Rozdział 2

Klimatyczne tło współczesnych procesów morfogenetycznych na obszarze Polski

Zamieć pyłowa w czasie suszy, 23 kwietnia 2019 (ESA/Copernicus)

Rozdział 2

Klimatyczne tło współczesnych procesów morfogenetycznych na obszarze Polski

Tadeusz Niedźwiedź, Leszek Starkel

2.1. Procesy sekularne i ekstremalne

Występowanie, przebieg i efekty procesów rzeźbotwórczych regulowane są przez czynniki klimatyczne, z których na czoło wysuwają się opad atmosferyczny i temperatura, a niekiedy prędkość wiatru. Procesy sekularne są procesami drugorzędnymi, o małym natężeniu, których efekty zależą od rozkładu opadów, typu obiegu wody, temperatur zmieniających się w cyklu rocznym. Należą do nich denudacja chemiczna i spęływanie związane z infiltracją wody w glebę, jak też transport rumowiska w rzekach stale płynących oraz sedimentacja w zbiornikach jeziornych i narastanie materii organicznej w torfowiskach.

Procesy ekstremalne występują epizodycznie, gdy podczas przekroczenia wartości krytycznych opadu (wysokości, czasu trwania lub intensywności) albo określonych temperatur powietrza i gruntu dochodzi do takiego natężenia spłukiwania, erozji liniowej, różnych procesów grawitacyjnych, sufozji, odmarzania gruntu czy deflacji, że prowadzi to do przekształcenia rzeźby stoków, koryt rzecznych czy równin zalewowych (Starkel 1996). W każdym przypadku istotne są warunki pogodowe.

Wiele ze współczesnych procesów rzeźbotwórczych zyskało inną rangę oraz inne zróżnicowanie natężenia po wylesieniu przez człowieka, zwłaszcza poprzez przyspieszenie spływu wody. Szczególnie spłukiwanie powierzchniowe i transport zawiesiny wzrosły o 2–3 rzędy wielkości (Gerlach 1976, Gil 1976, 1999, Froehlich 1982, Józefaciuk A., Józefaciuk C. 1990, Szpikowski 1998). Podobnie nasiliły się płytkie ruchy grawitacyjne (spęływanie, spływy błotne) i wzrosła gwałtowność wezbrań. Pojawiły się procesy niespotykane w warunkach pokrycia szatą roślinną, takie jak segregacja mrozowa, spływy po zamrożonym podłożu (w czasie roztopów i odwilży) oraz deflacja.

Zjawiskom ekstremalnym generującym wiele procesów morfologicznych, ale i stanowiącym duże zagrożenie dla gospodarki poświęcono ostatnio wiele uwagi między innymi w atlasach dotyczących całego kraju (Koźmiński i in. 1990, Najgrakowski 1993–1997, Leszczycki 1994, Koźmiński, Michalska 2001, Lorenc 2005, Ustrnul, Czekierda 2009, Ustrnul i in. 2014) lub wybranych regionów (Koźmiński, Michalska 2004). Szczegółowe informacje o niebezpiecznych zjawiskach meteorologicznych w okresie 1966–2010 lub 1981–2010 dla celów meteorologicznej osłony kraju zostały opublikowane przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut badawczy (IMGW – PIB) dla jesieni i zimy (Bednarek i in. 2013) oraz wiosny i lata (Buchert i in. 2013). Natomiast regularny monitoring suszy rolniczej (Doroszewski i in. 2012) prowadzony jest w Instytucie Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa (IUNG) w Puławach.

2.2. Charakterystyka wybranych elementów klimatu z uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych

O dużej zmienności klimatu Polski decyduje cyrkulacja atmosfery i związany z nią napływ różnych mas powietrza. W drugiej połowie XX w. nad Polskę południową niemal przez 71% dni w roku napływało powietrze polarne morskie, tj. prawie trzy razy częściej niż powietrze kontynentalne (24%) (Niedźwiedź 2003a). Powietrze polarne morskie pojawia się najczęściej w lipcu (74%), powodując koncentrację opadów w tym miesiącu, natomiast maksimum napływu powietrza kontynentalnego przypada na marzec (32%). Powietrze pochodzenia arktycznego napływa w ciągu prawie 9% dni w roku z maksimum na wiosnę (17,3% w kwietniu), decydując o niestabilności okresu roztopowego. Najrzadziej (3,5% dni) napływa powietrze zwrotnikowe, z maksimum również w kwietniu (6,3%).

W przebiegu wieloletnim zaznaczają się nieregularne fluktuacje częstości mas powietrznych. Masy powietrza polarne, zarówno morskiego, jak i kontynentalnego, nie wykazują istotnego trendu w zmianach częstości. Natomiast w drugiej połowie XX w. dwukrotnie wzrosła częstość adwekcji powietrza arktycznego, zmniejszył się z kolei napływ powietrza zwrotnikowego. Jednak w ostatniej dekadzie ponownie zanotowano wzrost liczby dni z powietrzem zwrotnikowym. Miesiącami o największej liczbie dni z powietrzem arktycznym były: październik 1997 r. (15 dni), maj 1957 r. (14 dni) i wrzesień 1977 r. (14 dni).

Na terytorium Polski występują znaczące różnice w terminach pojawiania się i długości skrajnych termicznych pór roku: zimy i lata. Jedynie w zachodniej części kraju i w Kotlinie Sandomierskiej lato trwa dłużej niż zima. Na pozostałym obszarze, a zwłaszcza w górach, zima jest najbardziej długotrwałą porą roku (ryc. 2.1).

Ciągły spadek temperatury powietrza poniżej 0°C poza górami rozpoczyna się w końcu listopada na Pojezierzu Suwalskim. W pierwszej dekadzie grudnia zima występuje już w całej wschodniej części kraju. Dopiero w ostatnich dniach grudnia zima pojawia się na wybrzeżu. W Tatrach zaczyna się w połowie

Ryc. 2.1. Średni czas trwania zimy termicznej z temperaturą średnią dobową niższą od 0°C w latach 1951–1980 (wg Limanówki, Niedźwiedzia 1994a)

października, a kończy dopiero na początku maja. Najwcześniej, bo w drugiej dekadzie lutego zima kończy się nad dolną Odrą. Do końca lutego zima ustępuje już na całym wybrzeżu, w zachodniej części Pojezierza Pomorskiego, na Nizinie Wielkopolskiej i Dolnośląskiej. Do połowy marca kończy się w Polsce środkowej. Najdłużej poza górami, bo do końca marca, zima utrzymuje się na Pojezierzu Suwalskim. W ostatnich dziesięcioleciach wyraźnie skraca się zima termiczna w Polsce, często z przesunięciem początku na wcześniejszy termin (Lorenc 2005).

Lato termiczne (ryc. 2.2) nie występuje w górach powyżej 800 m n.p.m. (Hess 1965). W nizinnej części Polski lato trwa przez 90–100 dni. Na Pojezierzach i wybrzeżu ulega skróceniu poniżej 80 dni, a lokalnie nawet poniżej 70 dni. W ostatnim dziesięcioleciu obserwuje się tendencję do wydłużenia lata termicznego, a zwłaszcza do wcześniejszego jego rozpoczynania (Lorenc 2005).

Ryc. 2.2. Średni czas trwania lata termicznego z temperaturą średnią dobową wyższą od 15°C w latach 1951–1980 (wg Limanówki, Niedźwiedzia 1994b)

Opady atmosferyczne są najważniejszym czynnikiem morfogenetycznym, szczególnie na powierzchniach pozbawionych roślinności. Przy natężeniu ulewy $1,0 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ w czasie 1 min na 1 m^2 może spaść ponad 5000 kropli deszczu, a ich energia kinetyczna sięga $45 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$. Część opadu infiltruje w głąb gruntu, zasilając wody podziemne, przyczynia się do uruchomienia procesów krasowych i sufozyjnych. Wartości graniczne natężenia opadu wywołującego spływ powierzchniowy zależą od wielu czynników, ale intensywne spłukiwanie obserwowane jest już przy natężeniu rzędu $1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$. Procesy morfogenetyczne zachodzące na stokach wskutek spływu powierzchniowego zależą zarówno od natężenia, jak i czasu trwania opadu. Zależą one także od litologii podłoża, zwłaszcza od podatności lub odporności gruntu na impulsy opadowe. Oprócz zmywu powierzchniowego intensywne opady powodują erozję wgłębną i prowadzą do rozwoju wąwozów. Długotrwałe opady bywają bezpośrednią przyczyną uruchomienia procesów

osuwiskowych i wezbrań rzek prowadzących do znaczących przekształceń koryt i zboczy.

W ciągu roku na przeważającym obszarze Polski spada przeciętnie 500–700 mm opadu (Paszyński, Niedźwiedź 1999, Woś 1999, Stopa-Boryczka, Boryczka 2005, Woś 2010, Kożuchowski 2011). Najmniejsze notowane są w Wielkopolsce i na Kujawach, gdzie średni opad roczny w latach 1951–1970 lokalnie obniżał się do 460–470 mm (Chomicz 1977). W latach najwilgotniejszych suma roczna opadu sięga tam 650 mm, a w latach najsuchszych spada nawet poniżej 310 mm. Na Pojezierzu Pomorskim i Mazurskim oraz Pobrzeżu średnie roczne sumy opadu przekraczają 700 mm, dochodząc do 800 mm. W latach najbardziej mokrych w okolicach Słupska opady przekraczają 1100 mm.

Największym zróżnicowaniem opadowym odznaczają się obszary górskie i wyżynne. Na progu jurajskim Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej opady roczne dochodzą do 800 mm, a w Łysogórach przekraczają 900 mm. W osłoniętej Niece Nidziańskiej obniżają się lokalnie poniżej 550 mm. Na Rostoczu miejscami przekraczają 700 mm. W górach na większości obszaru średnie sumy roczne opadu przekraczają 1000 mm. W Sudetach na Śnieżce opady sięgają 1500 mm, wahając się w granicach od 935 do 1828 mm w latach 1951–1970 (Chomicz 1977). W roku 1941 zanotowano nawet 2027 mm.

W Karpatach Zachodnich opady zmniejszają się z zachodu ku wschodowi, od 1435 mm w Beskidzie Śląskim (Przysłop) i 1475 mm w Beskidzie Żywieckim (Markowe Szczawiny), do 900 mm w Beskidzie Niskim. W Bieszczadach wzrastają do 1000–1300 mm. Na północnych stokach Tatr w przedziale wysokości 1500–2000 m n.p.m. notuje się średnio ponad 1800 mm opadu. Na Kasprowym Wierchu w okresie 1951–1970 średnia roczna suma opadu wynosiła 1721 mm, z wahaniami od 1344 do 2045 mm. Natomiast w roku 2001 spadło na tej stacji aż 2599 mm. Najwyższy opad roczny w Polsce zmierzono w Dolinie Pięciu Stawów (2770 mm za rok 2001). W cieniu opadowym położone są kotliny śródgórskie, np. Kotlina Orawsko-Nowotarska (Jabłonka 758 mm).

W półroczu letnim (maj–październik) na wybrzeżu i w Sudetach spada około 55% sumy rocznej opadu, a w południowo-wschodniej części Polski niemal 70%. Opady trzech miesięcy letnich stanowią około 40% sumy rocznej (Paszyński, Niedźwiedź 1999). W Polsce południowo-zachodniej opady jesieni są większe niż wiosenne, co uważane jest za cechę klimatu oceanicznego. W przebiegu rocznym maksimum opadu przypada zazwyczaj na lipiec, chociaż na wybrzeżu czasami bywa przesunięte na sierpień, a w Tatrach na czerwiec. Rekordową sumę miesięczną opadu 950 mm zmierzono w lipcu 1997 r. na Hali pod Śnieżnikiem w Sudetach. W lipcu 1980 r. 806 mm opadu spadło w Dolinie Pięciu Stawów w Tatrach. Minima opadowe przypadają na okres od stycznia do marca. Czasami drugorzędne minimum zaznacza się we wrześniu lub październiku. W październiku 1951 r. w wielu miejscowościach w Polsce przez cały miesiąc nie notowano opadu.

Dla procesów rzeźbotwórczych największe znaczenie mają opady ekstremalne. Genetycznie związane są one zarówno ze strefami frontów atmosferycznych

Ryc. 2.3. Maksymalne opady dobowe o prawdopodobieństwie wystąpienia 50% (wg Niedźwiedzia, Cebulak 1994b)

(Łupikasza 2013), jak też w jednorodnej masie powietrza odznaczającej się silną konwekcją termiczną lub na obszarach górskich wymuszoną orograficznie. Najwyższy opad dobowy w Polsce wynoszący 300 mm zanotowano 30 czerwca 1973 r. na Hali Gąsienicowej w Tatrach. Tak wysokie opady mogą zdarzać się także w Sudetach, np. w Górach Kaczawskich 29 lipca 1897 r. opad 345 mm wystąpił we wsi Mała Louka w Czechach. Te przykładowe sumy opadów pochodziły z jednostajnych deszczów tzw. rozlewnych, obejmujących większe obszary i trwających od dwóch do pięciu dni. Na pozostałym obszarze Polski większość intensywnych opadów towarzyszy burzom frontowym lub termicznym (Bielec-Bąkowska 2002, Kolendowicz 2005) i w tym przypadku ich zasięg bywa zazwyczaj lokalny. Zróżnicowanie przestrzenne maksymalnych opadów dobowych o różnym prawdopodobieństwie pojawiania się przedstawiono na rycinach 2.3 i 2.4.

Ryc. 2.4. Maksymalne opady dobowe o prawdopodobieństwie wystąpienia 10% (wg Niedźwiedzia, Cebulak 1994a)

Opady towarzyszące burzom mają niekiedy gwałtowny przebieg, a miarą ich natężenia jest wysokość opadu spadająca w jednostce czasu, wyrażana najczęściej w $\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$ lub w $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}$ ($1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1} = 166,67 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}$). Według skali K. Chomicza (1951) za deszcz ulewny uważa się silny deszcz, o natężeniu przekraczającym wartość graniczną wyznaczaną zależnie od czasu trwania ulewy, np. opad powyżej 3,2 mm w ciągu 10 min lub powyżej 7,7 mm na godzinę. Deszcz przelotny o bardzo dużym natężeniu, według skali K. Chomicza (1951) co najmniej 4 – co oznacza opad powyżej 12,8 mm w ciągu 10 min lub powyżej 30,8 mm na godzinę – nosi nazwę deszczu nawalnego. Dokładne charakterystyki deszczów nawalnych i ulewnych w Polsce zostały zamieszczone w *Atlasie hydrologicznym Polski* (Cebulak i in. 1986, 1987). Najczęściej deszcze nawalne (oberwanie chmury) zdarzają się w godzinach popołudniowych lub wieczornych, kiedy w chmurze burzowej osłabną nagle prądy wstępujące i cała nagromadzona woda, a często nawet

grad, wypada w krótkim czasie. Tego typu lokalne ulewy powodują niezwykle intensywną erozję gleb i gwałtowne wezbrania w małych zlewniach (Parczewski 1960, Starkel 1998, Gębica i in. 2019). Intensywne spłukiwanie jest rejestrowane przy natężeniach przekraczających $1 \text{ mm} \cdot \text{m}^{-1}$ (Gil 1976, 1999, Kijowska-Strugała, Kiszka 2018). Na pojezierzach spływy jednostkowe w czasie deszczów nawalnych mogą przekraczać $500 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ (Ciepielowski 1970, Kostrzewski i in. 1992). Według pomiarów na Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie takie sytuacje zdarzają się raz lub dwa razy w dziesięcioleciu (Kostrzewski i in. 1992, Zwoliński 2008).

W Polsce najbardziej znane przypadki oberwania chmury zanotowano m.in. 9 września 1963 r. ($99 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) w Krakowie, 16 czerwca 1977 r. (99 mm w ciągu 140 min) w Zakopanem (Niedźwiedź, Szpetman 1978), 15 września 1995 r. w dolinie Kalinki na Wyżynie Miechowskiej (Starkel 1998), 15 i 18 maja 1996 r. w dolinie Prądnika w Sułoszowej, gdzie natężenia opadu szacowano na $180 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (Cebulak, Niedźwiedź 1998), 10 lipca 2001 r. w Gdańsku ($127,7 \text{ mm}$) i w nocy 31 sierpnia na 1 września 2002 r. w okolicach Wałbrzycha. Opady w tych przypadkach wynosiły 100–200 mm w ciągu 1–2 godzin. W Karpatach doprowadzają one do uruchomienia potoków błotno-gruzowych i płytkich osuwisk (Kotarba 1992, Starkel 1999, Ziętara 2002, Bucala 2009). Skutki hydrologiczne i geomorfologiczne opadu nawalnego 2. stopnia 26 lipca 2005 r. w okolicach Baligrodu ($91,4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$; suma dobową $130,6 \text{ mm}$) przedstawiono szczegółowo na podstawie kartowania terenowego (Cebulak i in. 2008). Niezwykle intensywny deszcz nawalny 6. stopnia ($51,6 \text{ mm}$ w ciągu 30 min), jaki wystąpił 14 czerwca 2015 r. w dolinie Wisłoki w okolicy Krempnej miał bardzo lokalny zasięg (Cebulak i in. 2018). Wysokie opady o dużym natężeniu zdarzają się także w nizinnych częściach Polski: $193,4 \text{ mm}$ w Podgórzu w dorzeczu Narwi 14 sierpnia 1977 r., $189,7 \text{ mm}$ w Baniach Mazurskich (opad za 17 godzin) 17 sierpnia 1957 r., 141 mm w Łebie 24 lipca 1988 r., $132,5 \text{ mm}$ w Słubicach 8 sierpnia 1978 r. czy $155,2 \text{ mm}$ w Kielcach 24 lipca 2001 r. Opady o takiej wydajności zdarzają się jednak z prawdopodobieństwem 1–5% (Cebulak i in. 1986).

Drugim istotnym morfogenetycznym typem opadów są deszcze rozlewne, najbardziej charakterystyczne dla gór i ich przedpola, gdy w ciągu 2–5 dni w miesiącach letnich może spaść na dużym obszarze nawet 300–600 mm opadu, a natężenia nie przekraczają $5\text{--}15 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Powstają one w niżowych sytuacjach synoptycznych z adwekcją powietrza z sektora północnego, kiedy niż pochodzenia śródziemnomorskiego wędrujący tzw. szlakiem Vb van Bebbera przekracza łańcuch Karpat i stagnuje przez kilka dni na wschód od Polski (Niedźwiedź 1999, Degirmendzić, Kożuchowski 2015, 2016, Wypych i in. 2018). Na rozmieszczenie przestrzenne tych opadów wpływa orografia, a zwłaszcza istnienie barier górskich (Wrona 2008, Cebulak i in. 2018). Opady te ułatwiają głęboką infiltrację wody, która jest oddawana przez spływ śródpokrywowy, i wraz z padającym dalej deszczem powodują wezbrania w zlewniach górskich, które prowadzą do przemieszczania się dużych ilości rumowiska wleczonego, zmian koryt, akumulacji na równinach zalewowych i podcinania zboczy (Ziętara 1968, Starkel 2006). Do

wyjątkowych należał rozlewny deszcz zimowy, jaki wystąpił 19 stycznia 1974 r. w Wiśle Malince, dając 104,3 mm opadu w ciągu doby!

W Polsce katastrofalna powódź opadowa objęła dorzecze Odry i Wisły w lipcu 1997 r. (Niedźwiedź, Czekierda 1998, Dubicki i in. 1999, Grela i in. 1999, Niedźwiedź 1999), gdy w ciągu 4–5 dni w górnej części dorzecza Odry spadło 400–800 mm deszczu. Na Wiśle do najgroźniejszych powodzi opadowych w XX w. zalicza się wezbranie z lipca 1934 r. (Cebulak 1992a, b, Cebulak, Niedźwiedź 1998), gdy w ciągu trzech dni w dorzeczach karpackich dopływów Wisły spadło 350–400 mm. Ostatnio obserwuje się występowanie dużych opadów wywołujących powódzie w miesiącach wiosennych i czerwcu, przy jednoczesnym niedoborze opadów w lipcu i sierpniu. Przykładem może być powódź w maju i czerwcu 2010 r. w dorzeczu górnej Wisły (Maciejewski i in. 2011b, Kundzewicz i in. 2016) oraz w maju 2019 r., a także w maju 2010 r. w dorzeczu Odry (Maciejewski i in. 2011a). Intensywne opady w maju i czerwcu 2010 r. przekraczające 430 mm w środkowej części dorzecza Ropy w Karpatach doprowadziły do przekształcenia koryt rzecznych (Kijowska-Strugała i in. 2017). Równoległe z powodziami bywają uruchamiane stoki osuwiskowe w Karpatach (Rączkowski, Mrozek 2002), a na wyżynach lessowych kanały sufozyjne i wąwozy.

Innym ekstremum opadowym są okresy opadowe, gdy całymi tygodniami (a niekiedy miesiącami) z małymi przerwami padają deszcze o małym natężeniu, prowadzące do podniesienia poziomu wód gruntowych, utrzymywania się podwyższonego stanu wód w rzekach i aktywizacji głębokich osuwisk skalnych (w Karpatach). Taka była np. jesień 1974 r., gdy tylko w październiku spadło około 200 mm opadu w Szymbarku (Gil, Starkel 1979). Zjawiskiem rzadkim, ale spotykanym na obrzeżeniu stref opadów rozlewnych jest nałożenie się na opad ciągi o małym natężeniu jednej lub kilku lokalnych ulew typu konwekcyjnego. Zostały one zarejestrowane np. w lipcu 1997 r. w dorzeczu Dunajca (o wysokości 50–100 mm w ciągu 2–3 godzin), prowadząc do wystąpienia sekwencji 2–4 fal wezbraniowych (Froehlich 1998, Niedźwiedź, Czekierda 1998, Grela i in. 1999). W ostatniej dekadzie (1995–1996) zaobserwowano powtarzanie się na tym samym obszarze ekstremalnych opadów, co prowadzi do zaburzenia równowagi systemów stokowych i korytowych (ryc. 2.5).

Niskie temperatury zimy prowadzą do głębokiego przemarznięcia gruntu. Najniżej spadła temperatura do $-40,6^{\circ}\text{C}$ w Żywcu 10 lutego 1929 r. Zima 1928/1929 była najsurowszą zimą XX stulecia w Polsce i wielu innych krajach Europy. Raz na 10 lat można spodziewać się spadku temperatury poniżej -30°C na Pojezierzu Suwalskim oraz w kotlinach śródgórskich. W okresie powojennym najniższą temperaturę $-38,4^{\circ}\text{C}$ zanotowano 12 stycznia 1950 r. w Białymstoku. W lutym 1956 r. w Jeleniej Górze odnotowano $-36,9^{\circ}\text{C}$, a w Jabłonce na Orawie $-34,1^{\circ}\text{C}$. Często w zimie dochodzi do odwilży, a nawet niezwykle wysokich wzrostów temperatury. W Tarnowie 22 lutego 1966 r. temperatura powietrza podniosła się do $19,6^{\circ}\text{C}$, a 25 lutego 1990 r. w Krakowie zanotowano aż $21,1^{\circ}\text{C}$.

Przemarzanie gruntu utrudnia infiltrację wody i warunkuje spływ powierzchniowy w czasie roztopów i odwilży. Na podstawie pomiarów w Brwinowie

Ryc. 2.5. Wysokości, czasy trwania i natężenia różnych typów opadów ekstremalnych: krótkotrwałych ulew, opadów rozlewnych i długotrwałych sezonów opadowych oraz przykłady nakładania się różnych typów opadów w Karpatach (wg Starkla 2006)

k. Warszawy (Chomicz 1977) prowadzonych do głębokości 100 cm stwierdzono, że średnia głębokość przemarznięcia gruntu w lutym dochodzi do około 40 cm. Maksymalne głębokości przemarznięcia gruntu w latach 1946–1970 (Wierzbicki 1978) sięgały 60–80 cm w Polsce zachodniej, w centrum kraju dochodziły do 85–120 cm, natomiast w części północno-wschodniej przekraczały 120 cm, sięgając do 180 cm w Suwałkach. Terminy zamarzania i rozmarzania gruntu zmieniają się w bardzo szerokich granicach. W Puławach na głębokości 5 cm gleba najwcześniej zamarzła 23 października 1959 r., a najpóźniej 28 grudnia 1960 r. Dаты rozmarzania są jeszcze bardziej zróżnicowane, od 28 stycznia 1957 r. do 9 kwietnia 1964 r. Najdłużej, bo przez pięć miesięcy, gleba była zamarznięta na omawianej głębokości w czasie surowej zimy 1947/1948, natomiast zimą 1960/1961 zaledwie przez 44 dni. Na głębokościach 10–20 cm maksymalny czas zamarznięcia gruntu wynosi 118–120 dni, ale w czasie najbardziej łagodnych zim gleba na tym poziomie może pozostać niezamarznięta (na przykład w zimie 1958/1959). Na głębokości 50 cm gleba zamarza w 46% sezonów zimowych.

Część opadów występuje w postaci śniegu, tworząc pokrywę śnieżną, która często topnieje zimą w czasie odwilży, a jej topnienie wiosenne przyczynia się do wezbrań roztopowych. Poza górami średnia liczba dni z pokrywą śnieżną zmienia

się od 40 dni w Polsce zachodniej do ponad 100 dni na Pojezierzu Suwalskim. W górach liczba dni z pokrywą śnieżną przyrasta o 9 na 100 m wysokości. W Tatrach na wysokości około 2300 m n.p.m. przebiega klimatyczna granica wieloletniego śniegu. Maksymalna grubość pokrywy śnieżnej o prawdopodobieństwie 10% (ryc. 2.6) jest zróżnicowana od około 30 cm w dolinie Odry do około 60 cm w Polsce północno-wschodniej. Wysoka pokrywa śnieżna utrudnia przemarzanie gruntu, stąd efekty morfologiczne roztopów zależą od tych dwóch czynników. Maksymalny zapas wody w pokrywie śnieżnej o prawdopodobieństwie 10% zmienia się od poniżej 60 mm na Nizinie Śląskiej do ponad 150 mm na Pojezierzu Suwalskim (Sadowski 1980). W Karpatach przekracza 300 mm. W związku z kierunkiem płynięcia dużych rzek ku północy i topnieniem postępującym od zachodu i południa po zimach śnieżnych i mroźnych dochodzi do powodzi zatorowych rejestrowanych ostatnio coraz rzadziej (Grześ 1985).

Ryc. 2.6. Maksymalna grubość pokrywy śnieżnej o prawdopodobieństwie wystąpienia 10% (wg Niedźwiedzia i in. 1994)

W okresie zimy i pór przejściowych istotną rolę przy braku pokrywy śnieżnej odgrywają przymrozki, 0°C ($T_{\min} \leq 0^{\circ}\text{C}$ i $T_{\max} \leq 0^{\circ}\text{C}$), czyli przejścia temperatury przez które prowadzą do rozkruszania powierzchni gleby, tworzenia lodu włóknistego, wysuszania gleby (co ułatwia deflację), a w czasie roztopów typu insolacyjnego hamują spływ wody (Starkel 1960, Bogacki, Starkel 1999). Średnia liczba dni z przejściem temperatury przez 0°C w latach 1951–1965 na obszarze Polski wahała się między 60 a 90, w wysokich górach i kotlinach śródgórskich dochodząc do 110 dni (Chomicz 1977, Woś 1999, 2010). Natomiast liczba dni mroźnych, kiedy temperatura ujemna utrzymuje się przez całą dobę ($T_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$), zmienia się w Polsce nizinnej od poniżej 50 dni w zachodniej części kraju i na wybrzeżu do ponad 90 dni na Pojezierzu Suwalskim (ryc. 2.7). W górach szybko rośnie z wysokością, sięgając 155 dni na Śnieżce i aż 173 dni na Kasprowym Wierchu.

Ryc. 2.7. Liczba dni mroźnych ($T_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$) w roku o prawdopodobieństwie wystąpienia 10% (wg Niedźwiedzia, Ustrnula 1994)

Przestrzenna i czasowa złożoność opadów atmosferycznych i temperatury ma istotny wpływ na zróżnicowanie obiegu wody na obszarze Polski, który jest modyfikowany przez rzeźbę terenu, litologię podłoża i gospodarkę ludzką, co określa warunki infiltracji i spływu. Współczynniki odpływu wahają się na terytorium Polski od poniżej $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ na niżu do $10\text{--}50 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ w Karpatach. I. Dynowska (1991) wyróżnia na obszarze Polski pięć typów krążenia wody (ryc. 2.8): 1) szybki – w Karpatach, Sudetach i części Gór Świętokrzyskich (o współczynnikach odpływu 30–50%), 2) powolny – w obrębie wyżyn, szczególnie krasowych (o współczynniku odpływu 20–30%), 3) zróżnicowany – na Nizinach Środkowopolskich, 4) bardzo powolny – na pojezierzach z retencją na obszarach bezodpływowych i w przepływowych jeziorach (współczynnik 0,30–0,45) i 5) zmieniony przez gospodarkę człowieka – region górnośląski.

Litologia, rzeźba i rozkład opadu decydują o wielkości ekstremalnych przepływów, których wskaźnikiem jest współczynnik nieregularności ($Q_{\max}/Q_{\min}$) (Dynowska 1991). W Karpatach waha się on od 500 do 3000, w Sudetach od 300 do 1200, na wyżynach węglanowych spada poniżej 100, na nizinach Środkowej Polski waha się między 70 a 400, a na obszarach młodoglacjalnych regulowanych przez jeziora przepływowe wynosi jedynie 5–50. Maksymalne przepływy roczne zgrupowane są w dwóch okresach powodziowych (Fal i in. 2000): w dorzeczeniach górskich w lipcu i czerwcu (>50%) albo w marcu–kwietniu w dorzeczeniach nizinnych (nawet powyżej 70%).

Silne i bardzo silne wiatry wywoływane są dużymi gradientami ciśnienia w niżach barycznych, zwłaszcza w strefach frontów atmosferycznych. Za wiatr silny uważa się taki, kiedy średnia prędkość w czasie 10 min osiąga lub przekracza

Ryc. 2.8. Obszary o różnych typach krążenia wody (wg Dynowskiej 1991)

1 – szybkiego, 2 – powolnego, 3 – zróżnicowanego, 4 – bardzo powolnego, 5 – całkowicie zmienionego wskutek gospodarczej działalności człowieka

wartość $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a przy przekroczeniu prędkości $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ wiatr określany jest jako bardzo silny. W Polsce wiatry silne zdarzają się przeciętnie przez 35 dni w roku (Lorenc 1996, Paszyński, Niedźwiedź 1999). Na wybrzeżu ich liczba dochodzi do 70 dni. Najbardziej wietrznym miejscem w naszym kraju jest Śnieżka, gdzie przez ponad 200 dni wieją wiatry bardzo silne. W nizinnej części Polski wiatry bardzo silne zdarzają się przeciętnie 2–4 dni w roku (ryc. 2.9). Wiatr huraganowy albo huragan, określany jako 12 stopień w skali Beauforta, odznacza się prędkością przekraczającą $32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ($115 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$) i powoduje dzięki porywom rozległe zniszczenia i deflację. W latach 1971–2000 maksymalne porywy wiatru w Polsce poza górami dochodziły do $31\text{--}48 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Lorenc 2005).

Na morzu silne wiatry powodują sztormy, które warunkują abrazję wybrzeży klifowych sięgającą kilku metrów w roku (Subotowicz 1982, Kostrzewski, Zwoliński 1988), jak też przekształcanie płaskich wybrzeży piaszczystych (Łabuz 2005). Dla gór charakterystyczne są także wiatry fenowe, znane w Tatrach pod nazwą wiatru halnego. Przy najsilniejszym halnym w polskich Tatrach 6 maja 1968 r. maksymalne porywy wiatru w Zakopanem przekraczały $40 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a na Kasprowym Wierchu nawet $80 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Niedźwiedź i in. 1985). Wykroty drzew doprowadziły do przemieszczeń gleb na stokach (Kotarba 1970).

Przy prędkościach wiatru przekraczających $5\text{--}7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ może w sprzyjających warunkach odbywać się proces deflacji drobnych cząstek przesuszanej gleby i uruchamianie piasku na wydmach nadmorskich (Wojtanowicz 1999, Łabuz 2005). Największe nasilenie rejestruje się na obszarach pozbawionych roślinności: wysokich górach, na wydmach i gruntach ornych gdzie ma on cechy procesu niweo-eolicznego i przekracza wartość przemieszczeń $5000\text{--}10\,000 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}$ (Gerlach, Koszarski 1968, Kostrzewski, Zwoliński 1992, Kostrzewski i in. 1994, Wojtanowicz 1999, Kostrzewski, Szpikowski 2006).

Do najgroźniejszych zjawisk należą trąby powietrzne. Jest to wiatr wirowy wokół osi pionowej, o średnicy kilkudziesięciu metrów, w postaci wirującego słupa zwisającego z rozbudowanej chmury burzowej *cumulonimbus* do powierzchni Ziemi; prędkość wiatru wewnątrz trąby może przekraczać $100 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Trąby powietrzne powstają, gdy dochodzi do kontaktu powietrza podzwrotnikowego z chłodniejszym powietrzem polarnym. Trąby powietrzne w Polsce są zjawiskiem rzadkim, o zasięgu lokalnym. Ale od kilkunastu lat co roku notuje się kilka przypadków wystąpienia tych zjawisk (Niedźwiedź i in. 2003, Taszarek, Brooks 2015). Na przykład 20 lipca 2007 r. trąba powietrzna poczyniła znaczne szkody w gminach Kłomnice, Mstów i Rędziny na NE od Częstochowy. Zjawisko to 22 lipca 2007 r. oraz 21 maja 2019 r. zanotowano także na Lubelszczyźnie. Najlepiej udokumentowana zdjęciami i filmami była trąba powietrzna, jaka przeszła w godzinach popołudniowych 14 lipca 2012 r. na odcinku około 300 km, m.in. przez Bory Tucholskie. Na odcinku 8–9 km między miejscowościami Zacisze i Pohulanka widoczny na zdjęciach satelitarnych jest pas zniszczonego lasu o szerokości 300–400 m. Także trąba powietrzna bądź, co jest bardziej prawdopodobne, niezwykle silny wiatr szkwałowy o charakterze wału rotorowego z dnia 4 lipca 2002 r. powalił ogromne obszary Puszczy Piskiej.

Ryc. 2.9. Średnia liczba dni z wiatrem bardzo silnym o prędkości powyżej $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ w latach 1951–1985 (wg Niedźwiedzia i in. 1994)

Wiatr taki przekraczający w porywach $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ wystąpił na czole burzy przemieszczającej się 21 sierpnia 2007 r. przez Wielkie Jeziora Mazurskie. Zginęło przy tym aż 8 osób. Podobna burza szkwałowa z wałem rotorowym w nocy z 23 na 24 sierpnia 2007 r. spowodowała ogromne szkody w Krakowie i okolicy. Jednak największe rozmiary szkód (śmierć 6 osób oraz powalenie ponad 100 ha lasu) wywołała nawałnica o tej samej genezie w nocy 11/12 sierpnia 2017 r. na Pomorzu i w Wielkopolsce.

2.3. Tendencje zmian

Warunki klimatyczne Polski podlegają ciągłym fluktuacjom, a nawet zmianom. Część tych zmian ma przyczyny cyrkulacyjne i uważana jest za naturalną,

natomiast nasilenie niektórych zjawisk, zwłaszcza ekstremalnych, może mieć w opinii wielu autorów przyczyny antropogeniczne i jest związane z ociepleniem globalnym (Obrębska-Starkel, Starkel 1991, Kożuchowski 2004, Kundzewicz 2013). Od roku 1988 zaobserwowano znaczne ocieplenie zim (Trepieńska 1997, Lorenc 2000, Wibig, Głowicki 2002, Piotrowicz 2004), a zima 1989/1990 była najcieplejszą zimą XX stulecia. Jeszcze cieplejsze zimy wystąpiły w XXI w. Na przykład w Katowicach temperatura średnia zim 2006/2007 ($3,0^{\circ}\text{C}$) i 2019/2020 ($2,8^{\circ}\text{C}$) była o około 4°C wyższa od średniej wieloletniej za okres 1951–2020 ($-1,0^{\circ}\text{C}$). Nastąpiło też skrócenie czasu trwania sezonu zimowego (Kożuchowski 2000, 2004) oraz zmniejszenie liczby dni mroźnych i przymrozkowych. Pod koniec XX w. wystąpiły także dwa bardzo gorące lata 1992 i 1994. Zaobserwowano ponadto przyspieszenie początku lata. Zdecydowany wzrost absolutnych minimów temperatury rozpoczął się po roku 1972, natomiast absolutnych maksimów dopiero po roku 1981 (Niedźwiedź 2000). Nastąpiło zmniejszenie liczby dni z pokrywą śnieżną (Bednorz 2002, Falarz 2004), ale nie było ono tak znaczące jak zmiany temperatury zimy.

Dla procesów geomorfologicznych najistotniejsze są zmiany, jakie zachodzą w występowaniu opadów. Wahania te często nawiązują do zmian w cyrkulacji atmosfery (Kożuchowski 1985). Zwłaszcza wyraźnie zaznaczają się fluktuacje częstości silnych opadów letnich (Cebulak 1994, 1997, Cebulak, Niedźwiedź 2000, Niedźwiedź, Twardosz 2001). Biorąc pod uwagę tylko drugą połowę XX w., można zauważyć wyraźny suchy początek w latach 50. Po nim nastąpił niezwykle wilgotny okres obejmujący lata 1958–1980, obfitujący w częste i gwałtowne opady, wywołujące duże powodzie, szczególnie na obszarach górskich. W latach 1981–1995 nastąpiła faza sucha z najsuchszym rokiem 1993 i powodzie nawet w Karpatach zdarzały się niezwykle rzadko. Od roku 1996 nastąpił ponownie znaczący wzrost ekstremalnych zjawisk opadowych, do jakich należały wielkie opady, które wywołały powódź w lipcu 1997 r., niezwykle mokry rok 2001, wezbrania roku 2002, 2005 oraz 2010. Zdarzył się w tym okresie również bardzo suchy rok 2003 oraz suche lata 2006, 2012 i 2015. Ilustracją tych zmian jest wykres częstości opadów dobowych o różnej wysokości na Hali Gąsienicowej w okresie 1927–2019 (ryc. 2.10).

Tak więc wiek XXI rozpoczął się w Polsce w stosunkowo cieplej i wilgotnej fazie klimatu, z dużą liczbą zjawisk ekstremalnych. W związku z nasilającym się ociepleniem zwiększa się dynamika atmosfery i pogłębiają się na terenie Polski kontrasty ekstremalnych zjawisk opadowych (wzrost częstości występowania zarówno susz, jak i gwałtownych ulew i deszczów nawalnych). Przyczyną tego jest osłabienie nad Europą Środkową cyrkulacji strefowej atmosfery na rzecz częściej pojawiającej się cyrkulacji południkowej. Wynikiem tego jest ograniczenie napływu wilgotnych mas powietrza bezpośrednio znad Atlantyku oraz znad kontynentu Eurazji. Wzrosła natomiast częstość adwekcji gorących i suchych mas powietrza znad Afryki Północnej oraz Bliskiego Wschodu, przegradzanych okresami napływu chłodniejszego i wilgotnego powietrza znad Morza Norweskiego, Skandynawii lub północno-zachodniej Rosji.

Ryc. 2.10. Zmienność wieloletnia (1927–2019) częstości występowania liczby dni z opadami dobowymi przekraczającymi określone wartości progowe na Hali Gąsienicowej (wg Niedźwiedzia 2003b, uzupełnione do roku 2019)

Przykładem mogą być intensywne opady wywołujące powódzie w 2010 r. (aż cztery fale powodziowe od połowy maja, początek czerwca, druga połowa lipca i początek września) oraz w maju 2019 r. Częste były też susze, które występowały w lipcu 2006 r., kwietniu 2007 i 2009 r. czy w maju 2008 r. Po mokrym maju w czerwcu (opad miesięczny w Katowicach wynosił zaledwie 3 mm) i lipcu 2019 r. na znacznym obszarze Polski wystąpił okres suchy, w którym lokalnie zdarzały się intensywne opady burzowe (na przykład 27 lipca w Katowicach spadło 78,8 mm deszczu, przy czym opad miał charakter nawalny 2. stopnia, gdyż w ciągu godziny spadły 74 mm). Natomiast dotkliwa susza utrzymywała się na wiosnę 2020 r. po wyjątkowo ciepłej i bezśnieżnej zimie 2019/2020.

Zarówno opadom burzowym, jak i suszom towarzyszą silne wiatry niekiedy o charakterze trąb powietrznych lub wałów rotorowych. Zjawiska te powodują duże zniszczenia na obszarach rolniczych i leśnych (zniszczenia upraw, powalenie drzew w lasach, zalanie terenu, pożary) oraz znaczne przekształcenia środowiska zarówno przez erozję rzeczną i sflukiwanie, jak i deflację w okresach susz. Dotyczy to nie tylko obszarów nizinnych, wyżynnych i górskich Polski. Wzrosło również natężenie procesów prowadzących do przekształcenia wybrzeża Bałtyku.

Przewidywane tendencje zmian rodzaju i natężenia zjawisk klimatycznych warunkujących fluktuacje procesów morfogenetycznych w następnych

dziesięcioleciach XXI w. są obarczone pewną dozą niepewności. Na zmiany naturalne nakłada się wpływ antropopresji przyczyniający się do postępującego wzrostu stężenia gazów cieplarnianych w atmosferze. Większość modeli klimatycznych przewiduje dalszy wzrost temperatury globalnej (IPCC 2013, IPCC 2014). Wiąże się z tym degradacja obszarów lądowych i znaczne zmiany w ekosystemach (IPCC 2019). Konsekwencje zmian globalnych klimatu i rolę zjawisk ekstremalnych w kształtowaniu rzeźby terenu Polski przedstawił Z. Zwoliński (2011).

Najbardziej prawdopodobne zmiany klimatu dla Polski omówili w swych publikacjach Z.W. Kundzewicz (2013, s. 103–106) oraz M. Popkiewicz i in. (2019, s. 347–350). Wzrost średniej rocznej temperatury do końca XXI w. może dochodzić do 2–3°C. Biorąc pod uwagę zmiany, jakie zaszły w pierwszym dwudziestoleciu, oraz analizując dane modeli klimatycznych, należy liczyć się z częstszym występowaniem łagodnych zim, zmniejszeniem liczby dni mroźnych oraz skróceniem okresu bezprzymrozkowego. W lecie znacząco wzrośnie liczba dni upalnych. W cieplejszych zimach spodziewany jest wzrost ilości opadów deszczu przy jednoczesnym zmniejszeniu częstości opadów śnieżnych i znacznym zmniejszeniu liczby dni z pokrywą śnieżną, czego przykładem była już ostatnia zima 2019/2020 r. W cieplej połowie roku oczekiwany jest wzrost częstości i dynamiki zjawisk ekstremalnych istotnych dla procesów morfogenetycznych i stanowiących zagrożenie dla gospodarki i człowieka. Gwałtowne burze z ulewami i silnym wiatrem oraz okresy intensywnych opadów generujących powodzie będą występować na zmianę z okresami susz powodujących duże szkody w rolnictwie oraz zagrożenie pożarowe. Wzrost poziomu morza szacowany na 0,3–0,6 m do roku 2100 może przyczynić się do intensyfikacji procesów geomorfologicznych wybrzeża Bałtyku.

Literatura

- Bednarek K., Cebulak E., Drwal-Tylmann A., Kilar P., Wojtczak-Gaglik E., Kilar P., Krywoszejew T., Limanówka D., Kurowska-Łazarz R., Mizera M., Pyrc R., Socha E., Solarz M., Wałach P., Winnicki W., Wrzesińska B., Zawislak T., 2013, *Niebezpieczne zjawiska meteorologiczne. Geneza, skutki, częstość występowania*, cz. 2, *Jesień, zima*, [w:] *Meteorologiczna Ostrona Kraju. Vademecum*, IMGW PIB, Warszawa (http://www.imgw.pl/wp-content/uploads/2017/03/1605_vademecum_jesien_zima_cmok.pdf).
- Bednorz E., 2002, *Snow cover in western Poland and macro-scale circulation conditions*, *Internat. Journal of Climatology*, 22, 533–541.
- Bielec-Bąkowska Z., 2002, *Zróźnicowanie przestrzenne i zmienność wieloletnia występowania burz w Polsce (1949–1998)*, Wyd. UŚ, Katowice.
- Bogacki M., Starkel L., 1999, *Typologia i regionalizacja współczesnych procesów rzeźbotwórczych*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 422–427.
- Bucala A., 2009, *Rola opadów nawałnych w kształtowaniu stoków i koryt w Górcach na przykładzie zlewni potoków Jaszce i Jamne*, *Przegląd Geograficzny*, 81, 3, 399–418.
- Buchert L., Cebulak E., Drwal-Tylmann A., Wojtczak-Gaglik E., Kilar P., Limanówka D., Łapińska E., Mizera M., Ogórek S., Pyrc R., Winnicki W., Zawislak T., 2013, *Niebezpieczne zjawiska meteorologiczne. Geneza, skutki, częstość występowania*, cz. 1, *Wiosna, lato*, [w:]

- Meteorologiczna Ośłona Kraju. Vademecum*, IMGW PIB, Warszawa (http://www.imgw.pl/wp-content/uploads/2017/03/1605_vademecum_wiosna_lato_cmok.pdf).
- Cebulak E., 1992a, *Maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 90, 79–96.
- Cebulak E., 1992b, *Wpływ sytuacji synoptycznej na maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 23, 81–95.
- Cebulak E., 1994, *Zmienność maksymalnych opadów dobowych w dorzeczu górnej Wisły*, Wiad. IMGW, 17(38), 1, 83–91.
- Cebulak E., 1997, *Variability of Precipitation in Selected Regions of the Carpathians in the Years 1951–1995*, Geogr. Polonica, 70, 65–76.
- Cebulak E., Farat R., Koczorowska R., Niedźwiedź T., Plenzler W., 1986, *Opady atmosferyczne. Deszcze ulewne*, [w:] J. Stachy (red.), *Atlas hydrologiczny Polski. Metoda opracowania i zestawienia liczbowe*, t. II, 1, IMGW, Wyd. Geol., Warszawa, s. 31–34.
- Cebulak E., Farat R., Koczorowska R., Niedźwiedź T., Plenzler W., 1987, *Deszcze ulewne. Mapy*, [w:] J. Stachy (red.), *Atlas hydrologiczny Polski*, t. I, IMGW, Wyd. Geol., Warszawa, s. 15–17.
- Cebulak E., Niedźwiedź T., 1998, *Ekstremalne zjawiska opadowe w dorzeczu górnej Wisły w latach 1995 i 1996*, [w:] L. Starkel (red.), *Geomorfologiczny i sedimentologiczny zapis lokalnych ulew*, Dokumentacja Geogr., PAN IGiPZ, 11, 11–30.
- Cebulak E., Niedźwiedź T., 2000, *Zagrożenie powodziowe dorzecza górnej Wisły przez wysokie opady atmosferyczne*, Monografie Komitetu Gosp. Wodnej PAN, 17, 55–70.
- Cebulak E., Limanówka D., Malota A., Niedbała J., Pyrc R., Starkel L., 2008, *Przebieg i skutki ulewy w dorzeczu górnego Sanu w dniu 26 lipca 2005 roku*, Mat. Badawcze IMGW, ser. Meteorologia, 40, 1–56.
- Cebulak E., Limanówka D., Pyrc R., Gębica P., Starkel L., 2018, *Wpływ wybranych barier górskich na rozkład opadów w polskich Karpatach*, Przegl. Geofiz., 68(1–2), 123–133.
- Ciepielowski A., 1970, *Maksymalne wielkości spływów jednostkowych z deszczów nawalnych*, Przegląd Geofizyczny, 15(23), 2, 179–193.
- Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*, Wiad. Służby Hydrol.-Meteorol., 2, 3, 31–42.
- Chomicz K., 1977, *Materiały do poznania agroklimatu Polski*, PWN, Warszawa.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., 2015, *Precipitation of the Mediterranean origin in Poland – its seasonal and long-term variability*, Questiones Geographicae, 34(1), 37–53.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., 2016, *Niże śródlądowe jako czynnik klimatu Polski*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Doroszewski A., Jadczyżyn J., Kozyra J., Pudelko R., Stuczyński T., Mizak K., Łopatka A., Koza P., Górski T., Wróblewska E., 2012, *Podstawy monitoringu suszy rolniczej*, Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie, 12(2), 77–91 (pdf.www.itep.edu.pl/wydawnictwo).
- Dubicki A., Słota H., Zieliński J. (red.), 1999, *Monografia powodzi lipiec 1997 – dorzecze Odry*, IMGW, Warszawa.
- Dynowska I., 1991, *Obieg wody*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 343–373.
- Fal B., Bogdanowicz E., Czernuszenko W., Dobrzyńska I., Koczyńska A., 2000, *Przepływy charakterystyczne głównych rzek polskich w latach 1951–1995*, Mat. Badawcze IMGW, ser. Hydrologia i Meteorologia, 26, 1–137.
- Falarz M., 2004, *Variability and trends in the duration and depth of snow cover in Poland in the 20th century*, Intern. Journal of Climatology, 24(13), 1713–1727.
- Froehlich W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace IGiPZ PAN.

- Froehlich W., 1998, *Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich podczas powodzi w lipcu 1997 roku*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 r.*, Konf. Nauk., Oddz. PAN Kraków, s. 133–144.
- Gerlach T., 1976, *Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych*, *Prace Geogr. IGPAN*, 122, 1–116.
- Gerlach T., Koszarski L., 1968, *Współczesna rola morfogenetyczna wiatru na przedpolu Beskidu Niskiego*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balkan.*, 2, 85–114.
- Gębica P., Starkel L., Cebulak E., Limanówka D., Pyrc R., Hajder M., Kolbusz J., 2019, *Ulewy i powodzie opadowe w województwie podkarpackim. Studium przebiegu, skutków i przeciwdziałania*, Wydawnictwo Uniwersytetu Rzeszowskiego, Rzeszów.
- Gil E., 1976, *Splukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku*, *Dokumentacja Geogr.*, IG PAN, 2, 1–65.
- Gil E., 1999, *Obieg wody i splukiwanie na fliszowych stokach użytkowanych rolniczo w latach 1980–1990*, *Zesz. IGiPZ PAN*, 60, 1–78.
- Gil E., Starkel L., 1979, *Long-term extreme rainfalls and their role in the modelling of flysch slopes*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balkan.*, 13, 207–220.
- Grela J., Słota H., Zieliński J. (red.), 1999, *Monografia powodzi lipiec 1997 – dorzecze Wisły*, IMGW, Warszawa.
- Grześ M., 1985, *Problem zatorów i powodzi zatorowych na dolnej Wiśle*, *Przegl. Geogr.*, 57, 4, 499–525.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 11, 1–267.
- IPCC, 2013, *Podsumowanie dla decydentów: przyczynek I Grupy Roboczej do piątego raportu oceny zmiany klimatu Międzyrządowego Zespołu ds. Zmiany Klimatu 2013: fizyczne podstawy naukowe*, Cambridge University Press, Cambridge, GB, New York, USA (<https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/ar5-wg1-spm-3polish.pdf>).
- IPCC, 2014, *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, IPCC, Geneva, Switzerland.
- IPCC, 2019, *Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems*. In press (<https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/4/2020/02/SRCCL-Complete-BOOK-LRES.pdf>).
- Józefaciuk A., Józefaciuk C., 1990, *Procesy splukiwania powierzchniowego i erozji wąwozowej*, *Prace Geogr.*, IGiPZ PAN, 153, 59–84.
- Kijowska-Strugała M., Kiszka K., 2018, *Environmental factors affecting splash erosion in the mountain area (the Western Polish Carpathians)*, *Landform Analysis*, 36, 97–111.
- Kijowska-Strugała M., Wiejaczka Ł., Gil E., Bochenek W., Kiszka K., 2017, *The impact of extreme hydro-meteorological events on the transformation of mountain river channels (Polish Flysch Carpathians)*, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 61(1), 75–89.
- Kolendowicz L., 2005, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej oraz temperatury i wilgotności powietrza na występowanie dni z burzą na obszarze Polski*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Seria Geograficzna, 72, Poznań.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1992, *Extreme rainfalls and their influence on functioning of the present-day denudative system in a young glacial region, West Pomerania*, *Quaestiones Geographicae, Spec. Iss.* 3, 97–113.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994, *Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemów zlewni*, Wyd. AGP, Poznań.

- Kostrzewski A., Szpikowski J. (red.), 2006, *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych*, 4, Uniw. im. A. Mickiewicza w Poznaniu, Poznań–Storkowo.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1988, *Morphodynamic of the cliffed coast, Wolin Island*, Geogr. Polonica, 55, 69–81.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1992, *Udział denudacji chemicznej i mechanicznej we współczesnym systemie geomorfologicznym górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie)*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 1–155.
- Kotarba A., 1970, *The geomorphic role of foehn wind In Tatra Mts.*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 4, 171–188.
- Kotarba A., 1992, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 191–208.
- Koźmiński C., Górski T., Michalska B., 1990, *Atlas klimatyczny elementów i zjawisk szkodliwych dla rolnictwa w Polsce*, Wyd. AR Szczecin, IUNG Puławy.
- Koźmiński C., Michalska B. (red.), 2001, *Atlas klimatycznego ryzyka uprawy roślin w Polsce*, Wyd. AR Szczecin, Uniw. Szczeciński.
- Koźmiński C., Michalska B. (red.), 2004, *Atlas zasobów i zagrożeń klimatycznych Pomorza*, Wyd. Akad. Roln., Szczecin.
- Kożuchowski K., 1985, *Zmienność opadów atmosferycznych w Polsce w stuleciu 1881–1980*, Acta Geogr. Łódź, 48, 1–158.
- Kożuchowski K. (red.), 2000, *Pory roku w Polsce: sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne*, Uniw. Łódzki, Łódź.
- Kożuchowski K., 2004, *Ocieplenie klimatu – mit czy rzeczywistość?*, [w:] *Klimat – środowisko – człowiek*, Pol. Klub Ekolog. Okręg Dolnośląski, Wrocław, s. 11–21.
- Kożuchowski K., 2011, *Klimat Polski: nowe spojrzenie*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kundzewicz Z.W., 2013, *Cieplejszy świat. Rzecz o zmianach klimatu*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kundzewicz Z.W., Stoffel M., Niedźwiedz T., Wyżga B. (red.), 2016, *Flood Risk in the Upper Vistula Basin*, Springer Int. Publishing, Switzerland.
- Leszczyczy S. (red.), 1994, *Atlas zasobów, walorów i zagrożeń środowiska geograficznego Polski*, PAN IGiPZ, Warszawa.
- Limanówka D., Niedźwiedz T., 1994a, *Średni czas trwania zimy termicznej z temperaturą średnią dobową niższą od 0°C w latach 1951–1980*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.3, *Charakterystyki termiczne*, mapa 31.3.1.
- Limanówka D., Niedźwiedz T., 1994b, *Średni czas trwania lata termicznego z temperaturą średnią dobową wyższą od 15°C w latach 1951–1980*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.3, *Charakterystyki termiczne*, mapa 31.3.6.
- Lorenc H., 1996, *Struktura i zasoby energetyczne wiatru w Polsce*, Mat. Bad. IMGW, ser. Meteorologia, 25.
- Lorenc H., 2000, *Studia nad 220-letnią (1779–1998) serią temperatury powietrza w Warszawie oraz ocena jej wiekowych tendencji*, Mat. Bad. IMGW, ser. Meteorologia, 31, 1–104.
- Lorenc H., 2005, *Atlas klimatu Polski*, IMGW, Warszawa.
- Łabuz T.A., 2005, *Present-day dune environment dynamics on coast of Swina Gate Barrier (West Polish Coast)*, Estuarine Coastal and Shelf Science, 62, 3, 507–520.
- Łupikasza E., 2013, *Typy genetyczne opadów ekstremalnych w Europie oraz ich uwarunkowania synoptyczne (1950–2008)*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 81, 1–289.

- Maciejewski M., Ostojski M.S., Tokarczyk T., 2011a, *Monografia powodzi 2010. Dorzecze Odry (ebook)*, IMGW PIB, Warszawa (https://www.epnp.pl/ebook/monografia_powodzi2010_odra).
- Maciejewski M., Ostojski M.S., Walczykiewicz T., 2011b, *Monografia powodzi maj-czerwiec 2010. Dorzecze Wisły (ebook)*, IMGW PIB, Warszawa (https://www.epnp.pl/ebook/monografia_powodzi2010_wisla).
- Najgrakowski M. (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, 1994, plansze 31.1–31.7, *Klimat*, Główny Geodeta Kraju, PAN IG i PZ, PPWK, Warszawa.
- Niedźwiedź T., 1999, *Rainfall characteristics in southern Poland during the severe flooding event of July 1997*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 33, 5–25.
- Niedźwiedź T., 2000, *The dynamics to selected extreme climatic events in Poland*, *Geogr. Polonica*, 73, 2, 25–39.
- Niedźwiedź T., 2003a, *Częstość występowania mas powietrznych w Polsce południowej w drugiej połowie XX wieku. Postępy w badaniach klimatycznych i bioklimatycznych*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 188, 65–74.
- Niedźwiedź T., 2003b, *Extreme precipitation events on the northern side of the Tatra Mountains*, *Geogr. Polonica*, 76, 2, 15–23.
- Niedźwiedź T., Cebulak E., 1994a, *Maksymalne opady dobowe o prawdopodobieństwie wystąpienia 10%*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.4, *Przymrozki, pokrywa śnieżna, opady dobowe*, mapa 31.4.14.
- Niedźwiedź T., Cebulak E., 1994b, *Maksymalne opady dobowe o prawdopodobieństwie wystąpienia 50%*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.4, *Przymrozki, pokrywa śnieżna, opady dobowe*, mapa 31.4.15.
- Niedźwiedź T., Czekierda D., 1998, *Cyrkulacyjne uwarunkowania katastrofalnej powodzi w lipcu 1997 roku*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, *Konf. Nauk.*, Kraków, 7–9 maja 1998 r., Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 53–66.
- Niedźwiedź T., Czekierda D., Limanówka D., 1994, *Maksymalna grubość pokrywy śnieżnej o prawdopodobieństwie wystąpienia 10%*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.4, *Przymrozki, pokrywa śnieżna, opady dobowe*, mapa 31.4.11.
- Niedźwiedź T., German K., Sadowski P., 2003, *Synoptic conditions of the tornado occurrence in the Podhale region on 29 May 2001 and its natural and economic impacts*, [w:] Z. Górka (red.), *Changes of Geographical Environment and those of the socio-economic Phenomena*, *Prace Geogr. IGiPZ UJ*, 112, 55–67.
- Niedźwiedź T., Orlicz M., Orliczowa J., 1985, *Wiatr w Karpatach Polskich*, *Dokumentacja Geogr.*, IGiPZ PAN, 6, 1–90.
- Niedźwiedź T., Paszyński J., Czekierda D., 1994, *Średnia liczba dni z wiatrem bardzo silnym o prędkości powyżej 15 m/s w latach 1951–1985*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.6, *Wiatry*, mapa 31.6.13.
- Niedźwiedź T., Szpetman Z., 1978, *Charakterystyka katastrofalnej ulewy w Zakopanem w dniu 16.VI.1977 r.*, *Wiad. IMGW*, 4(25), 4, 103–108.
- Niedźwiedź T., Twardosz R., 2001, *Wpływ cyrkulacji atmosfery na występowanie opadów dobowych wyższych lub równych 10 mm w Krakowie*, [w:] M. Horawska, T. Niedźwiedź (red.), *Wybrane zagadnienia klimatologii Polski południowej*, *Folia Geogr.*, ser. Geogr.-Physica, 31–32, 5–16.
- Niedźwiedź T., Ustrnul Z., 1994, *Liczba dni mroźnych ($T_{max} < 0^{\circ}\text{C}$) w roku o prawdopodobieństwie wystąpienia 10%*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.3, *Charakterystyki termiczne*, mapa 31.3.4.

- Obrębska-Starkel B., Starkel L., 1991, *Efekt cieplarniany a globalne zmiany środowiska przyrodniczego*, Zesz. IGiPZ PAN, 4, 1–72.
- Parczewski W., 1960, *Warunki występowania nagłych wezbrań na małych ciekach*, Wiad. Służby Hydrol.-Meteorol., PIHM, 8, 3, 85–138.
- Paszyński J., Niedźwiedź T., 1999, *Klimat*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 288–343.
- Piotrowicz K., 2004, *Temperatura okresu zimowego jako wskaźnik zmian klimatu*, [w:] *Klimat – środowisko – człowiek*, Pol. Klub Ekolog. Okręg Dolnośląski, Wrocław, s. 23–31.
- Popkiewicz M., Kardaś A., Malinowski S., 2019, *Nauka o klimacie*, Wydawnictwo Sonia Draga and GAB Media, Katowice.
- Rączkowski W., Mrozek T., 2002, *Activating of landsliding in the Polish Flysh Carpathians by the end of 20-th century*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 36, 91–101.
- Sadowski M., 1980, *Rozkład przestrzenny zapasu wody w pokrywie śnieżnej w Polsce*, *Mat. Bad. IMGW, ser. Hydrologia i Oceanologia*, 3, 1–123.
- Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Polskich Karpat Fliszowych w holocenie*, *Prace Geogr., Inst. Geogr. PAN*, 22, 1–239.
- Starkel L., 1996, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 30, 21–38.
- Starkel L. (red.), 1998, *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, *Dokumentacja Geogr., IGiPZ PAN*, 11, 1–107.
- Starkel L., 1999, *Ulewy, powodzie i inne zdarzenia ekstremalne*, [w:] M. Michalewicz (red.), *Zagrożenia cywilizacyjne*, *Prace Kom. Zagrożeń Cywilizac., PAU*, 2, 81–96.
- Starkel L., 2006, *Geomorphic hazards in the Polish Flysh Carpathians*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 40, 7–19.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2005, *Klimat*, [w:] A. Richling, K. Ostaszewska (red.), *Geografia fizyczna Polski*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 84–127.
- Subotowicz W., 1982, *Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski*, Ossolineum, Wrocław–Gdańsk.
- Szpikowski J., 1998, *Wielkość i mechanizm erozji wodnej gleb na stokach użytkowanych rolniczo w zlewni młodoglacjalnej (Górna Paręta, Chwałimski Potok)*, *Bibl. Fragmenta Agronomica*, 4B/98, 113–124.
- Taszarek M., Brooks H.E., 2015, *Tornado climatology in Poland*, *Monthly Weather Review*, 143, 702–717.
- Trepińska J. (red.), 1997, *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995). Wiekowe zmiany klimatu na podstawie krakowskiej serii meteorologicznej (1792–1995) ze szczególnym uwzględnieniem schyłku małego glacjału*, IGUJ, Kraków.
- Ustrnul Z., Czekierda D., 2009, *Atlas ekstremalnych zjawisk meteorologicznych oraz sytuacji synoptycznych w Polsce*, IMGW, Warszawa.
- Ustrnul Z., Wypych A., Henek E., Czekierda D., Walawender J., Kubacka D., Pyrc R., Czernecki B., 2014, *Atlas zagrożeń meteorologicznych Polski*, IMGW PIB, Attyka, Kraków.
- Wibig J., Głowicki B., 2002, *Trends of minimum and maximum temperature in Poland*, *Climate Research*, 20, 123–133.
- Wierzbicki Z., 1978, *O głębokości przemarzania gruntu i czasie jego trwania w Polsce*, *Mat. Badaw. IMGW, ser. Meteorologia*, Warszawa.
- Wojtanowicz J., 1999, *Procesy eoliczne*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 410–413.
- Woś A., 1999, *Klimat Polski*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Woś A., 2010, *Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku*, Wyd. Naukowe UAM, Poznań.

- Wrona B., 2008, *Meteorologiczne i morfologiczne uwarunkowania opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej i środkowej Odry*, Mat. Bad. IMGW, ser. Meteorologia, 41, 1–120.
- Wypych A., Ustrnul Z., Czekierda D., Palarz A., Sulikowska A., 2018, *Extreme precipitation events in the Polish Carpathians and their synoptic determinants*, Időjárás, 122(2), 145–158.
- Ziętara T., 1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów*, Prace Geogr. IG PAN, 60, 1–116.
- Ziętara T., 2002, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby terenu oraz niszczeniu infrastruktury osadniczej w górnej części dorzecza Wisły*, [w:] Z. Górka, A. Jelonek (red.), *Geograficzne uwarunkowania rozwoju Małopolski*, Oddział Krakowski PTG, IG i GP UJ, Kraków, s. 37–54.
- Zwoliński Z., 2008, *Wybrane zjawiska ekstremalne pojezierzy polskich*, Landform Analysis, 8, 98–106.
- Zwoliński Z., 2011, *Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla rzeźby Polski*, Landform Analysis, 15, 5–15.