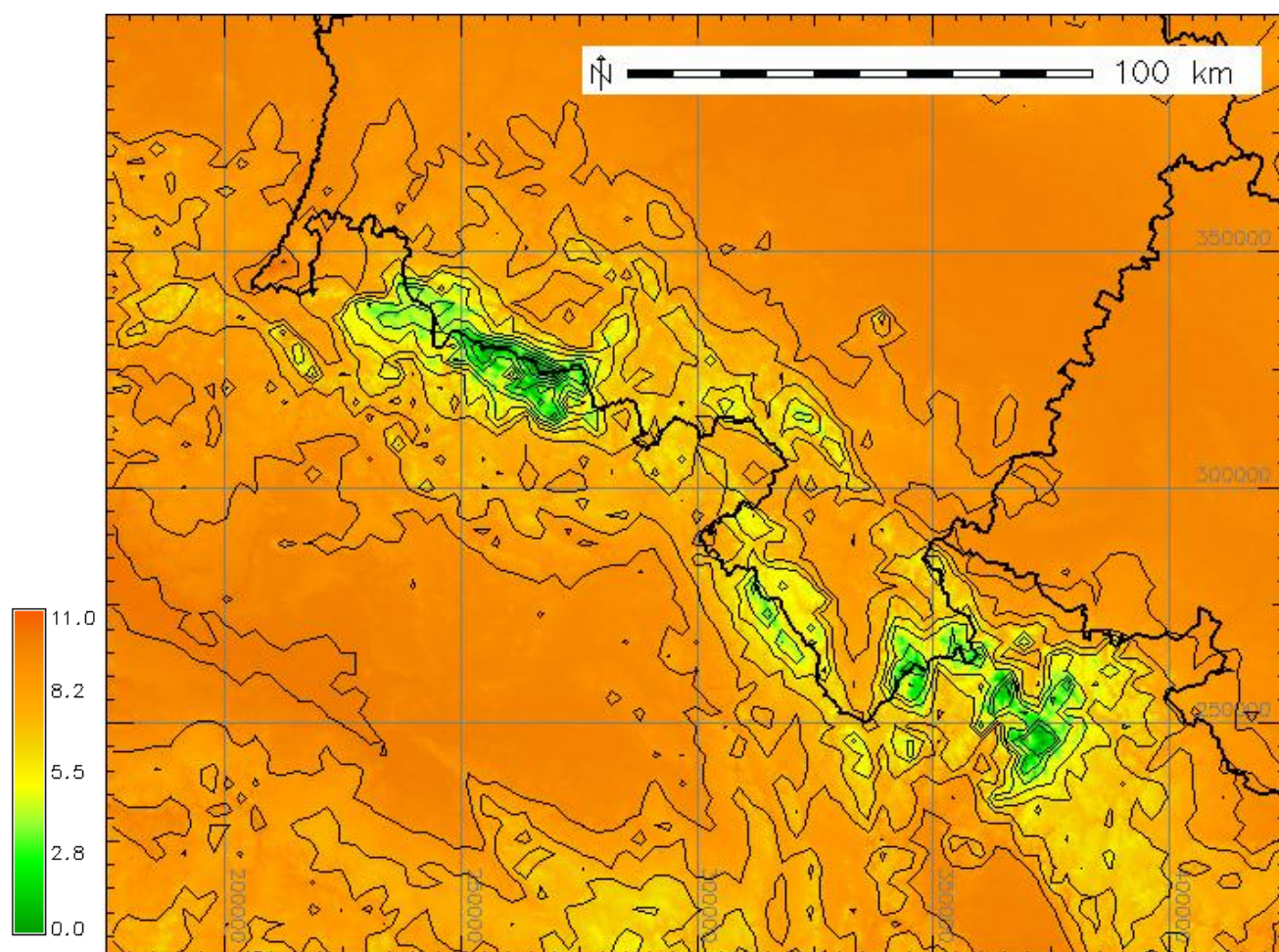
ZaŁ. 38. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉnej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; u góry - rŉwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW ; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$Tp \text{ III SWCCW} \sim 10.08 - (0.005908 * \text{zwartosc200m}) - (0.000006575 * Y) + (0.177 * \text{forma100m}) - (0.04789 * \text{nachylenie})$$



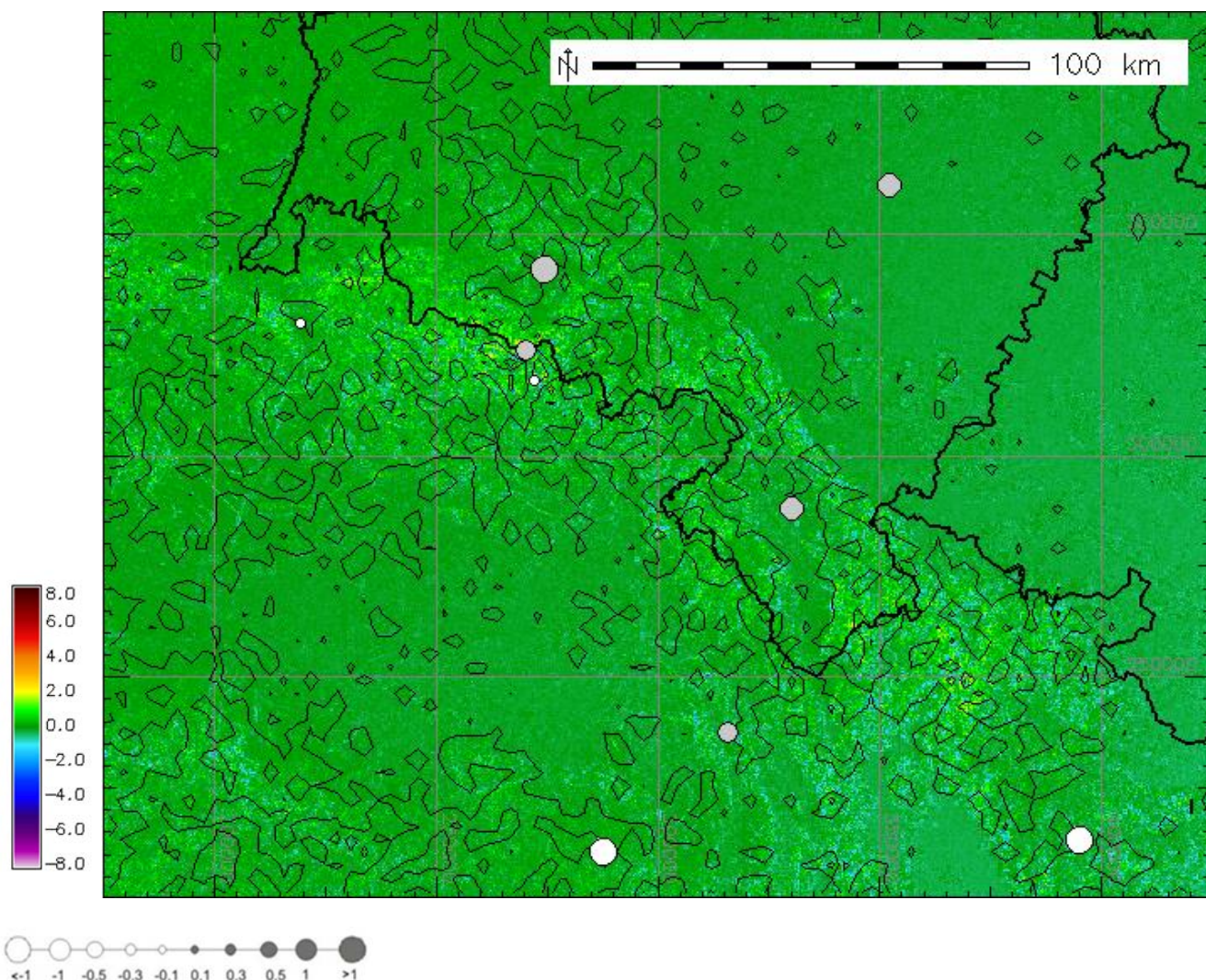
ZaŁ. 39. Rozkład przestrzenny odchyŁeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w marcu w typie cyrkulacji SWCCW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ KWIECIEŃ} \sim 13.18 - (0.007723 * \text{zwartość100m}) - (0.000005097 * Y) + (0.01675 * \text{zas500mSE}) - (0.000001674 * X)$$



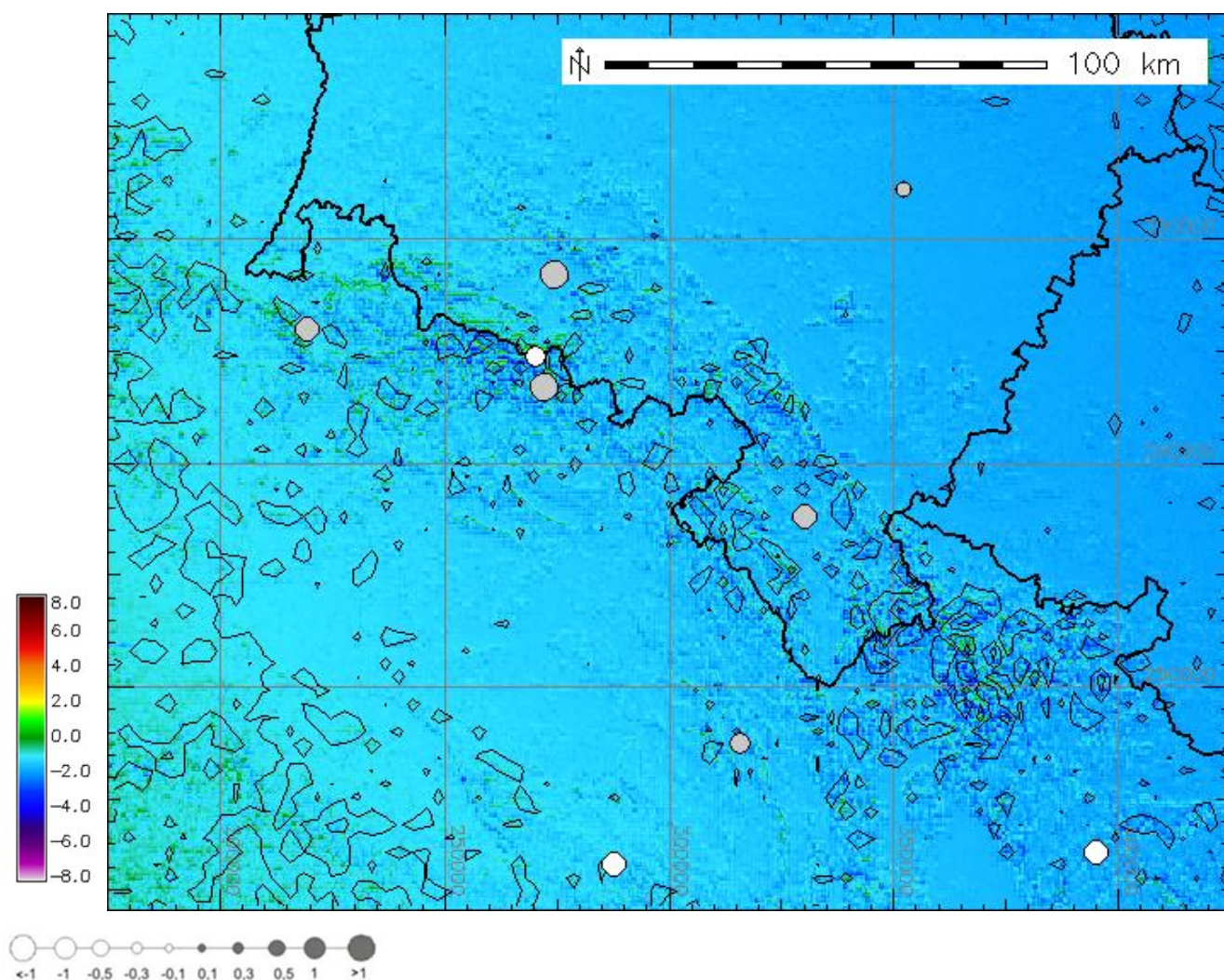
Zał. 40. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu; u góry – równanie estymacji temperatury T_p ; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ IV SWAAD} \sim 10.71 - (0.007175 * \text{zwartość200m}) + (0.7396 * \text{temp850}) - (0.000002812 * X) + (0.08478 * \text{forma200m})$$



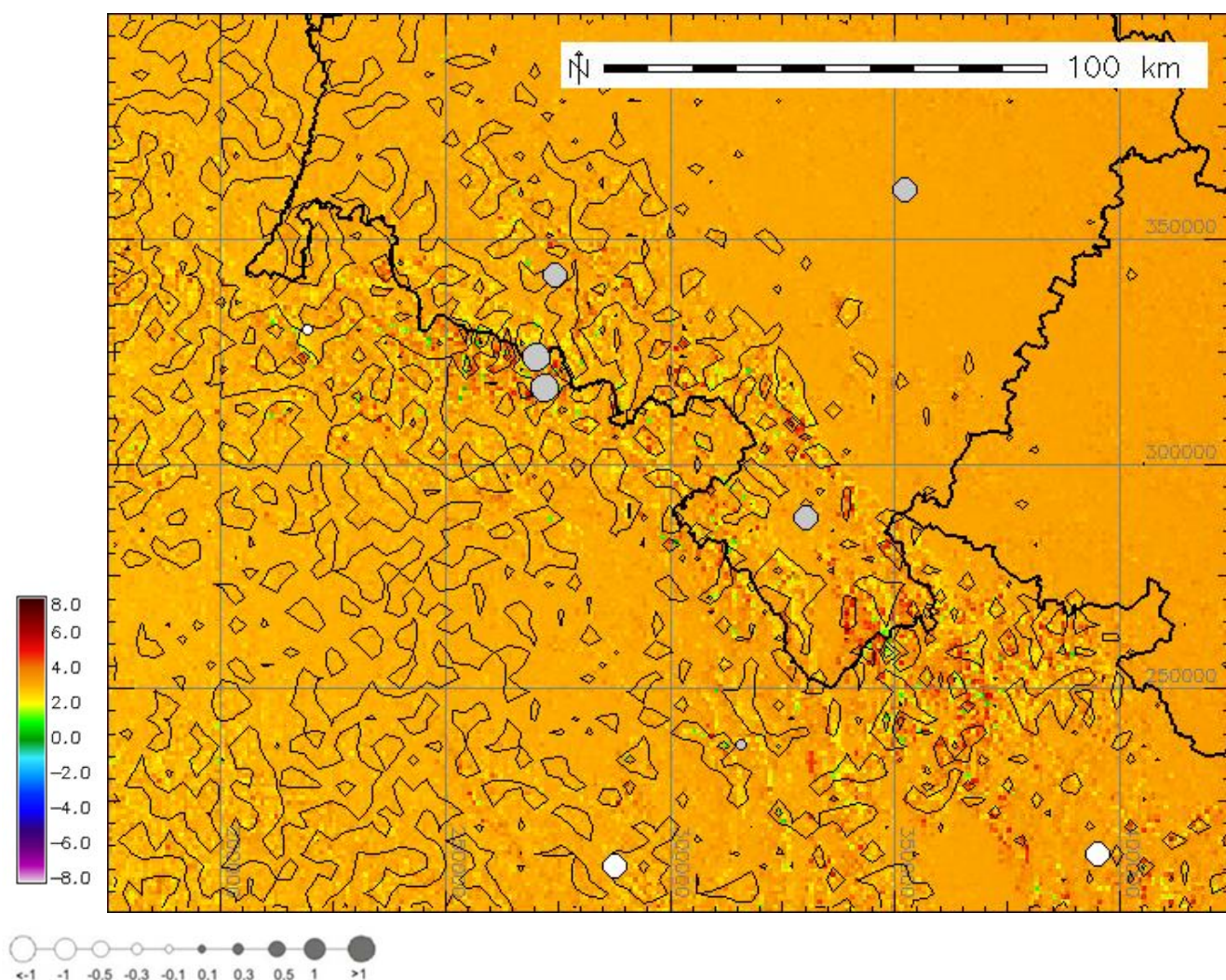
Zał. 41. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji SWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp \text{ IV NWAAD} \sim 9.669 - (0.007799 * \text{zwartosc100m}) - (0.000005615 * X) + (1.22 * \text{temp850}) + (0.01919 * \text{zas500mNE})$$



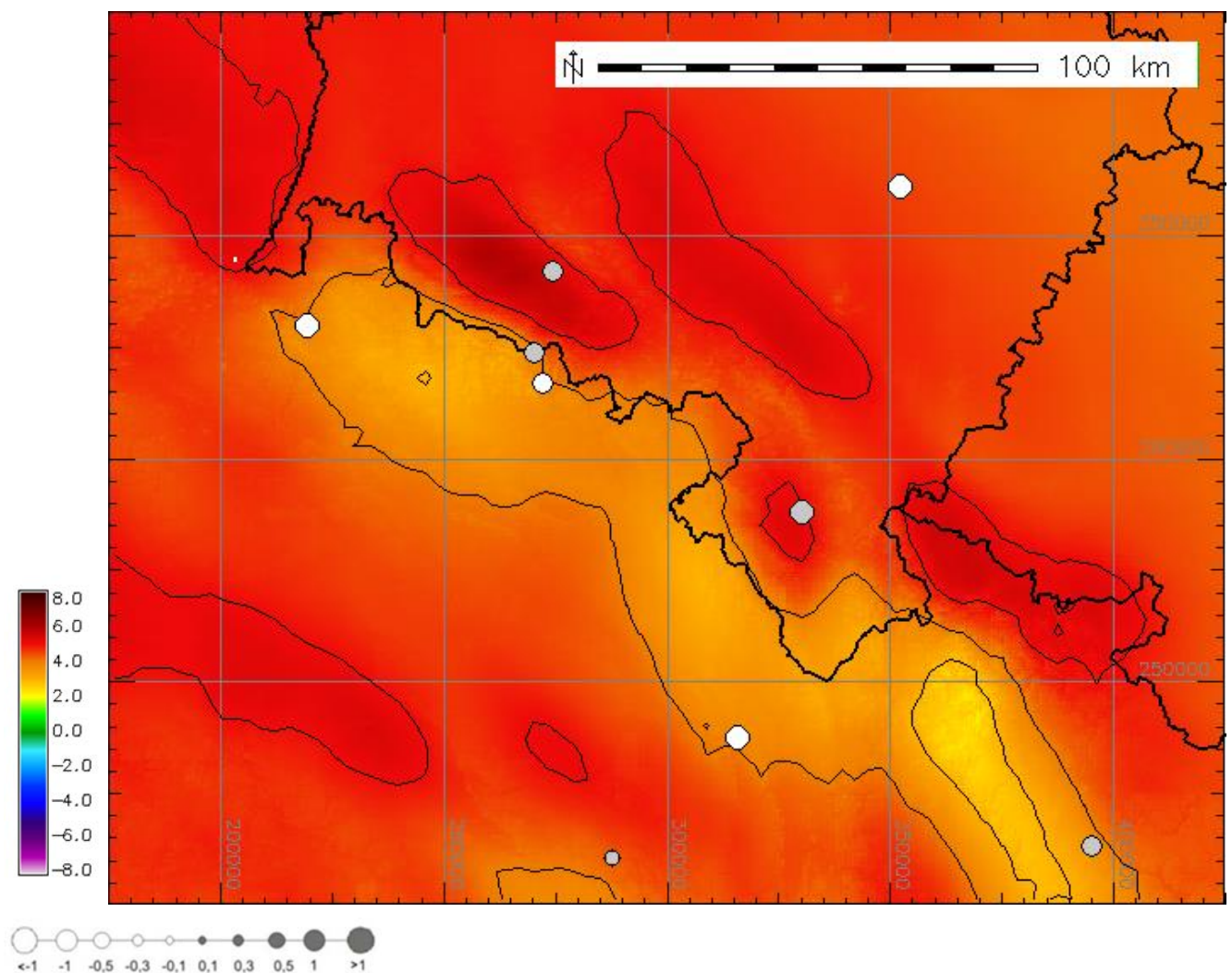
ZaŁ. 42. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji NWAAD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

Tp IV SWAAW ~ 12.9413160 – (0.0075893 * **zwartosc500m**) + (0.9138989 * **temp850**) + (0.0181066 * **zas500mNE**) + (0.03727 * **zas500mSW**)



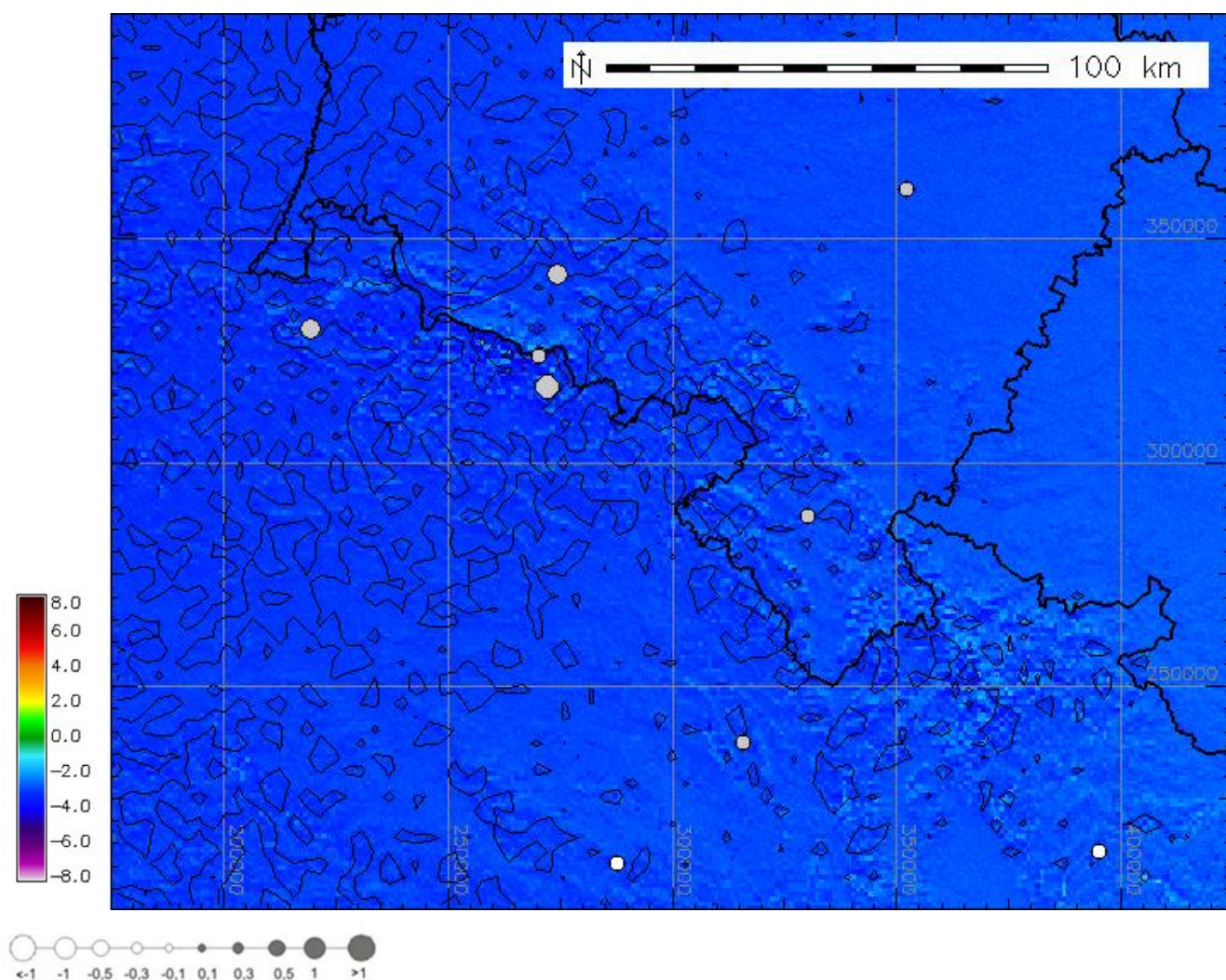
Zał. 43. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji SWAAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp_{IV} \text{ NWAAW} \sim 14.33 - (0.007399 * \text{zwartosc100m}) - (0.000005128 * X) + (0.7951 * \text{temp850}) + (0.03058 * \text{zas200mNE})$$



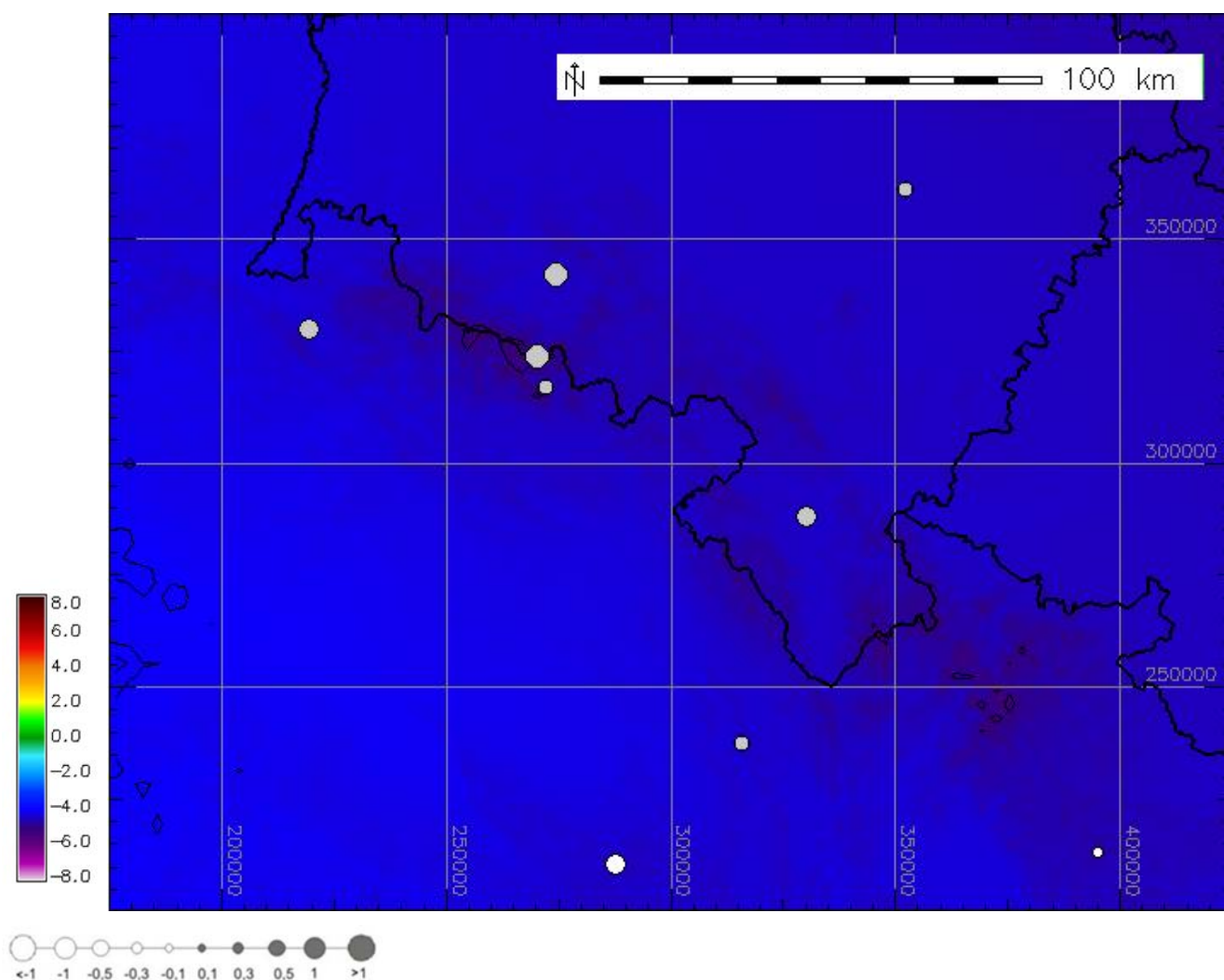
Zał. 44. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji NWAAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp IV SWACD ~ 6.9366489 – (0.0078679 * **zwartosc200m**) + (1.0957591 * **temp850**) + (0.0120276 * **zas500mNE**) – (0.0391670 * **ekspozycja**)



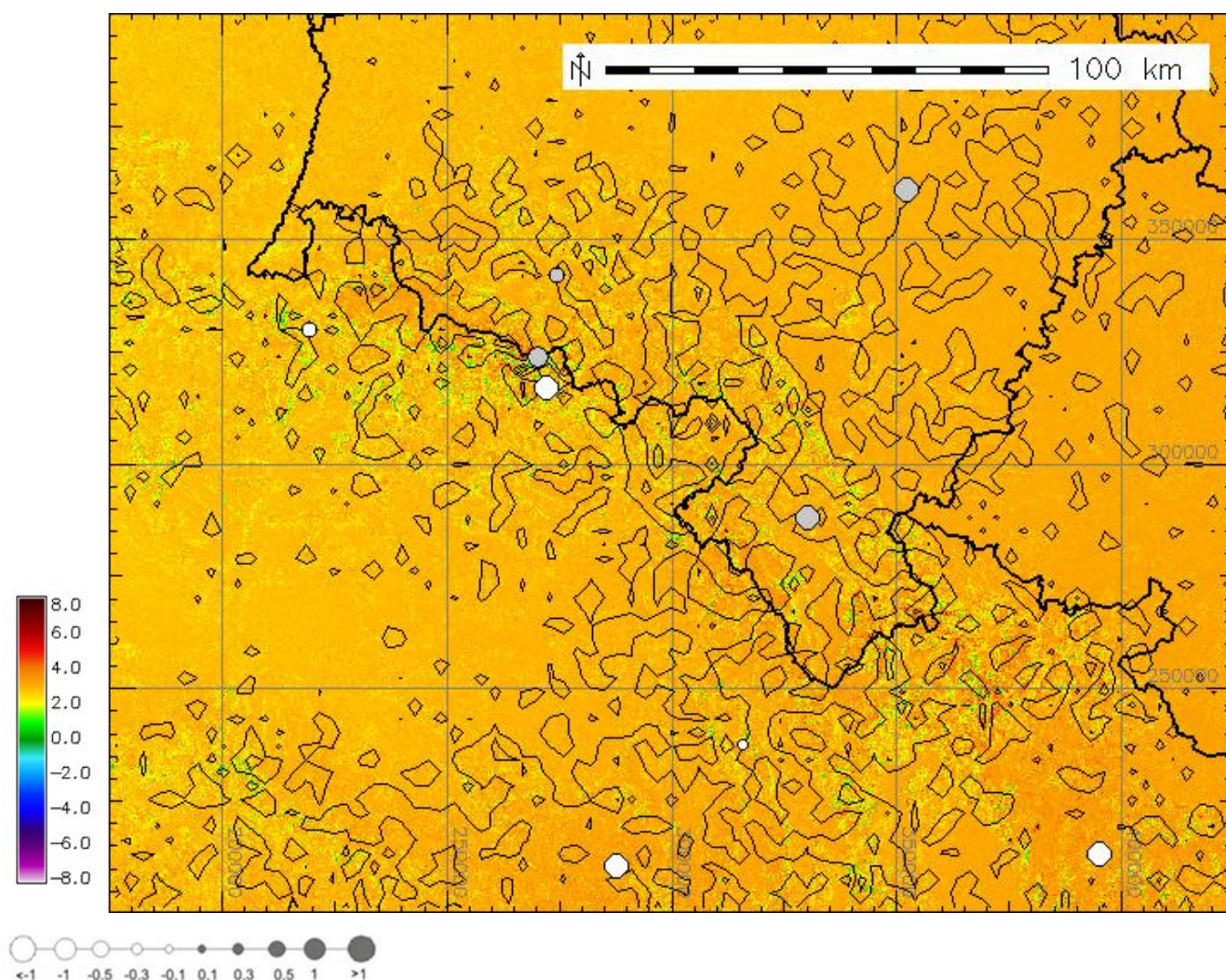
Zał. 45. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji SWACD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWACD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWACD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp \text{ IV NWACD} \sim 10.2 - (0.00843 * \text{zwartosc100m}) - (0.00000703 * Y) - (0.000003667 * X) + (0.01326 * \text{zas500mSE})$$



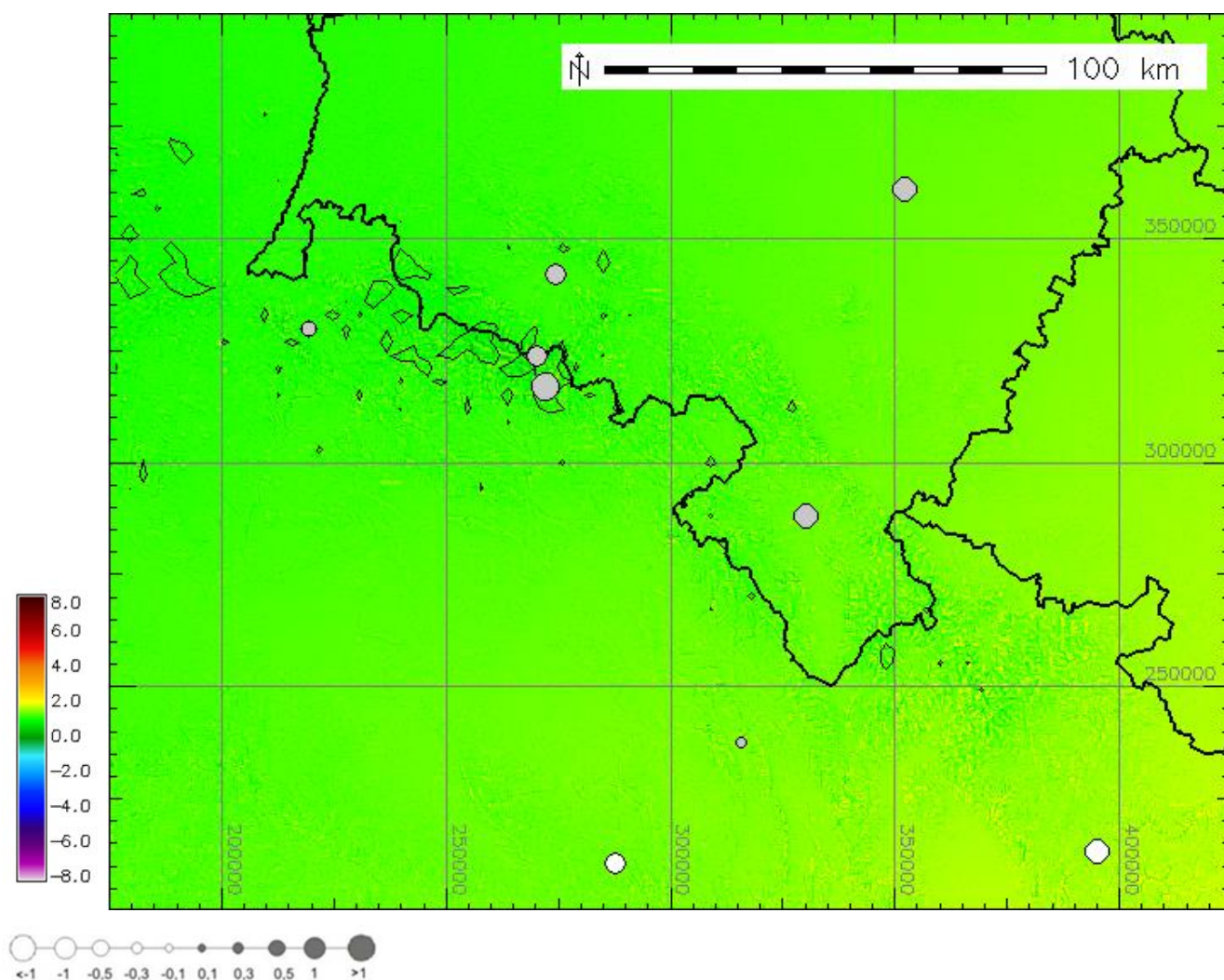
Zał. 46. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji NWACD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWACD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWACD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp IV SWCAW ~ 12.5504395 – (0.0068491 * **zwartosc200m**) + (1.0007808 * **temp850**) + (0.1090691 * **forma200m**) – (0.0483331 * **nachylenie**)



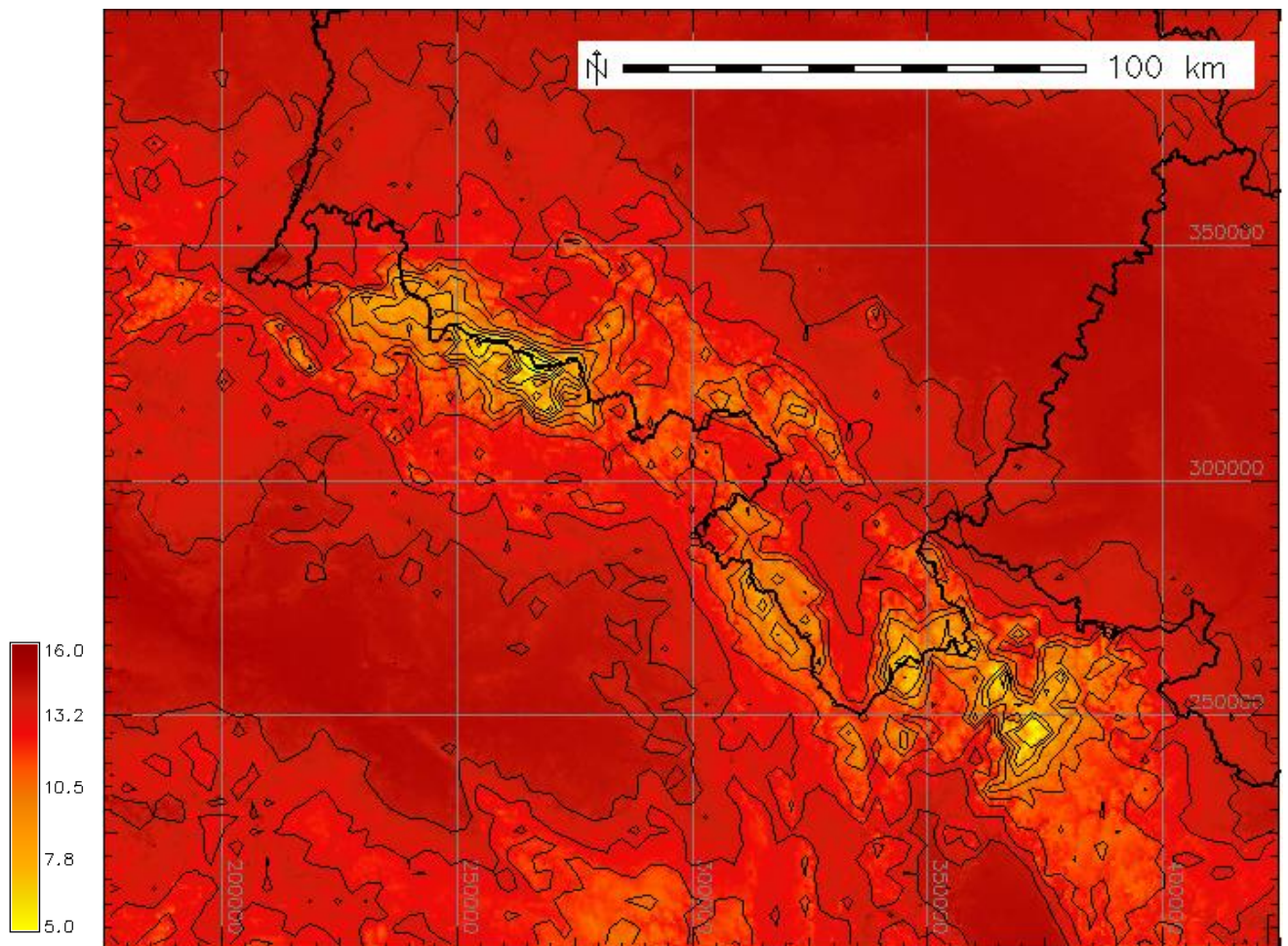
Zał. 47. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp IV SWCCW ~ 10.7313873 – (0.0080019 * **zwartosc500m**) + (1.3089036 * **temp850**) + (0.0122431 * **zas500mSE**)



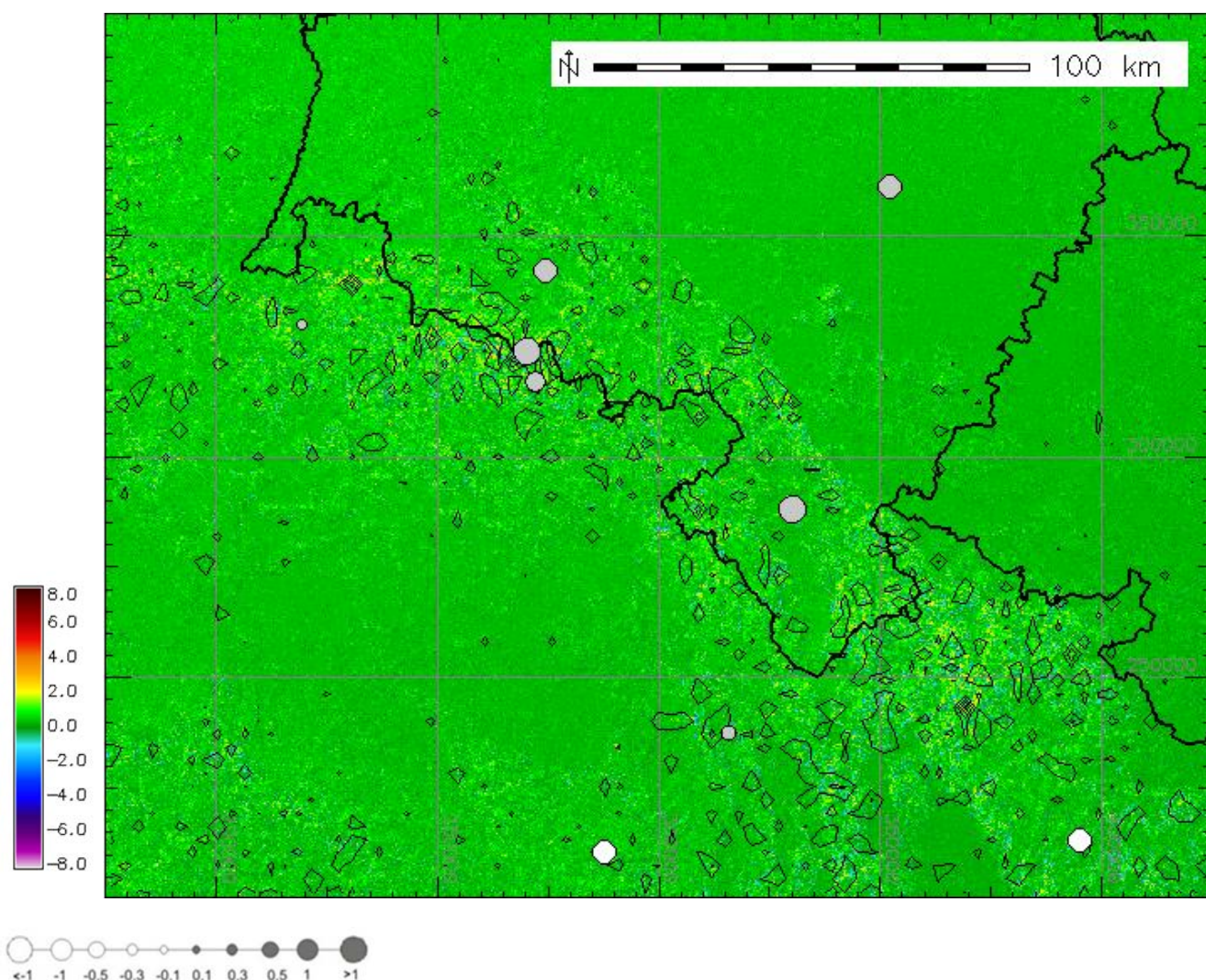
Zał. 48. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w kwietniu w typie cyrkulacji SWCCW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW; izotermi wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ MAJ} \sim 17.8 - (0.007551 * \text{zwartość100m}) - (0.000005389 * Y) + (0.01828 * \text{zas500mSE}) - (0.0000008843 * X)$$



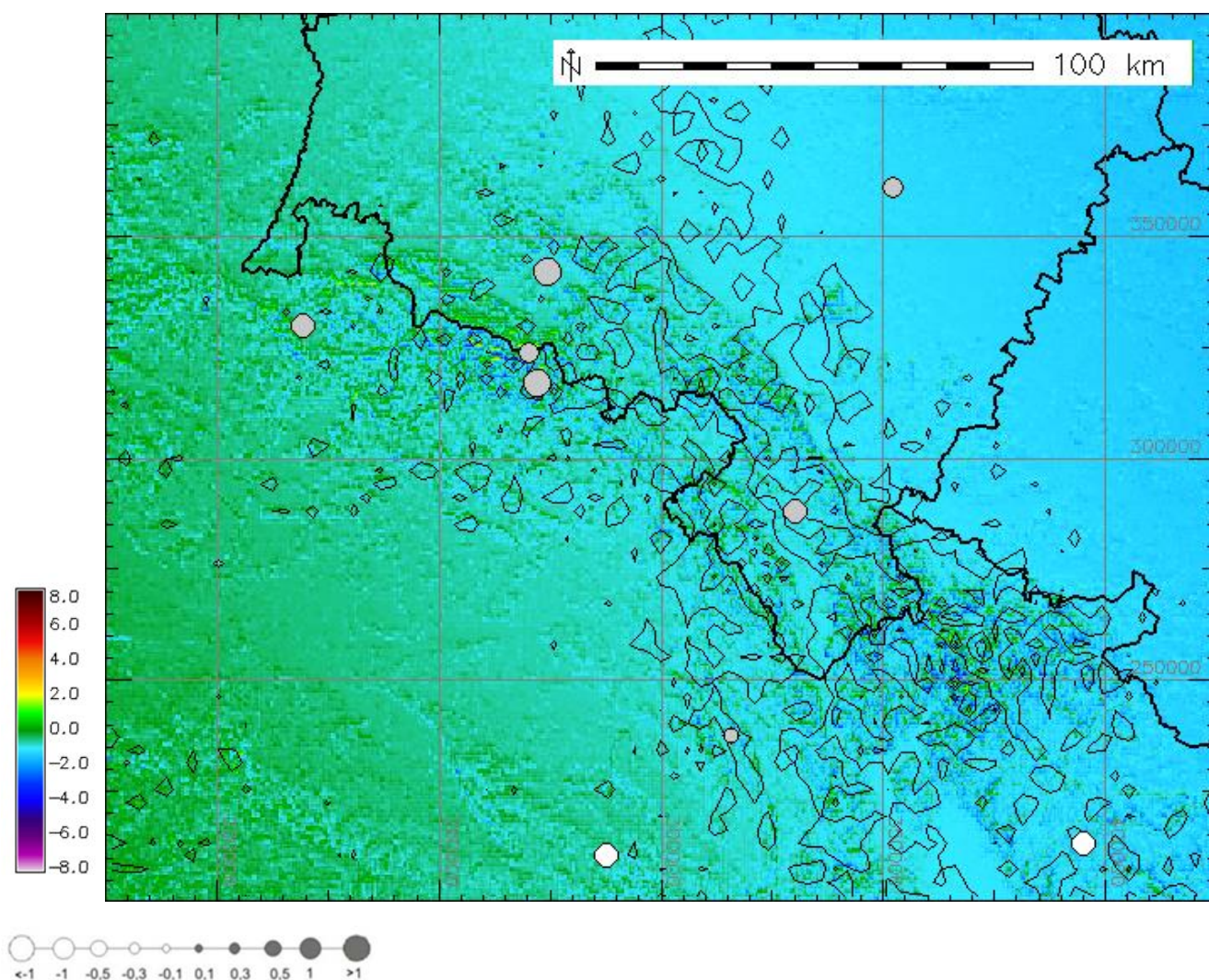
Załącznik 49. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju; u góry – równanie estymacji temperatury T_p ; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ SWAAD } V \sim 17.85 - (0.007203 * \text{zwartosc200m}) - (0.000004029 * Y) + (0.2375 * \text{forma100m}) - (0.000001451 * X)$$



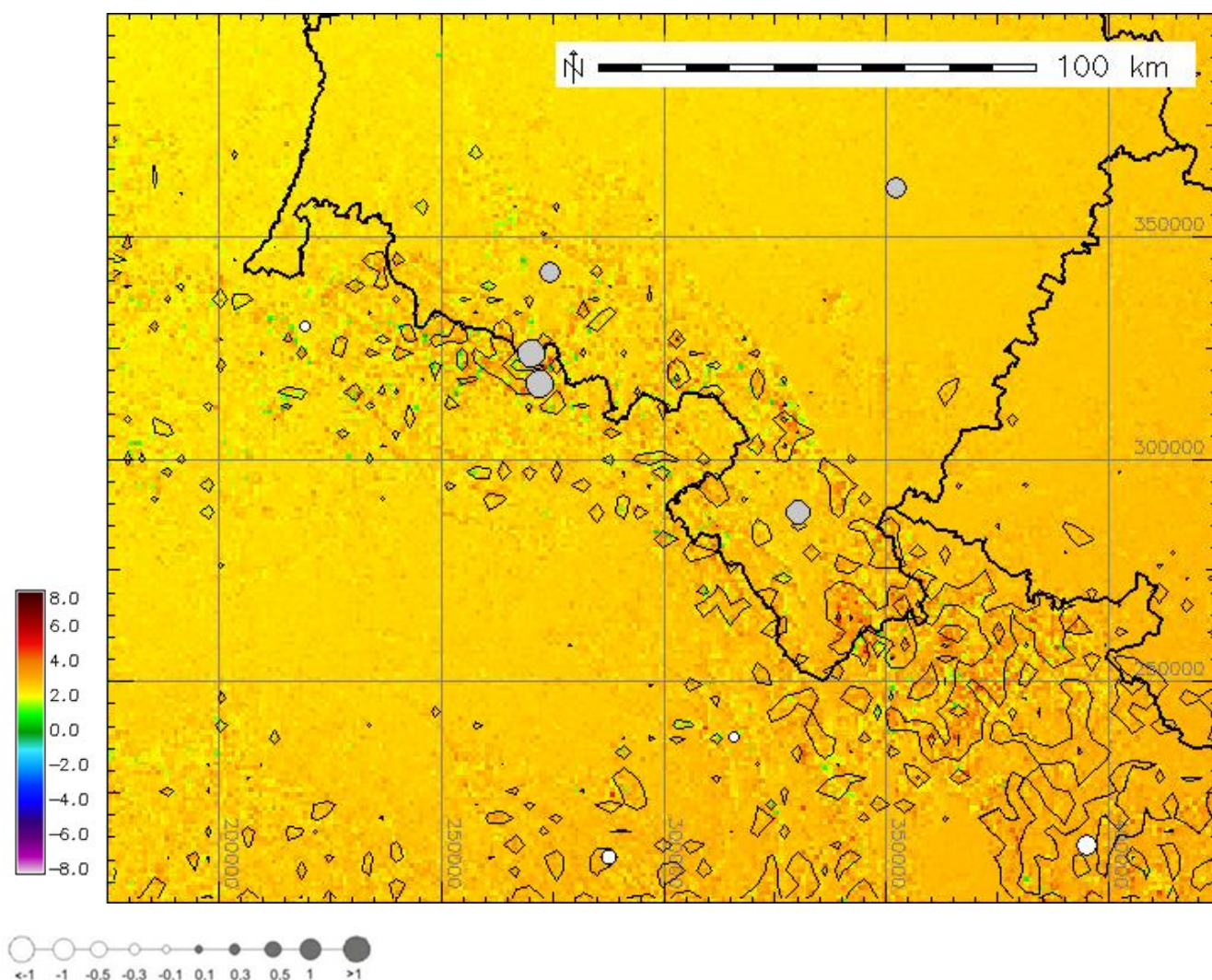
ZaŁ. 50. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji SWAAD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$T_p \text{ V NWAAD} \sim 18.58 - (0.007539 * \text{zwartosc100m}) - (0.000006769 * Y) - (0.000004994 * X) + (0.01917 * \text{zas500mNE})$$



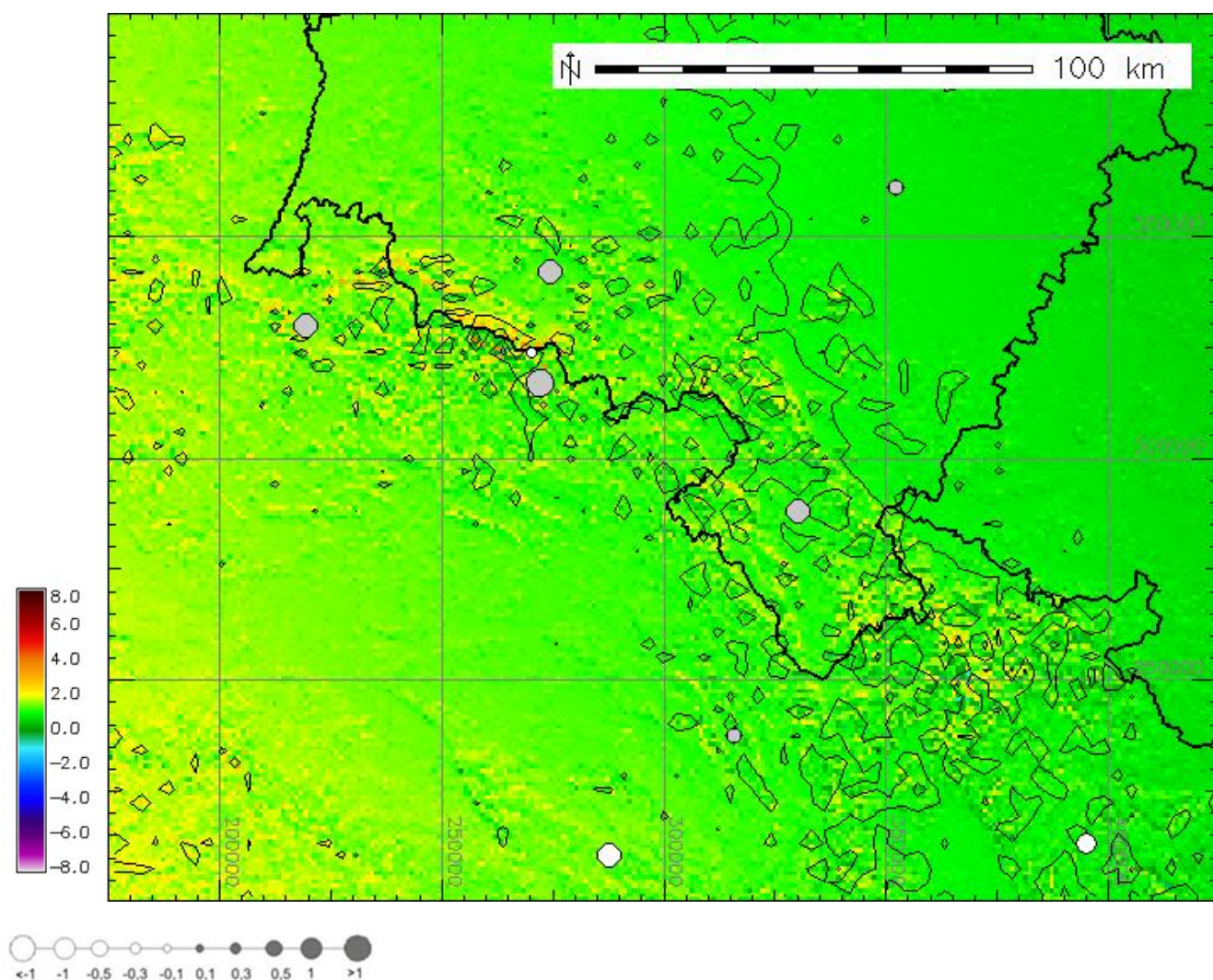
Zař. 51. Rozkład przestrzenny odchył od estymowanej řredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji NWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp V SWAAW ~ 11.6944695 – (0.0072014* **zwartosc500m**) + (1.1294181 * **temp850**) + (0.0250679 * **zas500mNE**) + (0.027332 * **zas500mSW**)



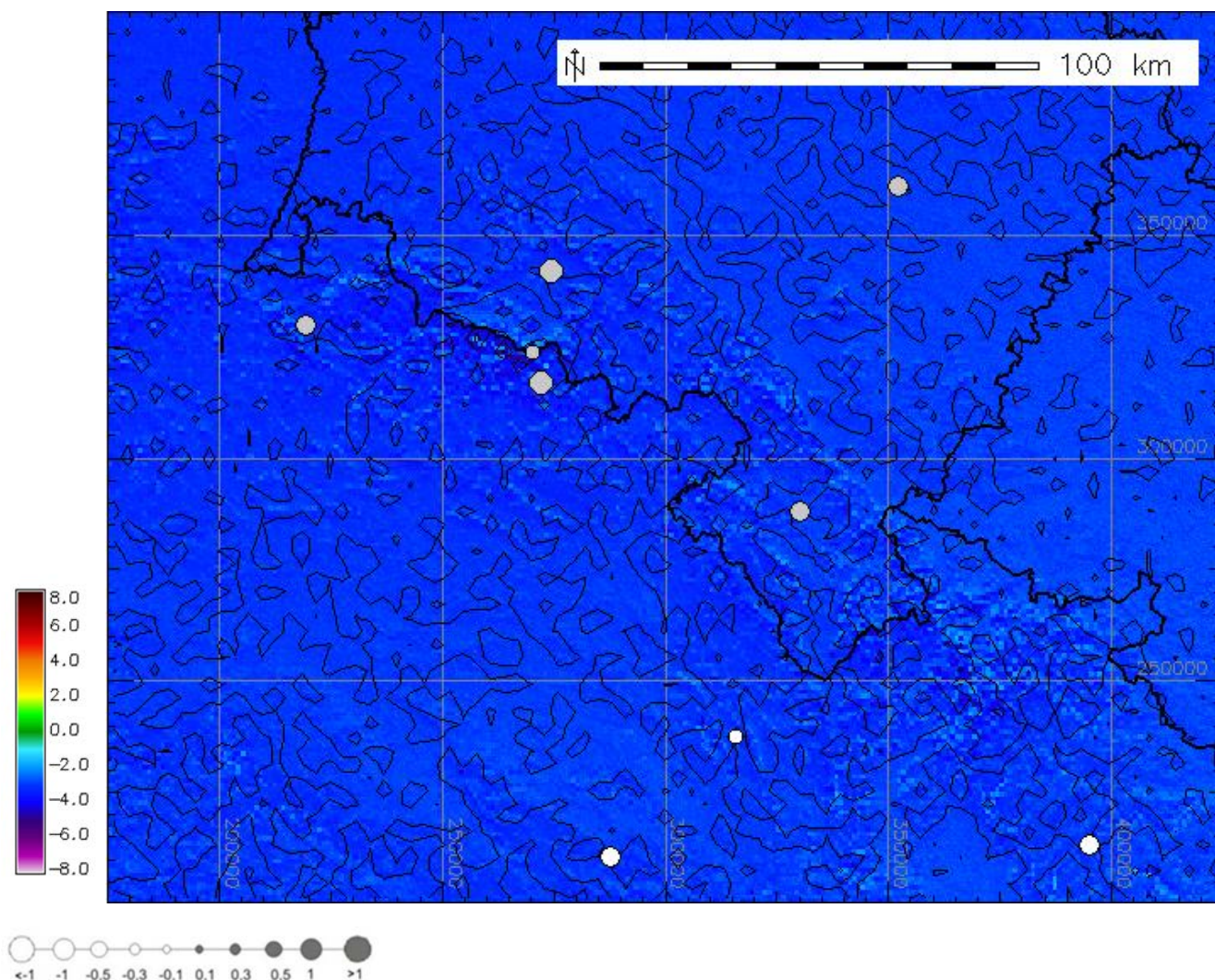
ZaŁ. 52. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji SWAAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp \text{ V NWAAW} \sim 12.93 - (0.007287 * \text{zwartosc100m}) - (0.000005952 * X) + (0.9831 * \text{temp850}) + (0.0208 * \text{zas500mNE})$$



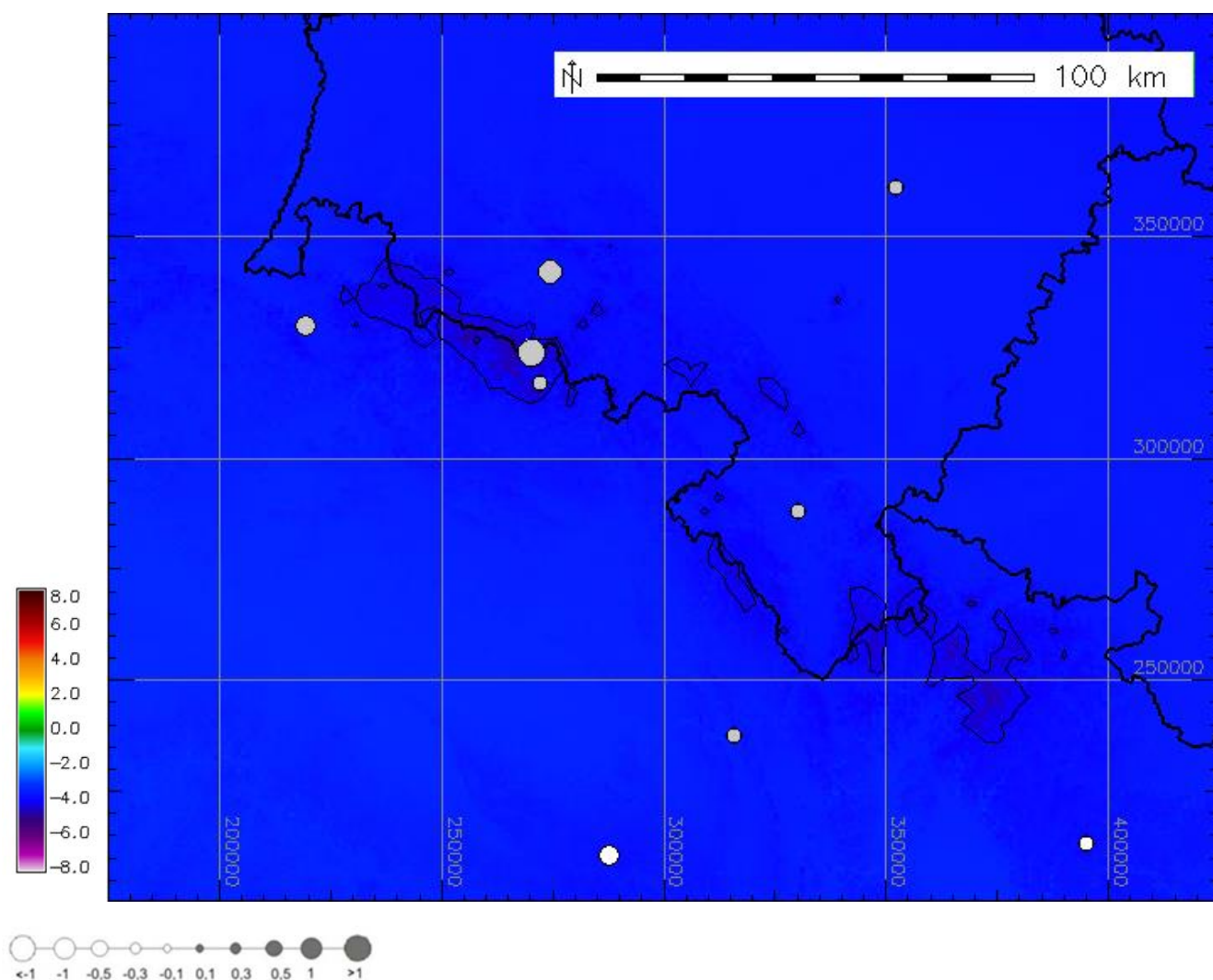
Zař. 53. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej řredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji NWAAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ V SWACD} \sim 15.21 - (0.007954 * \text{zwartosc200m}) - (0.000006568 * Y) + (0.01522 * \text{zas500mNE}) - (0.04877 * \text{ekspozycja})$$



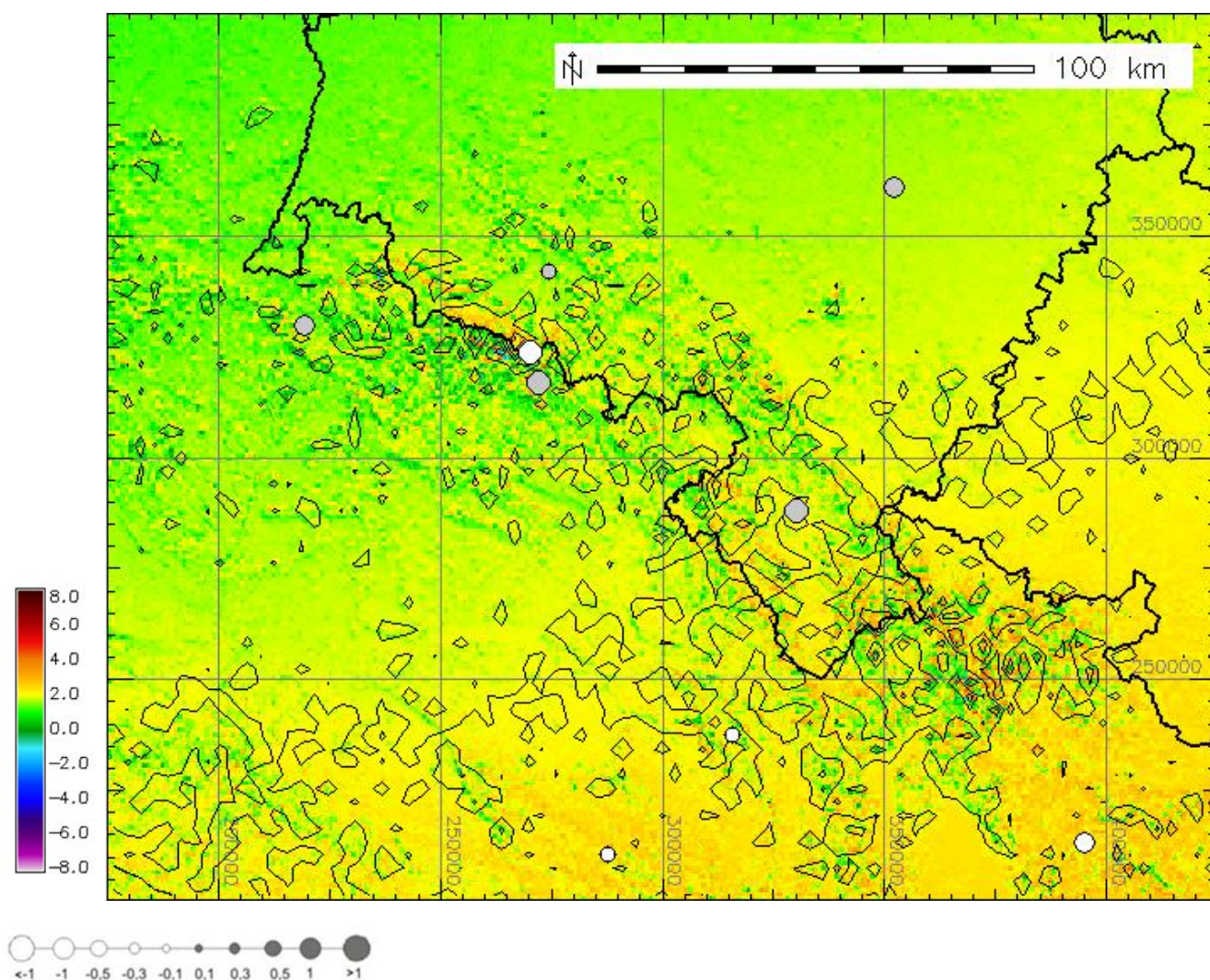
ZaŁ. 54. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji SWACD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWACD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWACD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ V NWACD} \sim 15.58 - (0.008475 * \text{zwartosc100m}) - (0.000007569 * Y) - (0.000002131 * X) + (1.394 * \text{zas500mSE})$$



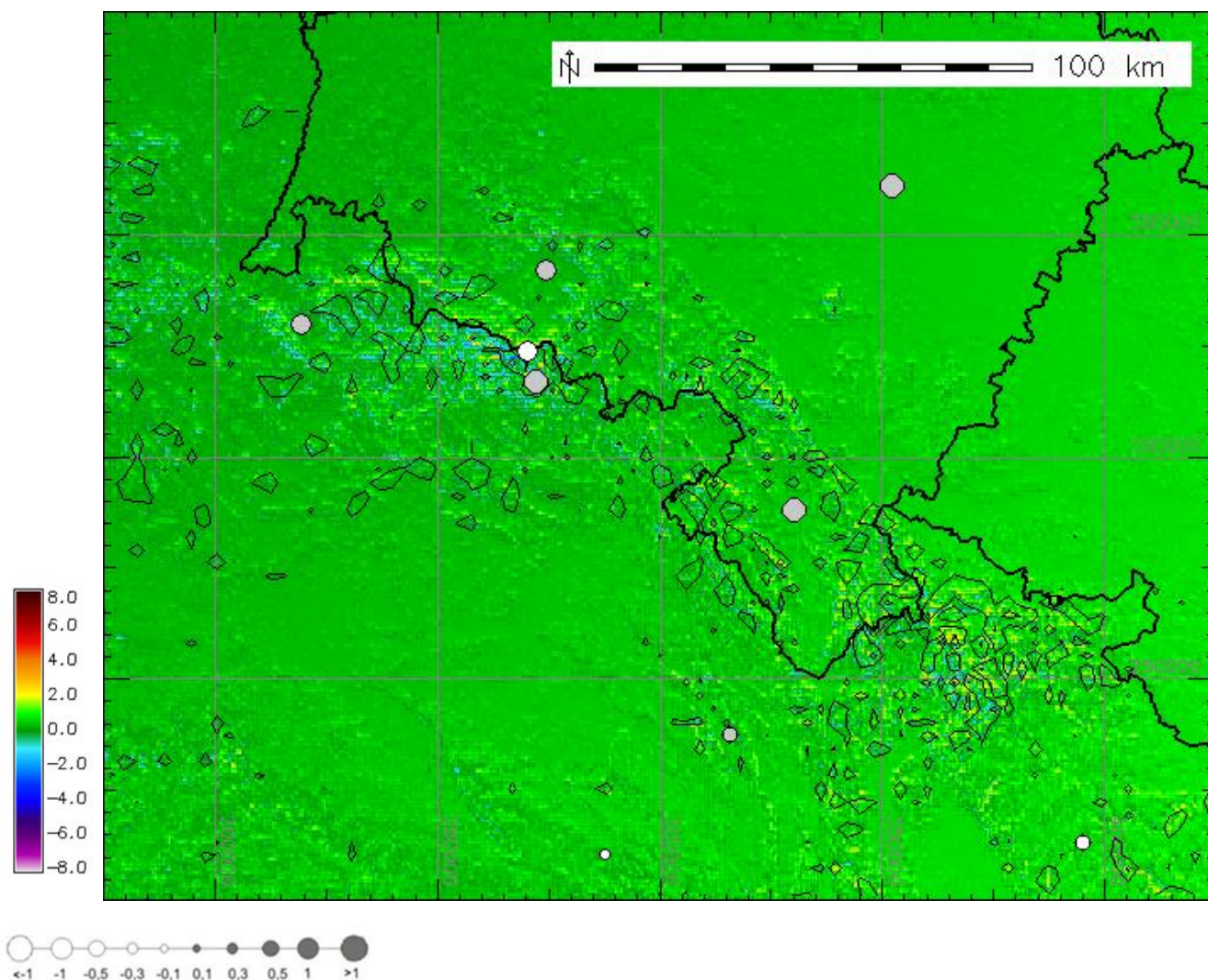
Zař. 55. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji NWACD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWACD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWACD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp \text{ V SWCAW} \sim 9.1178673 - (0.0069233 * \text{zwartosc500m}) + (1.4355872 * \text{temp850}) + (0.0283904 * \text{zas500mNE}) - (0.0380158 * \text{nachylenie})$$



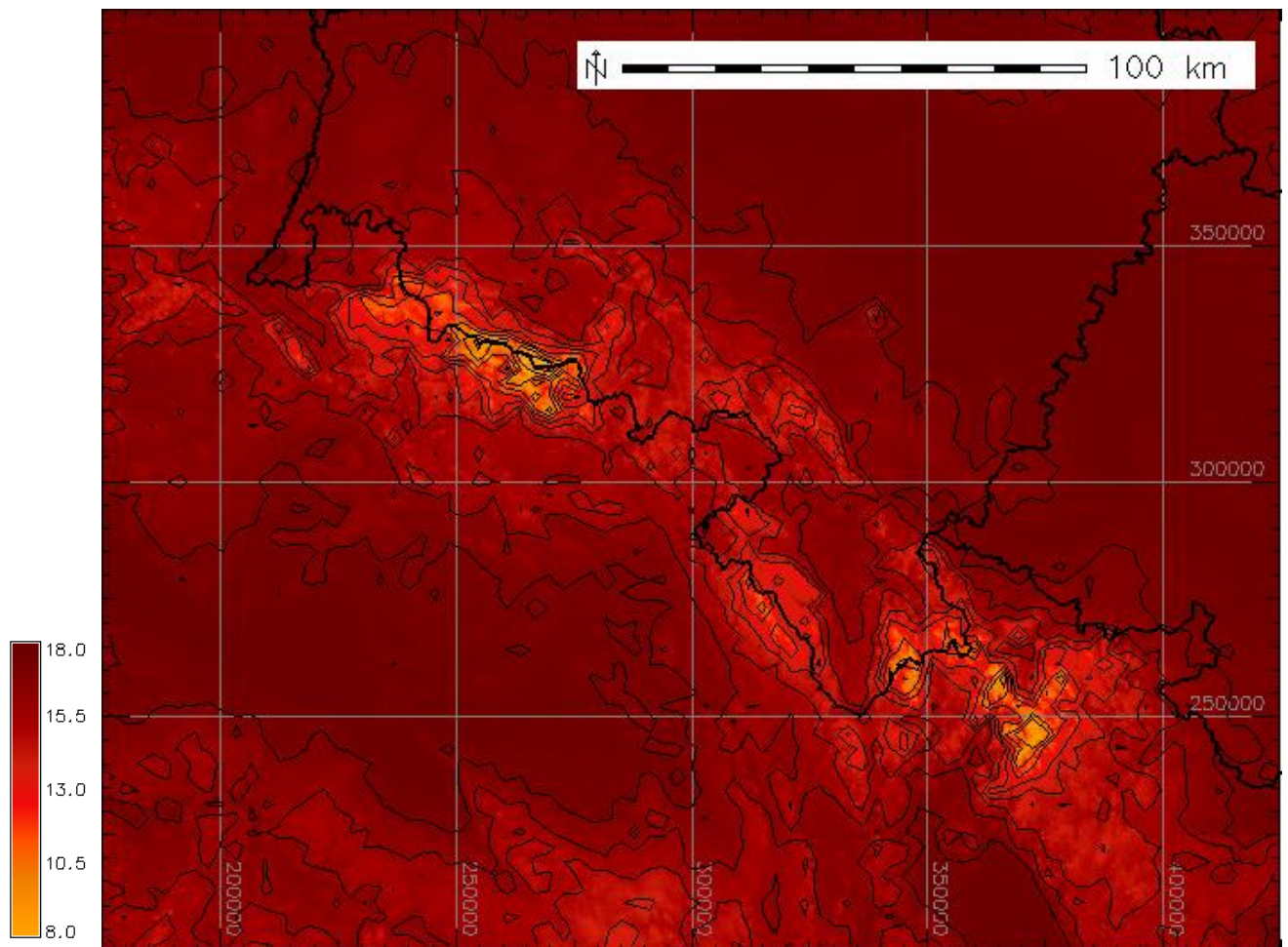
ZaŁ. 56. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; u góry - rówanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$Tp \text{ V SWCCW} \sim 9.9970924 - (0.0077369 * \text{zwartosc500m}) + (1.0720838 * \text{temp850}) + (0.0188423 * \text{zas500mNE})$$



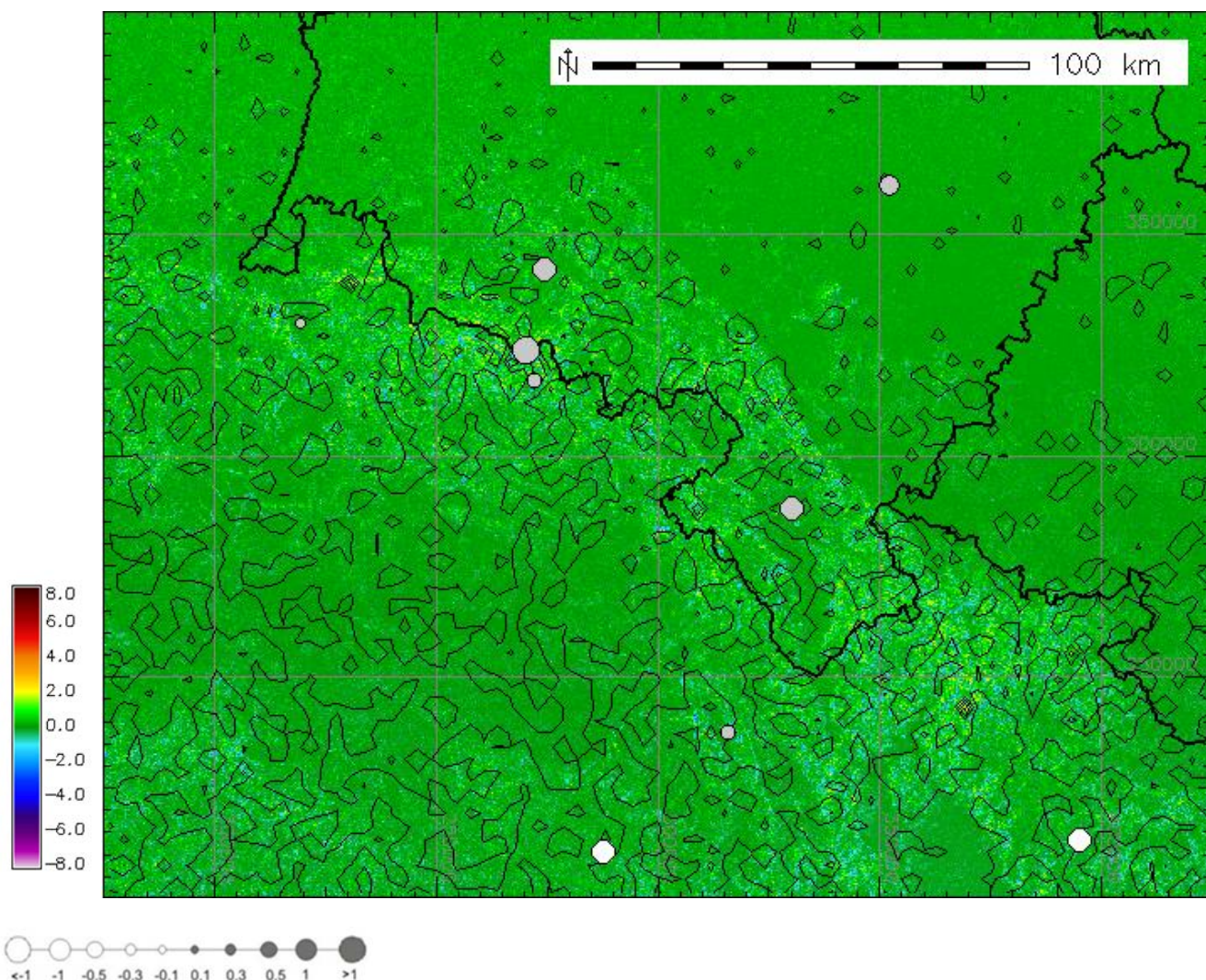
Załącznik 57. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w maju w typie cyrkulacji SWCCW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp CZERWIEC ~ 20.65 - (0.007569 * **zwartość100m**) - (0.000005741 * **Y**) + (0.01815* **zas500mSE**)



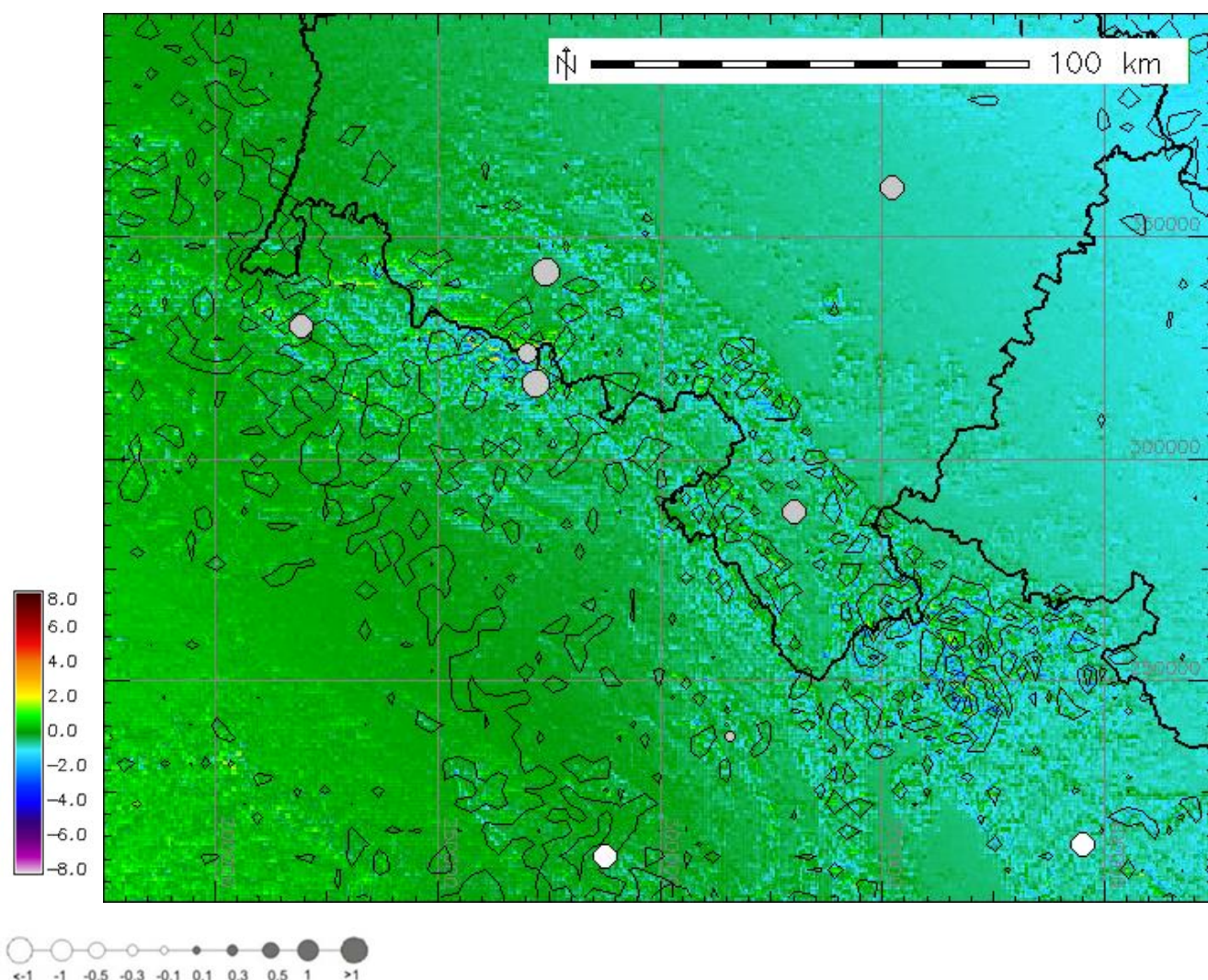
Załącznik 58. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu; u góry – równanie estymacji temperatury T_p; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp_{VI} \text{ SWAAD} \sim 20.11 - (0.007301 * \text{zwartosc200m}) - (0.000003893 * Y) + (0.2190 * \text{forma100m})$$



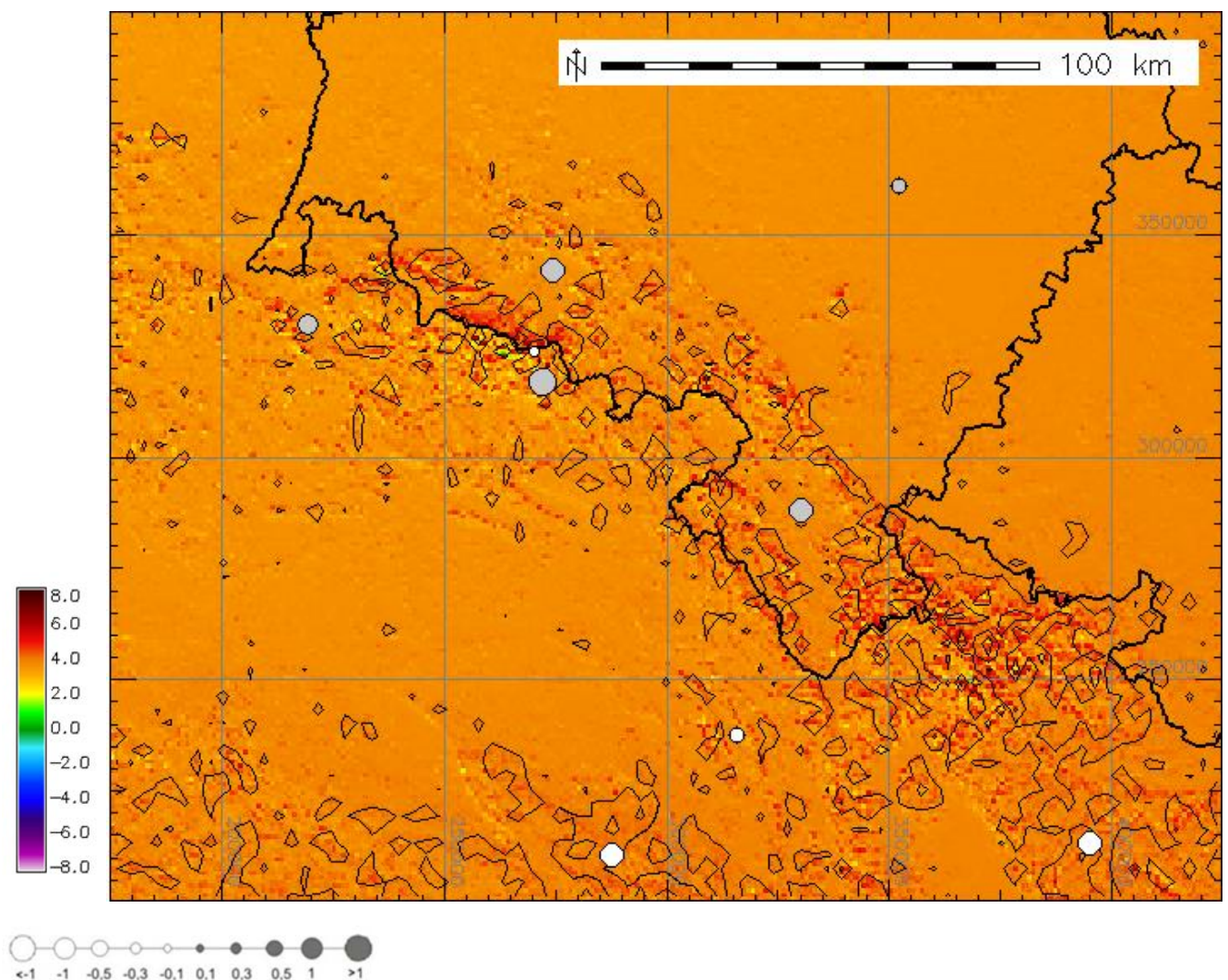
Zał. 59. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji SWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp_{VI} \text{ NWAAD} \sim 22.48 - (0.007756 * \text{zwartosc100m}) - (0.000004686 * X) - (0.000008007 * Y) + (0.02171 * \text{zas500mNE})$$



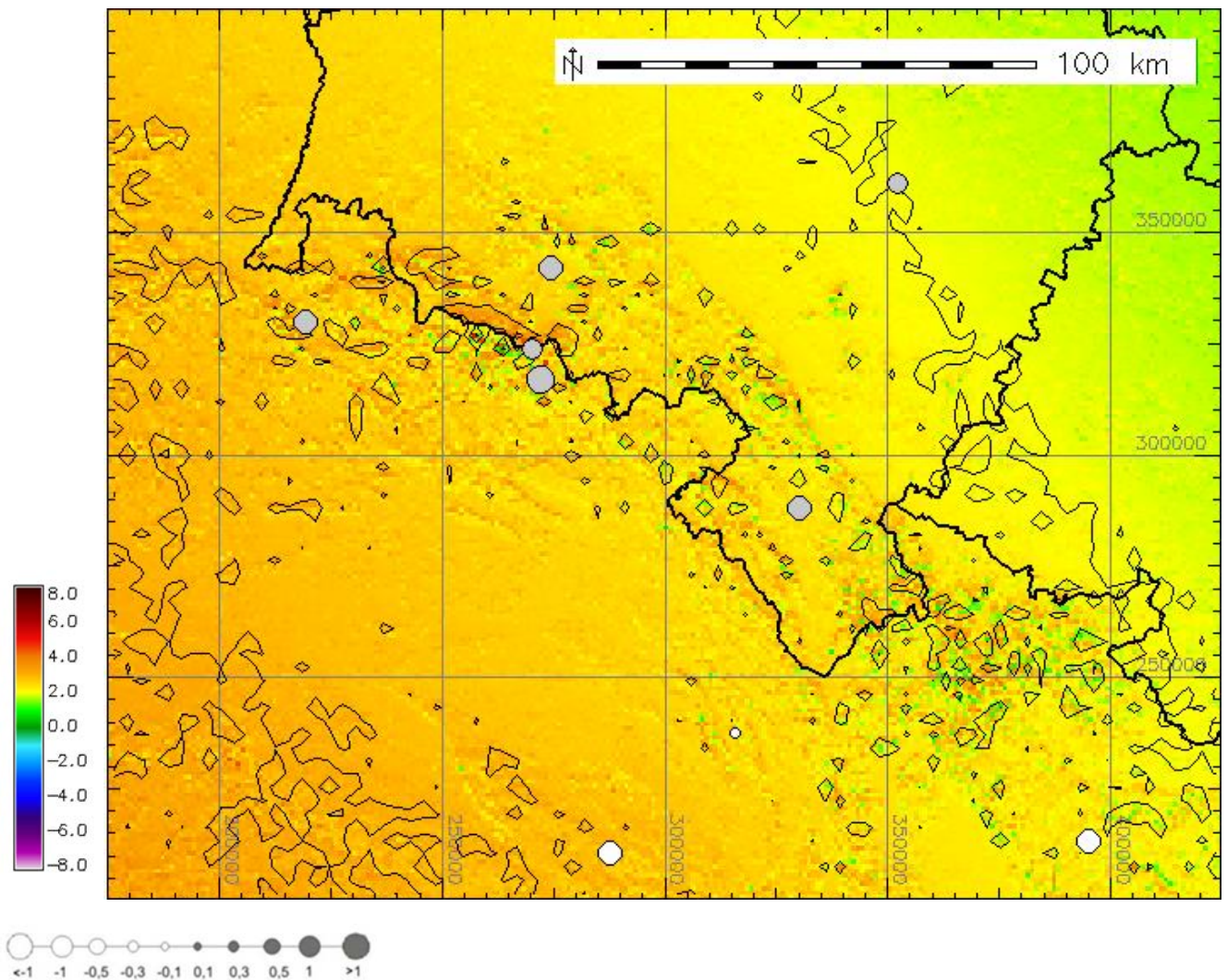
ZaŁ. 60. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji NWAAD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

Tp VI SWAAW ~ 14.5622409 – (0.0073147 * **zwartosc500m**) + (0.9359947 * **temp850**) + (0.0255787 * **zas500mNE**)



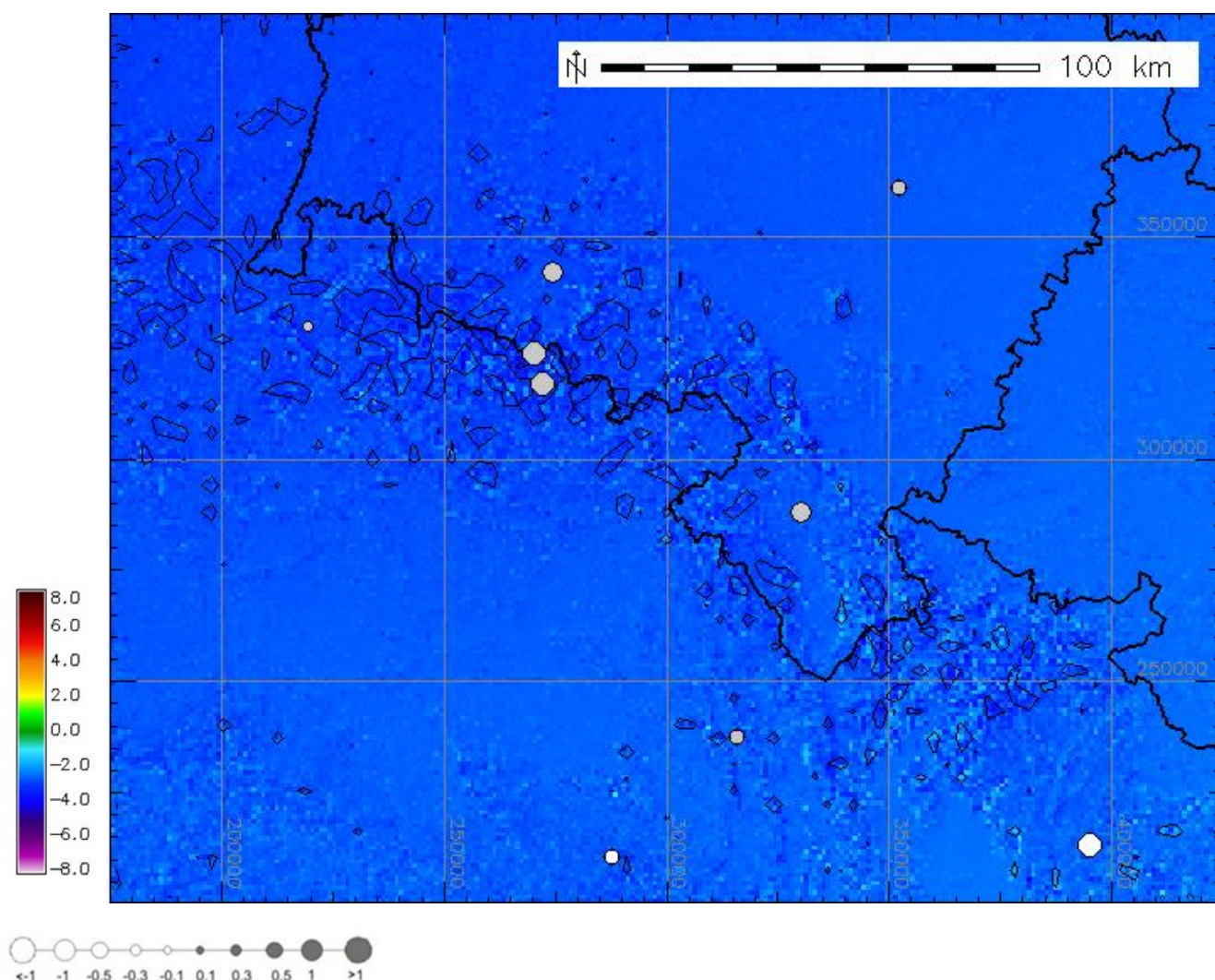
ZaŁ. 61. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉnej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji SWAAW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁedów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW [°C]; u góry - rŃwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

Tp VI NWAAW ~ 25.06 – (0.007276 * **zwartosc100m**) – (0.000004561 * **X**) – (0.000008168 * **Y**) + (0.02072 * **zas500mNE**)



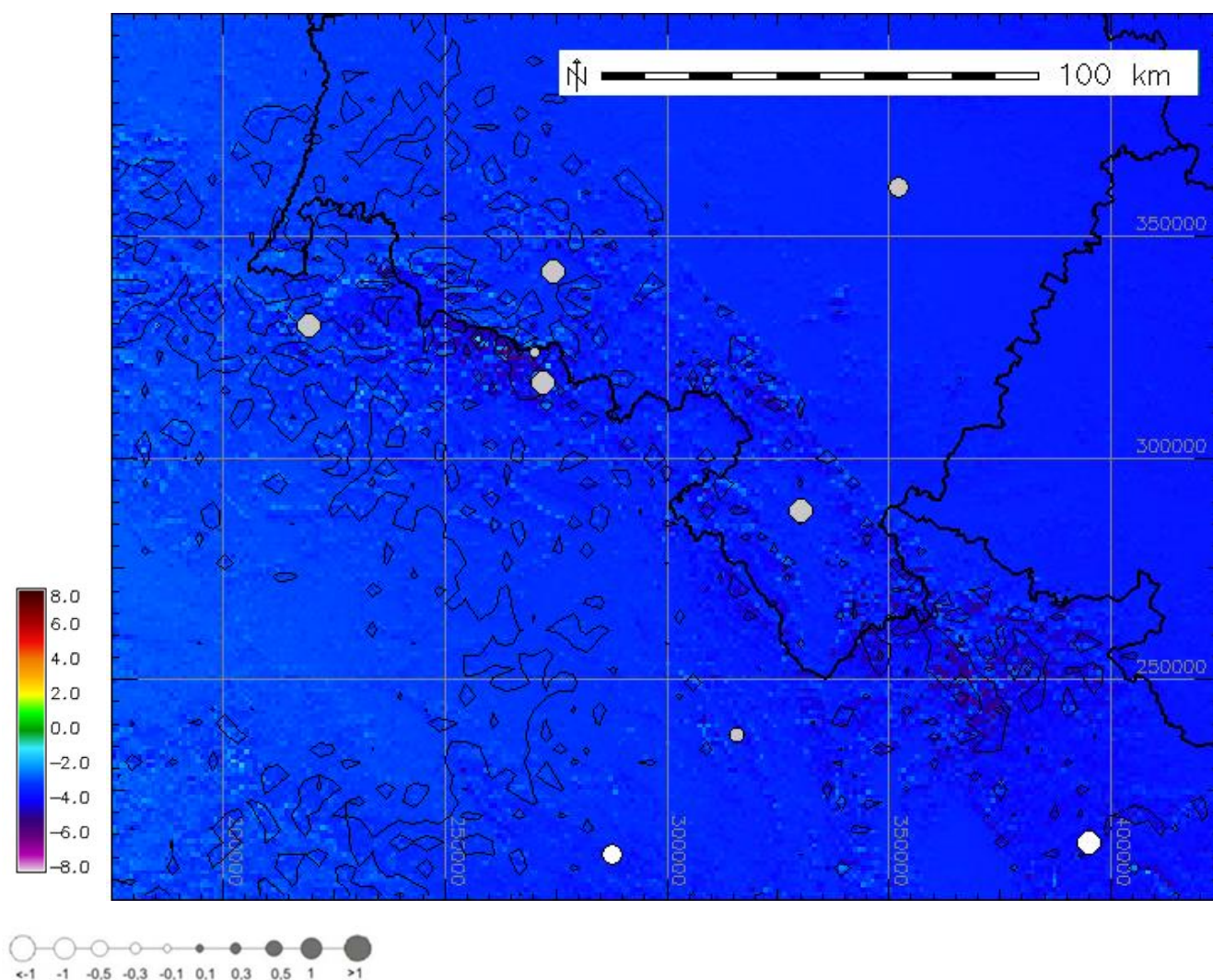
Zař. 62. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej řredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji NWAAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp VI SWACD ~ 7.6730343 – (0.0079733 * **zwartosc200m**) + (1.0174221 * **temp850**) + (0.0187503 * **zas500mNE**) + (0.0201821 * **zas500mSW**)



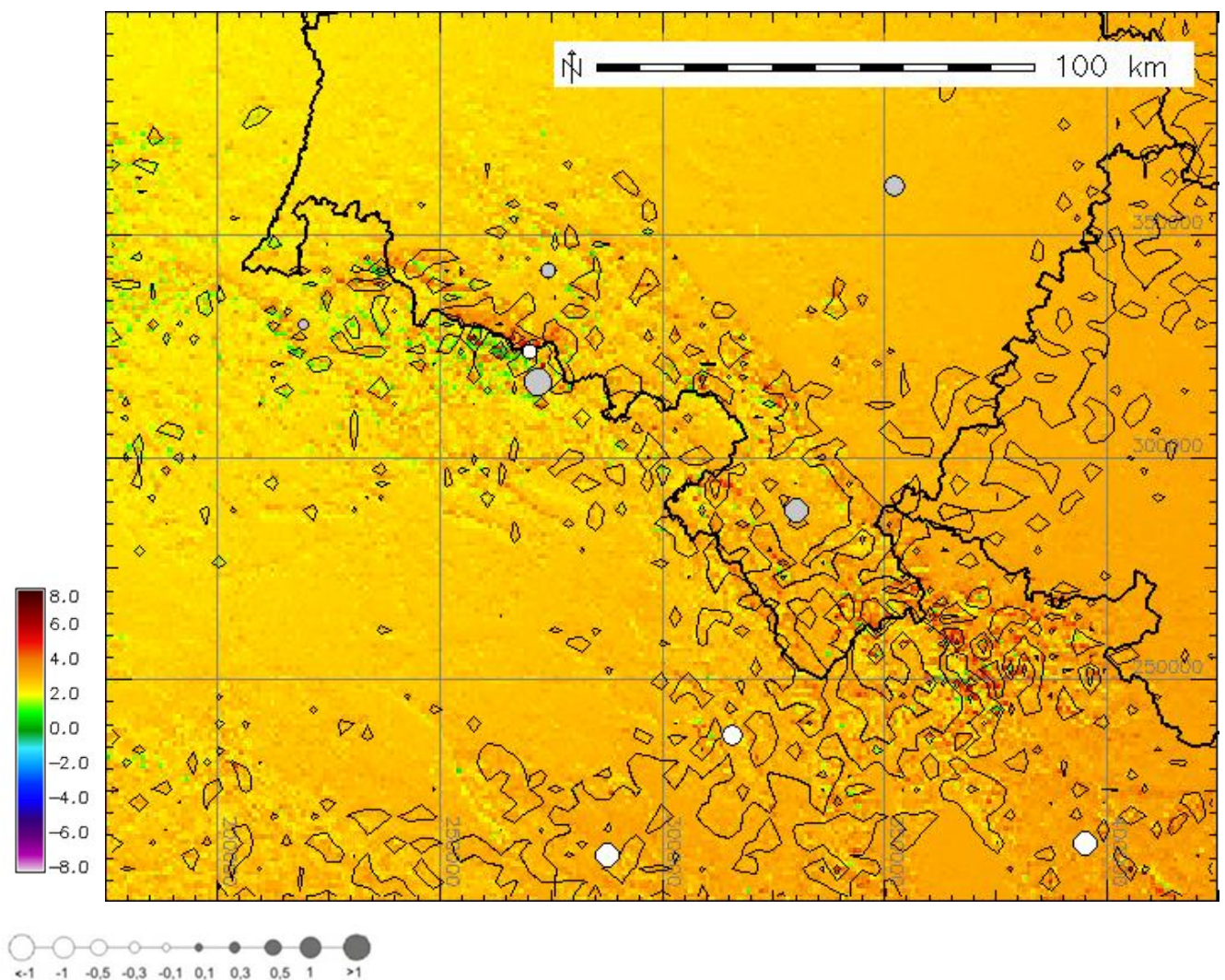
ZaŁ. 63. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji SWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie SWACD [°C]; u góry - rówanie estymacji temperatury powietrza w typie SWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$Tp_{VI} \text{ NWACD} \sim 19.11 - (0.008346 * \text{zwartosc100m}) - (0.000003828 * X) - (0.000006743 * Y) + (0.02219 * \text{zas500mNE})$$



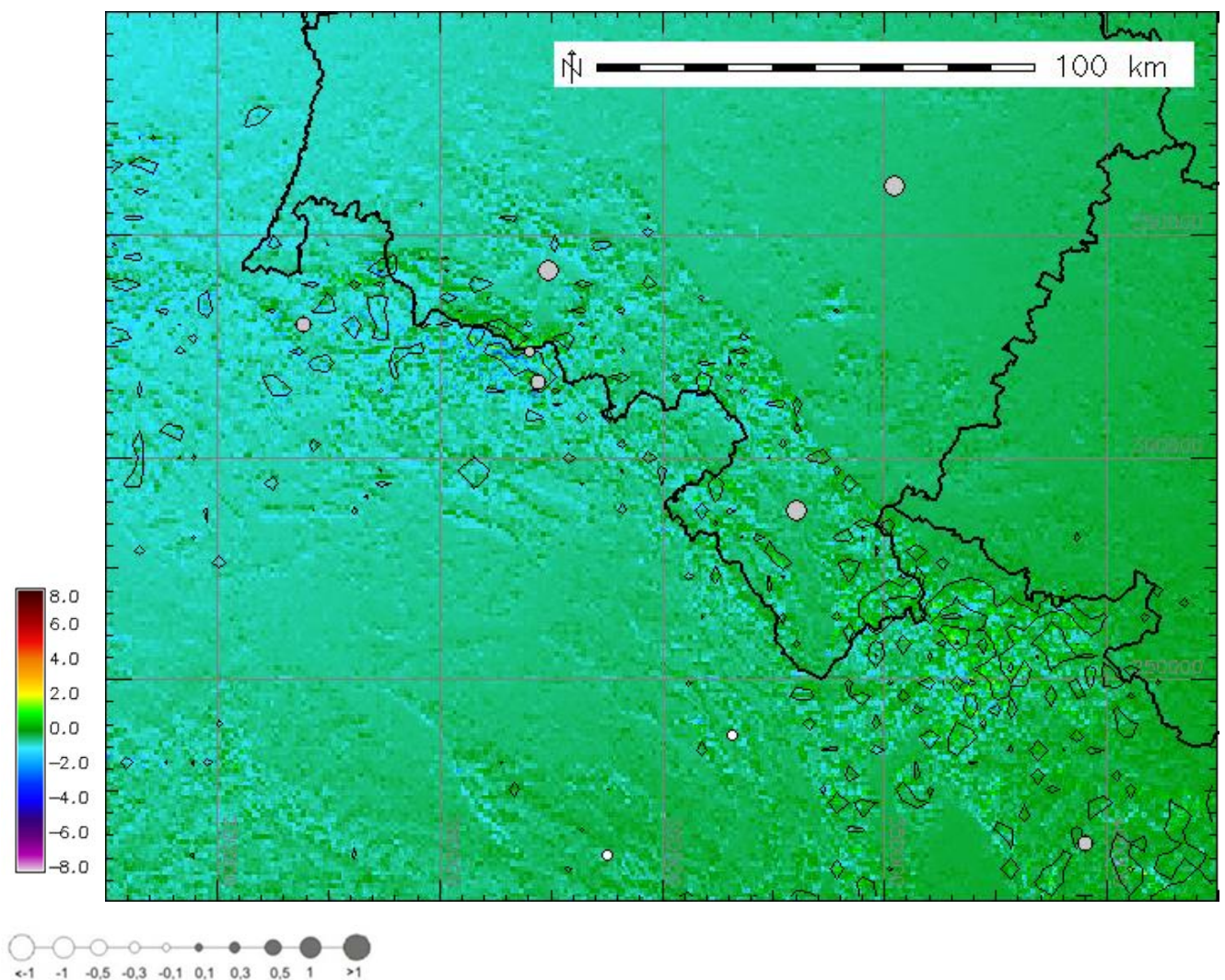
ZaŁ. 64. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉnej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji NWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie NWACD [°C]; u góry - rówanie estymacji temperatury powietrza w typie NWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$Tp_{VI\ SWCAW} \sim 12.1 - (0.007327 * zwartosc500m) + (1.041 * temp850) + (0.02956 * zas500mNE) + (0.000002029 * X)$$



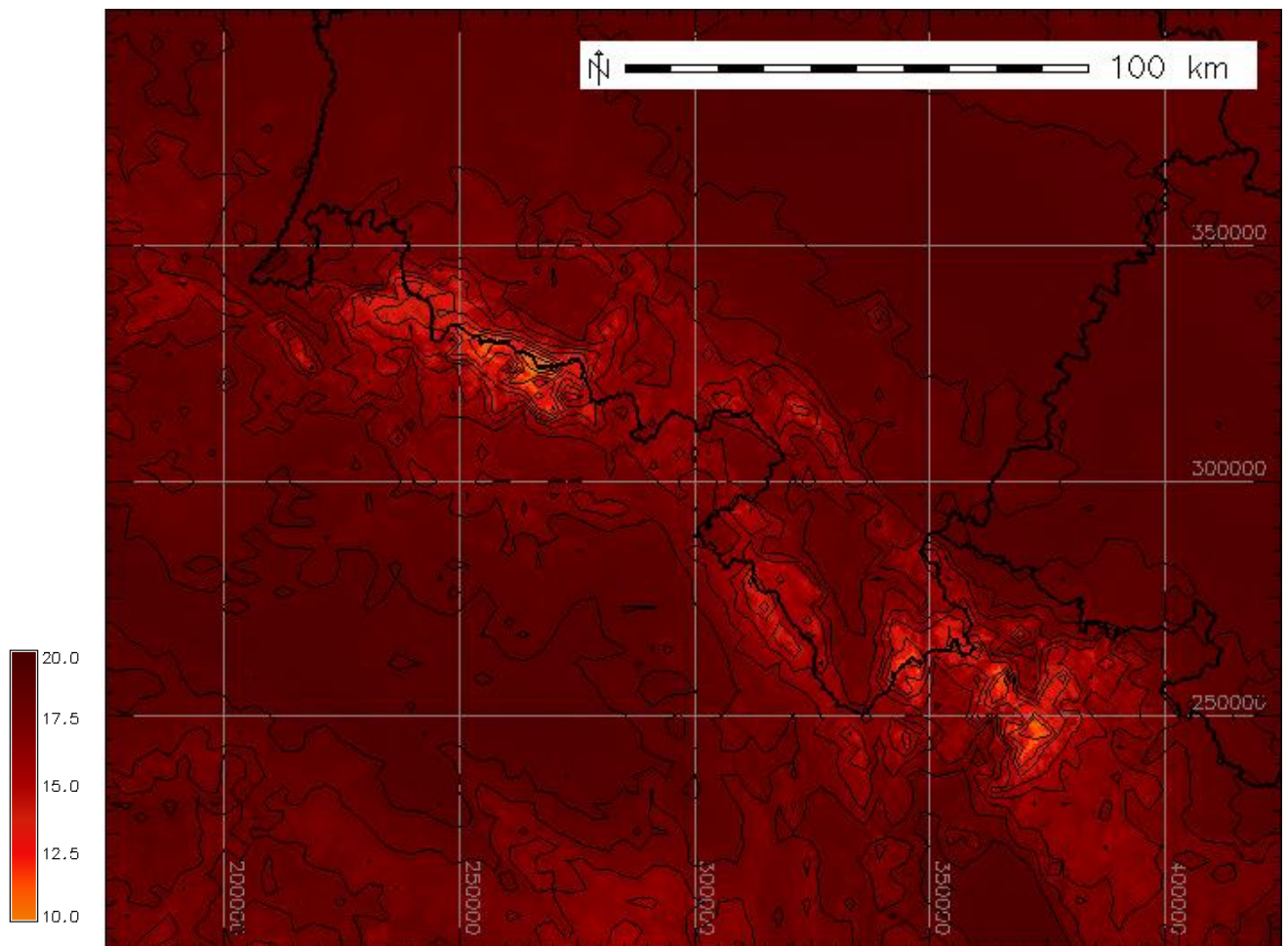
ZaŁ. 65. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp_{VI} SWCCW \sim 9.85 - (0.007528 * z_{wartosc500m}) + (0.961 * temp850) + (0.01703 * z_{as500mNE}) + (0.000001177 * X)$$



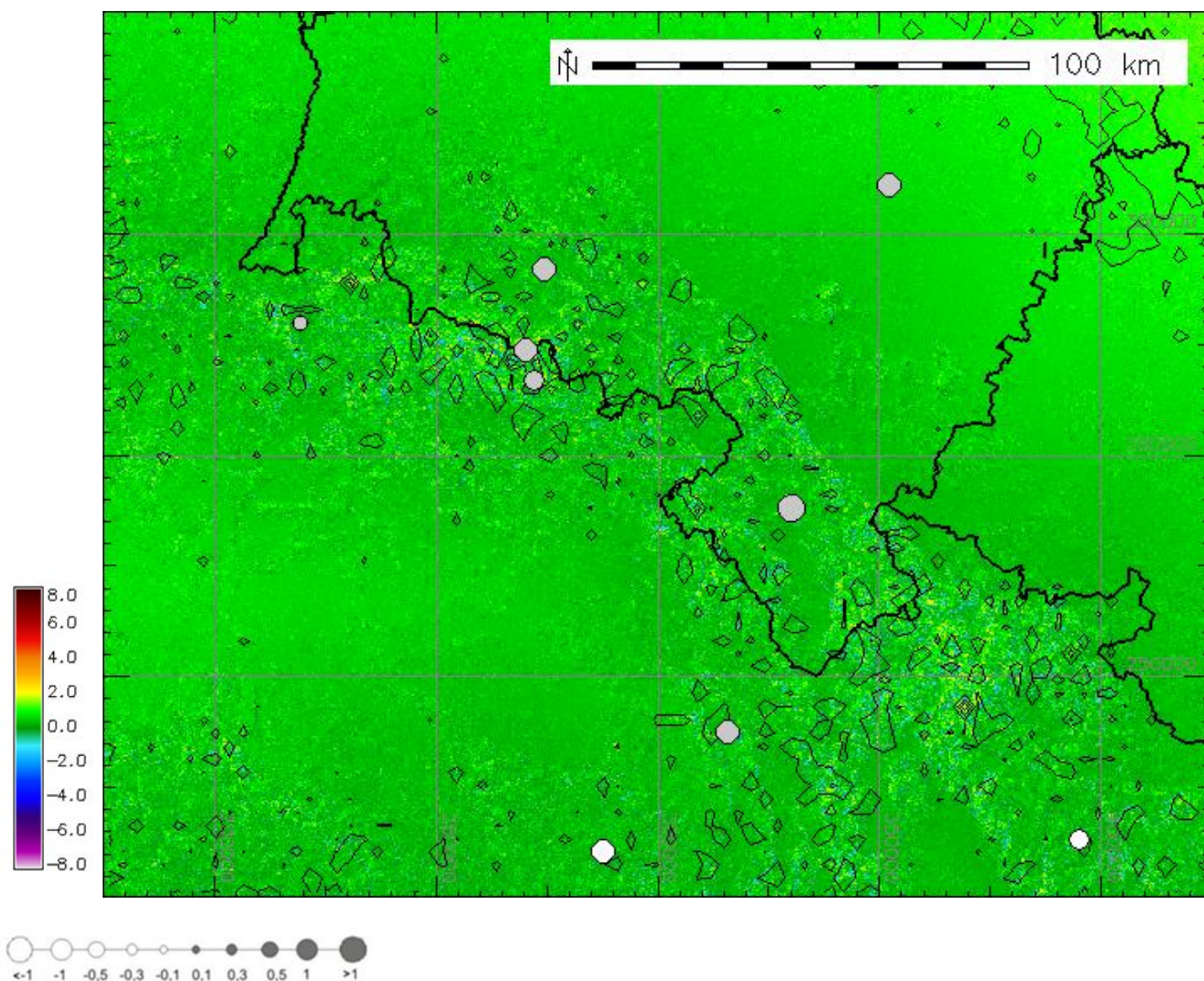
ZaŁ. 66. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w czerwcu w typie cyrkulacji SWCCW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$T_p \text{ LIPIEC} \sim 22.51 - (0.007353 * \text{zwartość100m}) - (0.00000571 * Y) + (0.01851 * \text{zas500mSE}) + (0.003556 * \text{odległość})$$



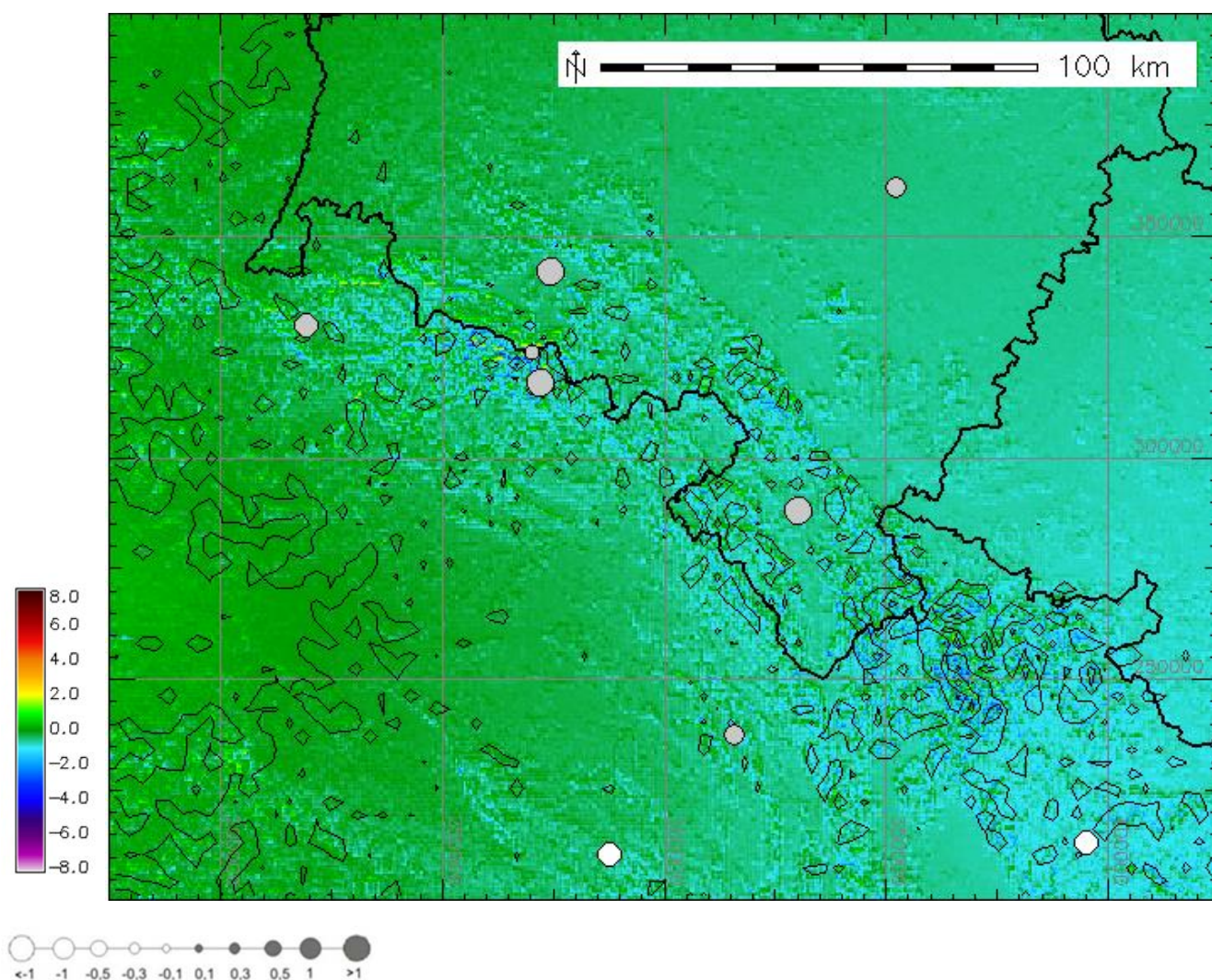
Zał. 67. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu; u góry – równanie estymacji temperatury T_p ; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp_{VII} \text{ SWAAD} \sim 22.50 - (0.007103 * \text{zwartosc200m}) - (0.000005055 * Y) + (0.2018 * \text{forma100m}) + (0.004217 * \text{bufory})$$



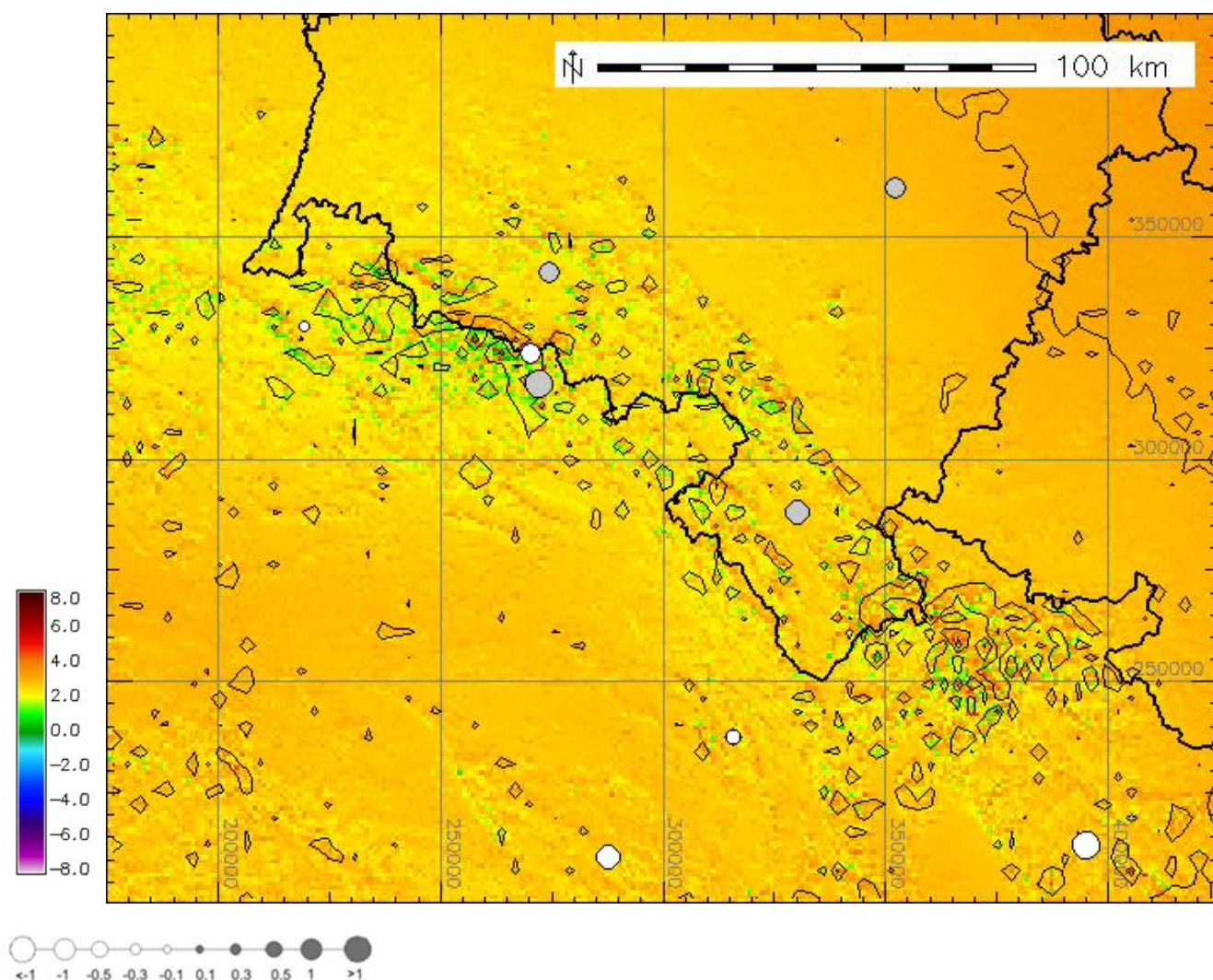
ZaŁ. 68. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWAAD; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD [°C]; u góry - rÓwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

$$Tp_{VII} \text{ NWAAD} \sim 23.38 - (0.007593 * \text{zwartosc200m}) - (0.000006354 * Y) - (0.000003656 * X) + (0.018 * \text{zas500mNE})$$



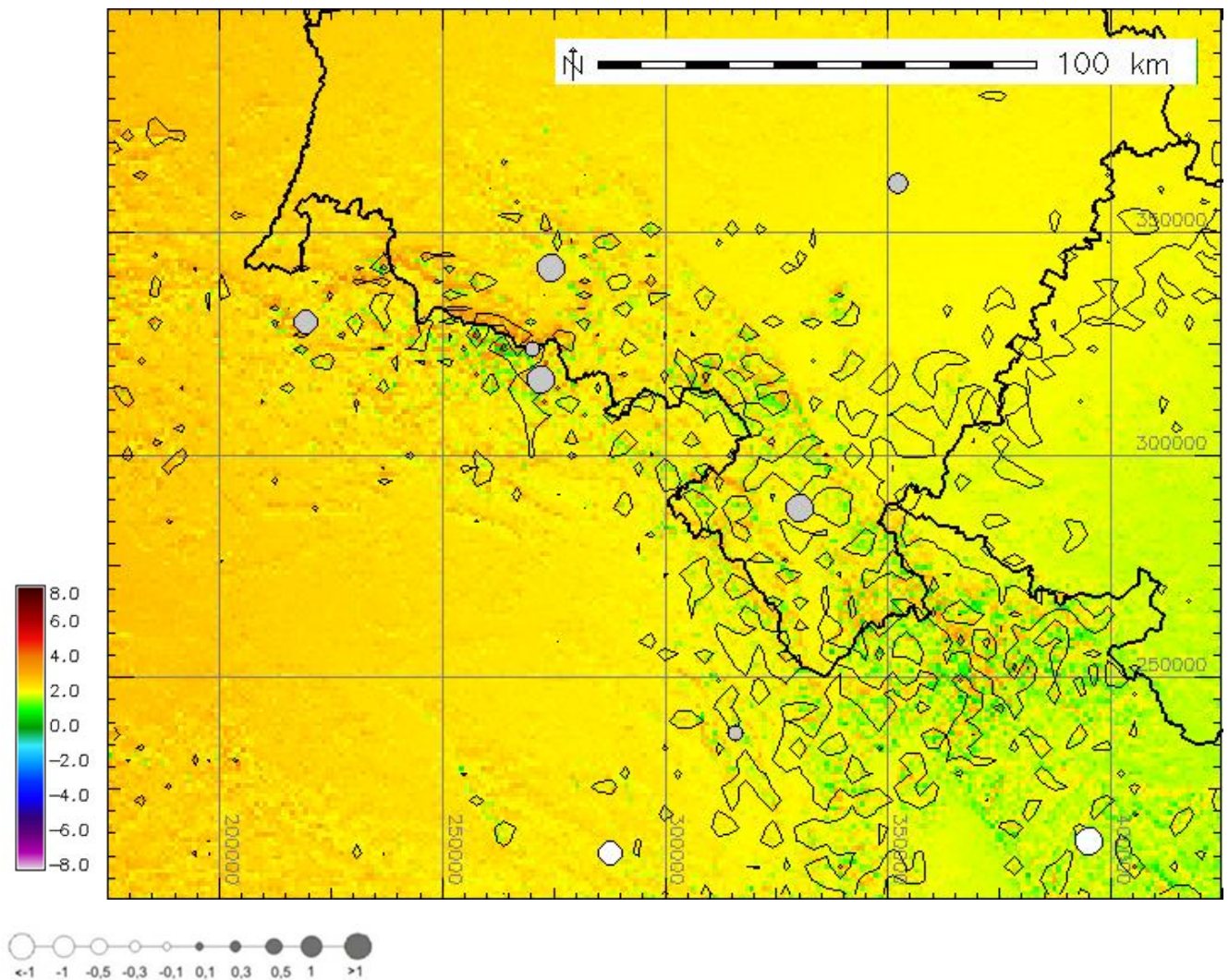
Zał. 69. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji NWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp VII SWAAW ~ 9.8285956 – (0.0073224 * **zwartosc500m**) + (1.2385335 * **temp850**) + (0.0257352 * **zas500mNE**) + (0.0047629 * **bufory**)



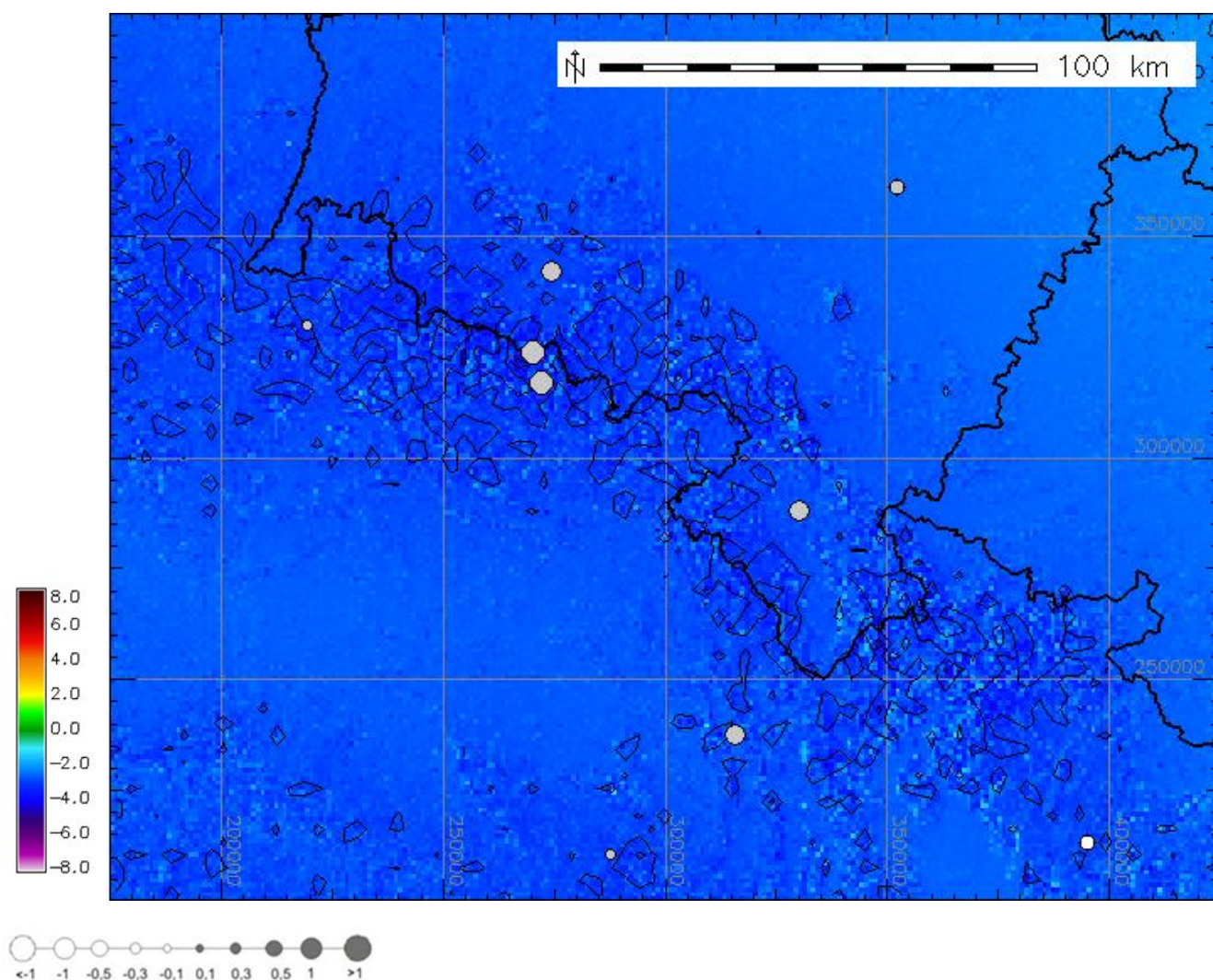
ZaŁ. 70. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWAAW; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW [°C]; u góry - rŹwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

$$T_p \text{ VII NWAAW} \sim 25.51 - (0.007156 * \text{zwartosc200m}) - (0.000003474 * X) - (0.00000535 * Y) + (0.01966 * \text{zas500mNE})$$



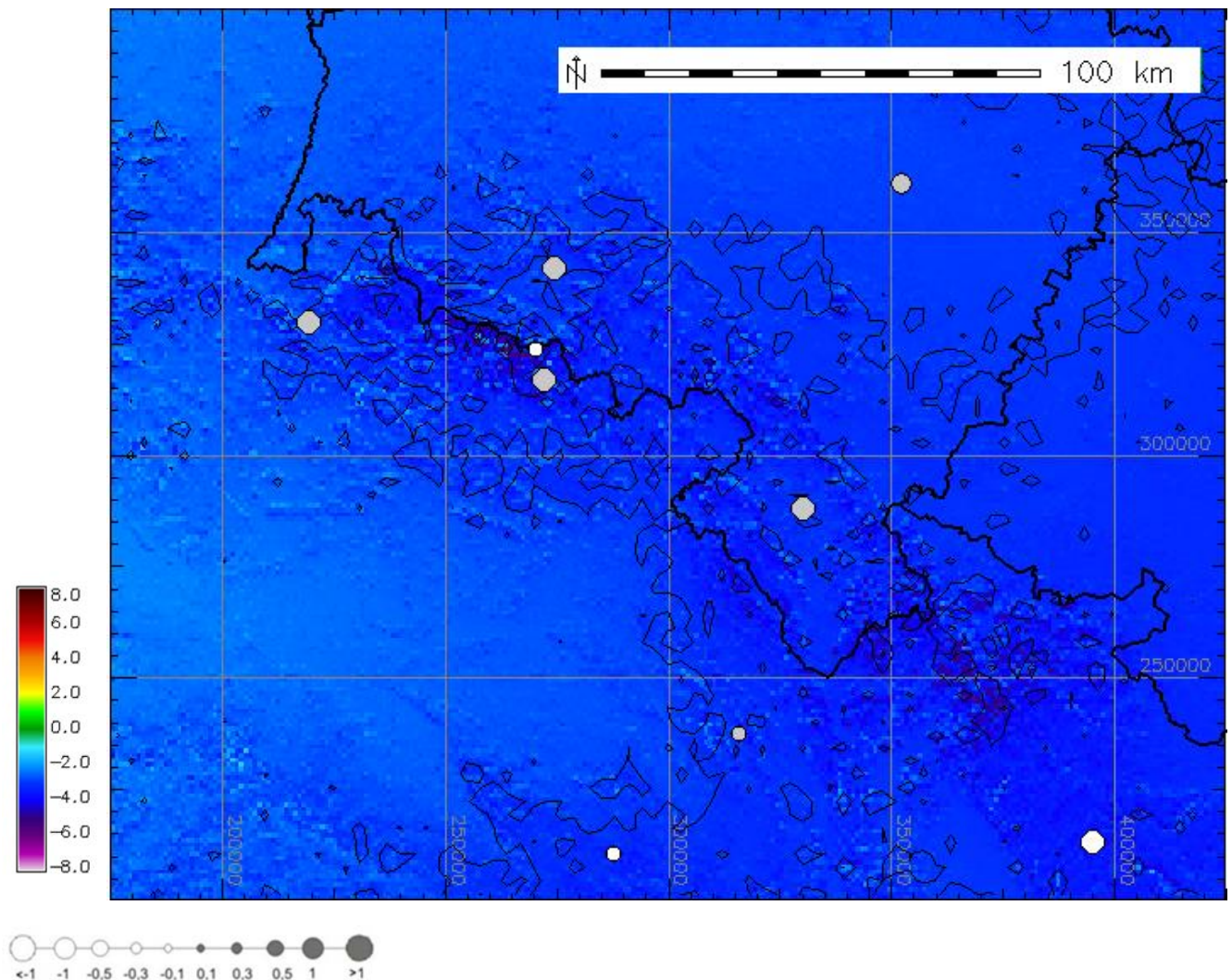
Zař. 71. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej řredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji NWAAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp VII SWACD ~ 6.9536127 – (0.0078689 * **zwartosc200m**) + (1.0388972 * **temp850**) + (0.0188115 * **zas500mNE**) + (0.0247318 * **zas500mSW**)



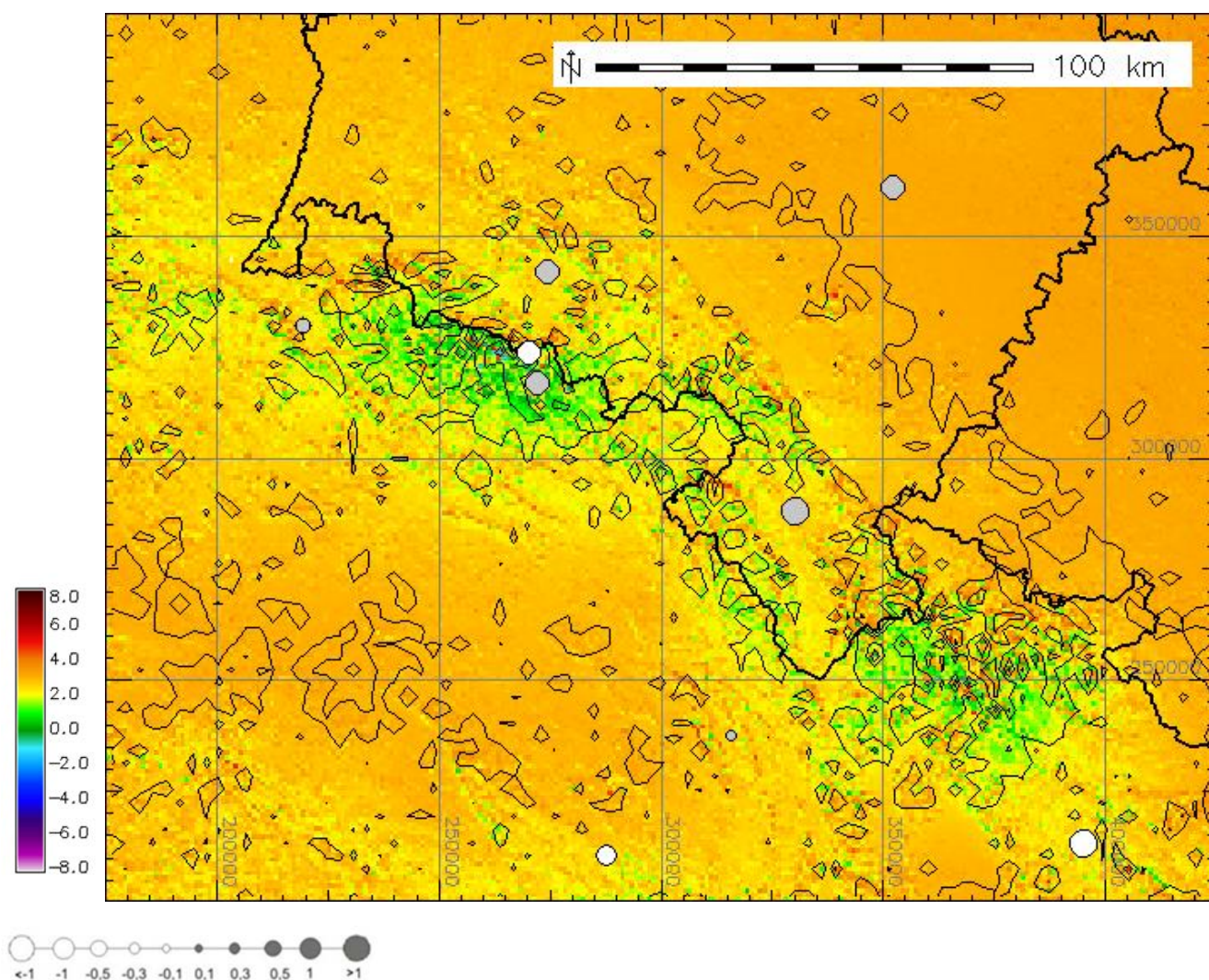
ZaŁ. 72. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza Tp [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie SWACD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$T_p \text{ VII NWACD} \sim 21.19 - (0.00839 * \text{zwartosc100m}) - (0.000003469 * X) - (0.000006848 * Y) + (0.01937 * \text{zas500mNE})$$



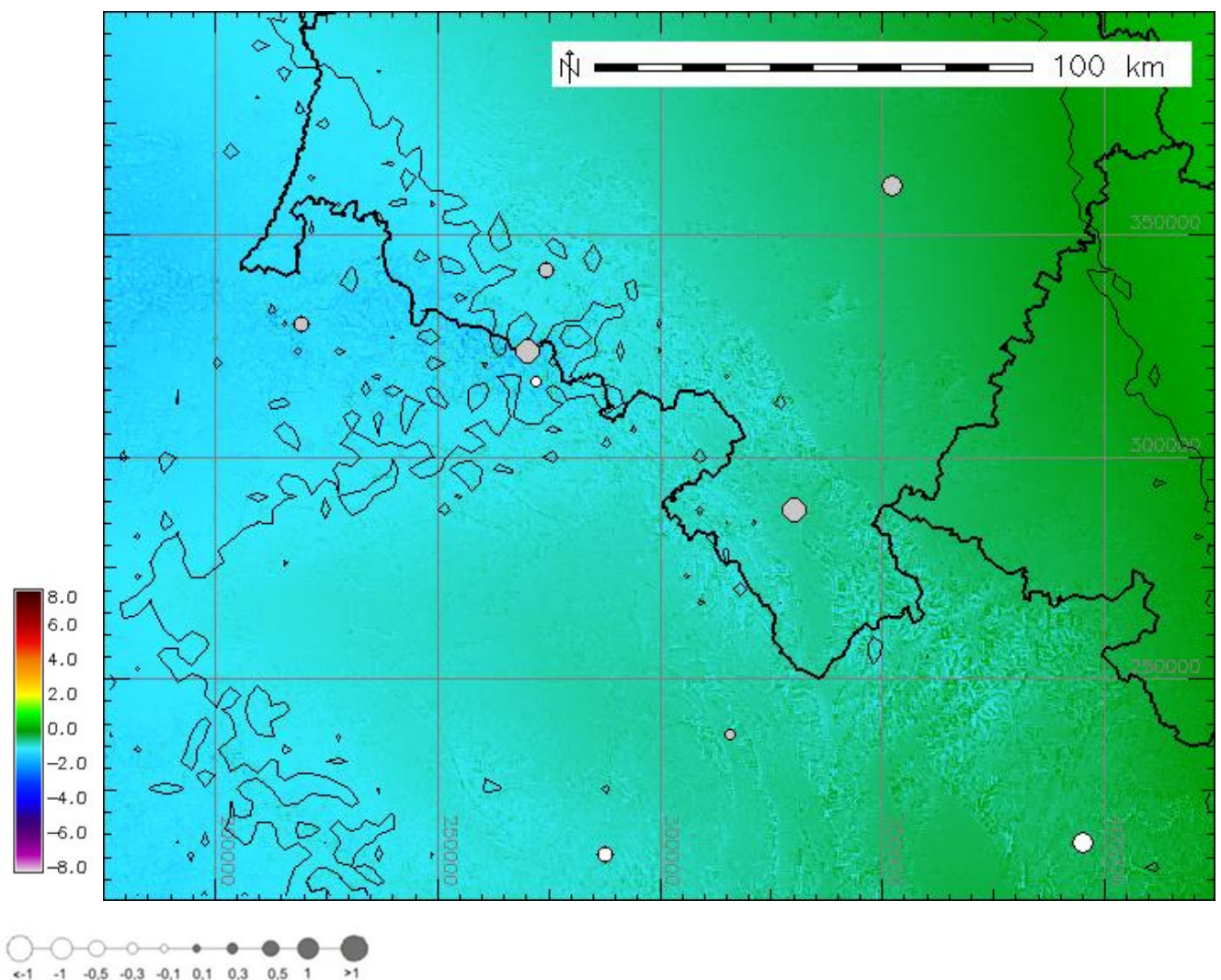
ZaŁ. 73. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji NWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie NWACD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

Tp VII SWCAW ~ 11.1397489 – (0.0090255 * **zwartosc500m**) + (1.1855080 * **temp850**) + (0.0344176 * **zas500mNE**) + (0.0023015 * **zas30kmNW**)



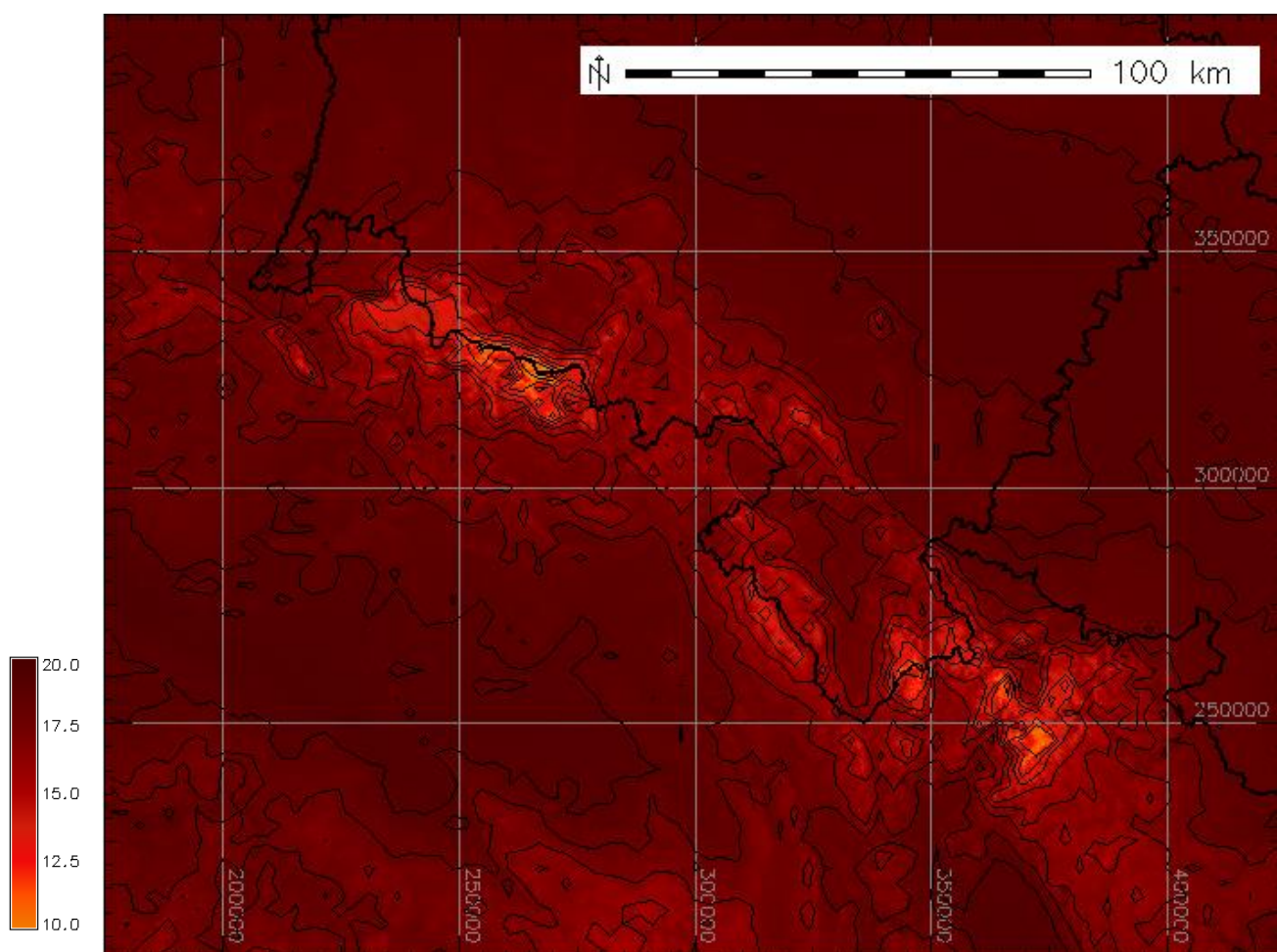
ZaŁ. 74. Rozkład przestrzenny odchyŁeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp_{VII} SWCCW \sim 7.669 - (0.007614 * zwartosc500m) + (1.052 * temp850) + (0.000003612 * X) + (0.01327 * zas500mSE)$$



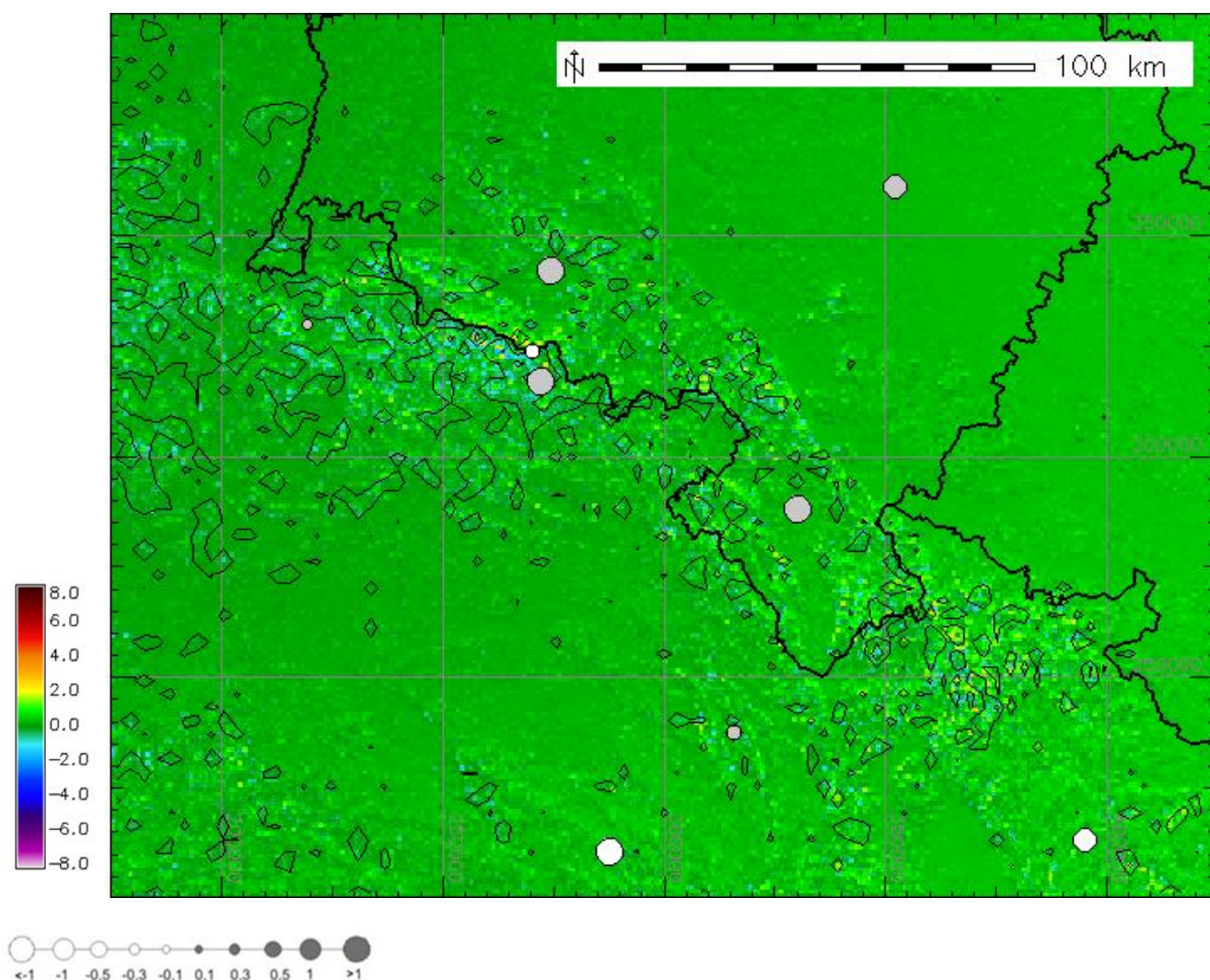
ZaŁ. 75. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w lipcu w typie cyrkulacji SWCCW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW [°C]; u góry - rówanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

Tp SIERPIEŃ ~ 22.56 – (0.00729 * **zwartość100m**) - (0.000005625 * **Y**) + (0.01564* **zas500mSE**) - (0.000001036 * **X**)



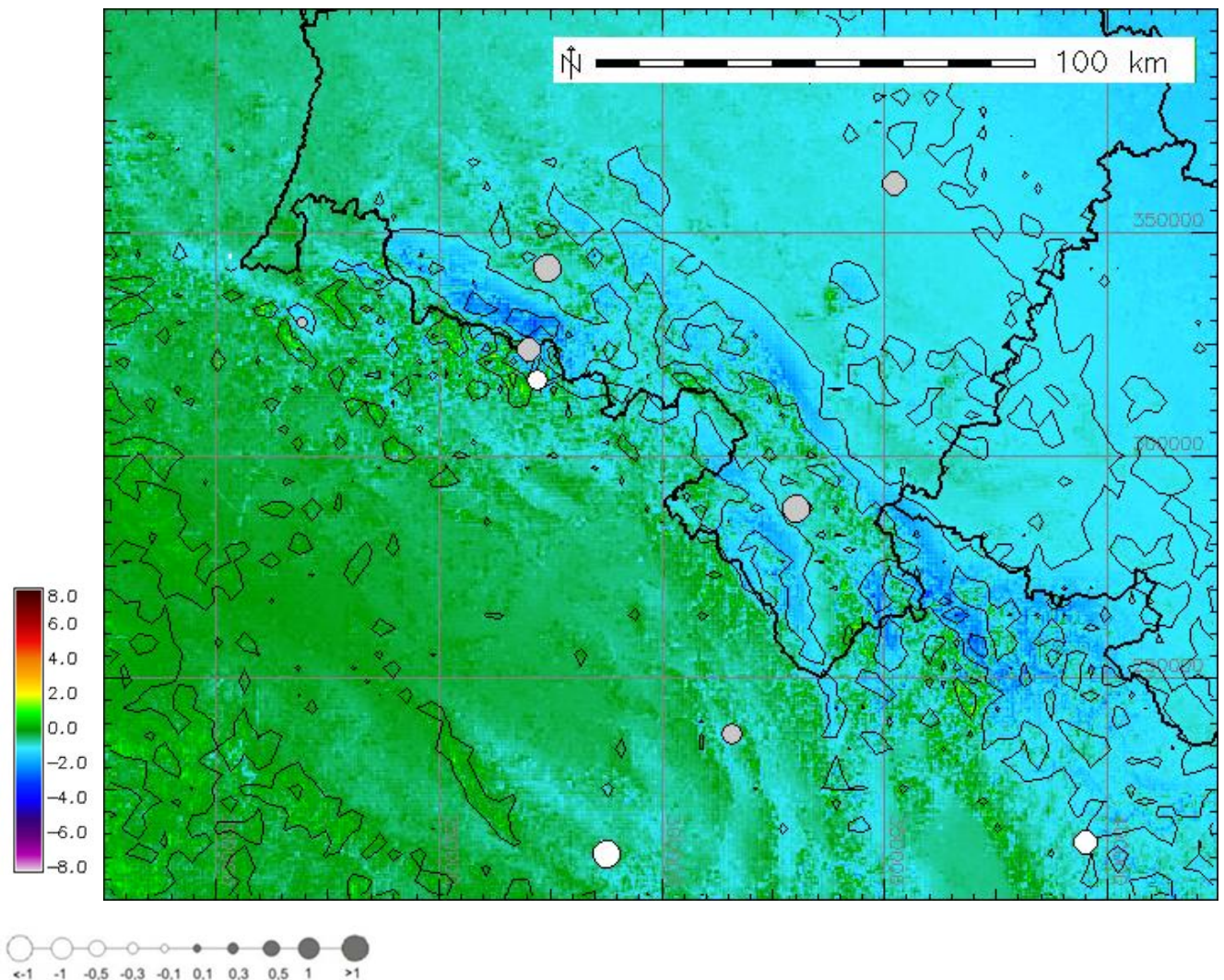
Załącznik 76. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu; u góry – równanie estymacji temperatury T_p; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp VIII SWAAD ~ 10.9235622 – (0.0072467 * zwartosc500m) + (0.9216499 * temp850) + (0.0462330 * zas200mNE)



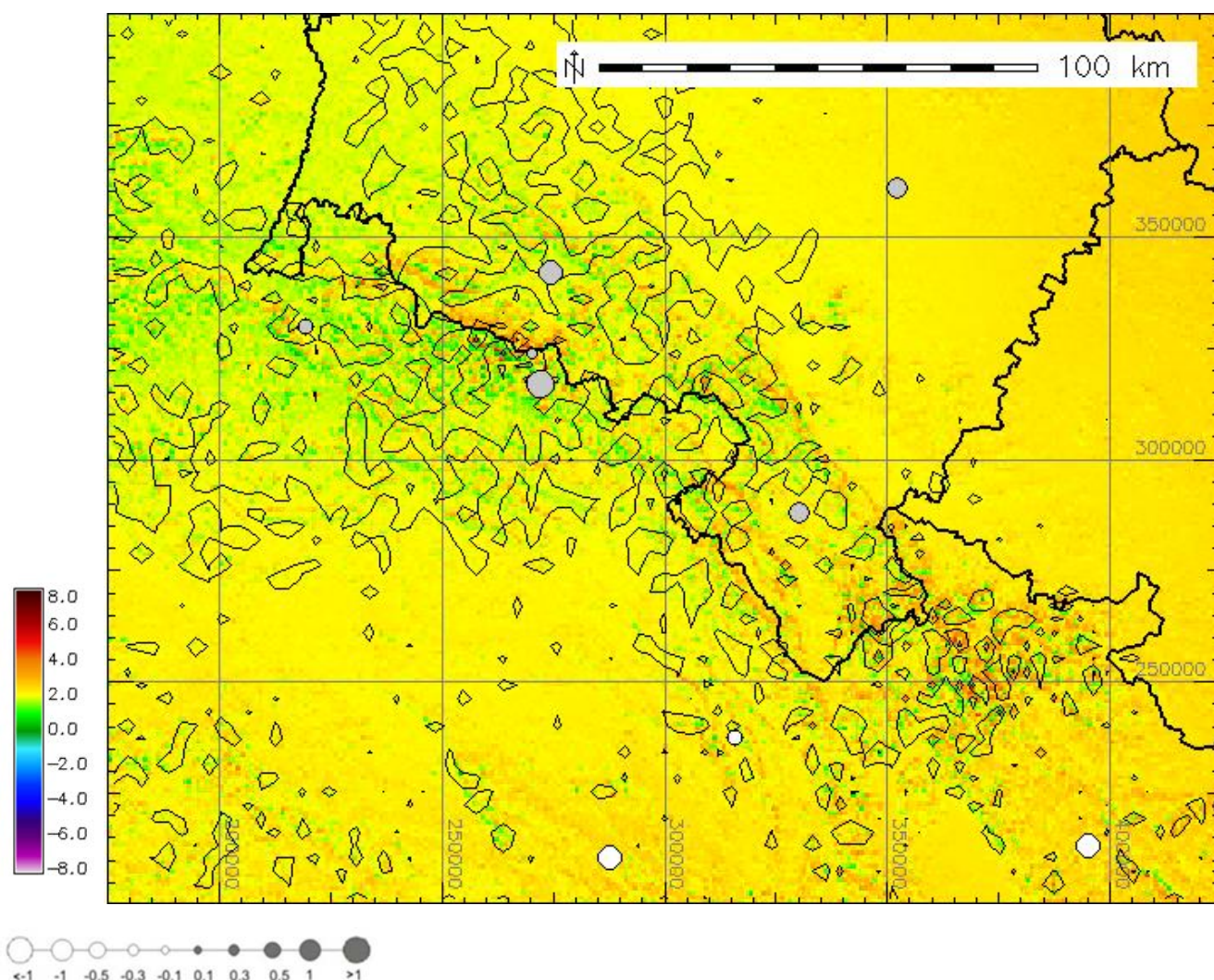
ZaŁ. 77. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji SWAAD; oznaczenia kołowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$Tp \text{ VIII NWAAD} \sim 24.5 - (0.007964 * \text{zwartosc100m}) - (0.000009173 * Y) - (0.000005309 * X) + (0.003282 * \text{zas15kmSW})$$



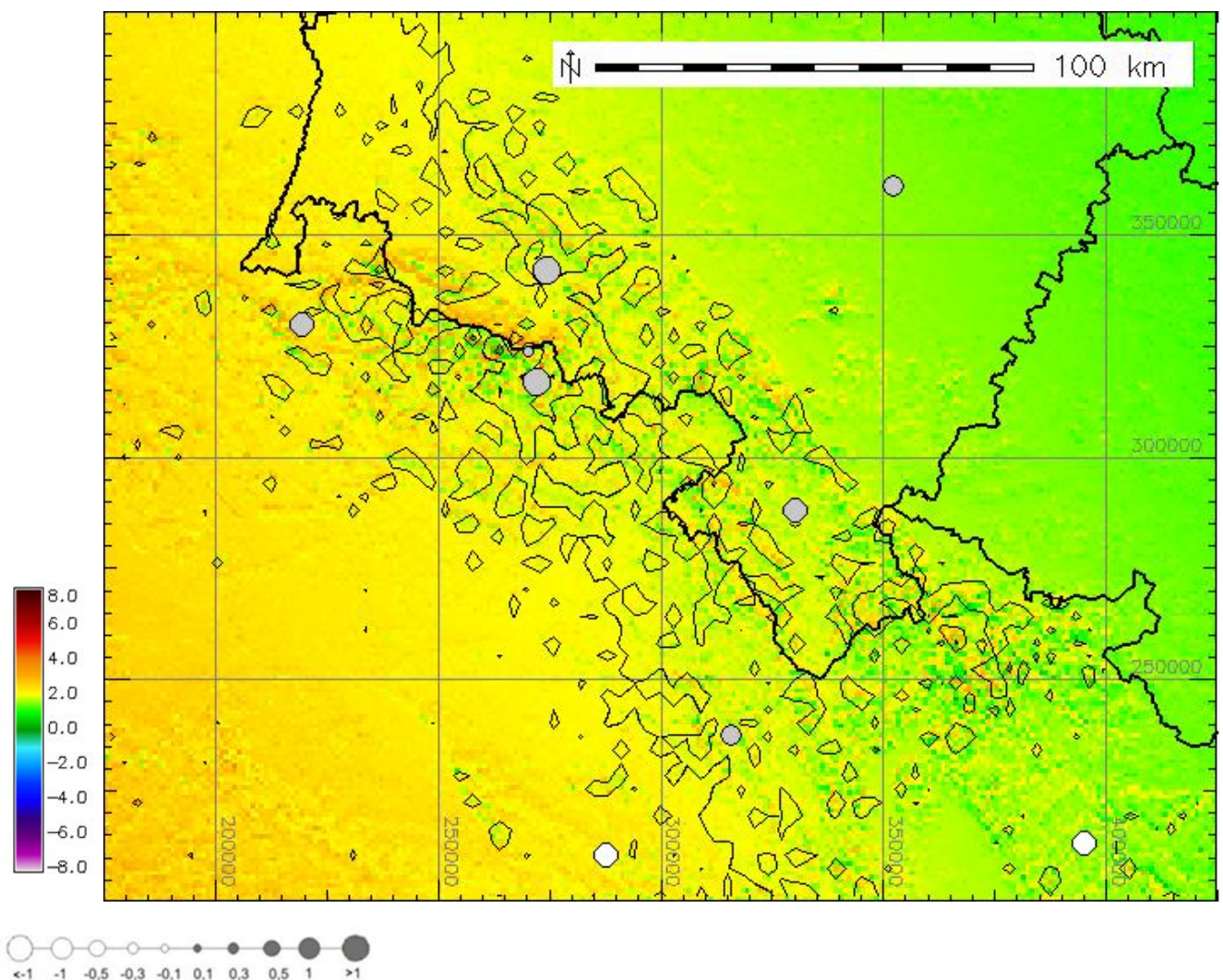
ZaŁ. 78. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji NWAAD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD [°C]; u góry - rówanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

Tp VIII SWAAW ~ $10.6763497 - (0.0068867 * \text{zwartosc500m}) + (1.0990048 * \text{temp850}) + (0.0250053 * \text{zas500mNE}) + (0.0044352 * \text{bufory})$



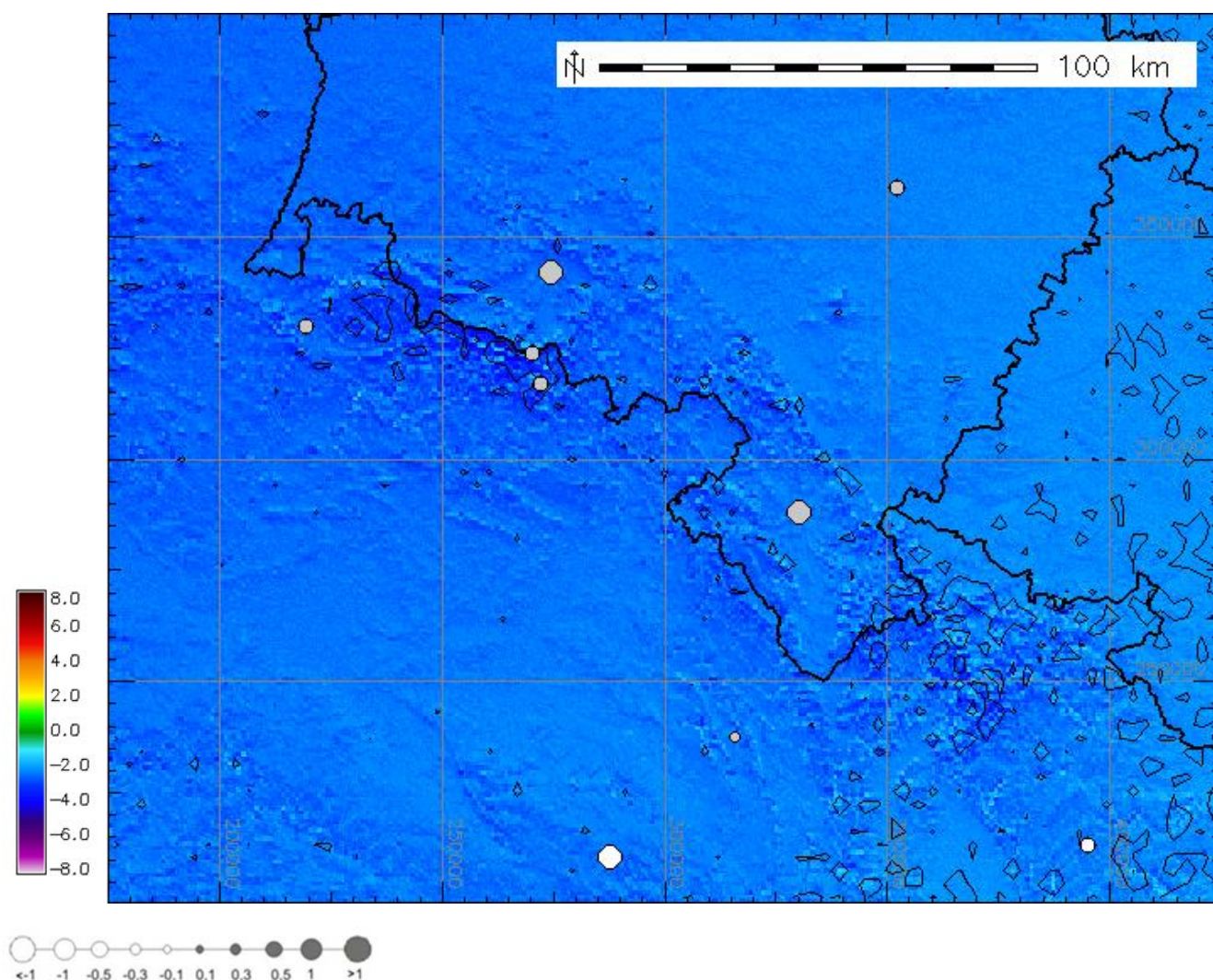
ZaŁ. 79. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji SWAAW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW [°C]; u góry - rówanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

Tp VIII NWAAW ~ 26.22 – (0.007103 * **zwartosc100m**) – (0.000005553 * **X**) – (0.000007161 * **Y**) + (0.01911 * **zas500mNE**)



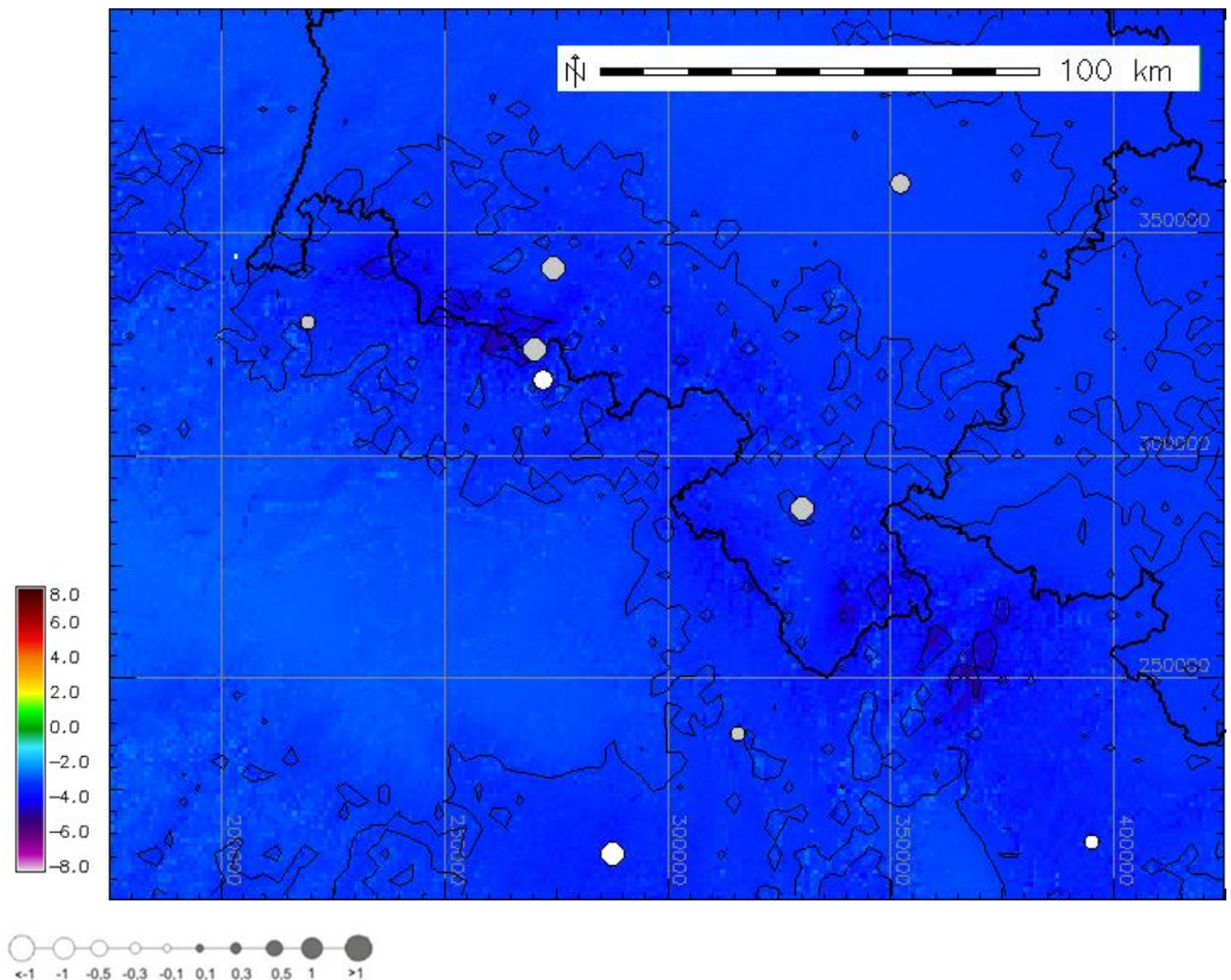
ZaŁ. 80. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji NWAAW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW [°C]; u góry - rówanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

Tp VIII SWACD $\sim 7.2271059 - (0.0078168 * \text{zwartosc500m}) + (1.0585839 * \text{temp850}) + (0.0128401 * \text{zas500mNE}) - (0.0448434 * \text{eskpoczycja})$



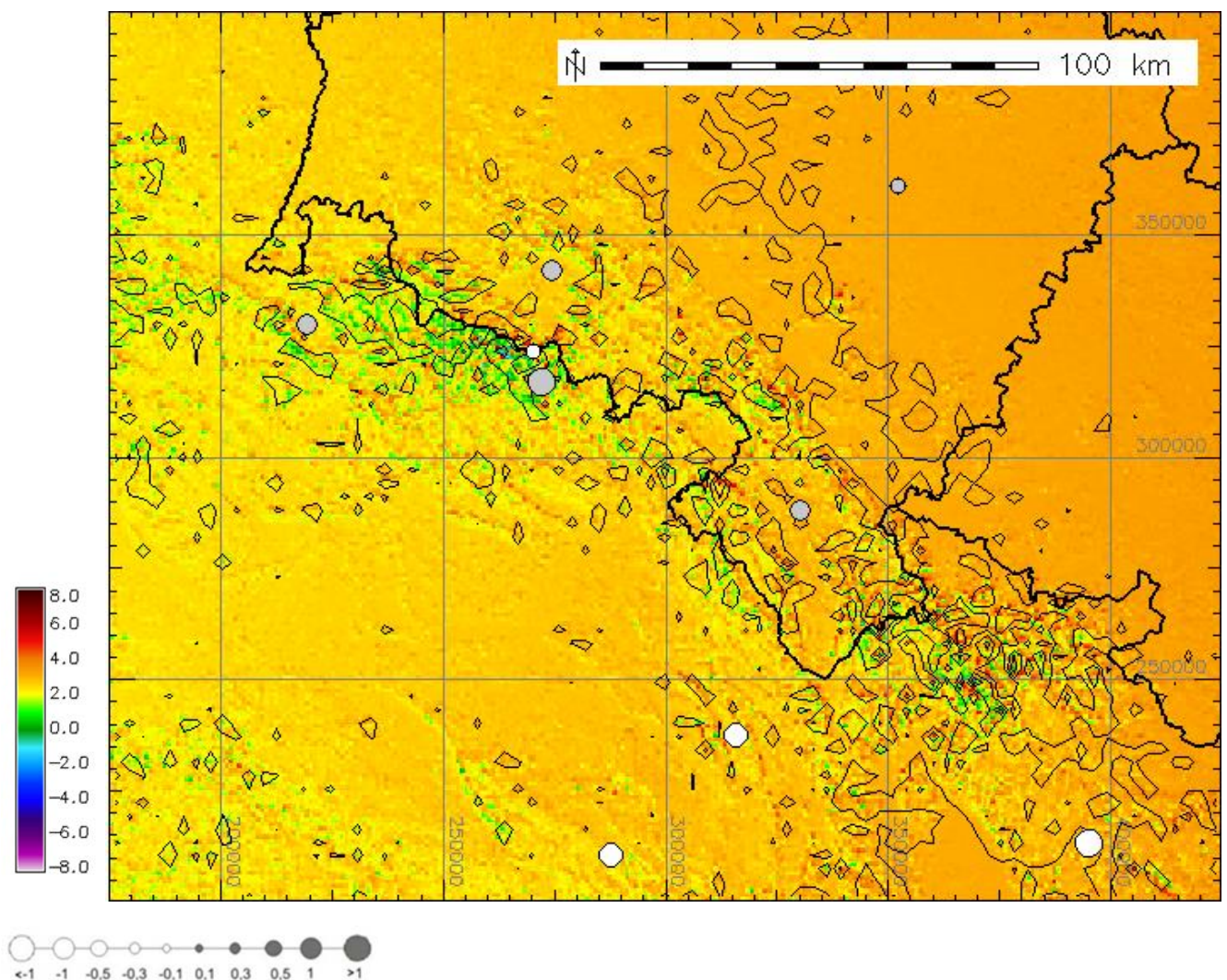
ZaŁ. 81. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji SWACD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWACD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWACD; izotermi wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ VIII NWACD} \sim 21.08 - (0.008744 * \text{zwartosc100m}) - (0.00000288 * X) - (0.000007261 * Y) + (0.002841 * \text{zas15kmSE})$$



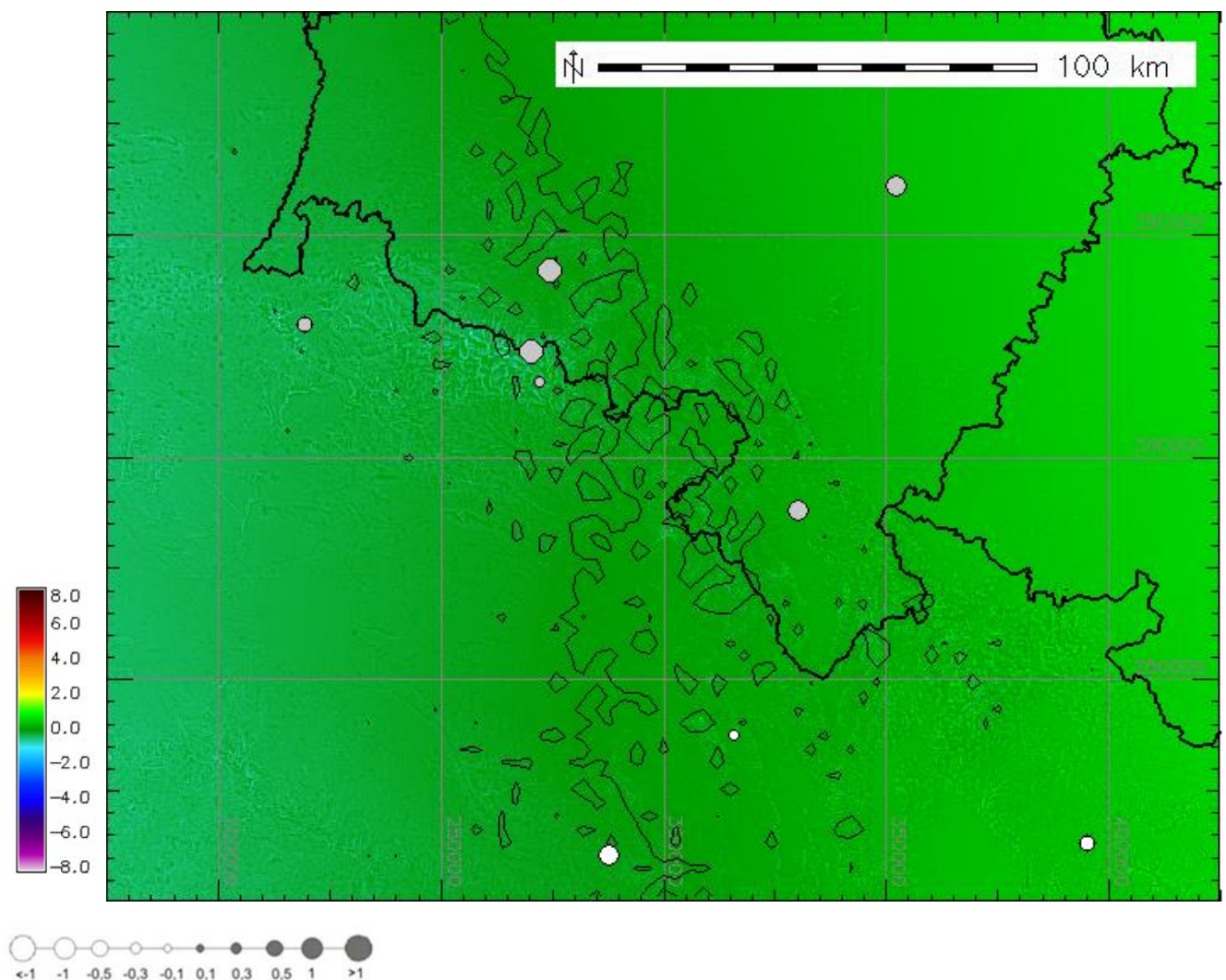
ZaŁ. 82. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji NWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie NWACD [°C]; u góry - równeanie estymacji temperatury powietrza w typie NWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

Tp VIII SWCAW ~ 13.64 - (0.007968 * **zwartosc1km**) + (0.8516 * **temp850**) + (0.03361 * **zas500mNE**) + (0.000002595 * **X**)



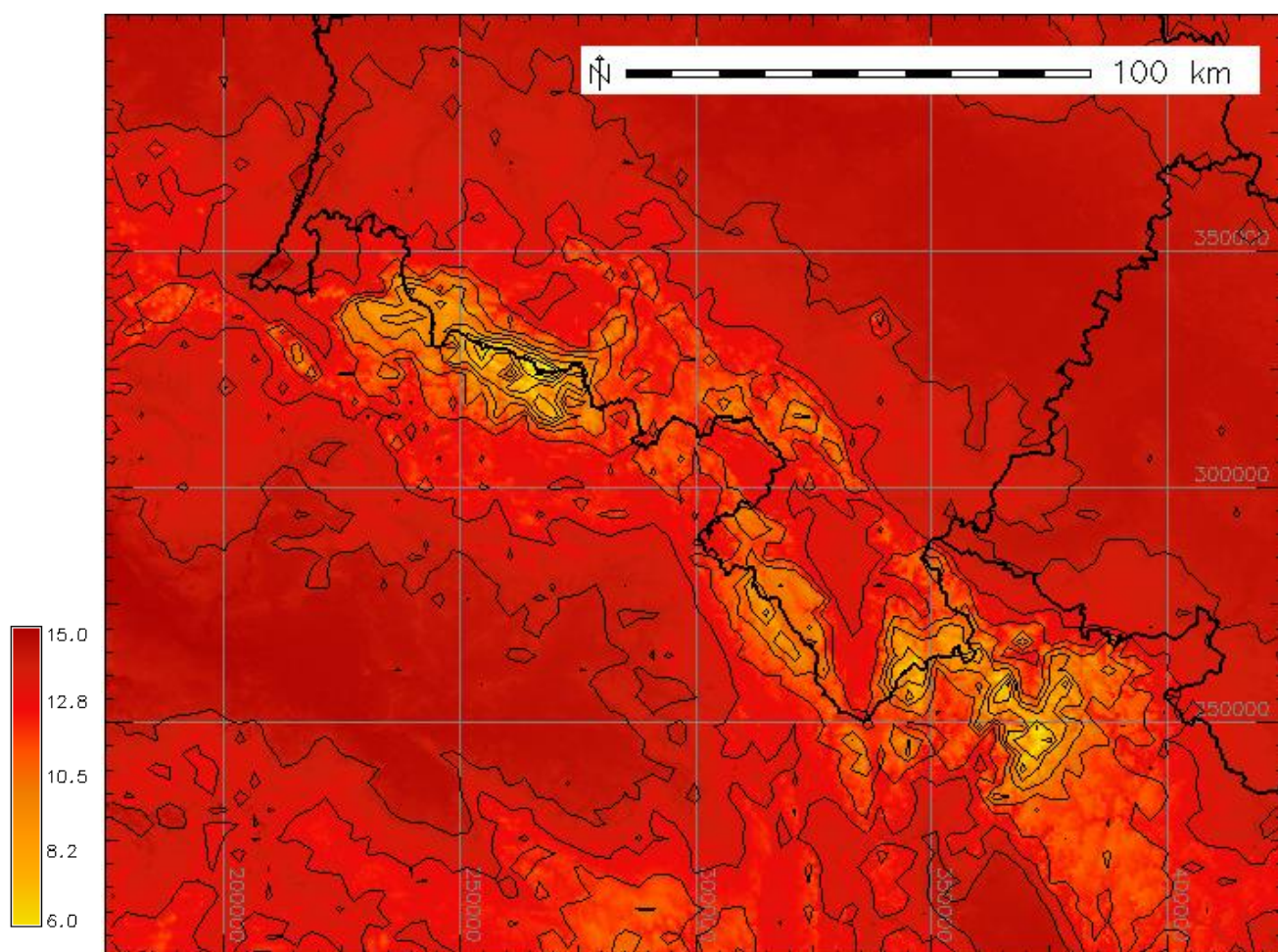
ZaŁ. 83. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; u góry - rŃwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$Tp \text{ VIII SWCCW} \sim 11.39 - (0.007488 * \text{zwartosc500m}) + (0.8011 * \text{temp850}) + (0.000002423 * X) + (0.01233 * \text{zas500mSE})$$



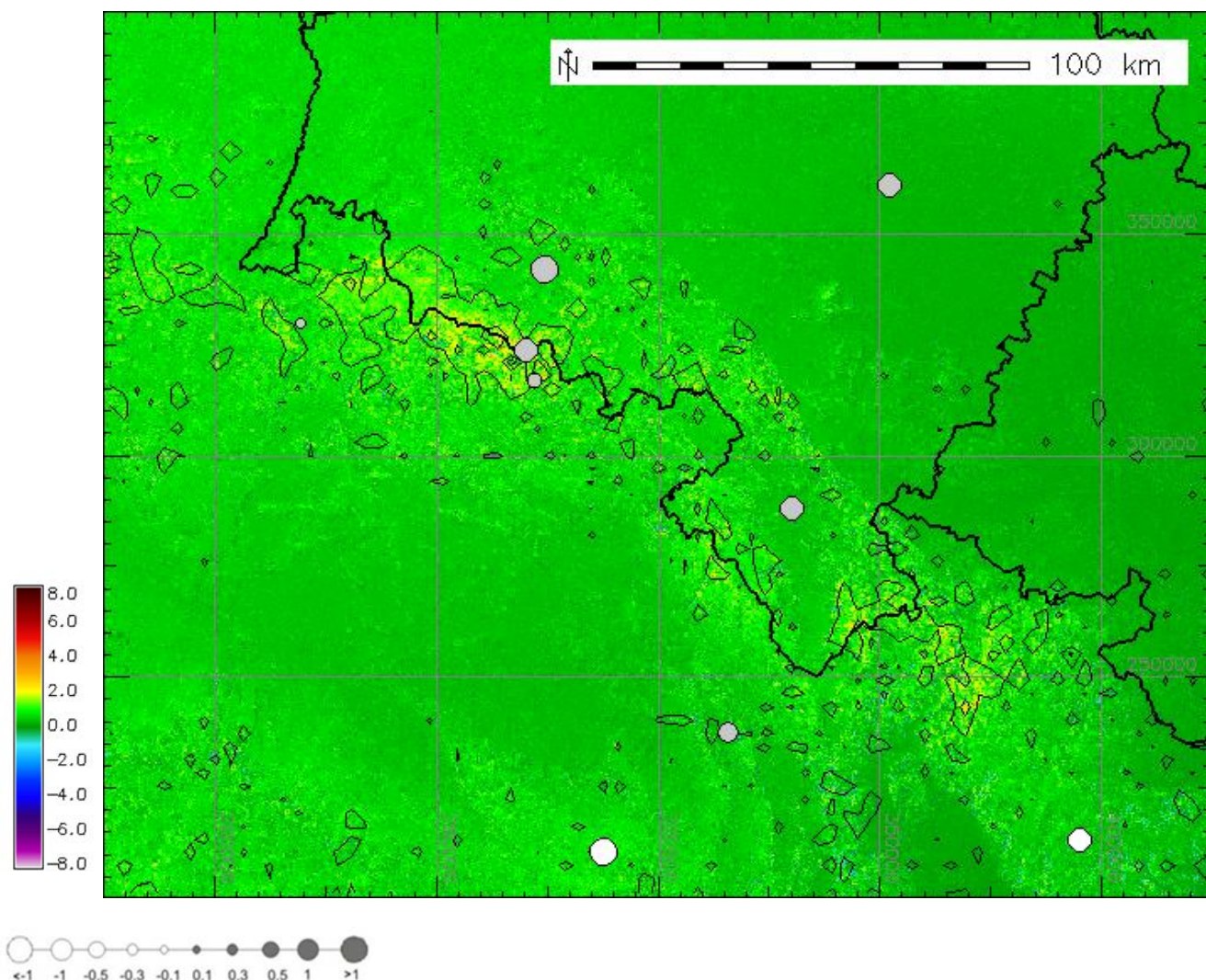
ZaŁ. 84. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w sierpniu w typie cyrkulacji SWCCW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW [°C]; u góry - rówanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

Tp WRZESIEŃ ~ 17.51 - (0.006908 * **zwartość100m**) - (0.000004506 * **Y**) + (0.01521* **zas500mSE**) - (0.000001673 * **X**)



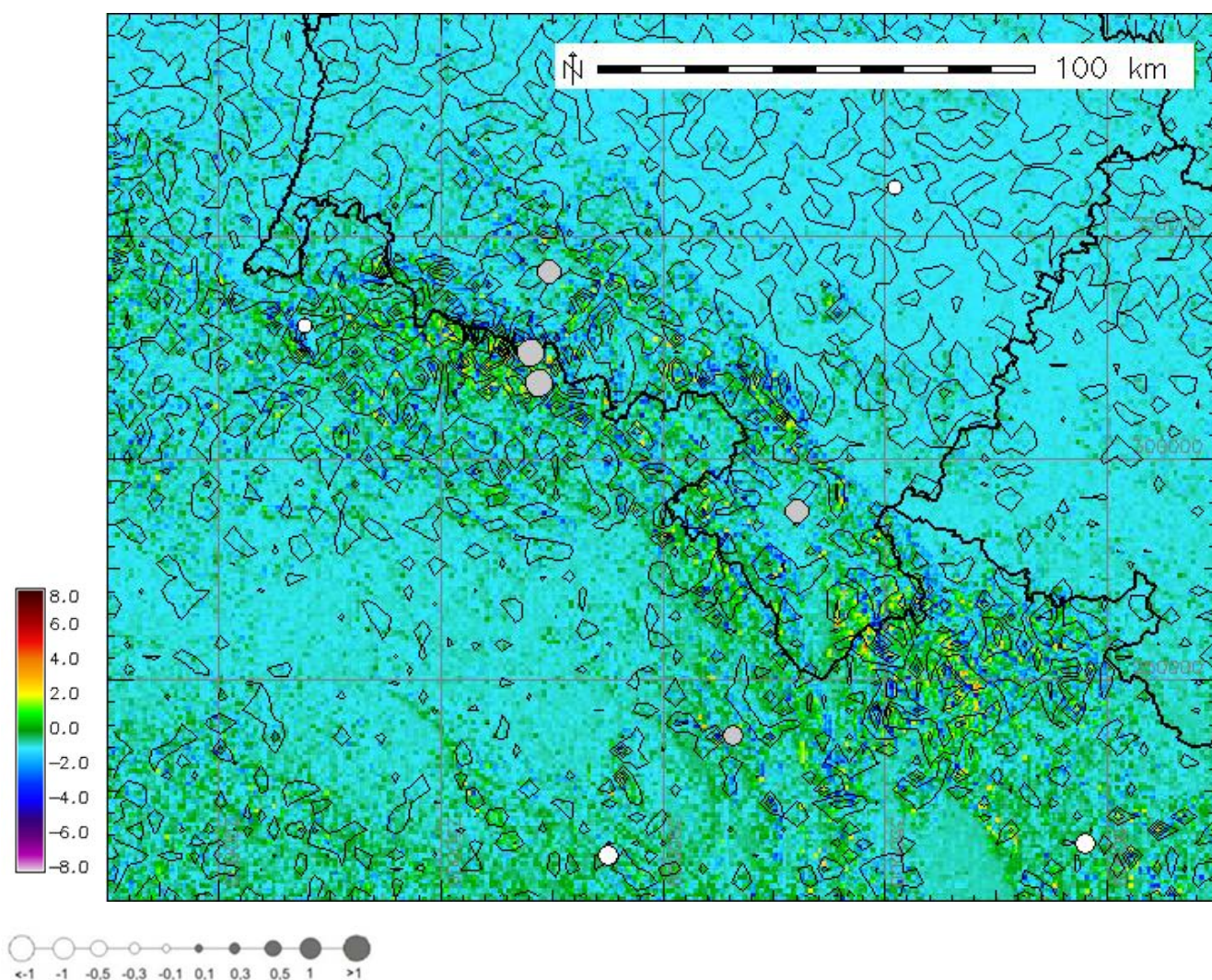
Zał. 85. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu;
u góry – równanie estymacji temperatury T_p; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp IX SWAAD ~ 12.07 – (0.005833 * **zwartosc200m**) – (0.000002642 * **X**) + (0.6425* **temp850**) + (0.08113 * **forma200m**)



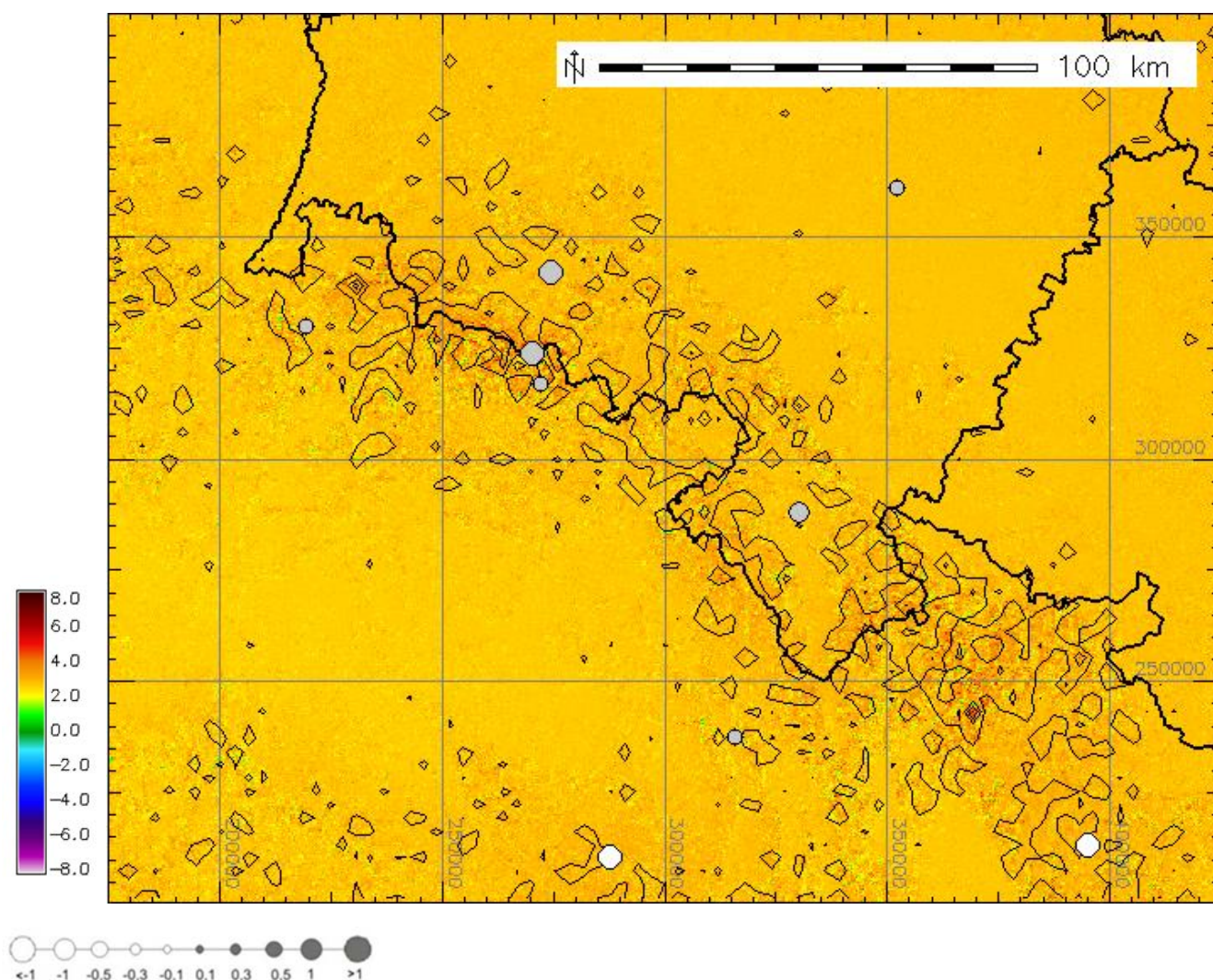
Zał. 86. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu w typie cyrkulacji SWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp IX NWAAD ~ 4.8757396 – (0.0063417 * **zwartosc100m**) + (1.3920357 * **temp850**) + (0.0275865 * **zas500mNE**) + (0.0666750 * **zas500mSW**)



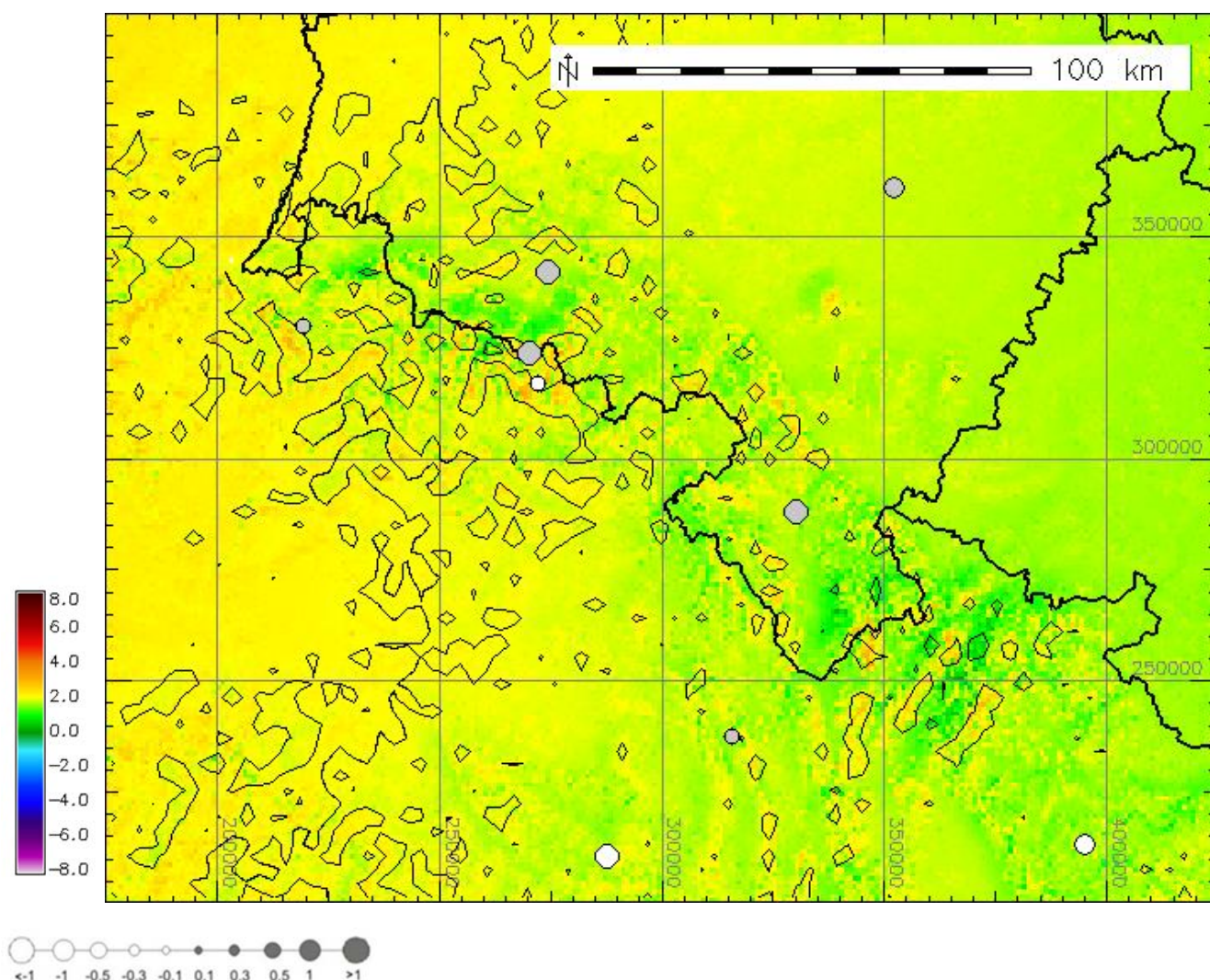
ZaŁ. 87. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉcznej temperatury powietrza Tp [°C] we wrzeŃniu w typie cyrkulacji NWAAD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD [°C]; u góry - rŃwnanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

Tp IX SWAAW ~ 12.0774445 – (0.0063488 * **zwartosc200m**) + (0.8754139 * **temp850**) + (0.1868582 * **forma100m**)



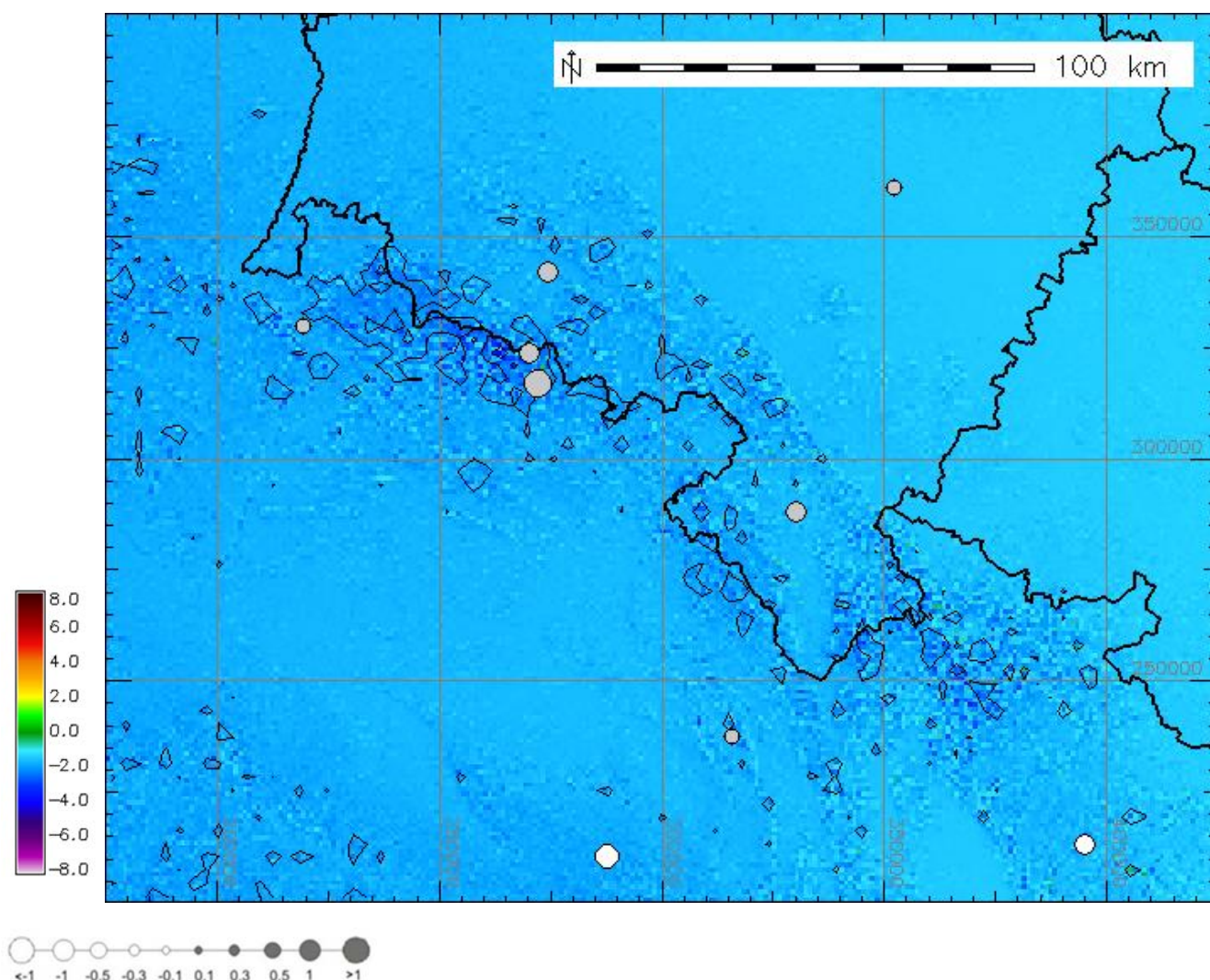
ZaŁ. 88. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrzeŃniu w typie cyrkulacji SWAAW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$Tp_{IX} \text{ NWAAW} \sim 10.83 - (0.007259 * \text{zwartosc100m}) - (0.000002811 * X) + (1.089 * \text{temp850}) + (0.002662 * \text{zas15kmSE})$$



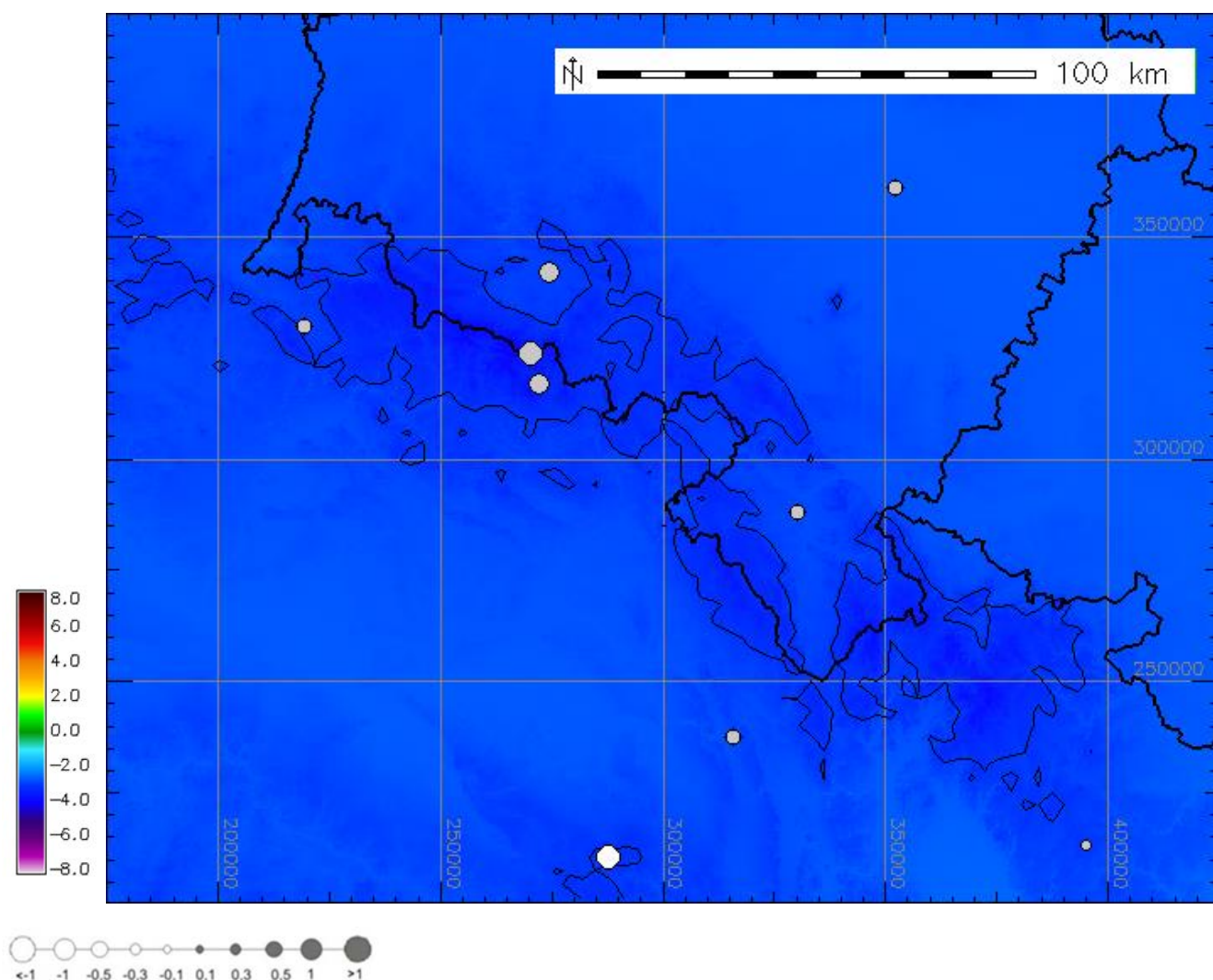
ZaŁ. 89. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu w typie cyrkulacji NWAAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ IX SWACD} \sim 15.72 - (0.007541 * \text{zwartosc200m}) - (0.000004881 * Y) + (0.009229 * \text{zas500mNE}) + (0.004165 * \text{zas5kmSE})$$



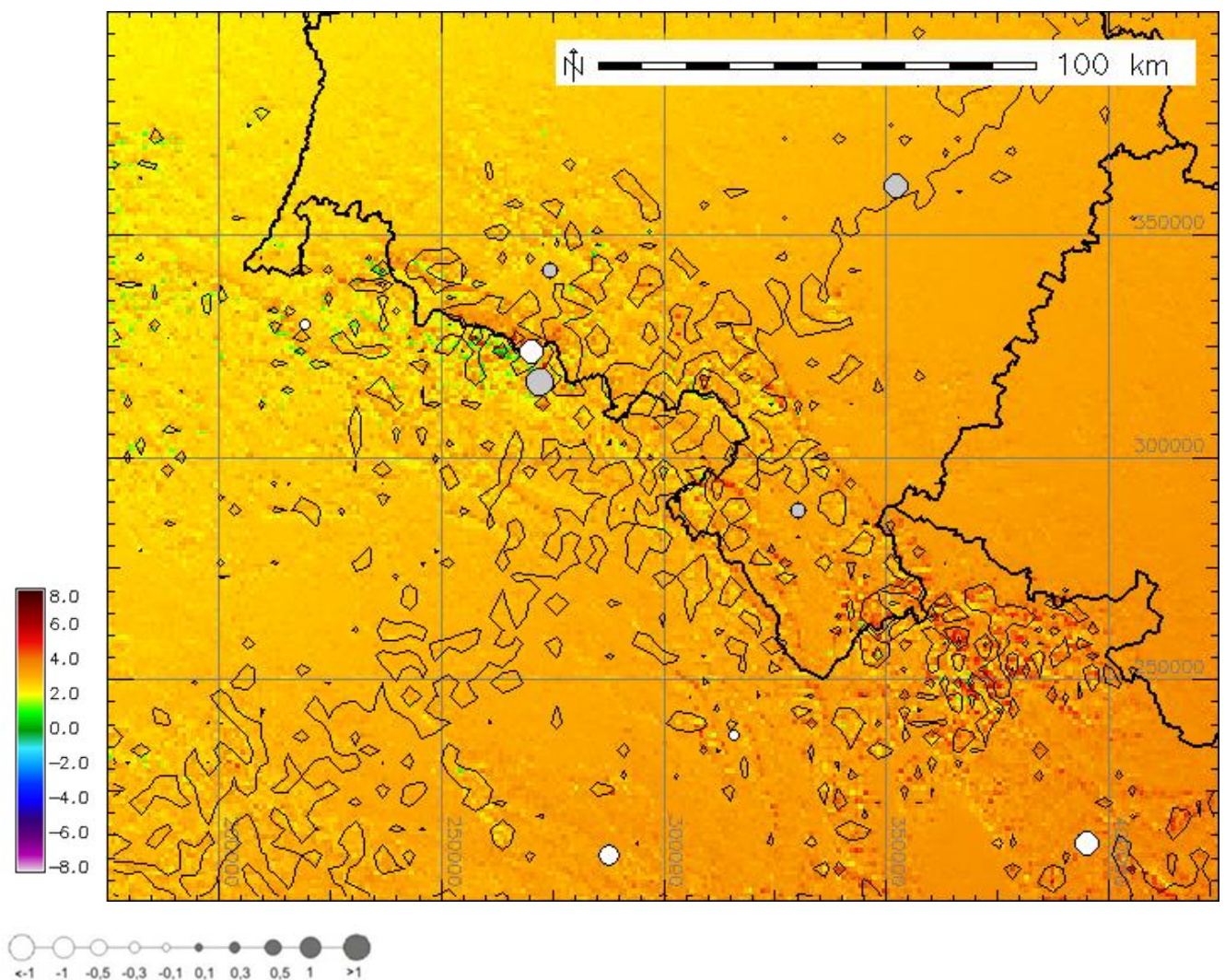
ZaŁ. 90. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu w typie cyrkulacji SWACD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWACD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWACD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp IX NWACD ~ 3.649487 – (0.007871 * **zwartosc100m**) + (1.358246 * **temp850**) + (0.014598 * **zas500mSE**)



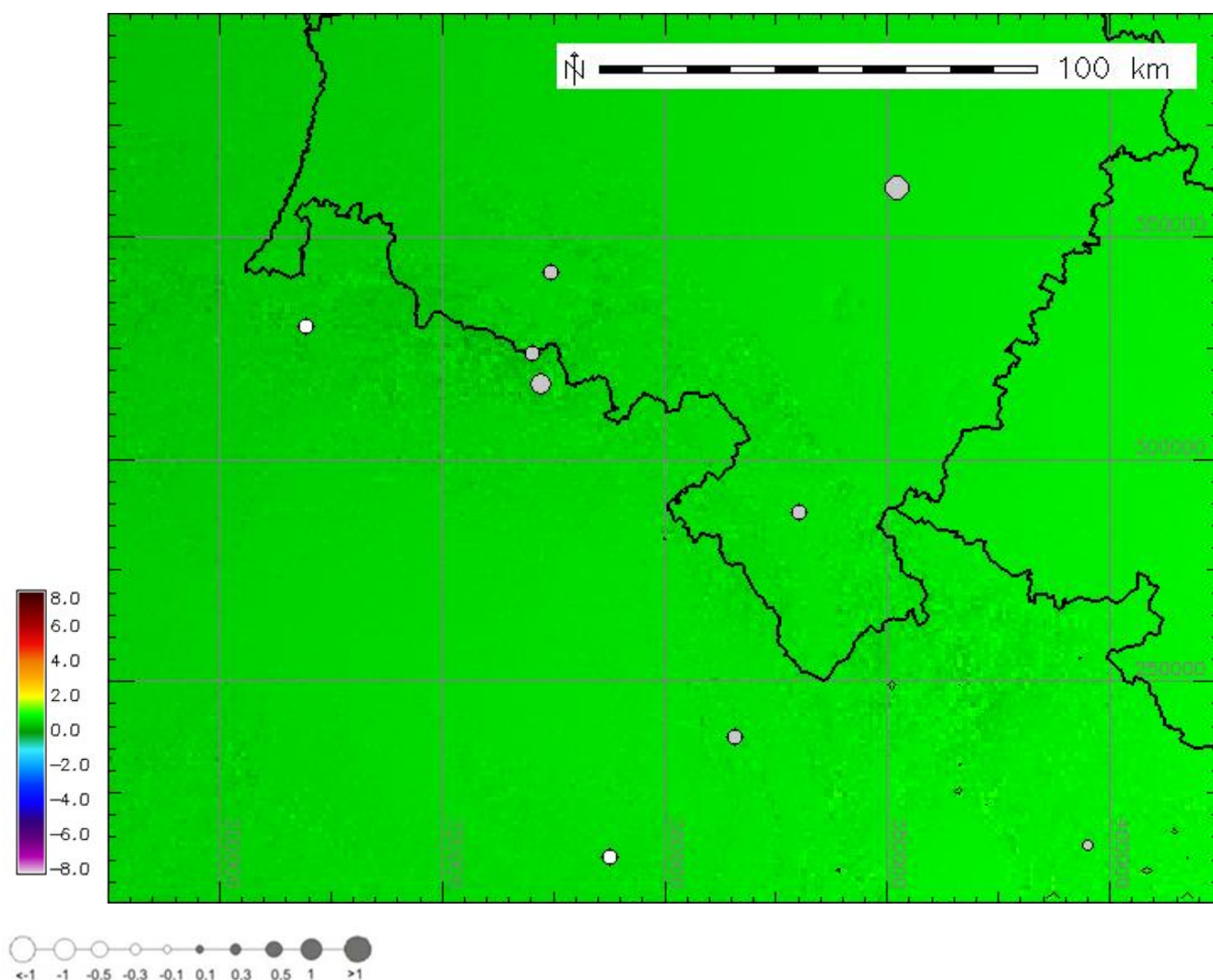
ZaŁ. 91. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrzeŃniu w typie cyrkulacji NWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie NWACD [°C]; u góry - rówanie estymacji temperatury powietrza w typie NWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$T_p \text{ IX SWCAW} \sim 20.39 - (0.006811 * \text{zwartosc500m}) - (0.000008179 * Y) + (0.02716 * \text{zas500mNE}) + (0.000002322 * X)$$



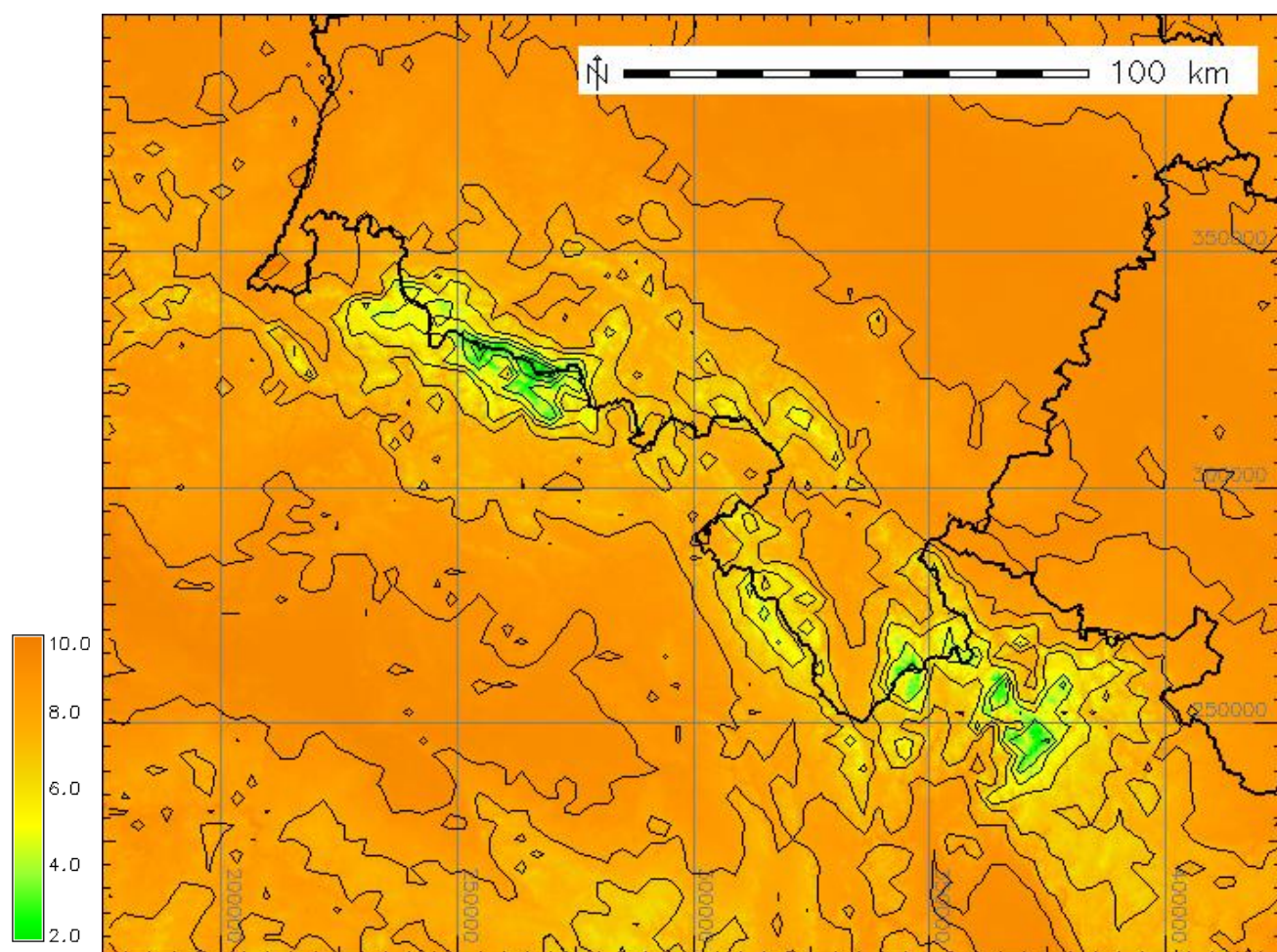
ZaŁ. 92. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ IX SWCCW} \sim 18.0 - (0.007064 * \text{zwartosc200m}) - (0.000005486 * Y) + (0.009762 * \text{zas500mSE})$$



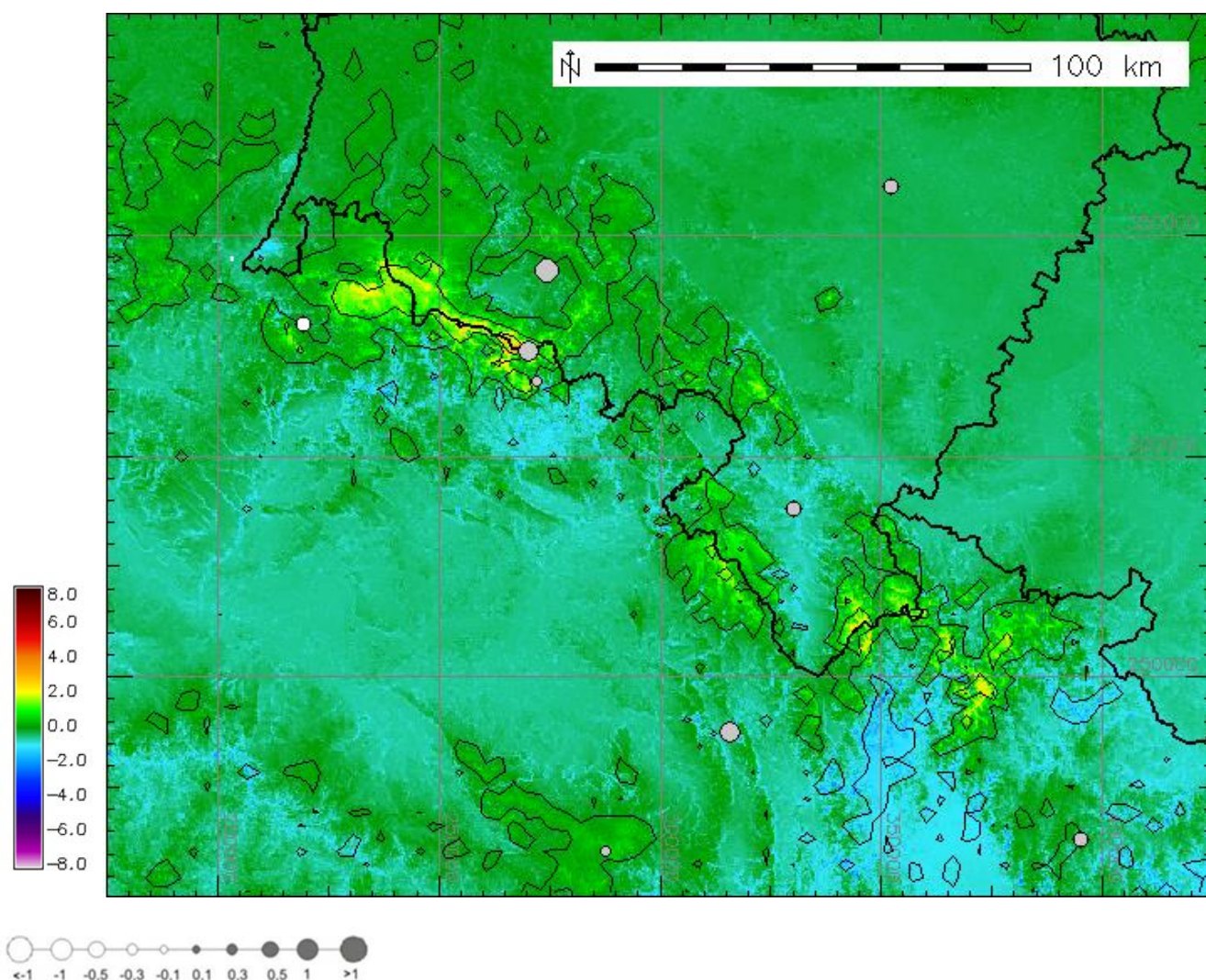
Załącznik 93. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] we wrześniu w typie cyrkulacji SWCCW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

T_p PAŹDZIERNIK ~ 11.68 - (0.005801 * **zwartość100m**) - (0.000003549 * **Y**) + (0.01215* **zas500mSE**) - (0.000001046 * **X**)



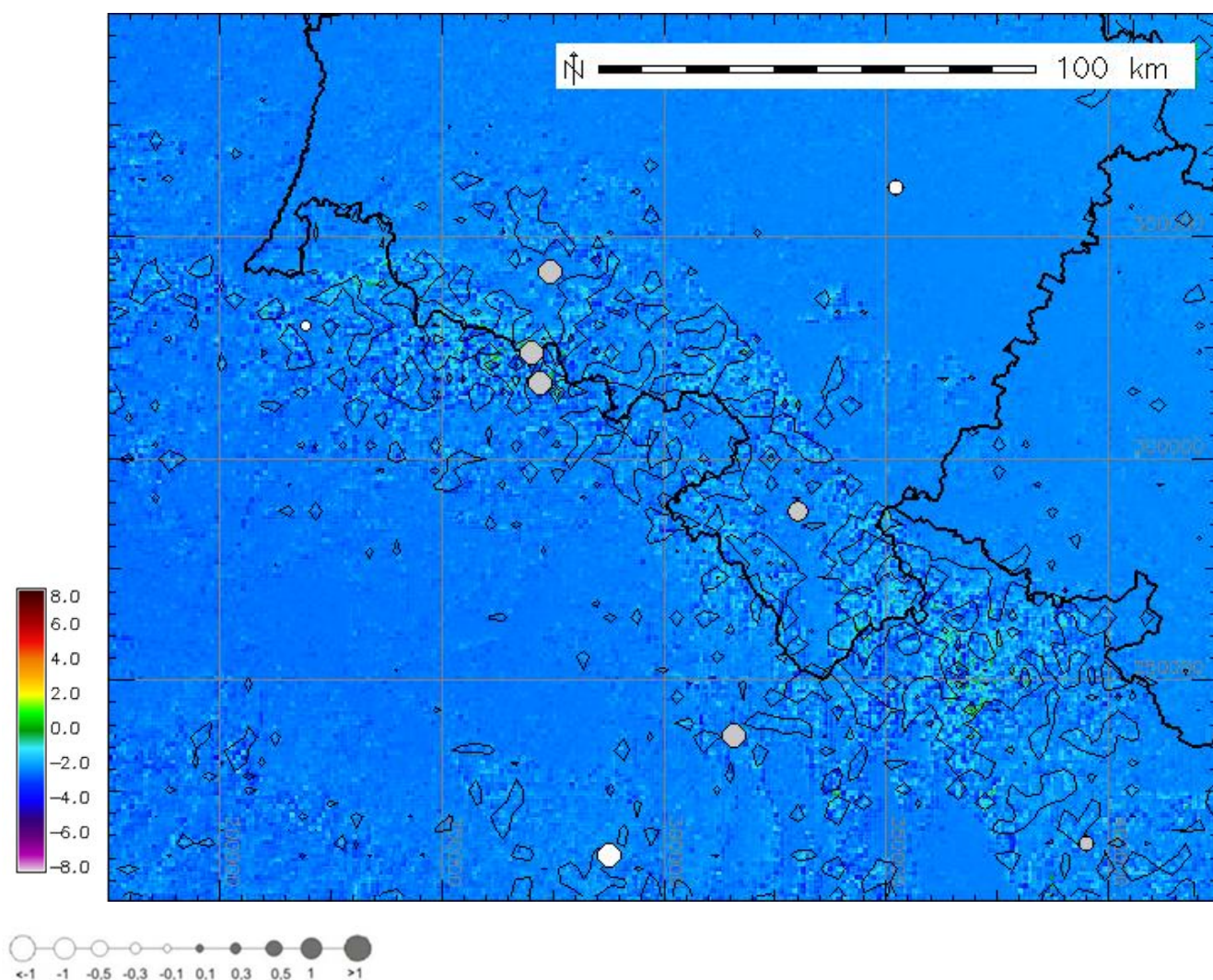
Załącznik 94. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku; u góry – równanie estymacji temperatury T_p; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ X SWAAD} \sim 9.995 - (0.004230 * \text{zwartosc500m}) + (0.001990 * \text{zasNW50km}) - (0.04374 * \text{nachylenie}) - (0.000001127 * X)$$



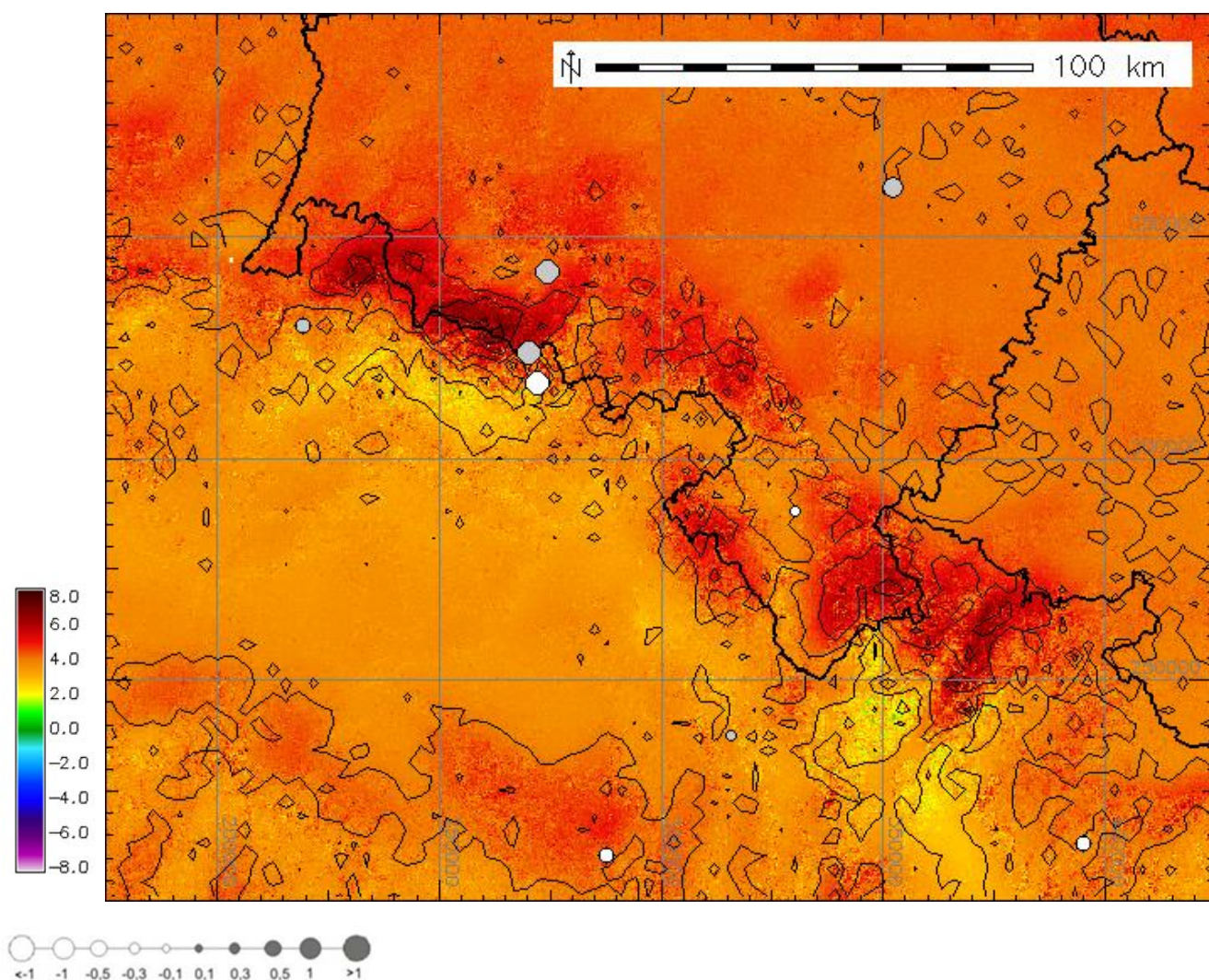
Zał. 95. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji SWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp \text{ X NWAAD} \sim 8.777 - (0.005421 * \text{zwartosc100m}) - (0.000002679 * Y) + (0.01174 * \text{zas500mSE})$$



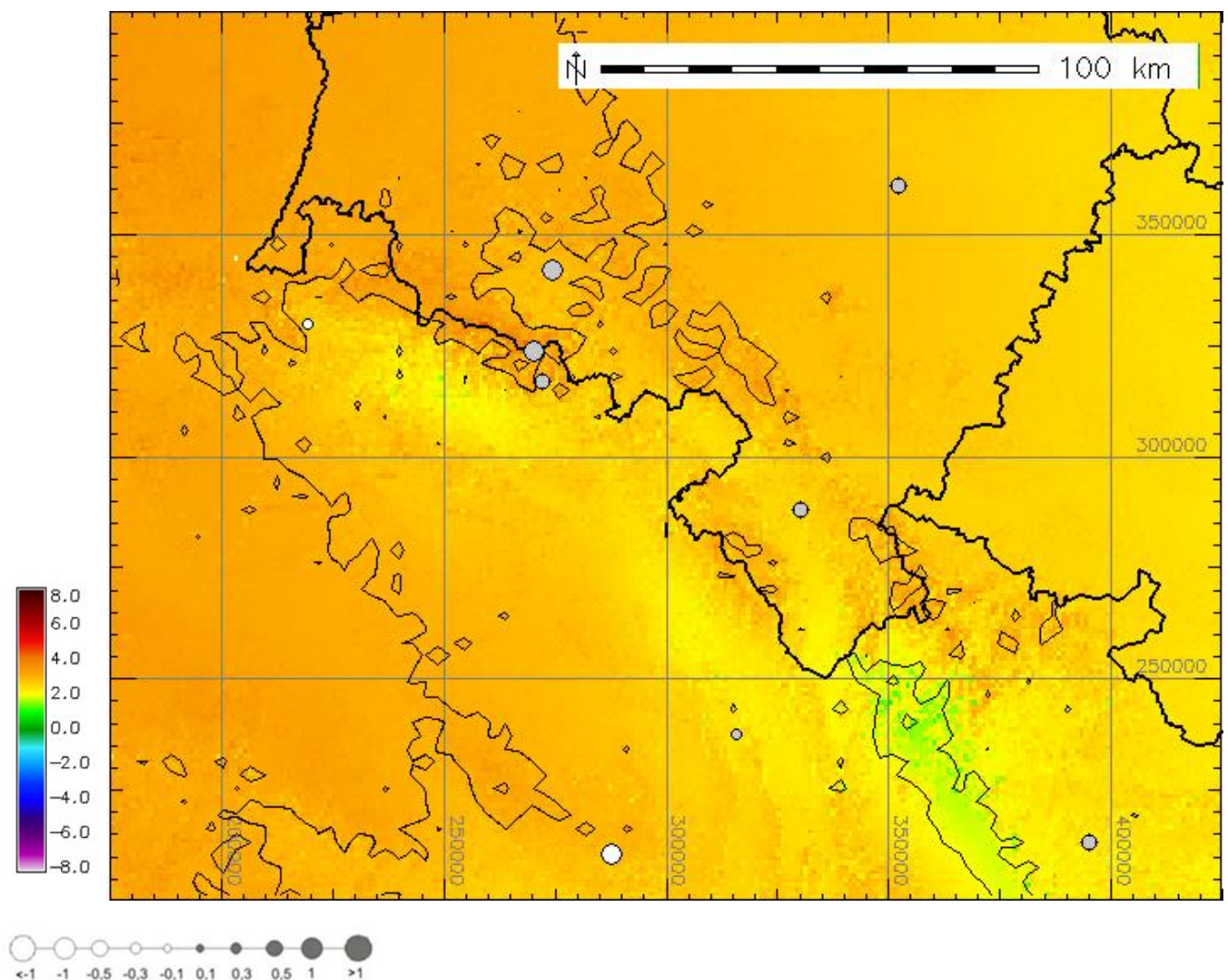
Załącznik 96. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji NWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ X SWAAW} \sim 14.0889099 - (0.0051642 * \text{zwartosc200m}) + (0.1080889 * \text{forma200m}) - (0.0055317 * \text{zas20kmSE}) + (0.0027104 * \text{zas50kmNE})$$



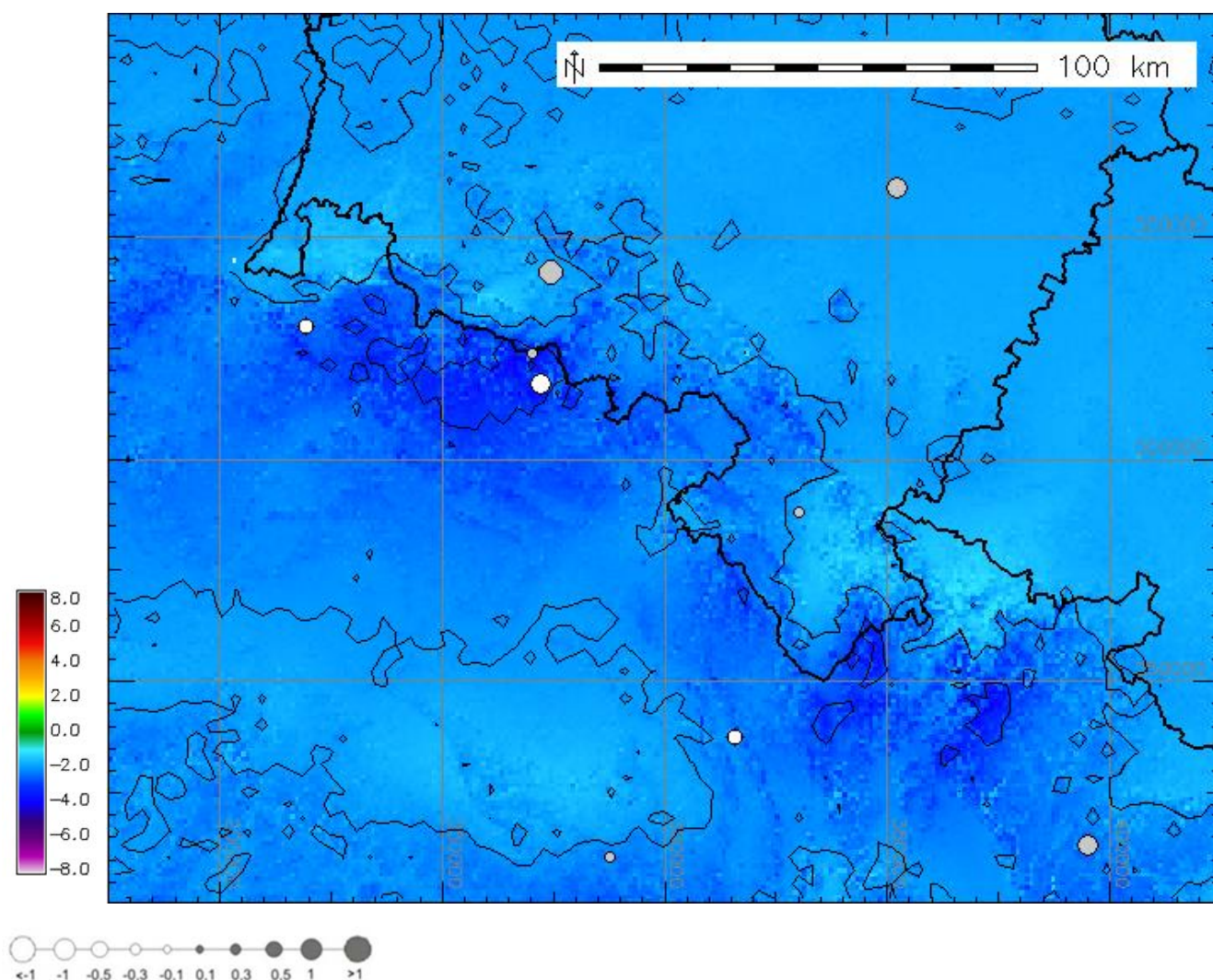
Zař. 97. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej řredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji SWAAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ X NWAAW} \sim 15.77 - (0.006438 * \text{zwartosc100m}) - (0.000005101 * X) - (0.000003138 * Y) + (0.001626 * \text{zas50kmNE})$$



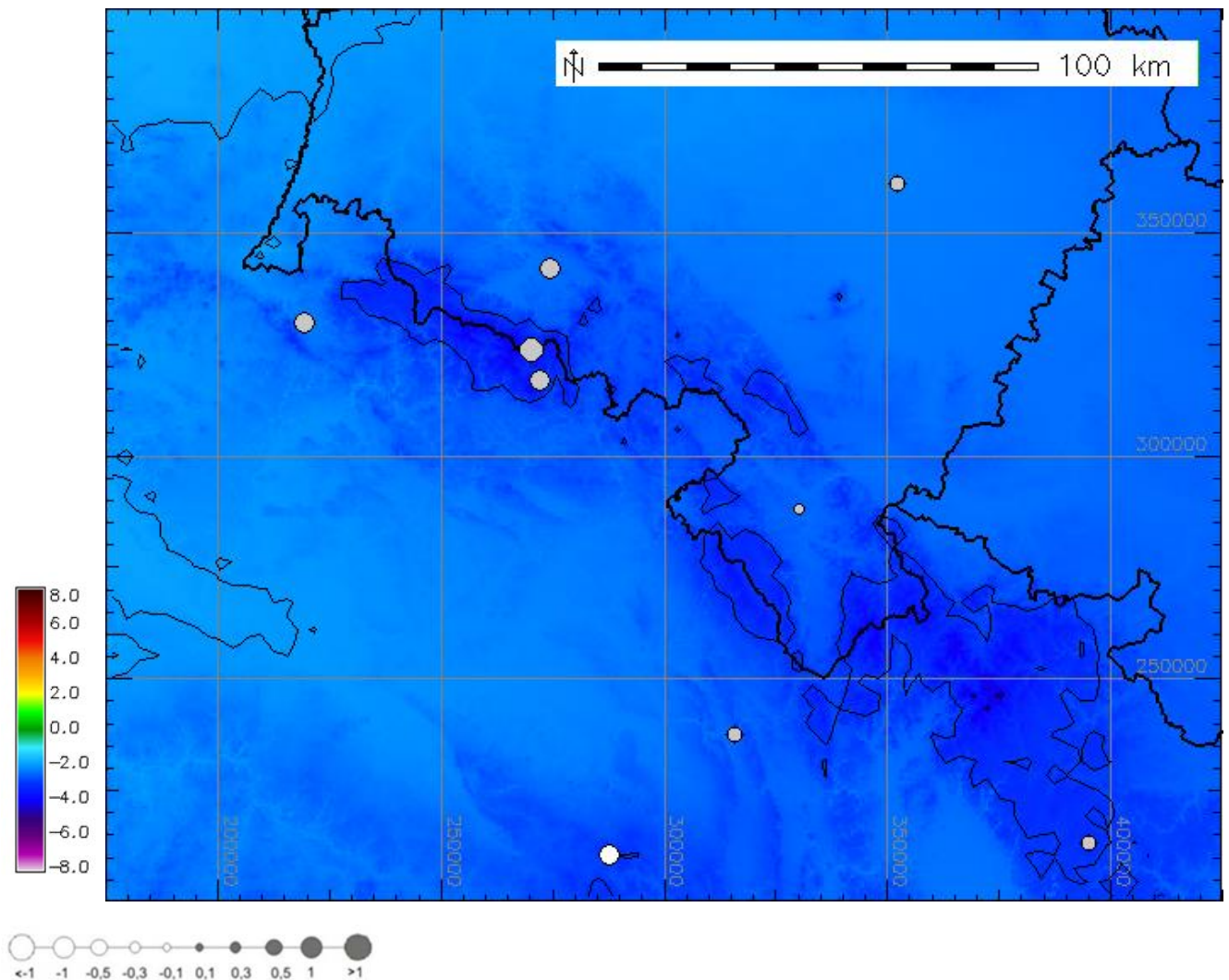
Zař. 98. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej řredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji NWAAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ X SWACD} \sim 9.992 - (0.006884 * \text{zwartosc200m}) - (0.000004702 * Y) - (0.002069 * \text{zas50kmSE}) + (0.001606 * \text{zas50kmNE})$$



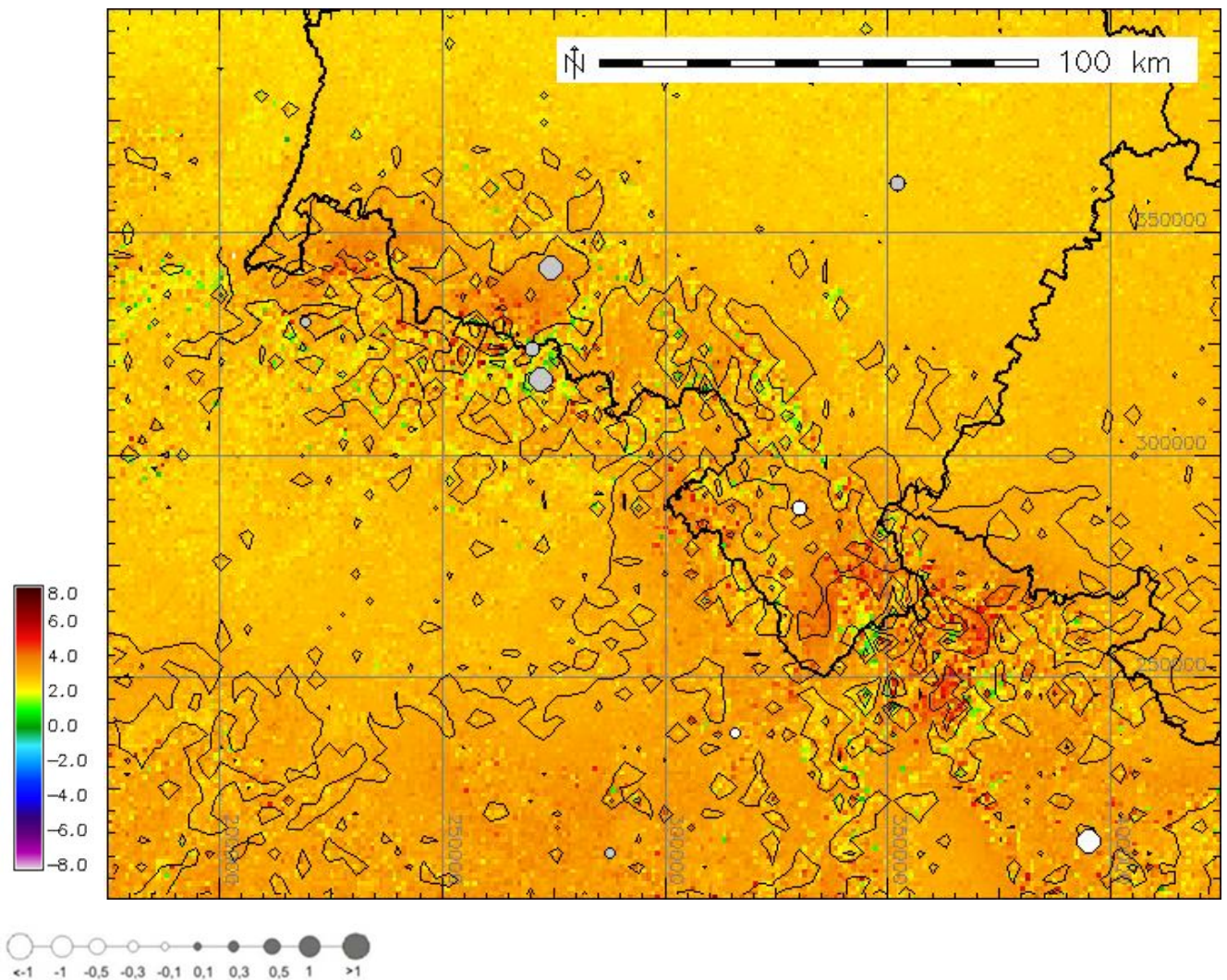
ZaŁ. 99. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w paŃdzierniku w typie cyrkulacji SWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁdów estymacji temperatury powietrza w typie SWACD [°C]; u góry - rówanie estymacji temperatury powietrza w typie SWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$T_p \text{ X NWACD} \sim 5.744 - (0.007354 * \text{zwartosc100m}) + (0.8629 * \text{temp850}) - (0.000002412 * X) + (0.00976 * \text{zas500mSE})$$



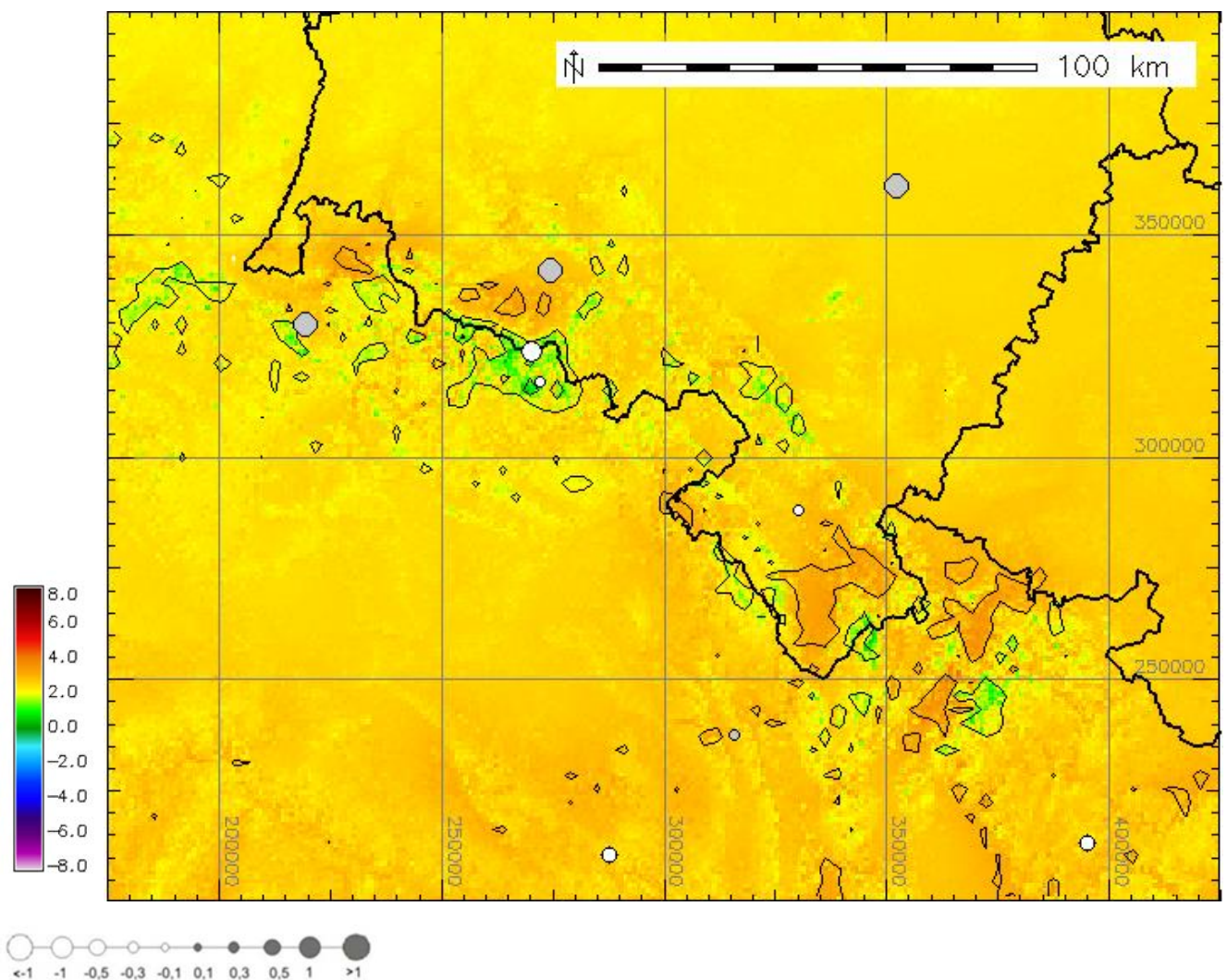
ZaŁ. 100. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w paŹdzierniku w typie cyrkulacji NWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie NWACD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

$$T_p \text{ X SWCAW} \sim 14.64 - (0.004774 * \text{zwartosc200m}) - (0.000005965 * Y) - (0.1893 * \text{zas100mNW}) - (0.003187 * \text{zas30kmSE})$$



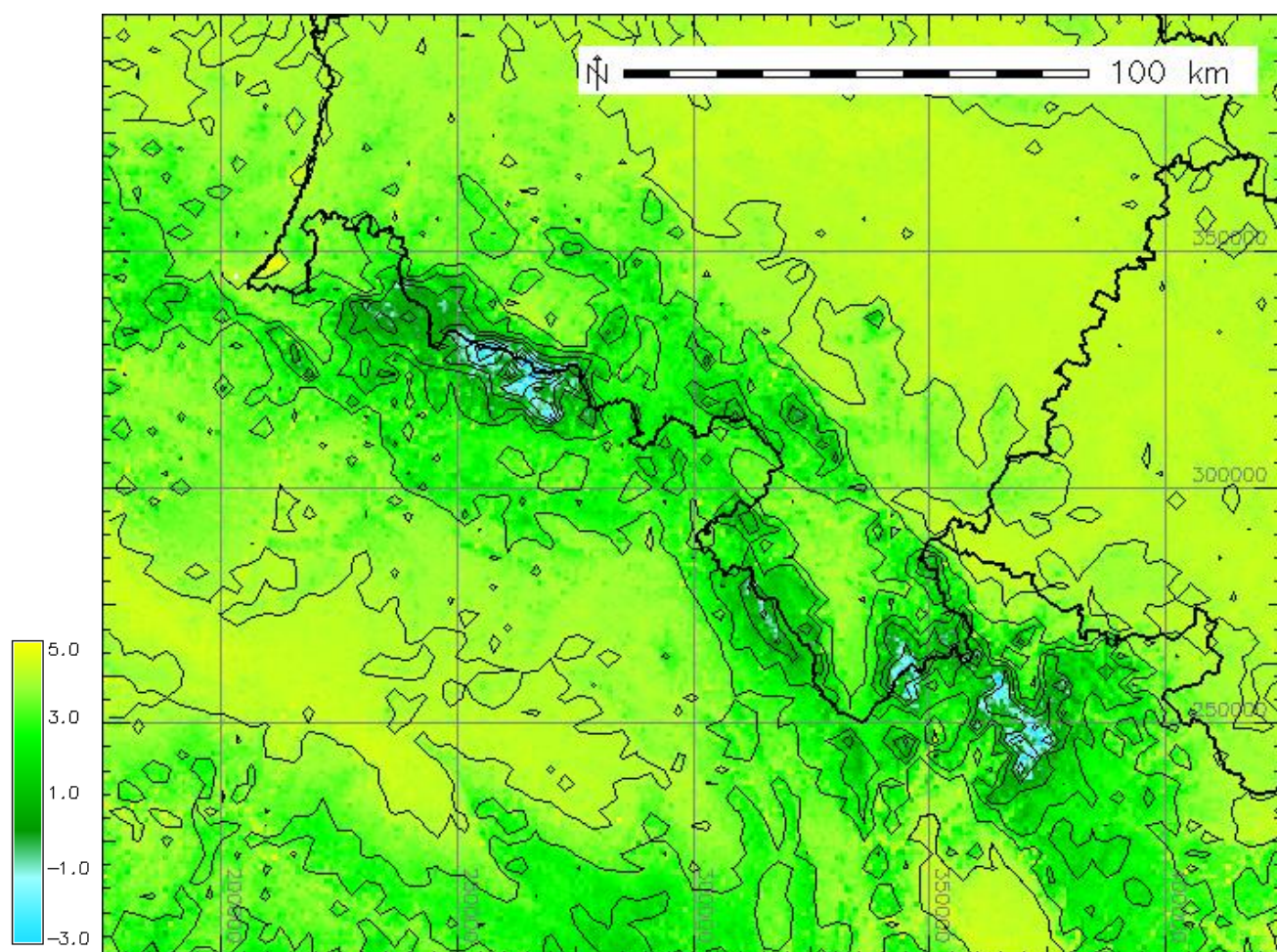
ZaŁ. 101. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; u góry - równcanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW; izoterm wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

$$T_p \text{ X SWCCW} \sim 14.44 - (0.005768 * \text{zwartosc500m}) - (0.000005655 * Y) - (0.005815 * \text{zas5kmNW}) - (0.002282 * \text{zas30kmSE})$$



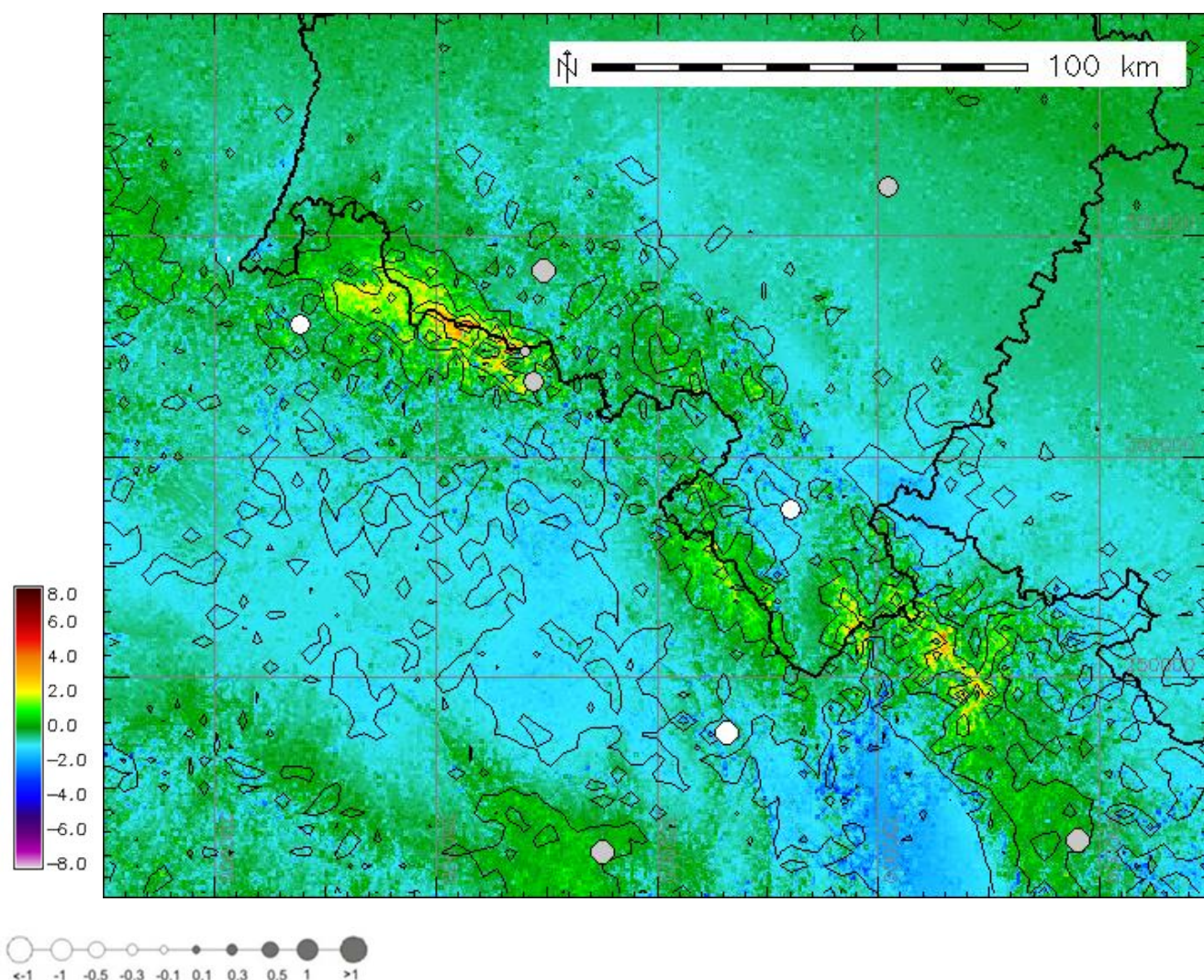
Załącznik 102. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w październiku w typie cyrkulacji SWCCW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW; izoterm wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$T_p \text{ LISTOPAD} \sim 5.935 - (0.004846 * \text{zwartość100m}) - (0.000002969 * Y) - (0.1272 * \text{zas100mNW}) - (0.001295 * \text{zas30kmSW})$



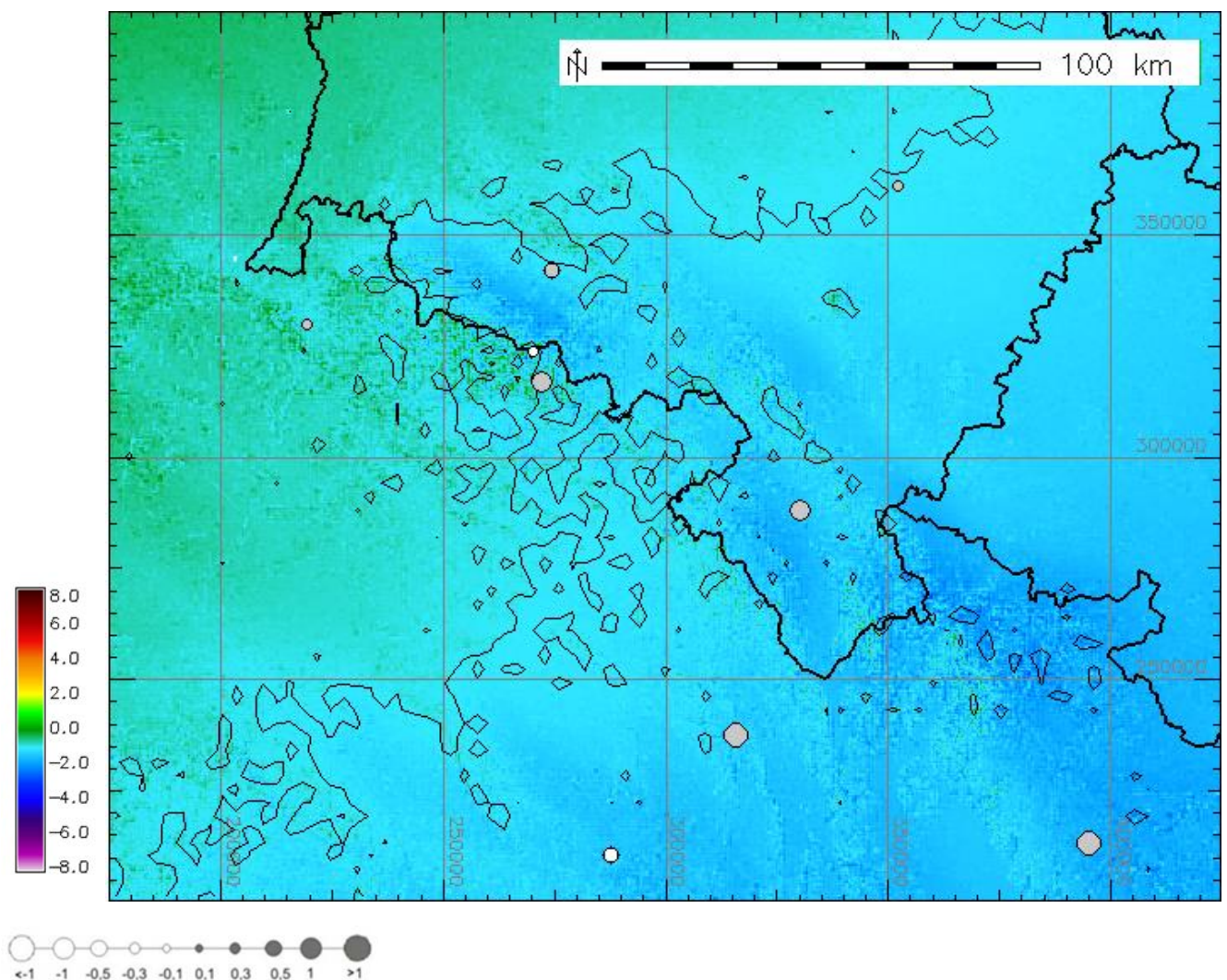
Załącznik 103. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie; u góry – równanie estymacji temperatury T_p ; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp XI SWAAD ~ 4.8321560 – (0.0621075 * **nachylenie**) + (0.7847876 * **temp850**) – (0.0054884 * **zwartosc50km**) – (0.0025375 * **zasSE50km**)



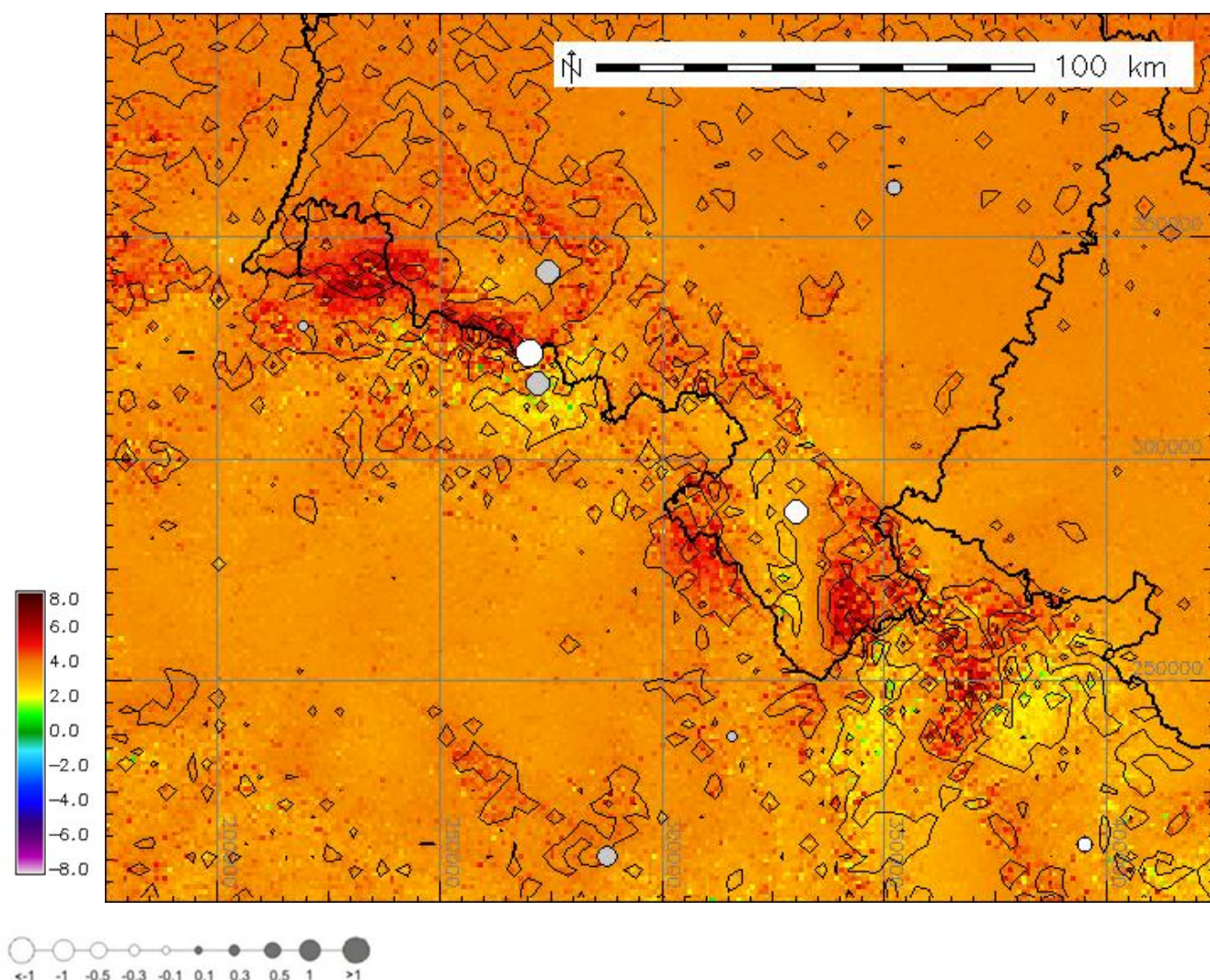
Zał. 104. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji SWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp_{XI} NWAAD \sim 5.129 - (0.00546 * zwartosc100m) - (0.000003296 * X) - (0.08068 * zas100mNW) + (0.2785 * temp850)$$



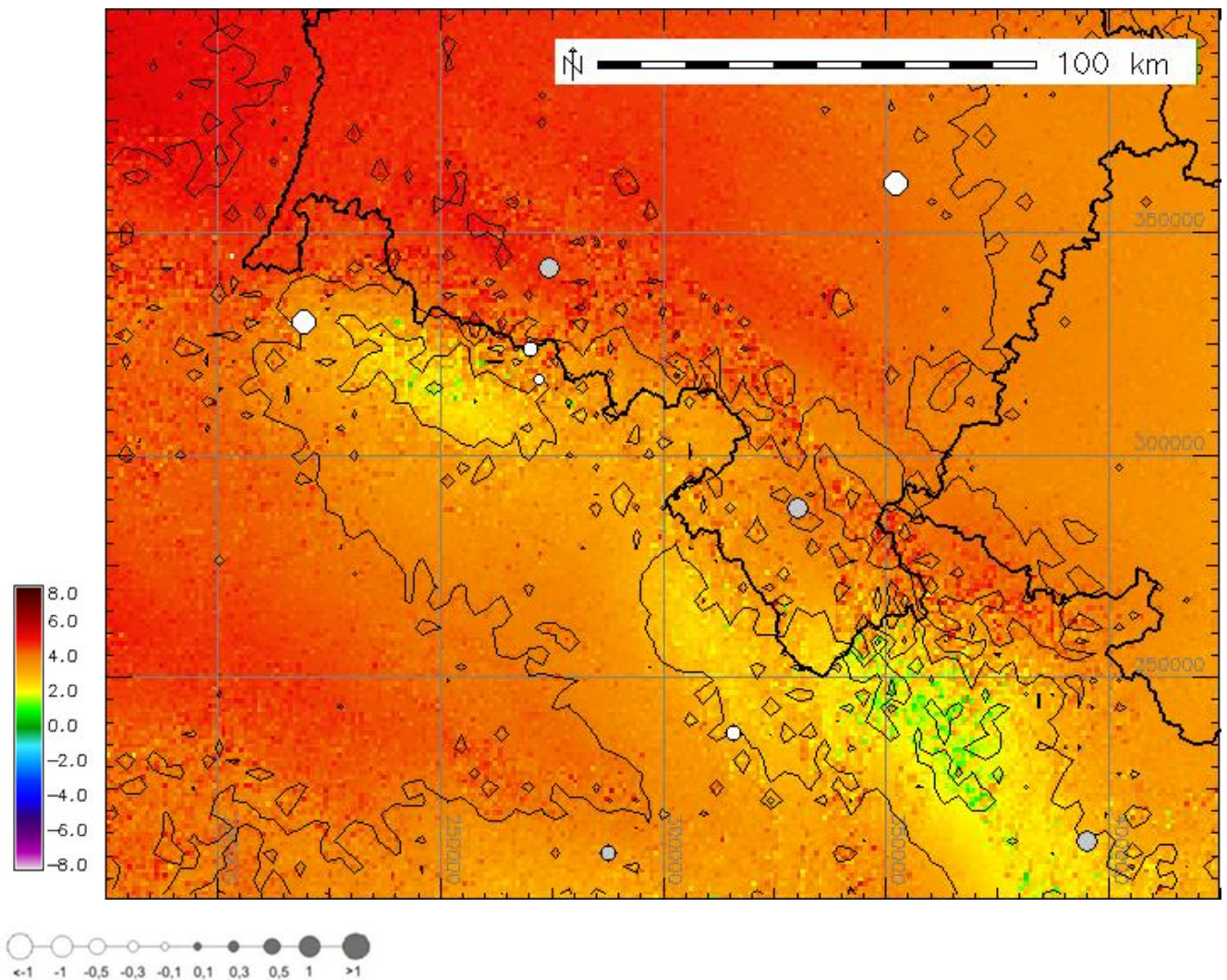
ZaŁ. 105. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji NWAAD; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD [°C]; u góry - rÓwnanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

Tp XI SWAAW ~ 8.739039 – (0.0048313 * **zwartosc500m**) + (0.0027825 * **zas30kmNW**) – (0.0031081 * **zas20kmSE**) + (0.0158267 * **zas500mNE**)



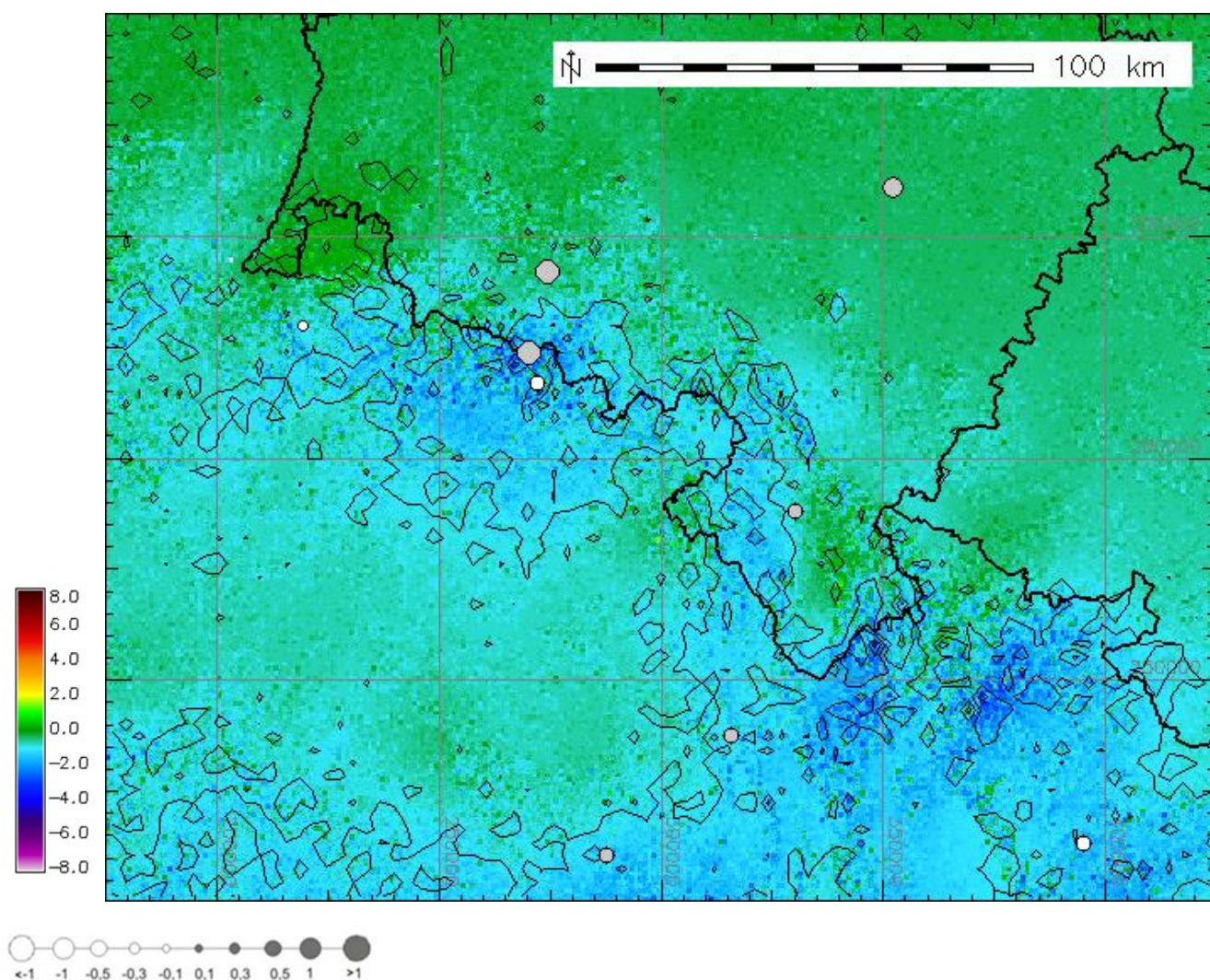
Zał. 106. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji SWAAW; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$T_p \text{ XI NWAAW} \sim 11.0 - (0.006539 * \text{zwartosc100m}) - (0.000005069 * X) + (0.00301 * \text{zas50kmNE}) - (0.002120 * \text{zas50kmSW})$$



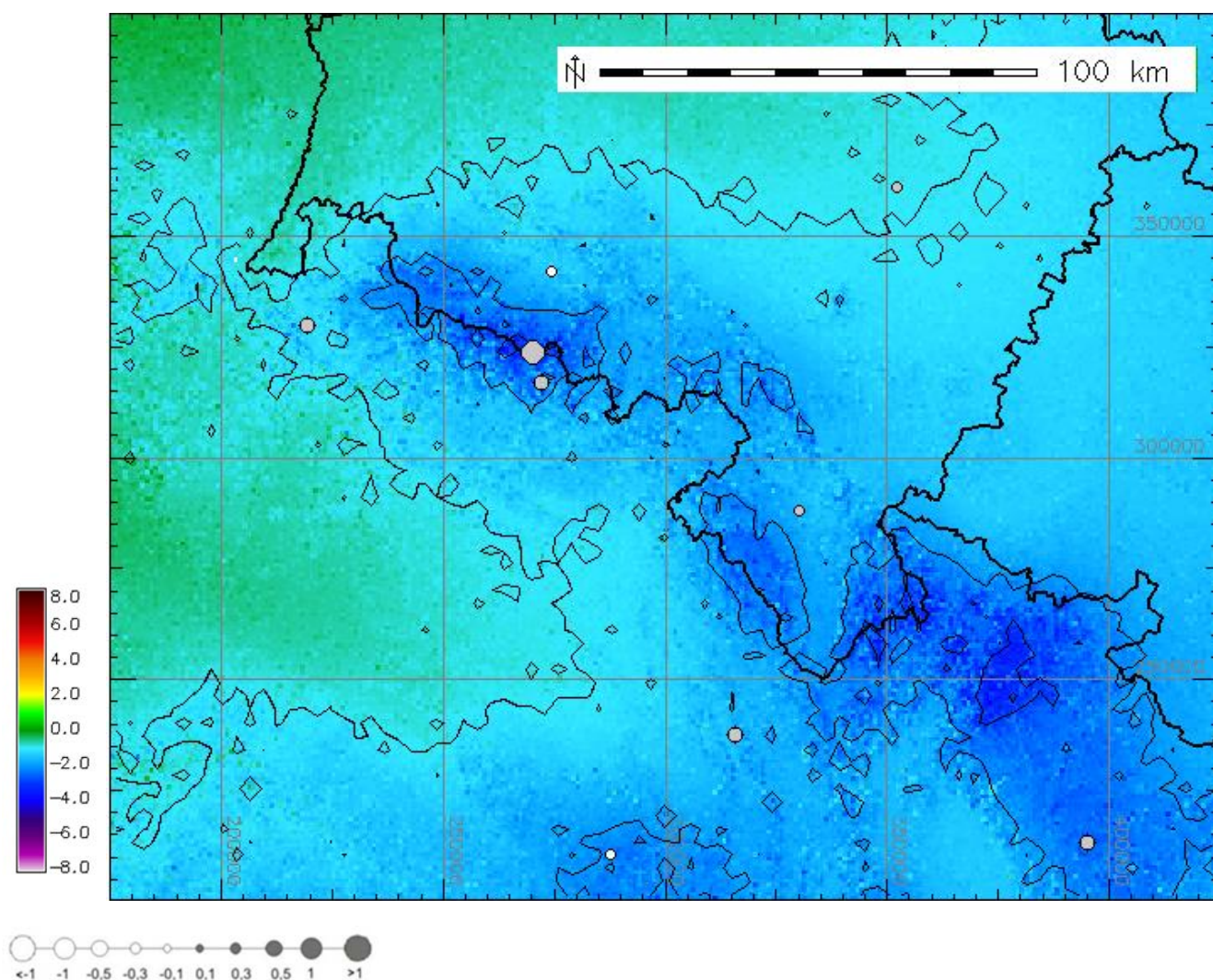
ZaŁ. 107. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji NWAAW; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

Tp XI SWACD ~ 4.6687233 – (0.0059881 * **zwartosc200m**) – (0.0023776 * **zas50kmSE**) + (0.1115663 * **forma100m**) + (0.0013097 * **zas50kmNE**)



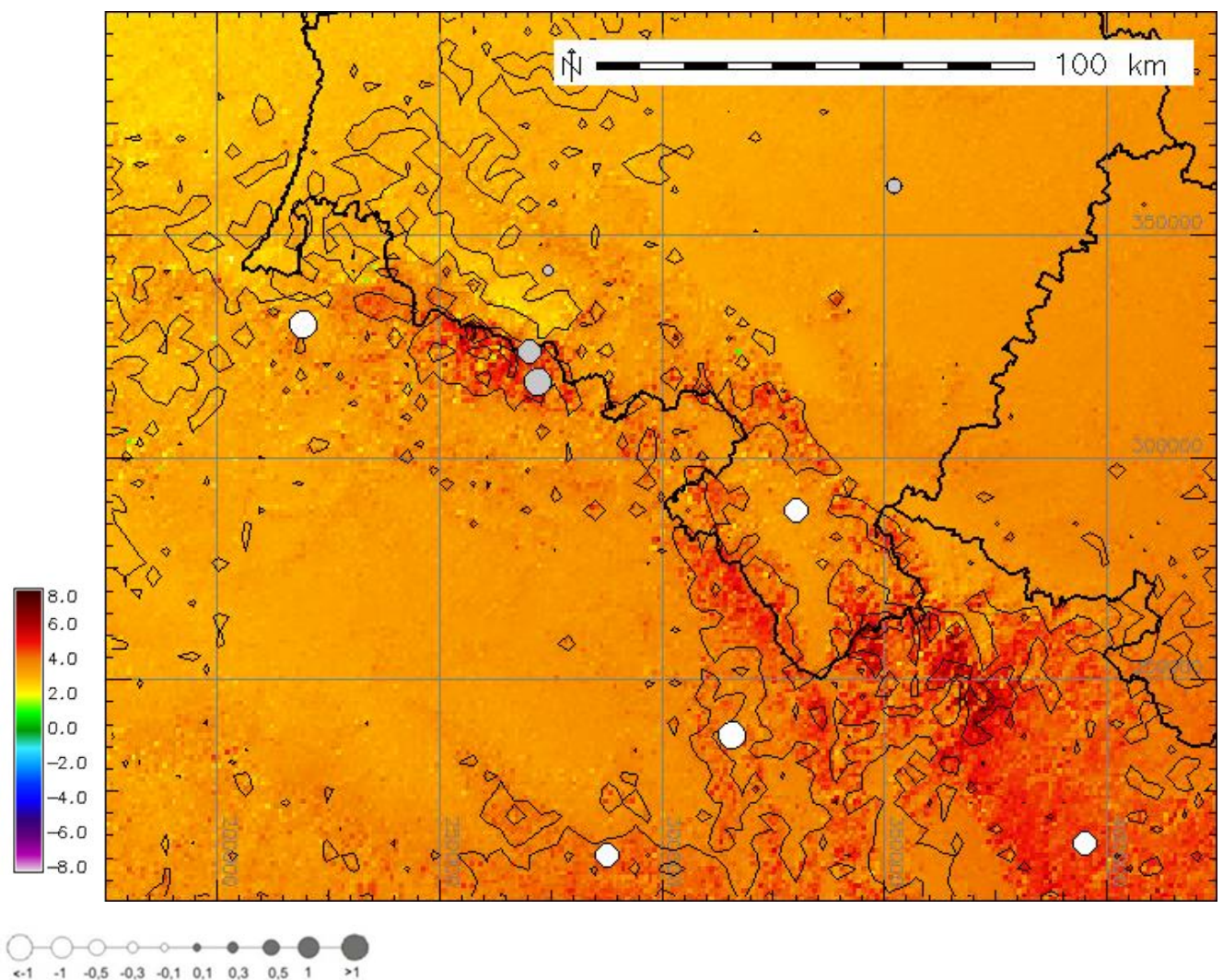
ZaŁ. 108. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza Tp [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji SWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie SWACD [°C]; u góry - rÓwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

$$T_p \text{ XI NWACD} \sim 6.526 - (0.007302 * \text{zwartosc100m}) - (0.000004299 * X) - (0.000002188 * Y) - (0.02676 * \text{zas200mNW})$$



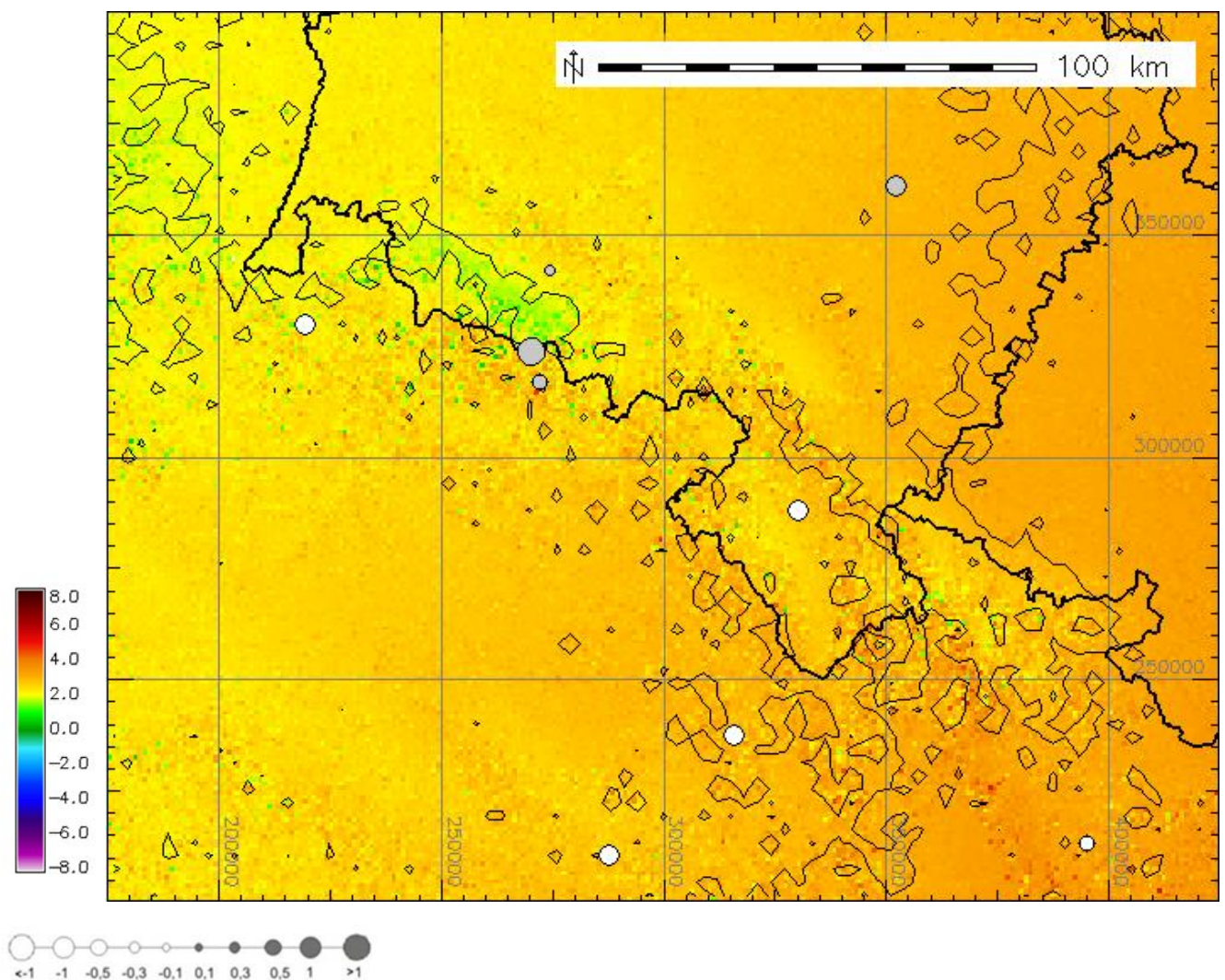
ZaŁ. 109. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji NWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie NWACD [°C]; u góry - rÓwnanie estymacji temperatury powietrza w typie NWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

$$T_p \text{ XI SWCAW} \sim 9.173 - (0.003946 * \text{zwartosc500m}) - (0.000006621 * Y) + (0.00000377 * X) - (0.01124 * \text{zas5kmNW})$$



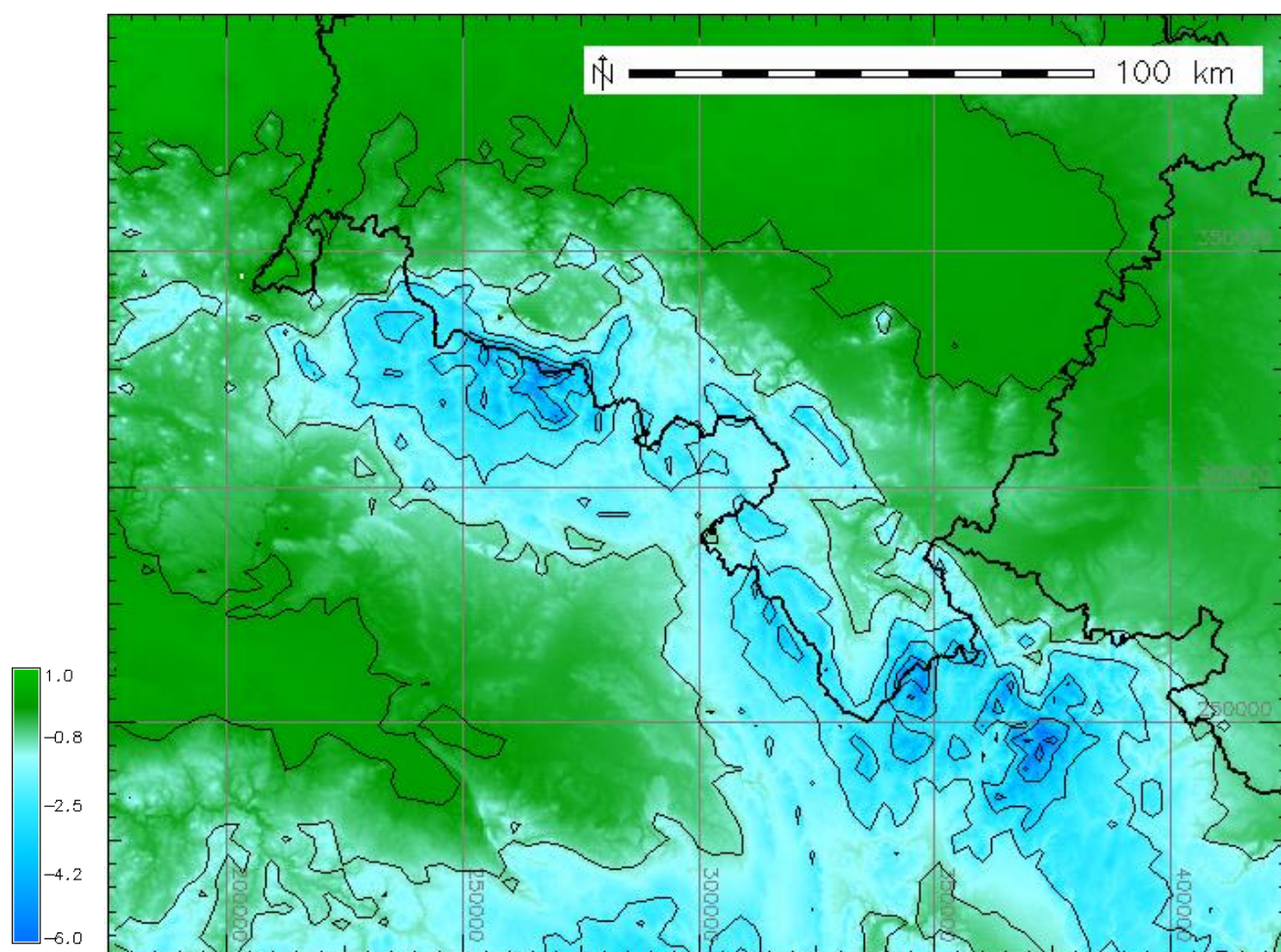
ZaŁ. 110. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; u góry - rŹwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

$$T_p \text{ XI SWCCW} \sim 8.406 - (0.005461 * \text{zwartosc500m}) - (0.000005806 * Y) + (0.00000434 * X) - (0.007092 * \text{zas5kmNW})$$



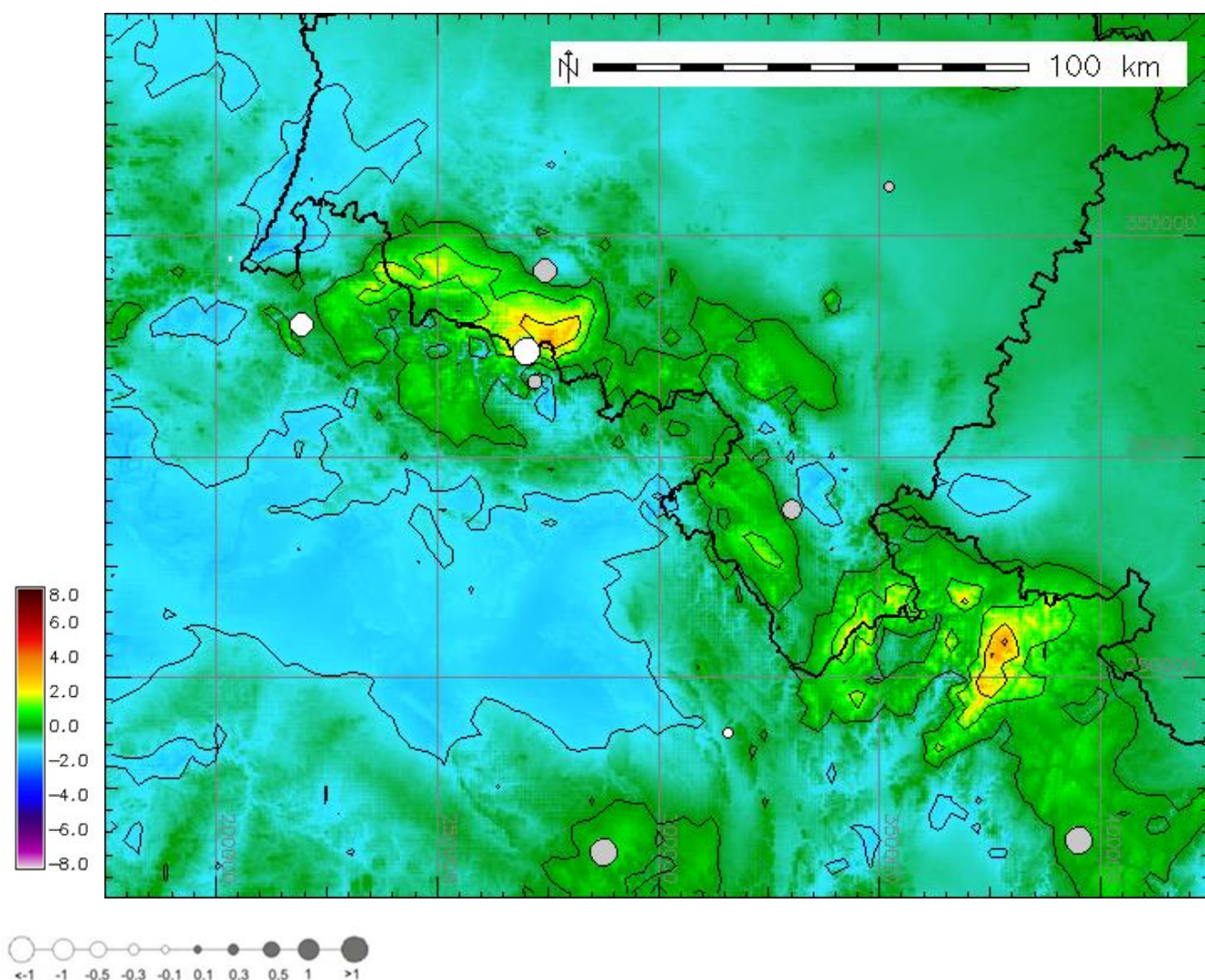
ZaŁ. 111. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w listopadzie w typie cyrkulacji SWCCW; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

Tp GRUDZIEŃ ~ 1.839 - (0.005066 * **zwartość200m**) - (0.000002784 * **X**) + (0.002394 * **zas50kmNE**) - (0.001546 * **zas30kmSE**)



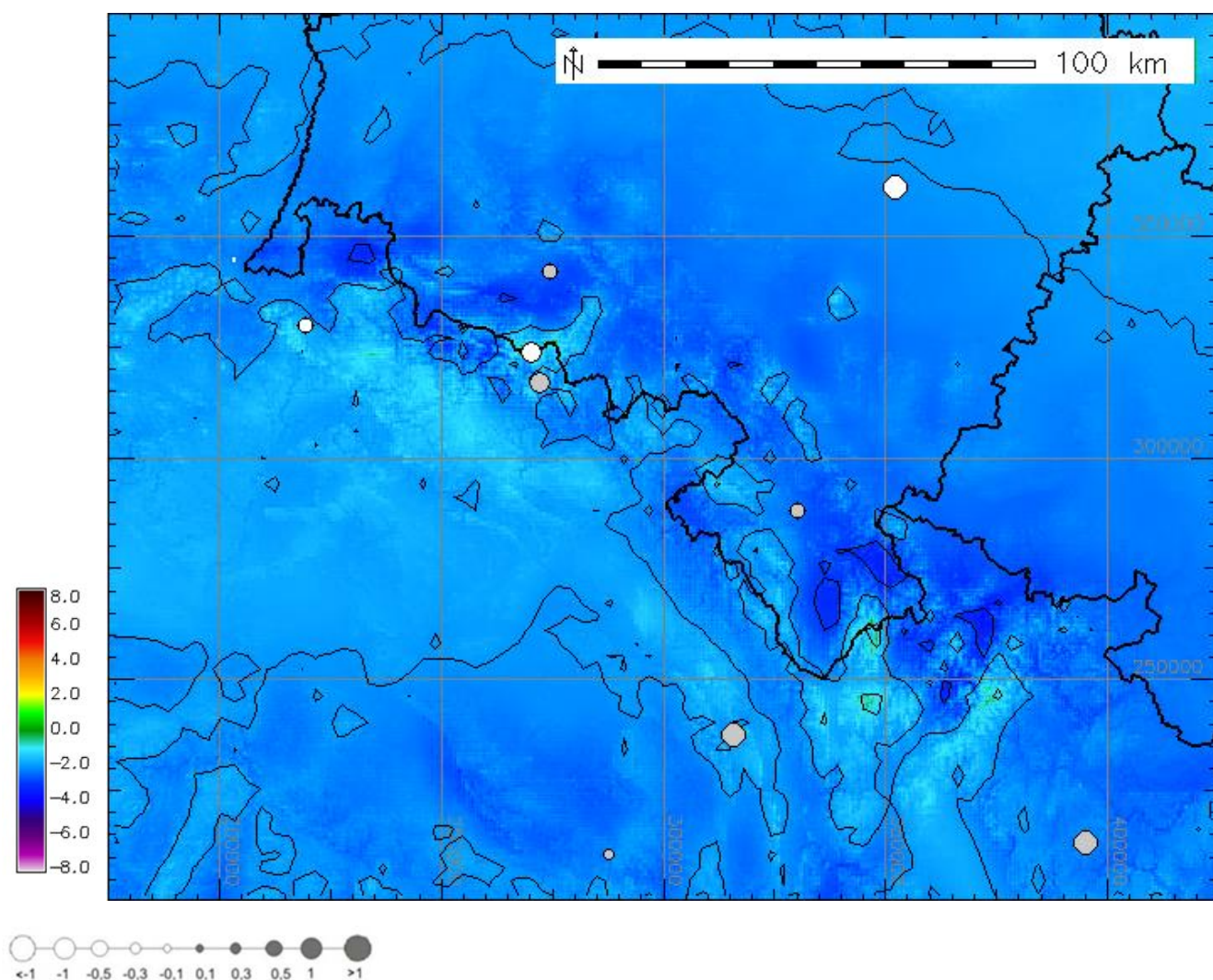
Zał. 112. Rozkład przestrzenny estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu; u góry – równanie estymacji temperatury T_p; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp XII SWAAD ~ 0.5363275 – (0.0053385 * **zwartosc50km**) + (0.0036218 * **zasNW20km**) – (0.0047742 * **zasSW30km**)



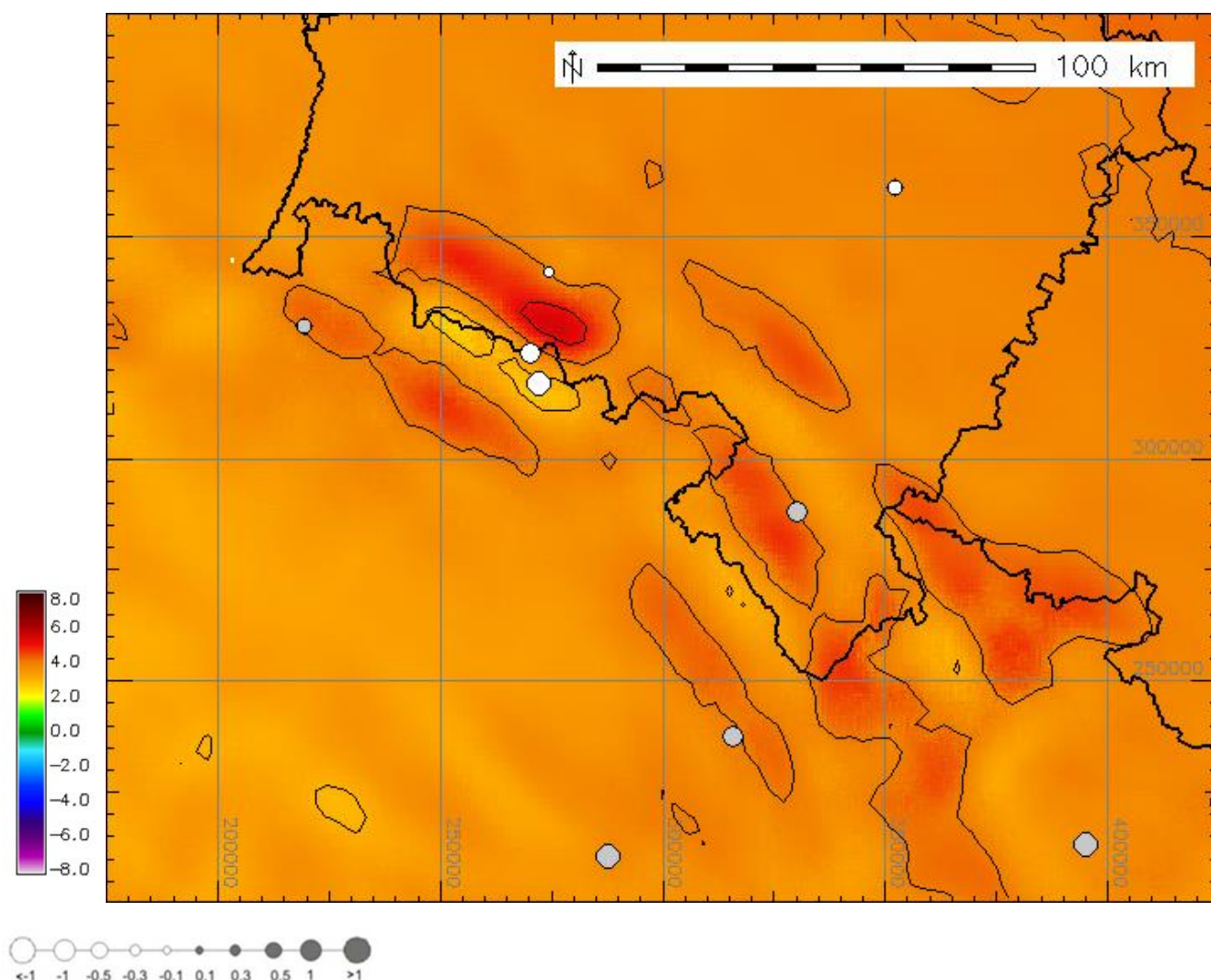
Zał. 113. Rozkład przestrzenny odchyłeń od estymowanej średniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji SWAAD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

Tp XII NWAAD ~ (-0.2537) – (0.004558 * **zwartosc10km**) – (0.000004003 * **X**) +
 (0.006826 * **bufory**) – (0.002323 * **zas15kmSW**)



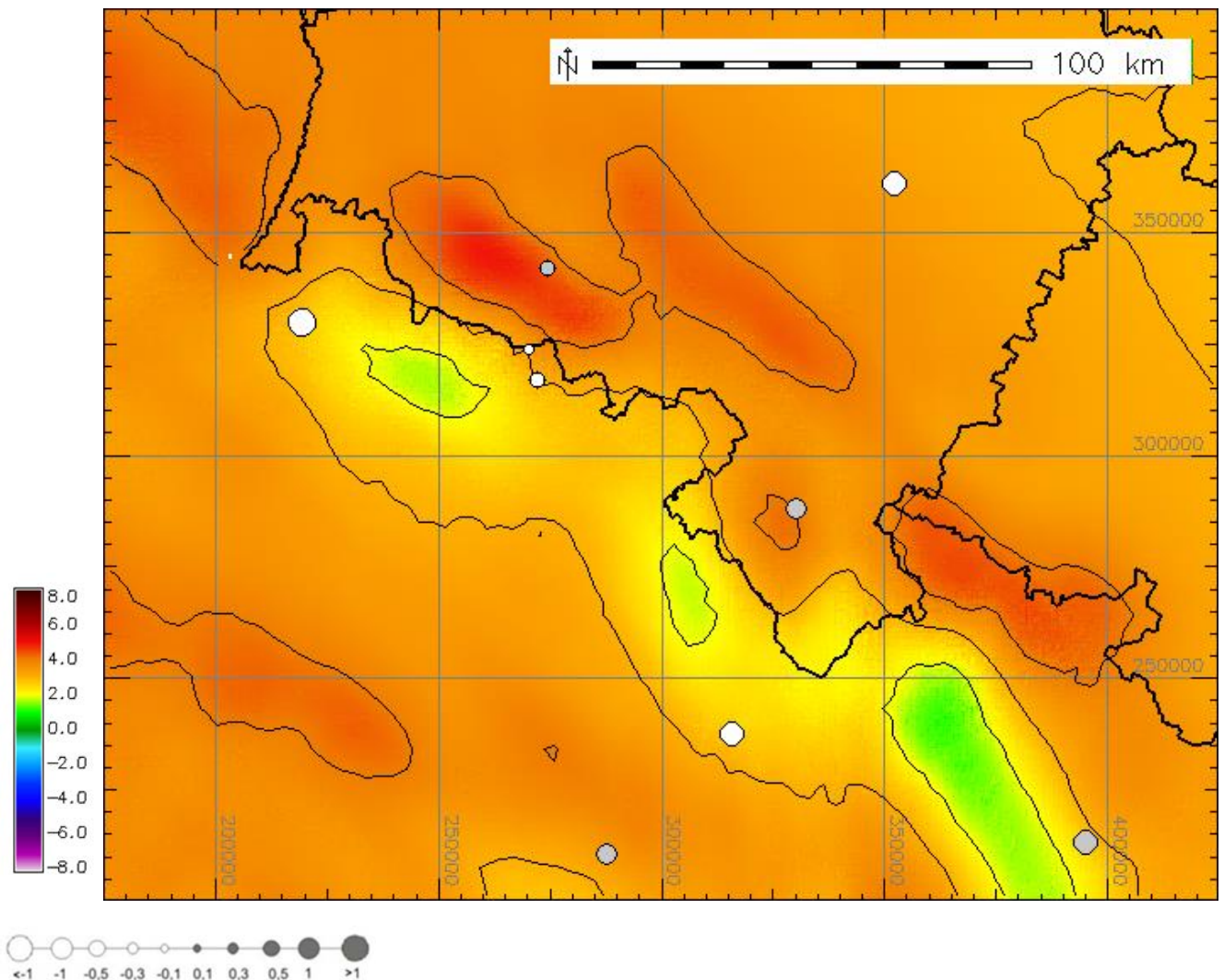
ZaŁ. 114. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji NWAAD; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁĉdów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD [°C]; u góry - rŉwnanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km

$$Tp_{XII\ SWAAW} \sim 3.349 - (0.004007 * \text{zwartosc200m}) + (0.000003206 * Y) + (0.002741 * \text{zas30kmNW}) - (0.003203 * \text{zas30kmSW})$$



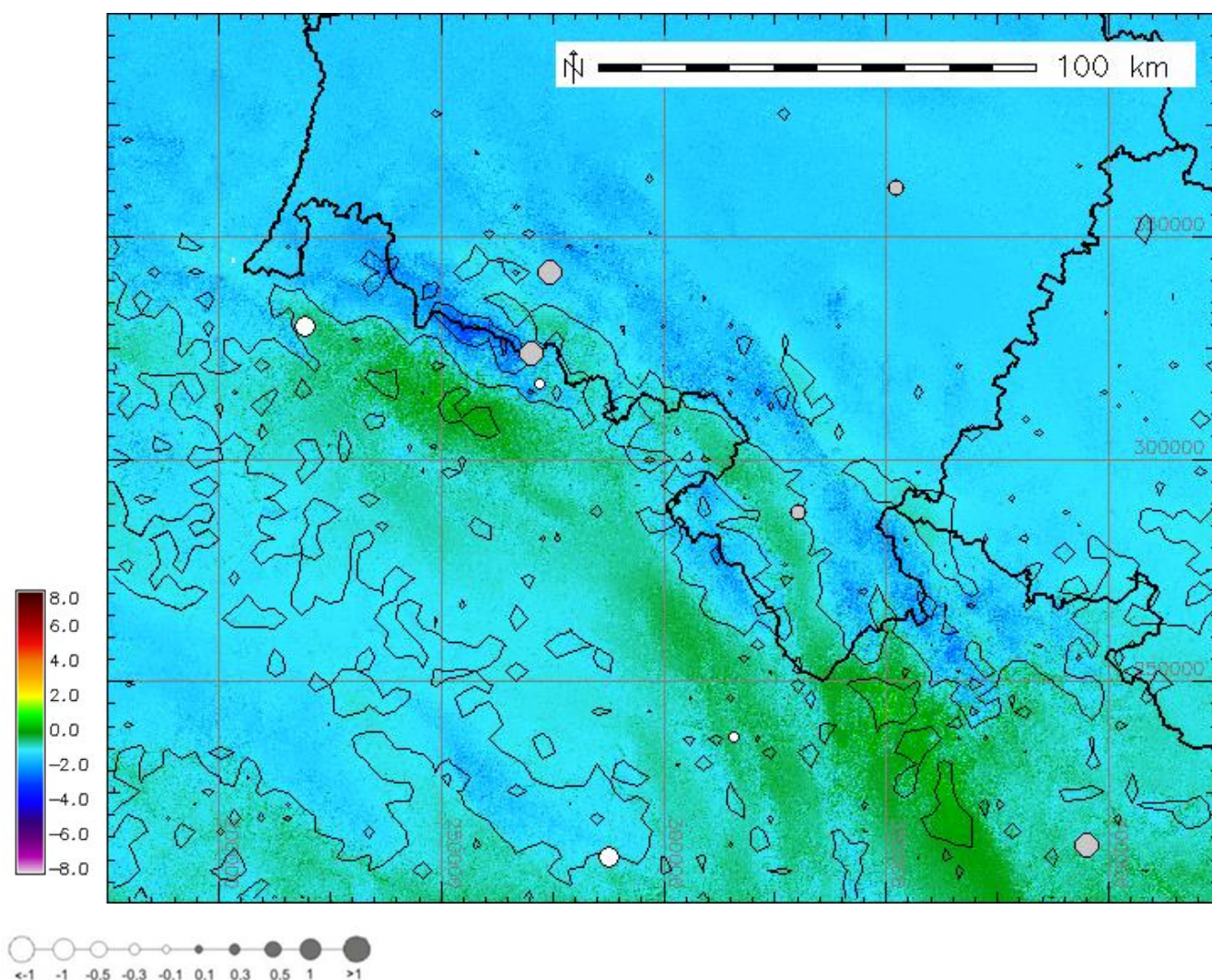
ZaŁ. 115. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji SWAAW; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW [°C]; u góry - równeanie estymacji temperatury powietrza w typie SWAAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

$$Tp_{XII\ NWAAW} \sim 6.528 - (0.006072 * zwartosc100m) - (0.000006396 * X) - (0.003193 * zas50kmSW) + (0.00515 * zas50kmNE)$$



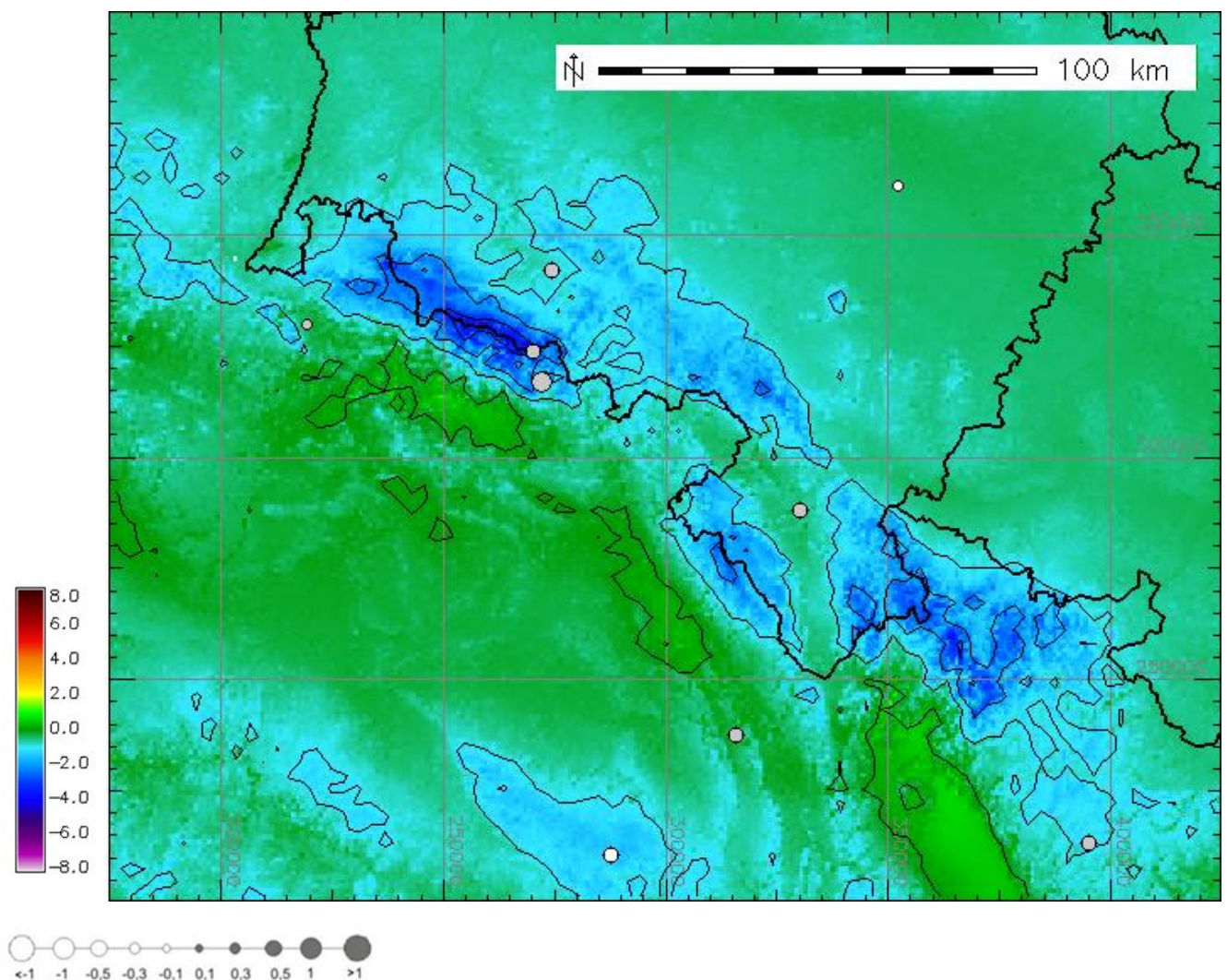
ZaŁ. 116. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji NWAAW; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWAAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

Tp XII SWACD ~ 3.7343833 – (0.0044929 * **zwartosc100m**) + (1.4139049 * **temp850**) + (0.1548533 * **forma100m**) – (0.0014257 * **zas20kmSW**)



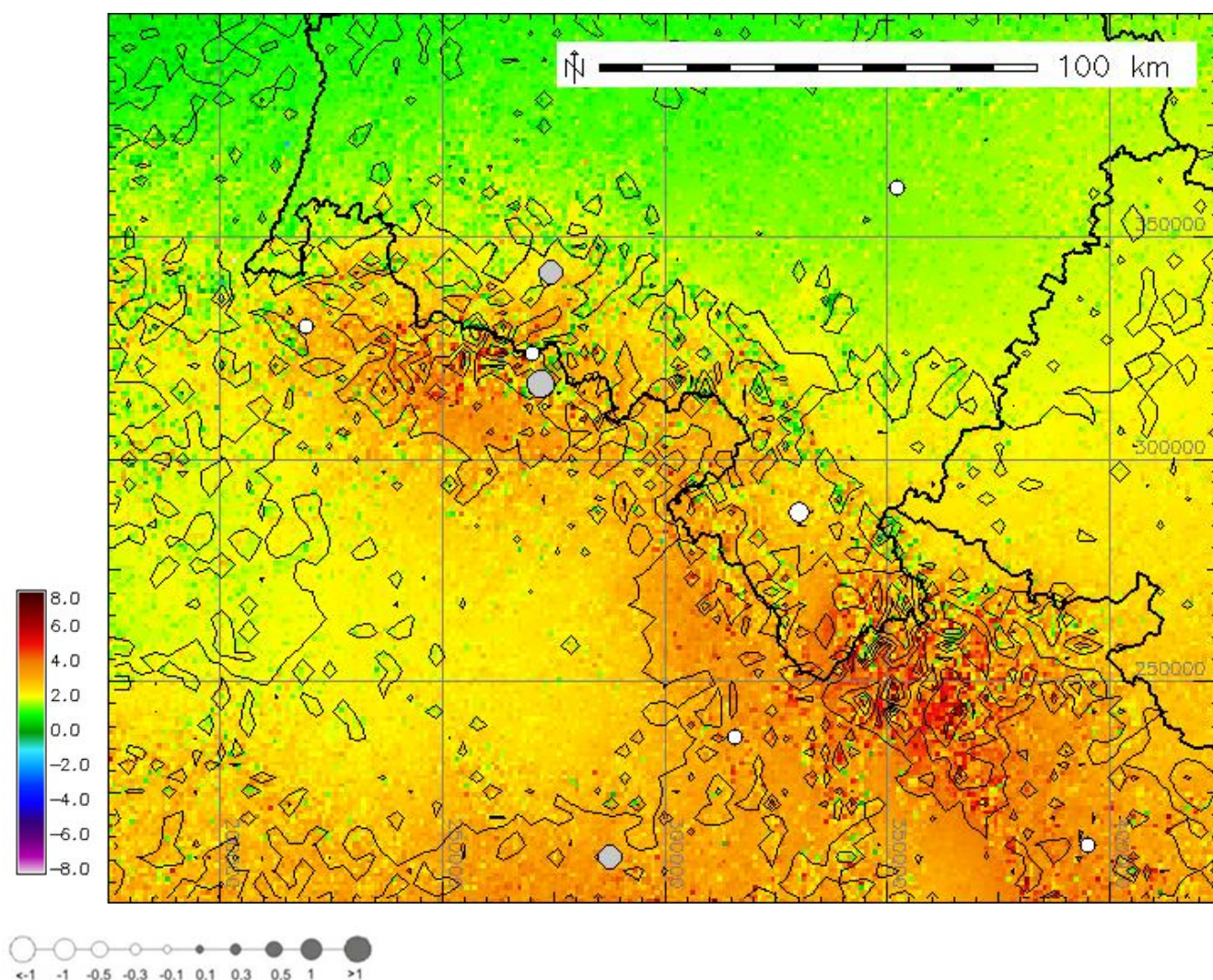
ZaŁ. 117. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji SWACD; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeĉdów estymacji temperatury powietrza w typie SWACD [°C]; u góry - rÓwnanie estymacji temperatury powietrza w typie SWACD; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

$$Tp_{XII\ NWACD} \sim 2.429 - (0.006621 * zwartosc100m) - (0.000003184 * X) + (0.01095 * zas500mSE) - (0.000001837 * Y)$$



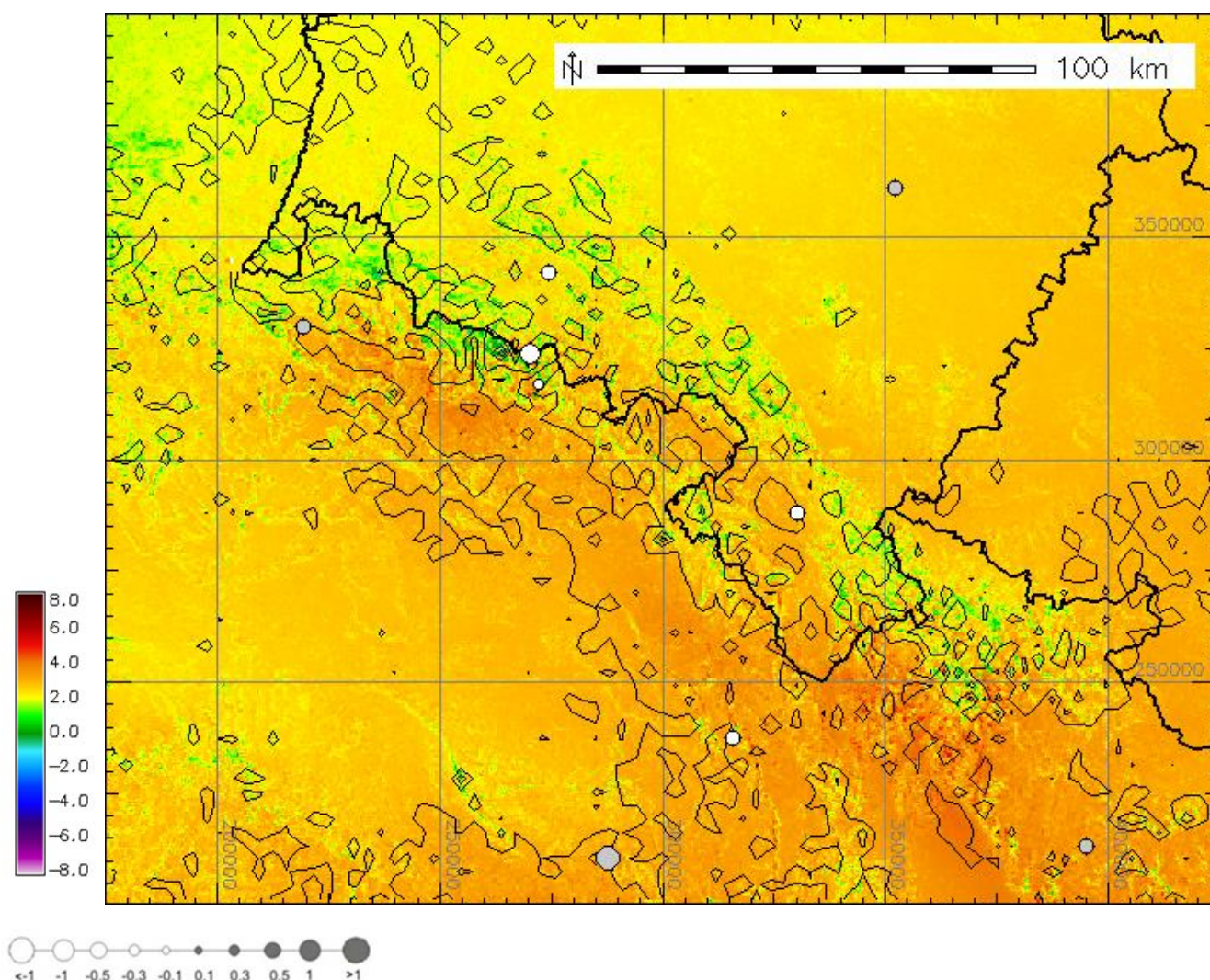
Zař. 118. Rozkład przestrzenny odchyleń od estymowanej řredniej miesięcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji NWACD; oznaczenia kołowe – wartości błędów estymacji temperatury powietrza w typie NWACD [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie NWACD; izotermy wygenerowane zostały co 1,0°C dla rozdzielczości 4km

$$Tp_{XII\ SWCAW} \sim 4.187 - (0.002366 * zwartosc200m) - (0.000006059 * Y) - (0.2086 * zas100mNW) - (0.004078 * zas20kmSE)$$



ZaŁ. 119. RozkŁad przestrzenny odchyŁeń od estymowanej Źredniej miesiĉcznej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji SWCAW; oznaczenia koŁowe – wartoŹci bŁeŁdów estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCAW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŹci 4km

$$Tp_{XII\ SWCCW} \sim 4.514 - (0.003574 * \text{zwartosc200m}) - (0.000003578 * Y) - (0.07278 * \text{nachylenie}) + (0.01526 * \text{zas1kmNE})$$



ZaŁ. 120. RozkŁad przestrzenny odchyleŃ od estymowanej Ńredniej miesiĉnej temperatury powietrza T_p [°C] w grudniu w typie cyrkulacji SWCCW; oznaczenia koŁowe – wartoŃci bŁędów estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW [°C]; u góry - równanie estymacji temperatury powietrza w typie SWCCW; izotermy wygenerowane zostaŁy co 1,0°C dla rozdzielczoŃci 4km