

WYBRANE PRZYPADKI OBFITYCH OPADÓW ŚNIEGU W POZNANIU

EWA BEDNORZ

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego,
Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu,
ul. Dziegiełowa 27, 61-680 Poznań

Abstract: Composite maps of the sea level pressure and 500 hPa geopotential heights means and anomalies were constructed for the days with the high snow accumulation in Poznań. Similar maps of the air temperature at the isobaric level 850 hPa and of precipitable water content were presented. Additionally, 48-hours back trajectories of air masses for chosen days with the most effective snowfalls were constructed, using the NOAA HYSPLIT model. Negative anomalies of sea level pressure and 500 hPa heights, which mean low pressure systems spreading over Europe, are the basic condition of abundant snowfalls in Poznań. Snowfalls may appear as a result of fronts in the colder parts of Mediterranean cyclones with the dynamic warm and humid air of distant southern origin climbing upwards on the cooler and more stable polar air masses from the north or east. The alternative location of snow-bringing low pressure systems is the Baltic Sea region.

Keywords: snowfalls in Poland, air circulation, synoptic conditions, back trajectories

WSTĘP

Zima w umiarkowanych szerokościach geograficznych Europy jest sezonem bardzo zmiennym pogodowo i charakteryzuje się występującymi na przemian okresami ciepłymi i chłodnymi; tym ostatnim często towarzyszą opady śniegu, niekiedy bardzo obfite. Pomimo obserwowanego w Europie wzrostu temperatury miesięcy zimowych częstość obfitych opadów śniegu w Polsce nie maleje, a ich znaczenie społeczno-gospodarcze jest bardzo duże. Intensywne opady śniegu, z reguły związane z niską temperaturą, mogą powodować problemy komunikacyjne, przerwy w dostawie energii elektrycznej i w konsekwencji mogą paraliżować funkcjonowanie społeczności. Przykładami takich wydarzeń mogą być skutki krótkotrwałych, lecz obfitych opadów śniegu w listopadzie 2005 r. w Niemczech i w zachodniej Europie. Jeszcze bardziej dramatyczne zdarzenia miały miejsce w styczniu 2006 r. w Bawarii, kiedy akumulacja śniegu po obfitych opadach spowodowała zniszczenie dachu nad czynnym obiektem sportowym, lub w Katowicach, gdzie doszło do zawalenia dachu nad halą wystawową podczas wystawy gołębi pocztowych.

Poważne społeczne i ekonomiczne konsekwencje obfitych opadów śniegu skłaniają do analizy synoptycznych przyczyn ich występowania, co może być pomocne przy prognozowaniu takich wydarzeń. Pojawianie się śniegu jest uwarunkowane temperaturą i wilgotnością powietrza, a pośrednio kierunkiem napływu mas powietrza. Cyrkulacja atmosferyczna jest najważniejszym czynnikiem kształtującym pogodę w miesiącach zimowych, kiedy w strefie umiarkowanej maleje dostawa promieniowania słonecznego. Celem niniejszego opracowania jest ustalenie, jakie warunki synoptyczne powodowały największe opady śniegu w Poznaniu w latach 1961–2010. Szczegółowa analiza może być pomocna w rozpoznaniu okoliczności, w jakich pojawiają się te rzadkie zdarzenia, o dużym znaczeniu społeczno-ekonomicznym.

Opracowania synoptycznych warunków występowania obfitych opadów śniegu były wykonywane w skalach regionalnych, na przykład dla wschodniego wybrzeża Szwecji (Andersson, Nilsson 1990; Andersson, Gustafsson 1993). Spreitzhofer (1999a, b) opracował synoptyczną klasyfikację śnieżyc w Austrii. Bednorz (2008) opisała warunki występowania dużych opadów śniegu na nizinach polsko-niemieckich. Babolcsai i Hirsch (2006) podali szczegółową charakterystykę i klasyfikację synoptyczną obfitych opadów śniegu w Budapeszcie, złożoną z siedmiu typów pogodowych. Większość typów była związana z układami cyklonalnymi znad Morza Śródziemnego oraz z pomniejszymi układami niskiego ciśnienia znad zachodniej Europy. Celem niniejszego opracowania jest szczegółowa analiza warunków występowania obfitych opadów śniegu w Poznaniu – stacji reprezentującej obszar środkowej Europy.

MATERIAŁ I METODY BADAŃ

W opracowaniu wykorzystano dane dotyczące codziennej grubości pokrywy śnieżnej na stacji Poznań Ławica z 50 sezonów zimowych 1960/1961–2009/2010, pozyskane z materiałów archiwalnych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW). Obserwacje grubości pokrywy śnieżnej prowadzone są raz na dobę o godzinie 6.00 UTC z dokładnością do 1 cm. Miarą intensywności opadów śniegu, przyjętą w niniejszym opracowaniu, były dobowe zmiany grubości pokrywy śnieżnej obliczone jako różnica grubości pokrywy dnia następnego i dnia danego. W opracowaniu uwzględniono dni ze zmianą grubości pokrywy śnieżnej ≥ 5 cm oraz ≥ 10 cm. Wyselekcjonowano przypadki, kiedy akumulacja śniegu trwała 2, 3, 4 oraz 5 dni i przekroczyła wyznaczone wartości progowe (10, 15 i 20 cm).

Do charakterystyki warunków cyrkulacyjnych wykorzystano średnie dobowe wartości ciśnienia na poziomie morza (SLP) i średnią wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (Z500). Dane obliczone dla punktów węzłowych siatki geograficznej $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ pochodzą z reanaliz i pozyskano je ze zbiorów NCEP/

NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) (Kalnay i in. 1996). Z tego samego źródła pochodzą wykorzystane w opracowaniu wartości temperatury na poziomie izobarycznym 850 hPa (T850) oraz całkowita zawartość wody w atmosferze (PW, ang. *precipitation water*). Wartość PW oznacza masę wody, niezależnie od stanu skupienia, zawartą w kolumnie powietrza nad jednostką powierzchni ziemi i wyrażaną w $\text{kg} \times \text{m}^{-2}$ (Wibig, Siedlecki 2007).

Najpierw obliczono i przedstawiono na mapach współczynniki korelacji pomiędzy dobowymi wzrostami pokrywy śnieżnej przekraczającymi wartości krytyczne a wartościami SLP i Z500 w każdym punkcie węzłowym siatki geograficznej w obszarze 35–70°N 35°W–40°E. Rikiishi i Sakakibara (2004) wykorzystali współczynniki korelacji, analizując intensywność akumulacji śniegu na obszarze byłego Związku Radzieckiego. Obliczyli przyrosty grubości pokrywy śnieżnej w pentadach i zbadali zależność akumulacji śniegu od warunków cyrkulacyjnych.

Następnie skonstruowano mapy średniego rozkładu SLP i Z500 dla dni ze wzrostem grubości pokrywy śnieżnej o ≥ 10 cm (tzw. mapy kompozytowe) oraz mapy anomalii. Anomalie SLP i Z500 obliczono jako różnice pomiędzy wartościami średnimi dla dni ze wzrostem o ≥ 10 cm a wieloletnimi średnimi dla sezonu zimowego. Podobne mapy anomalii utworzono dla T850 i PW. Mapy kompozytowe i mapy anomalii były wcześniej stosowane do analizy warunków obfitych opadów śniegu w górach (Birkeland, Mock 1996). Dodatkowo, za pomocą modelu NOAA HYSPLIT (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>; Rolph 2012; Draxler, Rolph 2012) skonstruowano 48-godzinne trajektorie wsteczne cząstek powietrza dla wybranych dni z największą akumulacją śniegu. Model pozwala na analizę trajektorii na trzech poziomach n.p.m.: 300–500 m (w warstwie mieszania), 2000 m (wysokość odpowiadająca średniej wysokości powierzchni izobarycznej 850 hPa) i 4000–5000 m (wysokość odpowiadająca średniej wysokości powierzchni izobarycznej 700–500 hPa). Analiza trajektorii wstecznych informuje o pochodzeniu oraz obszarze źródłowym mas powietrza powodujących opady śniegu i jest dobrym uzupełnieniem map synoptycznych. Model HYSPLIT był stosowany do identyfikacji obszarów źródłowych przy dyspersji zanieczyszczeń (Avila, Alarcon 1999; Salvador i in. 2010). Analizę uzupełniono mapami synoptycznymi pochodzącymi z materiałów IMGW dla wybranych dni z ekstremalnymi opadami śniegu.

WYNIKI

Poznań położony jest w jednym z najmniej śnieżnych regionów w Polsce, gdzie średnia roczna liczba dni z pokrywą śnieżną nie osiąga 50 cm (Bednorz 2011). W stacji Poznań Ławica notuje się średnio 48 dni z pokrywą śnieżną,

a dni z akumulacją śniegu jest średnio 17 w sezonie. W czasie 50 sezonów zimowych 1960/61–2009/10 zanotowano tylko 16 przypadków, kiedy opady śniegu spowodowały dobową akumulację przynajmniej 10-centymetrowej warstwy śniegu (tab. 1). Cztery z nich wystąpiły w śnieżnych latach 60., a trzy na początku lat 70. Siedem przypadków zanotowano w latach 80, z czego aż trzy razy obfite opady śniegu pojawiły się w sezonie zimowym 1985/86. Podczas następnych dwóch dekad (1990/91–2009/10), określanych jako mało śnieżne, wystąpiły tylko dwa przypadki znacznej dobowej akumulacji śniegu w Poznaniu. Największy dobowy wzrost pokrywy śnieżnej (o 17 cm) zanotowano na początku marca 1965.

Tabela 1. Przypadki dobowego wzrostu grubości pokrywy śnieżnej o ≥ 10 cm w Poznaniu w sezonach zimowych 1960/61–2009/10

Table 1. Events of the daily snow cover increase by ≥ 10 cm in Poznań in winters 1960/61–2009/10

Data <i>Data</i>	Dobowy wzrost grubości pokrywy [cm] <i>Daily snow cover increase [cm]</i>
1965–03–03	17
1966–02–08	10
1968–12–26	10
1969–11–26	11
1970–01–16	14
1970–03–02	11
1973–11–29	10
1985–12–29	10
1986–01–26	11
1986–02–19	11
1986–04–10	13
1987–01–12	12
1988–01–30	13
1988–03–08	11
1993–11–19	10
1996–02–20	10

Kiedy układ cyklonalny z przynoszącymi opady śniegu frontami przemieszcza się przez środkową Europę, akumulacja śniegu może trwać dłużej niż jeden dzień. W związku z tym zidentyfikowano również przypadki, kiedy duża ilość śniegu pojawiła się w krótkim czasie dwóch do pięciu dni (tab. 2). Dwudniowe opady śniegu powodujące 10-centymetrowy przyrost pokrywy zdarzają się

w Poznaniu średnio raz na sezon, a trzydniowe opady śniegu o tej samej efektywności notuje się średnio dwa razy na rok. Przypadki kilkudniowych opadów śniegu, powodujących 20-centymetrowy przyrost pokrywy, są bardzo rzadkie i odnotowano je w sezonie 1964/65, 1969/70 oraz w grudniu 2001.

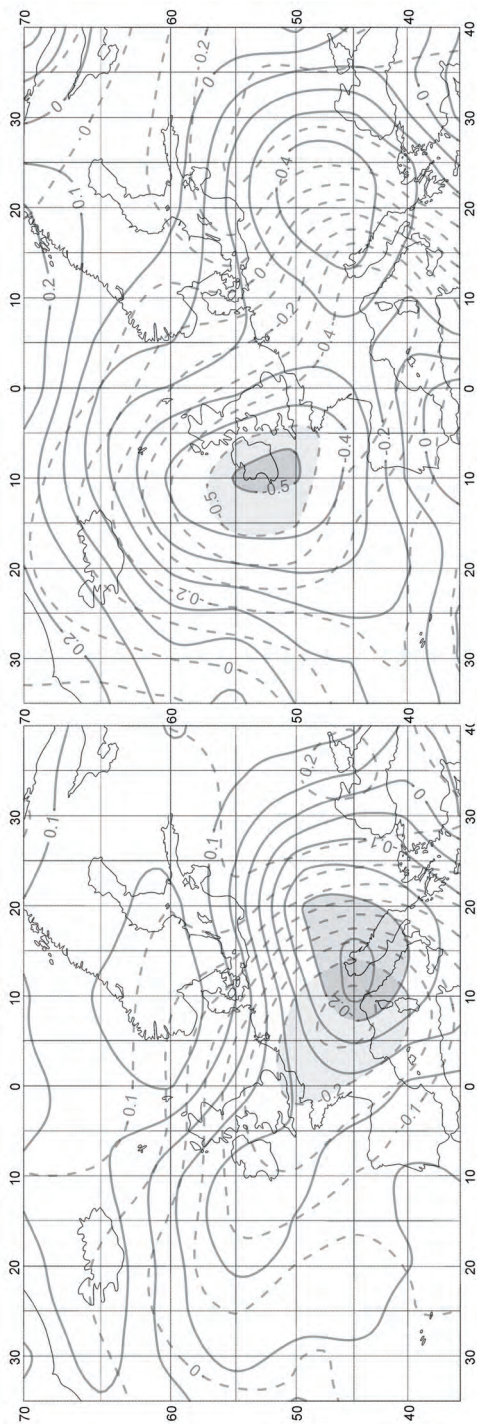
Tabela 2. Liczba przypadków z największymi przyrostami grubości pokrywy śnieżnej w Poznaniu w sezonach zimowych 1960/61–2009/10

Table 2. Number of events with the highest snow cover increase in Poznań in winters 1960/61–2009/10

Długość okresu akumulacji <i>Length of the accumulation period</i>	Wzrost grubości pokrywy o: – <i>Snow cover increase by:</i>		
	≥ 10 cm	≥ 15 cm	≥ 20 cm
1 dzień/ <i>day</i>	16	1	0
2 dzień/ <i>days</i>	50	4	1
3 dzień/ <i>days</i>	98	10	2
4 dzień/ <i>days</i>	165	19	9
5 dzień/ <i>days</i>	246	22	9

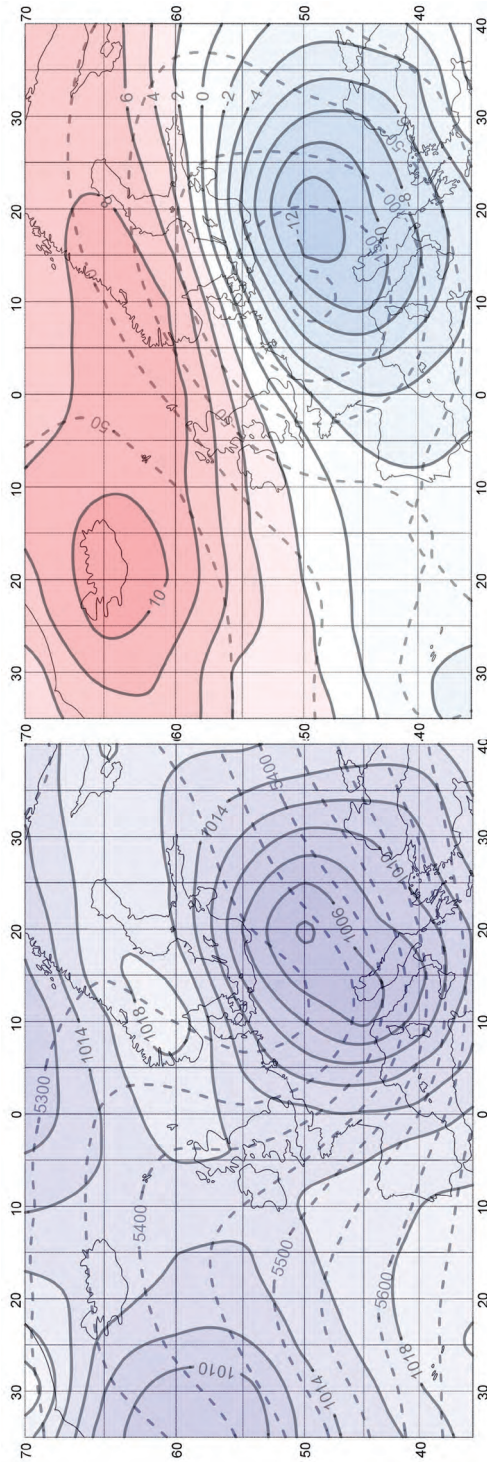
Żeby ustalić, jakie układy baryczne sprzyjają obfitym opadom śniegu, obliczono współczynnik korelacji pomiędzy dobowymi przyrostami pokrywy śnieżnej a wartościami SLP i Z500 w punktach gridowych. Mapy pola korelacji skonstruowano dla dni ze wzrostem grubości pokrywy śnieżnej o ≥ 5 cm oraz dla dni ze wzrostem o ≥ 10 cm (ryc. 1). Na obu mapach zaznaczono obszary istotnych statystycznie negatywnych zależności, co oznacza obniżone wartości ciśnienia towarzyszące obfitym opadom śniegu. W przypadku dni z akumulacją śniegu ≥ 5 cm centrum ujemnych korelacji znajduje się nad południową Europą, w rejonie północnych Włoch i Morza Adriatyckiego. Na mapie korelacji skonstruowanej dla 17 dni z akumulacją śniegu ≥ 10 cm pojawiły się dwa centra ujemnych zależności, jedno zlokalizowane na zachód od Wysp Brytyjskich, a drugie na południe od Polski (ryc. 1).

Obfitym opadom śniegu, których rezultatem jest dobowy wzrost grubości pokrywy śnieżnej o ≥ 10 cm, towarzyszy rozległy układ niskiego ciśnienia rozciągający się nad środkową Europą (ryc. 2). W obrębie niżu występują ujemne anomalie SLP, które przekraczają -12 hPa i ujemne anomalie Z500 (-200 gpm w centrum). Ponieważ centrum ujemnych anomalii SLP jest przesunięte na wschód względem centrum ujemnych anomalii Z500, można przypuszczać, że układ cyklonalny nad środkową Europą przesuwa się z zachodu na wschód. Jednocześnie wyższe niż zazwyczaj ciśnienie obserwuje się nad północnym Atlantykiem, z centrum dodatnich anomalii (> 9 hPa) nad Islandią, co może być związane z ujemną fazą Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO). Izolinie Z500 są wygięte ku północy nad Atlantykiem i na południe nad kontynentem europejskim. Wskazuje to na północny i północno-zachodni przepływ powietrza



Ryc. 1. Współczynnik korelacji pomiędzy dobowymi wartościami SLP (linie ciągłe), Z500 (linie przerywane) i dobowymi wzrostami grubości pokrywy śnieżnej o ≥ 5 cm (po lewej stronie) i ≥ 10 cm (po prawej stronie), wartości istotne statystycznie zacieniono

Fig. 1. Correlation coefficients between the daily values of SLP (solid lines), Z500 (dashed lines) and the daily snow increases of ≥ 5 cm (left) and 10 cm (right), statistically significant values are shaded



Ryc. 2. Uśredniona (po lewej) mapa SLP w hPa (linie ciągłe) i Z500 w gpm (linie przerywane) oraz mapa anomalii (po prawej) dla dni ze wzrostem grubości pokrywy śnieżnej o ≥ 10 cm

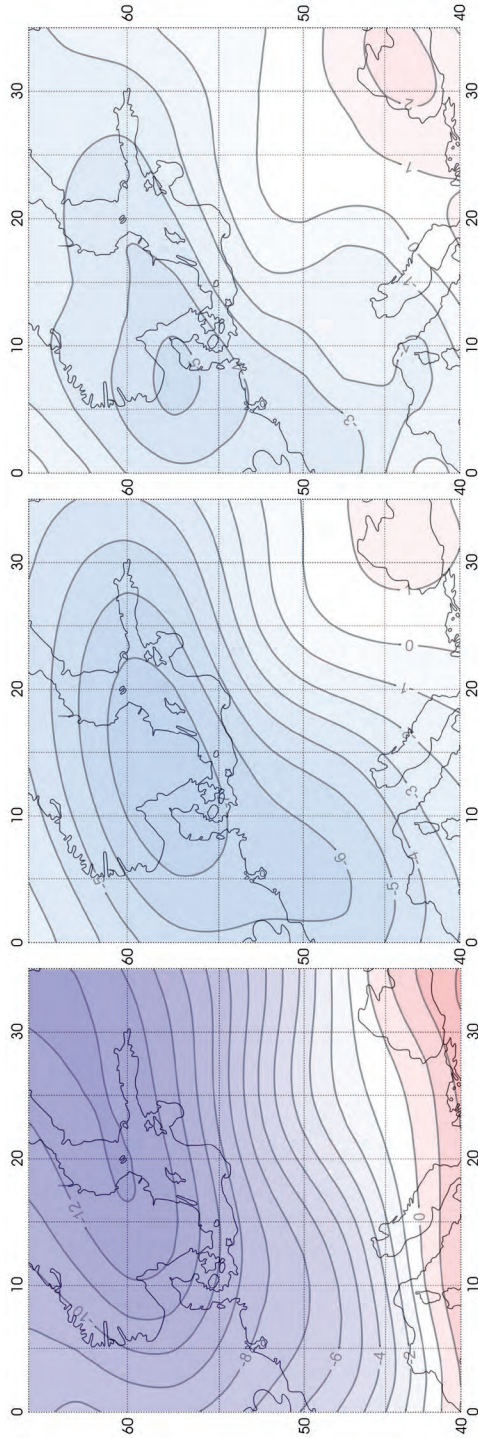
Fig. 2. Composite map in hPa (left) and anomaly map (right) of SLP in hPa (solid lines) and Z500 in gpm (dashed lines), for the days with snow cover increase by ≥ 10 cm

w środkowej warstwie troposfery. W niskich warstwach troposfery nad środkową Europę napływają masy powietrza ze wschodu i północnego wschodu. Taki kierunek cyrkulacji wspomagany jest przez układ wysokiego ciśnienia nad Skandynawią, który zapewnia dostawę chłodnych mas powietrza nad Bałtyk i północną część Polski.

Izolinie Z500 przecinają niż środkowoeuropejski równoleżnikowo, dzieląc go na północną, chłodniejszą część, gdzie powierzchnia izobaryczna obniża się do 5300 gpm i południową, gdzie ciepłe powietrze ma mniejszą gęstość i Z500 podnosi się do wysokości 5600 gpm. Poznań położony jest w północnej, chłodnej części układu niskiego ciśnienia. Nad całą Europą, z wyjątkiem południowych jej krańców, występują silne ujemne anomalie T850 (ryc. 3). Temperatura jest niższa o 3 do 6°C nad środkową Europą i od 7 do 8°C nad północną Europą. Ujemne anomalie PW rozmieszczone są podobnie do ujemnych anomalii temperatury.

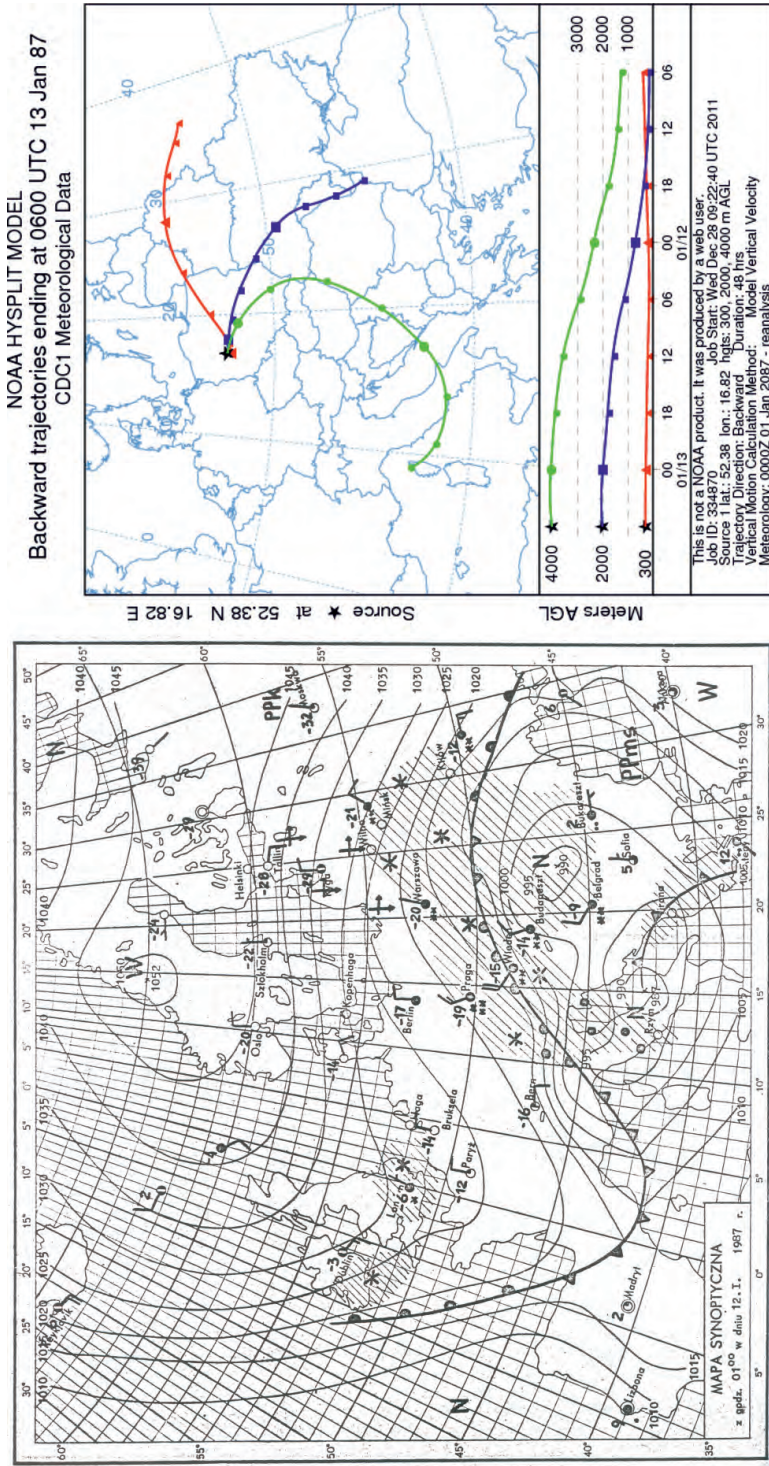
Na mapie kompozytowej (ryc. 2) przedstawiono tylko ogólny obraz sytuacji barycznej w czasie obfitych opadów śniegu w Poznaniu. Poszczególne przypadki wśród 17 dni z akumulacją śniegu ≥ 10 cm różnią się od siebie. Szczegółowa analiza map synoptycznych pozwoliła znaleźć pewne różnice w położeniu centrów układów niskiego ciśnienia nad Europą. Mapa z 12 stycznia 1987 r. (ryc. 4) reprezentuje typowe dla większości analizowanych przypadków położenie niżu z frontami meteorologicznymi, które spowodowały dobową akumulację śniegu równą 12 cm. Układy niskiego ciśnienia rozciągają się na południu Europy w rejonie śródziemnomorskim, z jednym centrum nad Półwyspem Bałkańskim i drugim centrum nad Adriatykiem. Jednocześnie grzbiet wysokiego ciśnienia ulokowany jest równoleżnikowo nad Skandynawią i północną Europą. Ciśnienie w centrum wyżu skandynawskiego przekracza 1050 hPa; układ ten jest rezerwuarem bardzo zimnego powietrza pochodzenia polarnego kontynentalnego ze wschodu. Z kolei południowy niż przynosi ciepłe i wilgotne powietrze z obszaru śródziemnomorskiego. Spotkanie obu mas powietrza, chłodnego w dolnych warstwach troposfery i ciepłego wilgotnego w wyższej warstwie troposfery, skutkuje obfitymi opadami śniegu w środkowej Europie. Tworzy się struktura frontu ciepłego z dynamicznym ciepłym i wilgotnym powietrzem napływającym nad bardziej stabilne chłodne masy powietrza. Kierunki napływu mas powietrza na trzech poziomach w troposferze demonstrują trajektorie wsteczne cząstek powietrza (ryc. 4 po lewej). Podobny układ baryczny spowodował opady śniegu 20 lutego 1986 r. (11 cm świeżego śniegu), kiedy niż ułożył się na południu Europy, a wyż stacjonował nad północno-wschodnią Europą (ryc. 5).

Sytuacje, kiedy centra układów niskiego ciśnienia przynoszące obfite opady śniegu w Poznaniu znajdują się na północny wschód od Polski, są zdecydowanie rzadsze. Takie okoliczności wystąpiły na przykład 27 stycznia 1986 r. i spowodowały dobowy przyrost grubości pokrywy śnieżnej o 11 cm (ryc. 6). Nie wielki, ale głęboki niż z centrum położonym na wschód od Morza Bałtyckiego



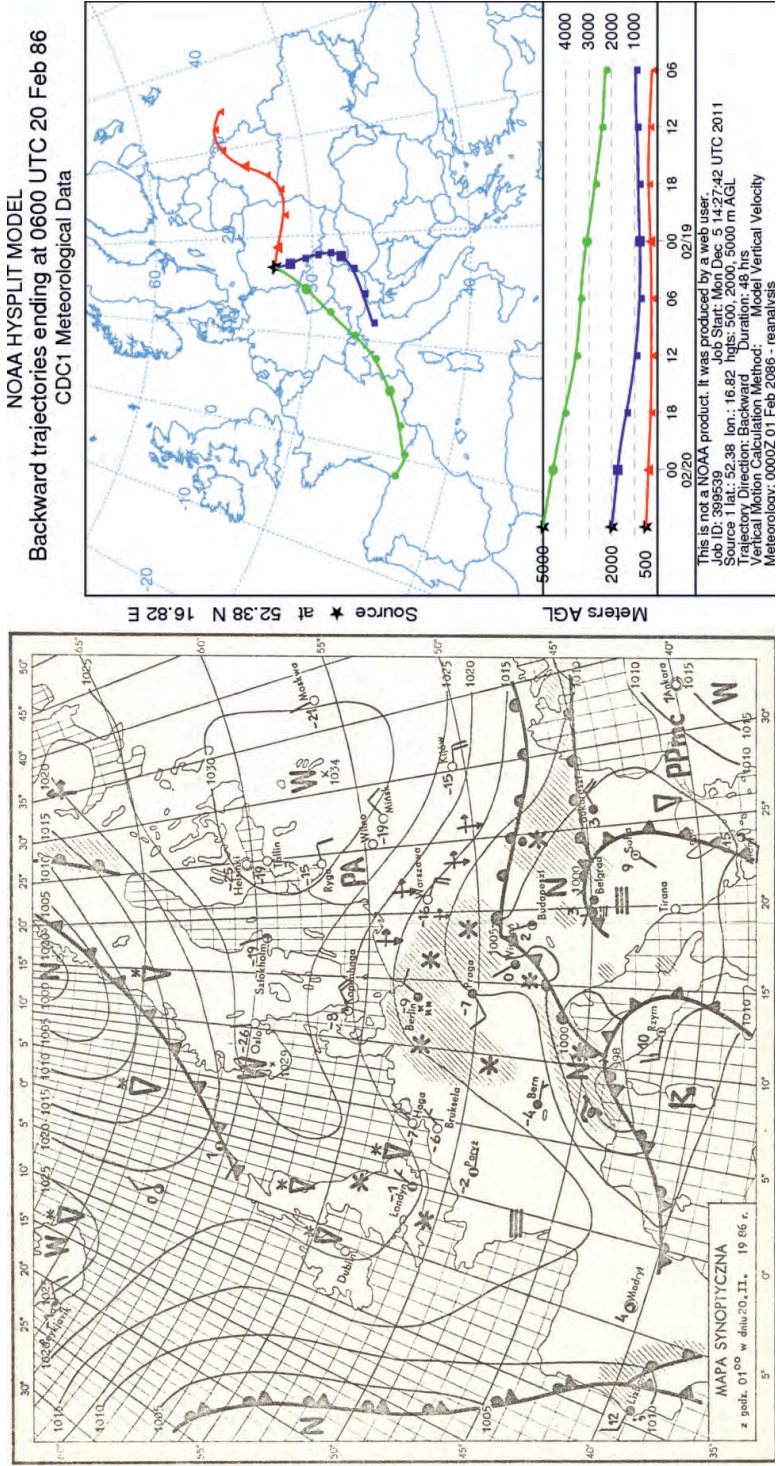
Ryc. 3. Uśredniona mapa T850 (po lewej, w °C), mapa anomalii T850 (w środku, w °C) oraz mapa anomalii PW (po prawej, w $\text{kg} \times \text{m}^{-2}$) dla dni ze wzrostem grubości pokrywy śnieżnej o ≥ 10 cm

Fig. 3. Composite map (left) and anomaly map of T850 in °C (middle) and anomaly map of PW (right, in $\text{kg} \times \text{m}^{-2}$) for the days with snow cover increase by ≥ 10 cm



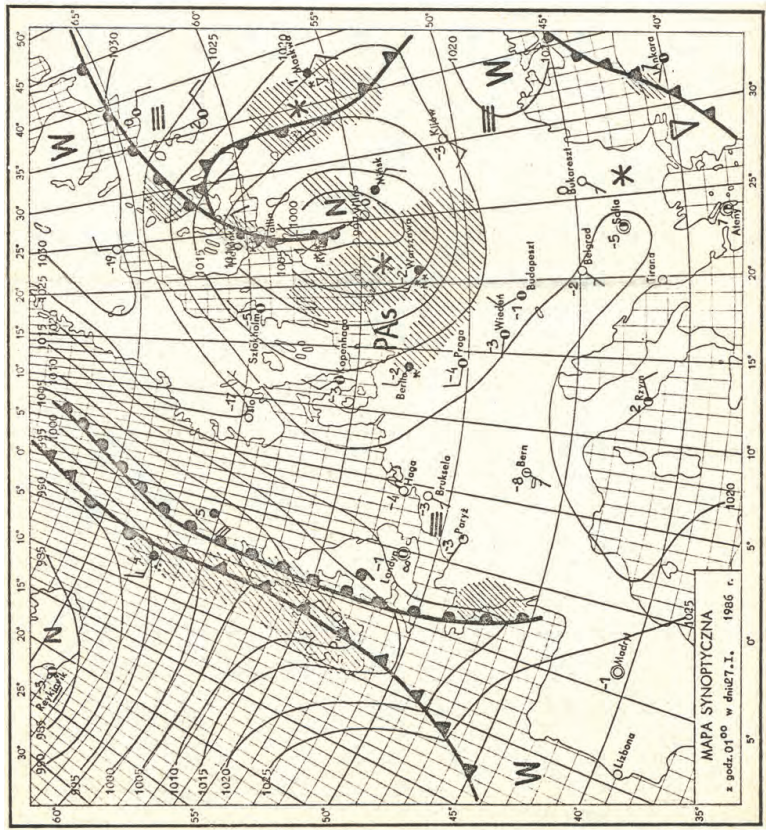
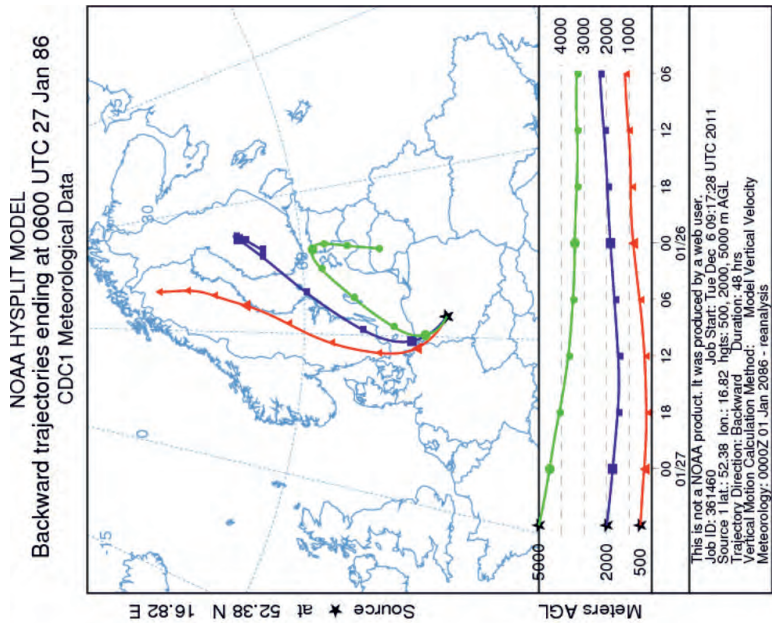
Ryc. 4. Mapa synoptyczna i trajektorie wsteczne cząstek powietrza na wysokości 300 m (czerwona), 2000 m (niebieska) i 4000 m (zielona) 13 stycznia 1987 r.

Fig. 4. Synoptic map and the 48-hours back trajectories of air particles at heights of 300 m (red), 2000 m (blue) and 4000 m (green) above ground level for January 13 1987



Ryc. 5. Mapa synoptyczna i trajektorie wsteczne cząstek powietrza na wysokości 500 m (czerwona), 2000 m (niebieska) i 4000 m (zielona) 20 lutego 1986 r.

Fig. 5. Synoptic map and the 48-hours back trajectories of air particles at heights of 500 m (red), 2000 m (blue) and 5000 m (green) above ground level for February 20 1986



Ryc. 6. Mapa synoptyczna i trajektorie wsteczne cząstek powietrza na wysokości 500 m (czerwona), 2000 m (niebieska) i 4000 m (zielona) 27 stycznia 1986 r.

Fig. 6. Synoptic map and the 48-hours back trajectories of air particles at heights of 500 m (red), 2000 m (blue) and 5000 m (green) above ground level for January 27 1986

był przyczyną napływu nad Polskę mas powietrza arktycznego z północy. Taki kierunek napływu mas powietrza pokazują trajektorie wsteczne na wszystkich analizowanych poziomach w troposferze. Tym razem obszarem źródłowym wilgotnych mas powietrza jest rejon Morza Bałtyckiego.

PODSUMOWANIE

Obfite opady śniegu w Poznaniu, których skutkiem jest znaczna akumulacja śniegu, związane są z ujemnymi anomaliami ciśnienia na poziomie morza i powierzchni izobarycznej 500 hPa nad środkową i południową częścią kontynentu. Oznacza to układy niskiego ciśnienia rozciągające się nad tym obszarem. Pokrywa śnieżna, która jest wynikiem opadu atmosferycznego powstającego przy odpowiednio niskiej temperaturze, często tworzy się przy frontach atmosferycznych w chłodnych częściach niżów śródziemnomorskich. Centra niskiego ciśnienia ulokowane są zwykle nad Półwyspem Bałkańskim, nad Adriatykiem lub nad północnymi Włochami. Jednocześnie nad Skandynawią i północną Europą rozciągają się wyże. Takie pole ciśnienia powoduje napływ mas powietrza z południowego wschodu. Kierunek wschodni dominuje w niskich warstwach troposfery i powoduje napływ suchych, bardzo zimnych mas powietrza polarnego kontynentalnego lub arktycznego, tymczasem w środkowej troposferze napływa ciepłe i wilgotne powietrze z południa. Tworzy się struktura frontu ciepłego z dynamicznym, ciepłym i wilgotnym powietrzem napływającym z obszaru śródziemnomorskiego nad chłodniejsze i bardziej stabilne masy powietrza polarnego kontynentalnego ze wschodu. Spotkanie dwóch różnych termicznie i wilgotnościowo mas powietrza powoduje opady śniegu w środkowej Europie. Rzadziej obfite opady śniegu powodowane są przez niezbyt rozległe niży ulokowane w północnej części kontynentu. Wtedy obszarem źródłowym mas powietrza przynoszących opady jest rejon Morza Bałtyckiego.

Obfite opady śniegu w Poznaniu, gdzie średnia temperatura miesięcy zimowych wynosi około 0°C, mogą się pojawić tylko przy ujemnych anomaliiach temperatury, które występują nad znaczną częścią kontynentu (Bednorz 2011). Zawartość wody atmosferycznej w powietrzu podczas obfitych opadów śniegu natomiast nie jest większa niż średnia zimowa. Jest to związane z niską temperaturą powietrza, która obniża zawartość pary wodnej i jest skorelowana ze wskaźnikiem PW.

Opisane warunki baryczne oraz synoptyczne obfitych opadów śniegu w Poznaniu, mianowicie ożywiona działalność cyklonalna nad kontynentem i jednocześnie słabsza aktywność cyklonalna nad Islandią, korespondują z ujemną fazą Oscylacji Północnoatlantyckiej. Ujemny wskaźnik NAO jest ujemnie skorelowany z zasięgiem pokrywy śnieżnej w Europie i Euroazji (Gutzler, Rosen 1992;

Clark i in. 1999; Bednorz 2002, 2004; Falarz 2007, 2013). Spreitzhofer (1999b, 2000) zdefiniował podobne układy cyklonalne jako typowe dla intensywnych opadów śniegu w Austrii. Również Scherrer i Appenzeller (2006) uznali aktywność cyklonalną na południu Europy za jeden z najważniejszych czynników powodujących opady śniegu w Alpach Szwajcarskich.

W środkowej Europie cyrkulacja atmosferyczna jest bardzo ważnym czynnikiem powodującym występowanie ekstremalnych zjawisk pogodowych w sezonie zimowym, takich jak obfite opady śniegu. W związku z tym analiza sytuacji synoptycznej i warunków cyrkulacyjnych występowania obfitych opadów śniegu podjęta w niniejszym opracowaniu może przyczynić się do polepszenia podstaw prognozowania tych zjawisk, co – w przypadku opadów śniegu – może mieć znaczenie społeczno-ekonomiczne.

Praca częściowo sfinansowana z grantu Narodowego Centrum Nauki nr 2011/01/B/ST10/01923.

LITERATURA

- Andersson T., Gustafsson N. 1993: *Coast of departure and coast of arrival. Two important concepts for the formation and structure of convective snowbands over seas and lakes*, Mon. Wea. Rev., 122, 1036–1049.
- Andersson T., Nilsson S. 1990: *Topographically induced snowbands over the Baltic Sea and their precipitation distribution*, Weather Forecast., 5, 299–312.
- Avila A., Alarcon M. 1999: *Relationship between precipitation chemistry and meteorological situations at a rural site in NE Spain*, Atmos. Environ., 33, 1663–1677.
- Babolcsai G., Hirscht T. 2006: *Characteristics and synoptic classification of heavy snowfall events in Budapest for the period 1953–2003. Part I*, Időjárás, Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service, 110(1), 1–13.
- Bednorz E. 2002: *Snow cover in western Poland and macro-scale circulation conditions*, Int. J. Clim., 22, 533–541.
- Bednorz E. 2004: *Snow cover in eastern Europe in relation to temperature, precipitation and circulation*, Int. J. Clim., 24, 591–601.
- Bednorz E. 2008: *Synoptic reasons for heavy snowfalls in the Polish – German lowlands*, Theor. Appl. Climatol., 92, 133–140.
- Bednorz E. 2011: *Synoptic conditions of snow cover occurrence in central European lowlands*, Int. J. Clim., 31, 1108–1118.
- Birkeland K.W., Mock C.J. 1996: *Atmospheric circulation patterns associated with heavy snowfall events, Bridger Bowl, Montana, U.S.A.*, Mt. Res. Dev., 16, 281–286.
- Clark M.P., Serreze M.C., Robinson A.D. 1999: *Atmospheric controls on Eurasian snow extent*, Int. J. Clim., 19, 27–40.
- Draxler R.R., Rolph G.D. 2012: *HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website*, <<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>>, NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
- Falarz M. 2007: *Snow cover variability in Poland in relation to the macro and mesoscale atmospheric circulation in the twentieth century*, Int. J. Clim., 27, 2069–2081.
- Falarz M. 2013: *Seasonal stability of snow cover in Poland in relation to the atmospheric circulation*, Theor. Appl. Climatol., 111, 21–28.

- Gutzler D.S., Rosen R.D. 1992: *Interannual variability of wintertime snow-cover across the Northern Hemisphere*, J. Climate, 5, 1441–1447.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. 1996: *The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project*, B. Am. Meteorol. Soc., 77, 437–471.
- Rikhiishi K., Sakakibara J. 2004: *Seasonal cycle of the snow coverage in the former Soviet Union and its relation with atmospheric circulation*, Ann. of Glaciol., 38, 106–114.
- Rolph G.D. 2012: *Real-time Environmental Applications and Display sYstem (READY) Website*, <<http://ready.arl.noaa.gov>>, NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
- Salvador P., Artinano B., Pio C., Afonso J., Legrand M., Puxbaum H., Hammer S. 2010: *Evaluation of aerosol sources at European high altitude background sites with trajectory statistical methods*, Atmos. Environ., 44, 2316–2329.
- Scherrer S.C., Appenzeller C. 2006: *Swiss Alpine snow pack variability: major patterns and links to local climate and large-scale flow*, Clim. Res., 32, 187–199.
- Spreitzhofer G. 1999a: *Synoptic classification of severe snowstorms over Austria*, Meteorol., 8, 3–15.
- Spreitzhofer G. 1999b: *Spatial, temporal and intensity characteristics of heavy snowfall events over Austria*, Theor. Appl. Climatol., 62, 209–219.
- Spreitzhofer G. 2000: *On the characteristics of heavy multiple day snowfalls in the Eastern Alps*, Nat. Hazards, 21, 35–53.
- Wibig J., Siedlecki M. 2007: *Przestrzenny i czasowy rozkład zawartości wody opadowej*. [w:] K. Piotrowicz, R. Twardosz (red.), *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 195–202.