



WYJĄTKOWE ZDARZENIA PRZYRODNICZE NA DOLNYM ŚLĄSKU I ICH SKUTKI

pod redakcją PIOTRA MIGONIA



Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki



ISBN 978-83-62673-00-1

Wrocław 2010

Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki

pod redakcją Piotra Migonia

Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki

Autorzy:

Marek Błaś

Zakład Klimatologii i Ochrony Atmosfery, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Stanisław Grykień

Zakład Analiz Regionalnych i Lokalnych, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Marek Kasprzak

Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Piotr Migoń (red.)

Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Tomasz Niedzielski

Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Krzysztof Parzóch

Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Mieczysław Sobik

Zakład Klimatologii i Ochrony Atmosfery, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Stanisław Staśko

Zakład Hydrogeologii Podstawowej, Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

Robert Szmytkie

Zakład Analiz Regionalnych i Lokalnych, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Robert Tarka

Zakład Hydrogeologii Podstawowej, Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego 14

Redaktor serii

Zdzisław Jary

Redaktor techniczny

Marek Kasprzak

Recenzenci tomu

Artur Magnuszewski

Zbigniew Zwoliński

Elwira Żmudzka

Skład komputerowy

Marek Kasprzak

Projekt graficzny okładki

Waldemar Spallek, Marek Kasprzak

Zdjęcie na okładce: Rzeka Mała Kamienna w Górzycu podczas wezbrania 7 VIII 2006 r.

autor *Marek Kasprzak*

Publikacja finansowana ze środków na działalność statutową

Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego

Zalecane cytowanie

Migoń P. (red.), 2010. Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki.

Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego 14, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.

©Copyright 2010 by Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego

ISBN 978-83-62673-00-1

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



Uniwersytet
Wrocławski

Druk i oprawa

I-BiS s.c., ul. Lelewela 4, 53-505 Wrocław

Spis treści:

1. WSTĘP <i>P. Migoń</i>	9
2. DORZECZE GÓRNEJ ODRY – ŚRODOWISKO FIZYCZNOGEOGRAFICZNE	
<i>P. Migoń, M. Sobik, M. Kasprzak</i>	13
2.1. POŁOŻENIE I ZASIĘG OPRACOWANIA	13
2.2. PODZIAŁ FIZYCZNOGEOGRAFICZNY	16
2.3. GŁÓWNE CECHY RZEŻBY I KRAJOBRAZU SUDETÓW	18
2.4. GŁÓWNE CECHY RZEŻBY I KRAJOBRAZU OBSZARU PRZEDSUDECKIEGO	20
2.5. GŁÓWNE CECHY KLIMATU DORZECZA GÓRNEJ ODRY	21
2.5.1. <i>Warunki napływu powietrza</i>	22
2.5.2. <i>Warunki termiczne</i>	23
2.5.3. <i>Opady atmosferyczne</i>	25
2.5.4. <i>Regionalizacja klimatyczna dorzecza górnej Odry</i>	26
2.6. SIEĆ RZECZNA	26
2.7. UŻYTKOWANIE GRUNTÓW	28
3. WYJĄTKOWE ZDARZENIA METEOROLOGICZNE <i>M. Sobik, M. Błaś</i>	35
3.1. KLASYFIKACJA, KRYTERIA I MIARY METEOROLOGICZNYCH ZJAWISK EKSTREMALNYCH	35
3.2. EKSTREMALNE OPADY ATMOSFERYCZNE	37
3.2.1. <i>Opady wywołane przez konwergencję</i>	41
3.2.2. <i>Opady wywołane przez konwekcję</i>	51
3.3. EKSTREMALNE ZJAWISKA TERMICZNE	57
3.3.1. <i>Skrajne wahania temperatury</i>	57
3.3.2. <i>Mrozy i upały</i>	59
3.4. WIATR	61
3.4.1. <i>Zdarzenia wiatrowe o zasięgu wielkoskalowym</i>	61
3.4.2. <i>Zdarzenia wiatrowe o zasięgu lokalnym</i>	63
3.4.2.1. <i>Efekty orograficzne</i>	63
3.4.2.2. <i>Zjawiska wywołane przez silną konwekcję</i>	65
4. WEZBRANIA I POWODZIE NA RZEKACH DOLNEGO ŚLĄSKA <i>M. Kasprzak</i>	81
4.1. WEZBRANIA, POWODZIE, ZDARZENIA EKSTREMALNE I KATASTROFALNE – DEFINICJE	81
4.2. ŹRÓDŁA INFORMACJI NA TEMAT WEZBRAŃ I POWODZI	82
4.2.1. <i>Opracowania materiałów historycznych i oryginalne prace sprzed 1945 r.</i>	82
4.2.2. <i>Dane ze stacji pomiarowych</i>	84
4.2.3. <i>Prace dotyczące współczesnych powodzi</i>	86
4.3. SIEĆ RZECZNA NA DOLNYM ŚLĄSKU – OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA	87
4.3.1. <i>Rzeki nizinne</i>	89
4.3.2. <i>Rzeki podgórskie</i>	92
4.3.3. <i>Rzeki górskie</i>	92
4.4. PODZIAŁ RZEK DORZECZA ODRY WEDŁUG ZALECEŃ RAMOWEJ DYREKTYWY WODNEJ	95
4.5. TYPY POWODZI	96
4.5.1. <i>Powodzie nizinne a powodzie górskie</i>	96
4.5.2. <i>Powodzie z deszczów rozlewnych</i>	99
4.5.3. <i>Powodzie z deszczów nawałnych</i>	99

4.5.4.	<i>Powodzie roztopowe</i>	100
4.5.5.	<i>Powodzie z zatorów lodowych lub śryżowych</i>	100
4.5.6.	<i>Powodzie po suszy</i>	100
4.5.7.	<i>Burzowe podtopienia terenów zurbanizowanych</i>	101
4.5.8.	<i>Powodzie w wyniku katastrof budowli piętrzących</i>	101
4.6.	OCHRONA PRZECIWPOWODZIOWA WOJEWÓDZTWA DOLNOŚLĄSKIEGO	103
4.7.	WYJĄTKOWE ZDARZENIA HYDROLOGICZNE Z PRZESZŁOŚCI	105
4.8.	ZMIENNOŚĆ EKSTREMALNYCH WEZBRAŃ RZECZNYCH W CZASIE	119
4.9.	CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH ZDARZEŃ POWODZIOWYCH	124
4.9.1.	<i>Powódź 1854 r.</i>	124
4.9.2.	<i>Powódź 1897 r.</i>	124
4.9.3.	<i>Powódź 1903 r.</i>	126
4.9.4.	<i>Powódź 1938 r.</i>	126
4.9.5.	<i>Powodzie 1997 i 1998 r.</i>	126
4.9.6.	<i>Powódź 2006 r.</i>	128
4.10.	SPOJRZENIE W PRZYSZŁOŚĆ	129
5.	GEOMORFOLOGICZNE I EKOLOGICZNE SKUTKI WEZBRAŃ <i>M. Kasprzak</i>	141
5.1.	PROBLEMY POJĘĆ I DEFINICJI Z ZAKRESU GEOMORFOLOGII FLUWIALNEJ	141
5.1.1.	<i>Zjawiska hydrologiczne a zjawiska geomorfologiczne</i>	141
5.1.2.	<i>Praca rzeki w warunkach wezbrania</i>	143
5.1.2.1.	Erozja	144
5.1.2.2.	Transport	145
5.1.2.3.	Depozycja, akumulacja, sedimentacja	146
5.1.3.	<i>Formy rzeźby fluwialnej</i>	147
5.1.3.1.	Formy korytowe	148
5.1.3.2.	Formy pozakorytowe	150
5.1.3.3.	Przekształcenia morfologiczne wałów przeciwpowodziowych	150
5.2.	GEOMORFOLOGIA FLUWIALNA W LITERATURZE DOTYCZĄCEJ DOLNEGO ŚLĄSKA	151
5.3.	GEOMORFOLOGICZNE SKUTKI WEZBRAŃ NA RZEKACH NIZINNYCH DOLNEGO ŚLĄSKA	152
5.3.1.	<i>Główne cechy systemu fluwialnego</i>	152
5.3.2.	<i>Charakterystyczny przebieg procesów hydrologicznych i geomorfologicznych</i>	154
5.3.3.	<i>Skala i częstość zjawisk</i>	156
5.3.4.	<i>Zmiany środowiska i zagrożenia dla człowieka</i>	156
5.4.	GEOMORFOLOGICZNE SKUTKI WEZBRAŃ NA RZEKACH PRZEDGÓRZA SUDECKIEGO	157
5.4.1.	<i>Główne cechy systemu fluwialnego</i>	157
5.4.2.	<i>Charakterystyczny przebieg procesów hydrologicznych i geomorfologicznych</i>	158
5.4.3.	<i>Skala i częstość zjawisk, stopień zagrożenia dla człowieka</i>	161
5.5.	GEOMORFOLOGICZNE SKUTKI WEZBRAŃ NA RZEKACH SUDETÓW	161
5.5.1.	<i>Główne cechy systemu fluwialnego</i>	161
5.5.2.	<i>Charakterystyczny przebieg procesów hydrologicznych i geomorfologicznych</i>	162
5.5.3.	<i>Antropogeniczne pułapki sedimentacyjne</i>	170
5.5.4.	<i>Skala i częstość zjawisk, zagrożenia dla człowieka</i>	173
5.5.5.	<i>Geomorfologiczne skutki wezbrania małych cieków górskich na przykładzie potoku Skalka w Karkonoszach</i>	174
5.5.6.	<i>Geomorfologiczne skutki wezbrania głównych cieków Sudetów na przykładzie Kwisy w Górach Izerskich i Kotlinie Mirskiej</i>	179
5.6.	EKOLOGICZNE SKUTKI WEZBRAŃ NA RÓWNI ZALEWOWEJ	188
5.6.1.	<i>Wody gruntowe</i>	188
5.6.2.	<i>Przyroda ożywiona</i>	189

5.6.3.	<i>Kontaminacja gleb</i>	189
6.	ZDARZENIA EKSTREMALNE W SYSTEMIE STOKOWYM – GRAWITACYJNE RUCHY MASOWE I EROZJA GLEB <i>K. Parzóch, P. Migoń</i>	205
6.1.	WPROWADZENIE	205
6.2.	SPŁYWY GRUZOWE I ZJAWISKA POKREWNE W KARKONOSZACH	206
6.2.1.	<i>Spływ gruzowy w Białym Jarze (lipiec 1997 r.)</i>	214
6.2.2.	<i>Spływ gruzowy w Wielkim Kotle Śnieżnym (sierpień 2006 r.)</i>	215
6.3.	RUCHY MASOWE W POZOSTAŁYCH CZĘŚCIACH POLSKICH SUDETÓW	218
6.3.1.	<i>Osuwisko w Bardzie</i>	220
6.4.	EPIZODY ZNAJCZNEJ EROZJI NA STOKACH ZALESIONYCH	222
6.5.	EPIZODY ZNAJCZNEJ EROZJI NA STOKACH UŻYTKOWANYCH ROLNICZO	226
6.5.1.	<i>Studium przypadku – skutki ulewy z 12 maja 1990 r. w okolicach Henrykowa</i>	230
6.6.	OCENA ZAGROŻEŃ I RYZYKA	233
7.	WAHANIA ZWIERCIADŁA WÓD PODZIEMNYCH JAKO ODZWIERCIEDLENIE EKSTREMALNYCH SYTUACJI POGODOWYCH <i>R. Tarka, S. Staśko</i>	241
7.1.	OGÓLNE TENDENCJE OBSERWOWANE W LATACH 1985–2005	241
7.2.	MATERIAŁ BADAWCZY DLA OKREŚLENIA SUSZY HYDROGEOLOGICZNEJ W SUDETACH	244
7.3.	STANY EKSTREMALNE WYSOKIE	246
7.4.	NIZÓWKA HYDROGEOLOGICZNA	249
7.5.	PODSUMOWANIE I WNIOSKI	254
8.	PROGNOZA WEZBRAŃ NA RZEKACH POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ POLSKI W ŚWIETLE MODELOWANIA EMPIRYCZNEGO <i>T. Niedzielski</i>	257
8.1.	WSTĘP	257
8.2.	OBSZAR BADAŃ I DANE	259
8.3.	METODY	261
8.4.	WYNIKI	262
8.5.	WNIOSKI	266
9.	PROGNOZOWANIE GEOMORFOLOGICZNYCH SKUTKÓW WEZBRAŃ I POWODZI <i>M. Kasprzak, P. Migoń</i>	269
9.1.	GEOMORFOLOGICZNE SKUTKI POWODZI – PODSTAWOWE POJĘCIA	269
9.2.	PROGNOZOWANIE ZJAWISK – INFORMACJE Z PRZESZŁOŚCI	272
9.3.	ŹRÓDŁA DANYCH O POWODZIACH NA DOLNYM ŚLĄSKU	272
9.3.1.	<i>Analiza map</i>	272
9.3.2.	<i>Analiza zdjęć lotniczych i satelitarnych</i>	273
9.3.3.	<i>Analiza numerycznego modelu wysokościowego</i>	274
9.3.4.	<i>Modelowanie zjawisk hydrologicznych i geomorfologicznych</i>	275
9.3.5.	<i>Prace terenowe</i>	277
9.3.6.	<i>Geomorfologiczne kartowanie terenowe</i>	277
9.3.7.	<i>Botaniczne kartowanie terenowe</i>	278
9.3.8.	<i>Bazy danych</i>	280
9.4.	TYPY SCENARIUSZE PRZEKSZTAŁCEŃ RZEŻBY PODCZAS KATASTROFALNYCH ZDARZEŃ FLUWIALNYCH	280
9.5.	MAPY RYZYKA POTENCJALNYCH PRZEKSZTAŁCEŃ RZEŻBY DOLINNEJ	282
9.6.	ZAPOBIEGANIE NEGATYWNYM SKUTKOM GEOMORFOLOGICZNYM WEZBRAŃ A RACHUNEK EKONOMICZNY	284
10.	SPOŁECZNY I EKONOMICZNY WYMIAR POWODZI W 1997 R. NA PRZYKŁADZIE WROCŁAWIA I OPOŁA <i>S. Grykień, R. Szmytkie</i>	291

10.1.	WPROWADZENIE.....	291
10.2.	EKONOMICZNE SKUTKI POWODZI	291
10.3.	POWÓDŹ WE WROCŁAWIU W LIPCU 1997 R.	293
10.3.1.	<i>Powódź we Wrocławiu – bilans strat oraz zewnętrzna pomoc finansowa</i>	<i>294</i>
10.3.2.	<i>Wpływ powodzi na rolnictwo we Wrocławiu</i>	<i>295</i>
10.3.3.	<i>Społeczny wymiar powodzi na podstawie badań przeprowadzonych wśród mieszkańców Wrocławia.....</i>	<i>297</i>
10.4.	POWÓDŹ W OPOLU W LIPCU 1997 R.	304
10.4.1.	<i>Powódź w Opolu – bilans strat</i>	<i>305</i>
10.4.2.	<i>Społeczny wymiar powodzi na podstawie badań przeprowadzonych wśród mieszkańców Opola</i>	<i>305</i>
10.5.	WNIOSKI	310
SPIS ILUSTRACJI:		313
SPIS TABEL:		319

1. Wstęp

Piotr Migoń

Dorzecze górnej Odry w granicach Polski jest obszarem, w którym z różną częstotliwością pojawiają się wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze natury meteorologicznej, hydrologicznej i geomorfologicznej. Część z nich występuje w wysoko położonych partiach Sudetów i ma ograniczony zasięg, przez co niosą one ze sobą niewielkie lub wręcz znikome zagrożenia dla ludzi. Inne dotyczą terenów gęsto zaludnionych i intensywnie zagospodarowywanych, pociągając za sobą wymierne straty ekonomiczne, a w skrajnych przypadkach także ofiary w ludziach. Różna jest też skala przestrzenna oddziaływania zdarzeń wyjątkowych. Niektóre dotyczą pojedynczych stoków górskich lub dolin, inne – zwłaszcza wielkie wezbrania – pozostawiają swoje piętno na rozległych obszarach, a kataklizm „wędruje” w dół dorzecza, na znaczną odległość od miejsca, które można uznać za jego obszar źródłowy.

Katalog zdarzeń wyjątkowych (ekstremalnych) jest szeroki i obejmuje różne składowe środowiska. Do wyjątkowych zdarzeń meteorologicznych należą między innymi opady o znacznej intensywności (opady nawalne) i wydajności trwającej przez dłuższy czas (opady rozlewne), których konsekwencją są wyjątkowe zdarzenia hydrologiczne, a w pewnych okolicznościach także geomorfologiczne. Dorzecze górnej Odry jest także znane z występowania gwałtownych ociepleń i szybkiego zaniku pokrywy śnieżnej w okresie zimowym, spowodowanych efektem fenowym. W cieplej porze roku konsekwencją silnych wiatrów są wiatrołomy i wiatrowały. W historii odnotowywano także przypadki katastrofalnych trąb powietrznych i szkwałów, gradobii i długo-

trwałych posuch. Wywoływane przez opady wezbrania na górskich dopływach Odry są częste, aczkolwiek występują rzadziej niż w Karpatach. Rzeki części nizinnej wzbierają głównie w okresie wiosennym, wskutek szybkiego i równoczesnego zaniku pokrywy śnieżnej na dużych obszarach. Do zdarzeń wyjątkowych w systemie geomorfologicznym zaliczamy przede wszystkim ruchy masowe (spływy gruzowe, rzadziej osuwiska), epizody katastrofalnej erozji gleb oraz znaczące przemodelowanie rzeźby den dolinnych podczas wezbrań. Jeszcze inną kategorią zdarzeń wyjątkowych są lawiny śnieżne, znane z Karkonoszy, ale sporadycznie odnotowywane także w innych pasmach górskich Sudetów.

Zdarzenia wyjątkowe w systemie przyrodniczym Sudetów i ich przedpola były od dawna przedmiotem zainteresowania, zarówno kronikarzy i dziejopisów, jak i przedstawicieli świata nauki. Najwcześniejsze opisy katastrofalnych powodzi pochodzą już z XV w., podobnie od późnego średniowiecza odnotowywano szczególne zdarzenia atmosferyczne: susze, ostre zimy, bardzo intensywne opady, trąby powietrzne i inne. W czasach bliższych współczesności impulsem do zwrócenia baczniejszej uwagi na swoiste zaburzenia w systemie przyrodniczym była seria wielkich wezbrań o katastrofalnych skutkach, które dotknęły Sudety Zachodnie, między innymi w latach 1882, 1897 i 1926. Ich skutkiem była realizacja dużego programu działań profilaktycznych, obejmującego budowę licznych zbiorników zaporowych na rzekach sudeckich oraz zalesienie stoków górskich, ogołoconych z naturalnych zbiorowisk leśnych wskutek wielowiekowej eksploatacji lasów na cele gospo-

darce. Opisy wydarzeń z przeszłości, nazywanych także klęskami żywiołowymi, można znaleźć w kilku polskich publikacjach wydanych po 1945 r., w których w ujęciu kronikarskim przypomniano historię zmagania ludzi z przyrodą (Girguś, Strupczewski 1965, Margas, Szymczak 1965, Szczegielniak 1979, Inglot 1986, Czerwiński 1991).

Choć w drugiej połowie XX w. sporadycznie odnotowywano znacznie większe powodzie (np. w lecie 1977 r.), niszczące lawiny śnieżne (np. w Białym Jarze w Karkonoszach w 1968 r.), czy też huraganowe wiatry (np. w Karkonoszach w listopadzie 1966 r.), to okres ten był jednak w swoisty sposób łaskawy dla ludzi i klęski żywiołowe w zasadzie omijały Dolny Śląsk. Odzwierciedleniem tej stabilności warunków przyrodniczych było marginalizowanie zdarzeń wyjątkowych w ogólnogeograficznych opracowaniach dotyczących regionu (Walczak 1968, 1970). Percepcja (nie)przewidywalności środowiska uległa zasadniczej zmianie w roku 1997 r., gdy wyjątkowo intensywne opady we wschodniej części Sudetów spowodowały wielkie wezbrania na większości rzek regionu i powódź, która przeszła do historii jako „powódź tysiąclecia” (Dubicki i in. 1999). Doczekała się ona wielu opisów i analiz, zarówno w odniesieniu do pojedynczych dolin w Sudetach, jak i całego regionu, nie tylko zresztą z przyrodniczego punktu widzenia.

Obecnie problematyka zdarzeń wyjątkowych w systemach przyrodniczych, określanych także mianem ekstremalnych, stoi w centrum zainteresowania nie tylko przyrodników, ale i ekonomistów oraz polityków. Coraz częściej zagadnienia te są rozważane w krajach i obszarach, zwykle nie kojarzonych z klęskami żywiołowymi. Ta zmiana podejścia w znacznej mierze wynika z kreślonych scenariuszy globalnych zmian środowiska, w ramach których jest przewidywane znaczne „rozregulowanie” klimatu Ziemi, z jego dalekosiężnymi skutkami. Pojedyncze zdarzenia z przeszłości, dotąd traktowane jako przyrodnicze osobliwości, na-

bierają innego wymiaru – stają się przypadkami modelowymi, na podstawie których są prognozowane przebiegi podobnych zdarzeń w nieodległej przyszłości i poszukiwane metody przeciwdziałania i łagodzenia skutków. W ten nurt badań wyjątkowych zdarzeń przyrodniczych wpisuje się niniejsza monografia, poświęcona obszarowi południowo-zachodniej Polski, w szczególności Sudetom. W poszczególnych rozdziałach zostały zaprezentowane, zarówno w sposób ogólny i zgeneralizowany, jak i przez przedstawienie przypadków szczegółowych, wybrane zdarzenia wyjątkowe odnotowane na Dolnym Śląsku natury meteorologicznej, hydrologicznej i geomorfologicznej. Problematyce zdarzeń pogodowych, z reguły wywołujących perturbacje w dalszych składowych systemu przyrodniczego, jest poświęcony rozdział trzeci, autorstwa Mieczysława Sobika i Marka Błasia. Problematykę wezbrań i powodzi w aspekcie przyrodniczym przedstawia w rozdziałach czwartym i piątym Marek Kasprzak, natomiast „katastrofy” geomorfologiczne omawiają Krzysztof Parzóch i Piotr Migoń w rozdziale szóstym. Zagadnienia hydrologiczne są przedmiotem rozważań w rozdziale siódmym, traktującym o wahaniach zwierciadła wód podziemnych (Stanisław Staśko, Robert Tarka) i w rozdziale ósmym dotyczącym prognozowania przebiegu fali wezbraniowej (Tomasz Niedzielski). Problematyka prognostyczna, tym razem w kontekście geomorfologicznym, pojawia się także w rozdziale dziewiątym (Marek Kasprzak, Piotr Migoń), a monografię kończy opracowanie Stanisława Grykienia i Roberta Szmytkie poświęcone ekonomicznemu wymiarowi klęsk żywiołowych na przykładzie powodzi z 1997 r. w Opolu i we Wrocławiu. Dramatyczne wydarzenia w dolinie Odry z maja i czerwca 2010 r. oraz w okolicy Bogatyni w sierpniu 2010 r. pokazują, że powyższa problematyka niestety nie traci na aktualności.

Niniejsza monografia jest podsumowaniem kilkuletnich badań nad zdarzeniami ekstremalnymi w dorzeczu górnej Odry,

prowadzonych w ramach ogólnopolskiego projektu badawczego o numerze PBZ-KBN-086/P04/2003, kierowanego przez prof. dr hab. Jacka Janię z Uniwersytetu Śląskiego,

zadanie 5.2. *Prawidłowości przebiegu ekstremalnych zdarzeń meteorologicznych i hydrologicznych w dorzeczu górnej Odry.*

Literatura:

- Czerwiński J., 1991. Powódzie w rejonie Karkonoszy od XV w. do czasów współczesnych. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1237. Prace Instytutu Geograficznego A6, 85–104.
- Dubicki A., Słota H., Zieliński J., 1999. Dorzecze Odry. Monografia powodzi lipiec 1997. Seria Atlasy i Monografie. IMGW, Warszawa.
- Girguś R., Strupczewski W., 1965. Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI. Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Inglot S., 1986. Zjawiska klimatyczno-meteorologiczne na Śląsku od XVI do połowy XIX wieku. W: *Z dziejów wsi polskiej i rolnictwa*. Ludowa Spółdzielnia Wyd., Warszawa, 95–136.
- Margas C., Szymczak H., 1969. Kłęski żywiołowe w polskich Karkonoszach i regionie jeleniogórskim (1253–1968). *Wierchy* 38, 55–115.
- Szczegielniak C., 1979. Zjawiska hydrologiczno-meteorologiczne dorzecza Górnej Odry w świetle dokumentów historycznych. W: *Powódź na Opolszczyźnie w sierpniu 1977 r. Materiały i Studia Opolskie* 20 (37–38), 9–37.
- Walczak W., 1968. *Sudety*. Dolny Śląsk 1. PWN, Warszawa.
- Walczak W., 1970. *Obszar przedsudecki*. Dolny Śląsk 2. PWN, Warszawa.

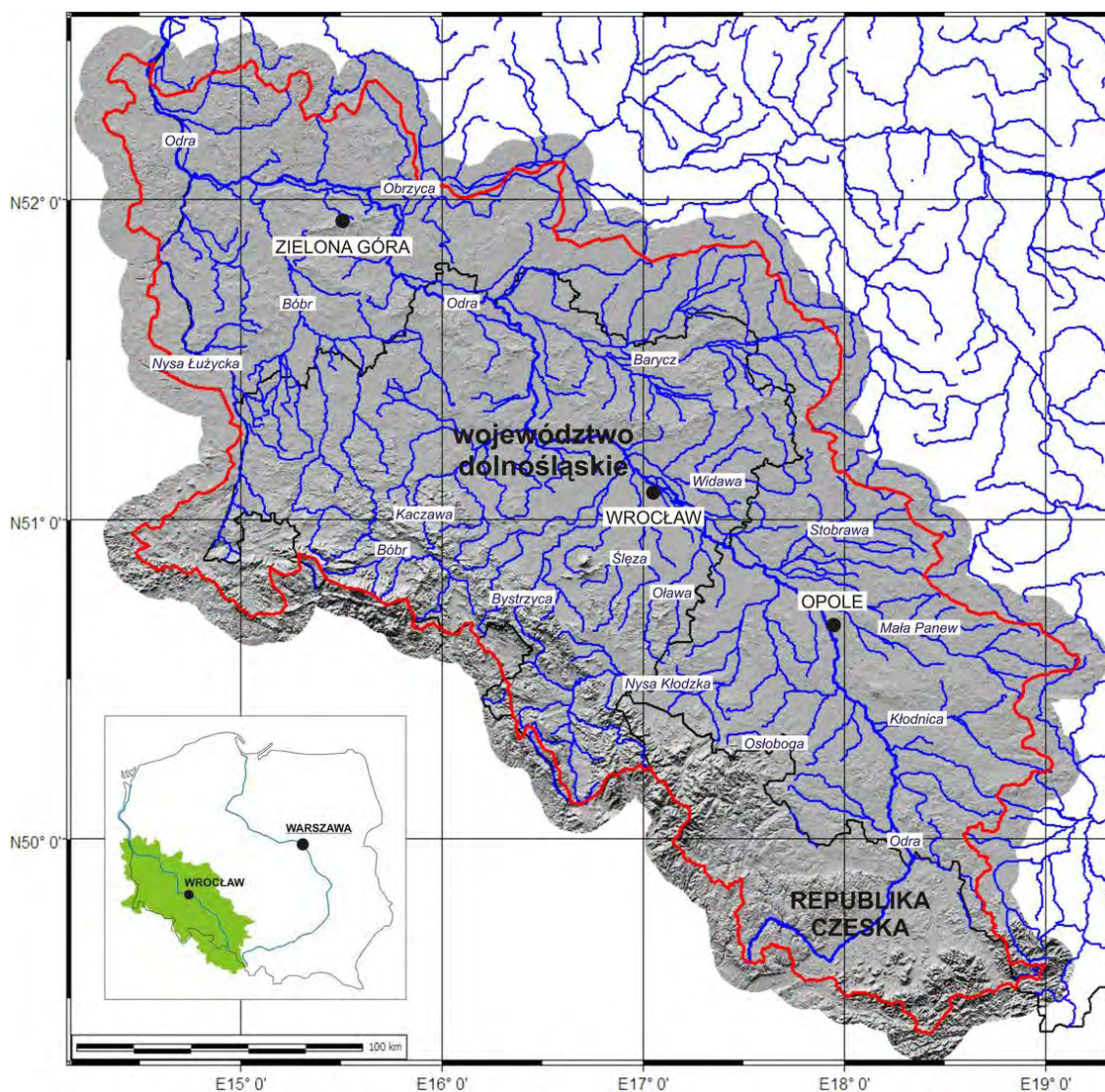
2. Dorzecze górnej Odry – środowisko fizycznogeograficzne

Piotr Migoń, Mieczysław Sobik, Marek Kasprzak

2.1. Położenie i zasięg opracowania

Odra jest drugą pod względem długości rzeką Polski i liczy 854 km, z czego górne 112 km znajduje się w granicach Republiki Czeskiej (ryc. 2.1). Z punktu widzenia po-

działu hydrograficznego w powierzchni dorzecza Odry wyróżnia się zlewnie Odry górnej, środkowej i dolnej. Podział ten jest umowny i granice między wyróżnionymi zlewniami cząstkowymi umiejscawiane są w różny sposób. Najczęściej przyjmuje się, że zlewnię górnej Odry zamyka ujście Nysy



Ryc. 2.1. Położenie obszaru opisywanego w monografii na tle rzeźby i układu sieci rzecznej południowo-zachodniej Polski

Kłodzkiej powyżej Brzegu, naprzeciw wsi Rybna (województwo opolskie). Jest to obszar 13 435,82 km². Zlewnia Odry środkowej sięga natomiast do ujścia Warty w Kostrzynie (województwo lubuskie) i obejmuje 54 088 km². Na potrzeby niniejszej monografii przyjęto, że dorzecze górnej Odry zamyka ujście Baryczy do Odry, znajdujące się przed Głogowem (województwo dolnośląskie), na 378,1 kilometrze jej biegu, obejmując powierzchnię 30 416,50 km². Biorąc jednak pod uwagę, że o specyfice dorzecza górnej Odry, w tym zachodzących w jego obrębie procesów hydrologicznych, decyduje w znacznej mierze obecność obszaru górskiego – Sudetów, w zakres monografii zostały włączone górskie i pogórskie części dorzeczy ważnych lewostronnych dopływów Odry – Bobru z Kwisą i Nysy Łużyckiej, zamknięte od północy Wzniesieniami Żarskimi i Wzgórzami Dalkowskimi. Tak więc, dorzecze górnej Odry w tym opracowaniu odnosi się bardziej do regionu obejmującego Sudety i obszary nizinne pozostające w zasięgu silnego oddziaływania Sudetów, niż do ściśle zdelimitowanej jednostki przestrzennej, wynikającej z formalnego podziału hydrograficznego Polski. Jest ono bliskie także funkcjonującym w literaturze pojęciom Dolnego Śląska i Śląska Opolskiego (Pawlak 1997). W poszczególnych rozdziałach monografii będą pojawiać się odwołania (niekiedy obszernie) do zdarzeń i procesów dokumentowanych w czeskiej części sudeckiego dorzecza Odry, ale zasadniczo dotyczy ona terenów położonych w granicach Polski.

Dorzecze górnej Odry jest bardzo zróżnicowane pod względem fizycznogeograficznym i krajobrazowym. W jego skład wchodzi obszary górskie na południu, sięgające 1603 m n.p.m. w Karkonoszach i 1491 m n.p.m. w Sudetach Wschodnich, biegnący z północnego zachodu na południowy wschód pas pogórzy i płaskowyżów przedgórskich oraz zajmujący większą część dorzecza górnej Odry obszar nizinny na północnym wschodzie, o zróżnicowanej rzeźbie,

od równinnej na Nizinie Śląskiej po silnie pagórkowatą na Wale Trzebnickim, z kulminacjami przekraczającymi 250 m n.p.m. Stosunki hipsometryczne w dorzeczu górnej Odry ilustrują ryc. 2.2 i 2.3.

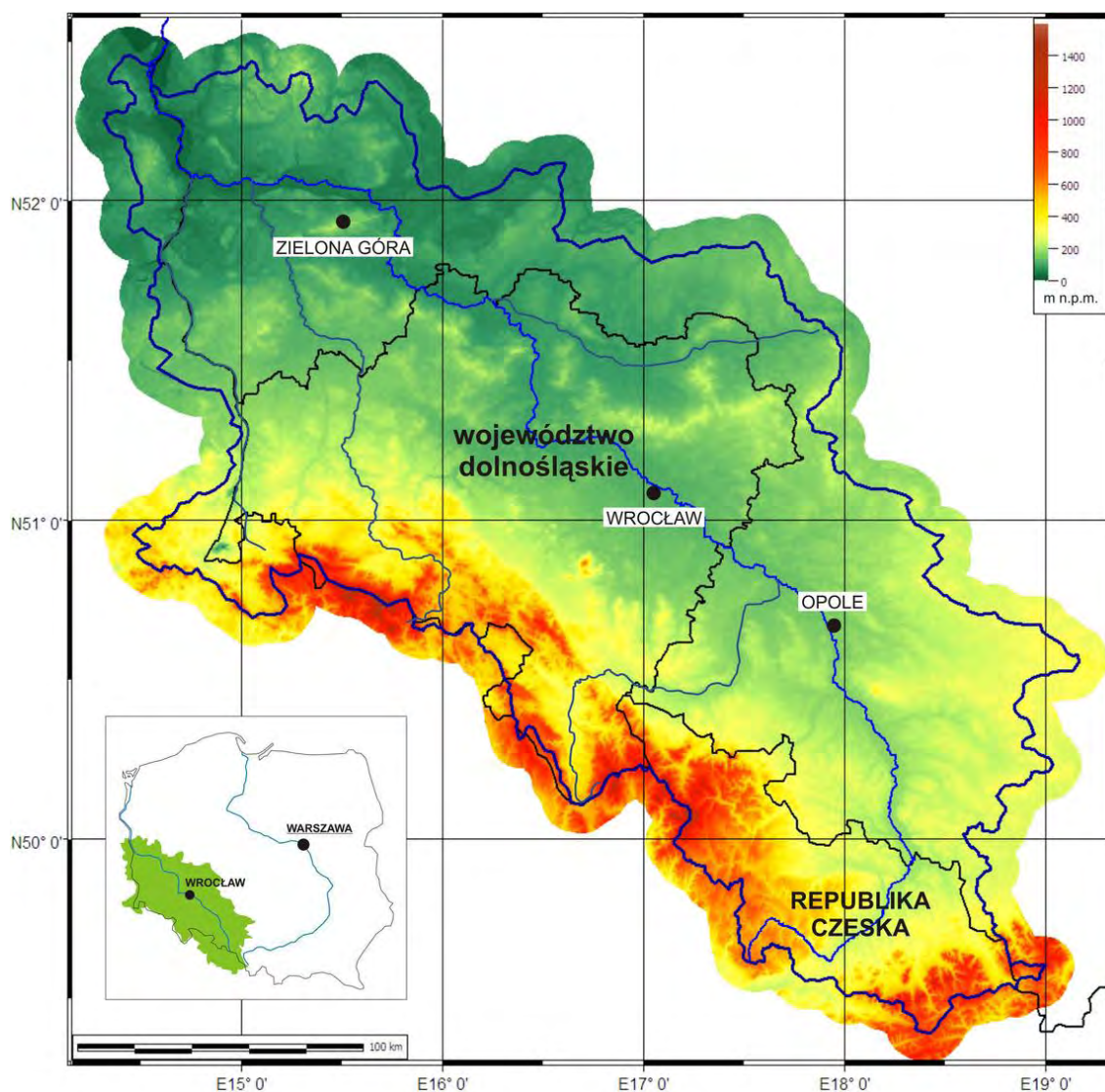
Naturalną granicą dorzecza są działy wodne. Od południa dział wodny przebiega w obrębie Sudetów, oddzielając należące do zlewiska Morza Bałtyckiego dorzecze Odry od dorzeczy Łaby (zlewisko Morza Północnego) i Dunaju (zlewisko Morza Czarnego), zaś miejscem zetknięcia się trzech zlewisk jest Trójmorski Wierch w południowej części Masywu Śnieżnika. Przebieg europejskiego działu wodnego w Sudetach jest skomplikowany, co odzwierciedla charakter tych gór, będących mozaiką masywów i kotlin śródgórskich, pozbawioną jednego wyraźnego grzbietu głównego. Dlatego dział wodny biegnie pewnymi odcinkami pomiędzy najwyższymi kulminacjami (np. w Karkonoszach), podczas gdy w innych przebiega w poprzek obniżień śródgórskich (np. w Rowie Nysy). Dział wodny na terenie Sudetów nie pokrywa się z granicą państwową i spore części dorzecza Odry znajdują się w granicach Republiki Czeskiej. Dotyczy to w szczególności Sudetów Wschodnich, gdzie główny dział wodny jest odsunięty od granic Polski na 20–30 km ku południowi, biegnąc grzbietem Wysokiego Jesionika i płaskowyżami Niskiego Jesionika, zmierzając ku Bramie Morawskiej. W Republice Czeskiej znajdują się źródła Odry, w całości na jej terenie znajdują się ważne dopływy Odry: Moravica i Opava (na krótkim odcinku jest rzeką graniczną), a inne rzeki mają swoje górskie odcinki zlokalizowane w całości poza Polską (Biała Głucholaska, Osobłoga). Część czeskiej części dorzecza Odry znajduje się w Beskidach, odwadnianych przez Ostravicę i Olzę. Łącznie czeska część dorzecza Odry, uwzględniając też fragmenty położone w Sudetach środkowych i zachodnich, obejmuje 10 288 km², czyli około 9% całego dorzecza (Kestřánek i in. 1984).

Od strony wschodniej dorzecze górnej Odry ogranicza dział wodny biegnący w po-

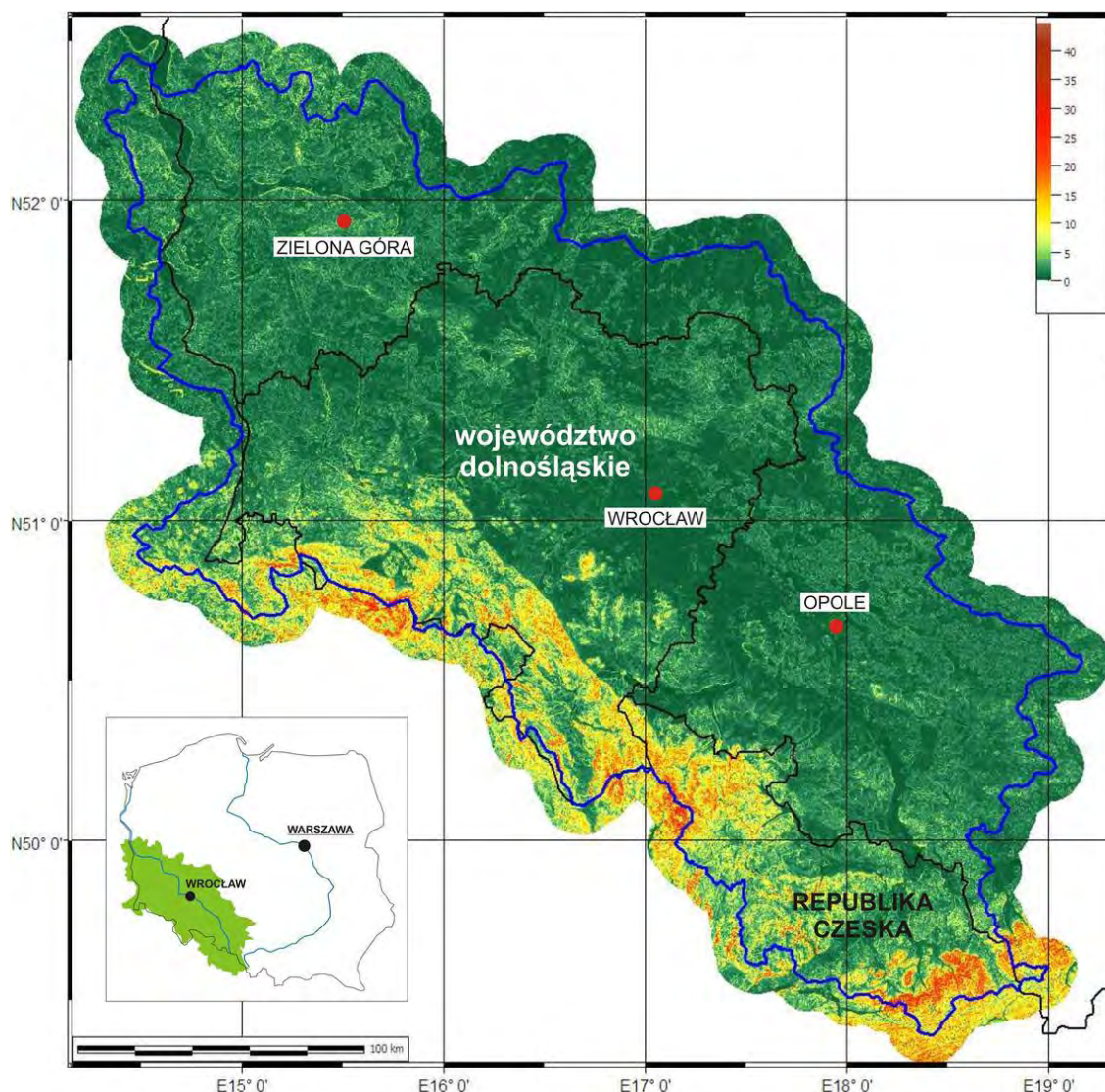
przek Wyżyny Śląskiej, na wielu odcinkach mało wyraźny. Jego dalszy przebieg, po północno-wschodniej stronie dorzecza, tylko częściowo nawiązuje do wyraźnych regionalnych form rzeźby. Początkowo biegnie on Garbem Woźnickim, dalej rozdziela niskim, mało wyraźnym garbem Równinę Namysłowską od Wysoczyzny Wieruszowskiej, wreszcie prowadzi ośią dobrze zaznaczających się w terenie polodowcowych Wzgórz Ostrzeszowskich. Na północ od nich dział wodny ponownie traci na wyrazistości, a pomiędzy zlewniami częściowymi Baryczy i Prosny (w dorzeczu Warty) sezonowo funkcjonuje nawet brama w dziale wodnym. Dział wodny zlewni Baryczy od strony pół-

nocnej przecina Wysoczyznę Kaliską i Wysoczyznę Leszczyńską, należące do Niziny Południowowielkopolskiej, osiągając dolinę Odry koło Głogowa. Na zachód od Odry wyraźna linia rozdziału spływu wód biegnie Wzgórzami Dalkowskimi i Wzniesieniami Żarskimi, przerwana doliną Bobru.

Do dorzecza górnej Odry przynależy też niewielka część niemieckich Łużyc, na zachód od Nysy Łużyckiej. Rzeka ta wykształciła jednak wybitnie asymetryczne dorzecze, a dział wodny oddzielający od dorzecza Szprewy znajduje się na pewnych odcinkach w odległości zaledwie 3–4 km na zachód od Nysy Łużyckiej.



Ryc. 2.2. Stosunki wysokościowe w dorzeczu górnej Odry



Ryc. 2.3. Spadki terenu w dorzeczu górnej Odry (skala podana w stopniach)

2.2. Podział fizycznogeograficzny

Konsekwencją znacznego zróżnicowania środowiska dorzecza górnej Odry jest wyróżnianie w jego obrębie wielu odrębnych jednostek fizycznogeograficznych o różnej randze (Walczak 1968, 1970, Kondracki 1978, 1994). Według najbardziej znanego podziału autorstwa J. Kondrackiego (1994) obszar opracowania jest położony na styku dwóch wielkich jednostek w randze prowincji: Masywu Czeskiego, obejmującego Sudety oraz Niżu Środkowoeuropejskiego, w ramach którego są wyróżniane dwie podprowincje – Niziny Sasko-Lużyckie i Niziny Środkowopolskie. Na poziomie mezoregio-

nów można wydzielić ponad 50 jednostek o różnej wielkości, przy czym mezoregiony sudeckie są z reguły mniejsze i cechują się bardziej zindywidualizowanym środowiskiem.

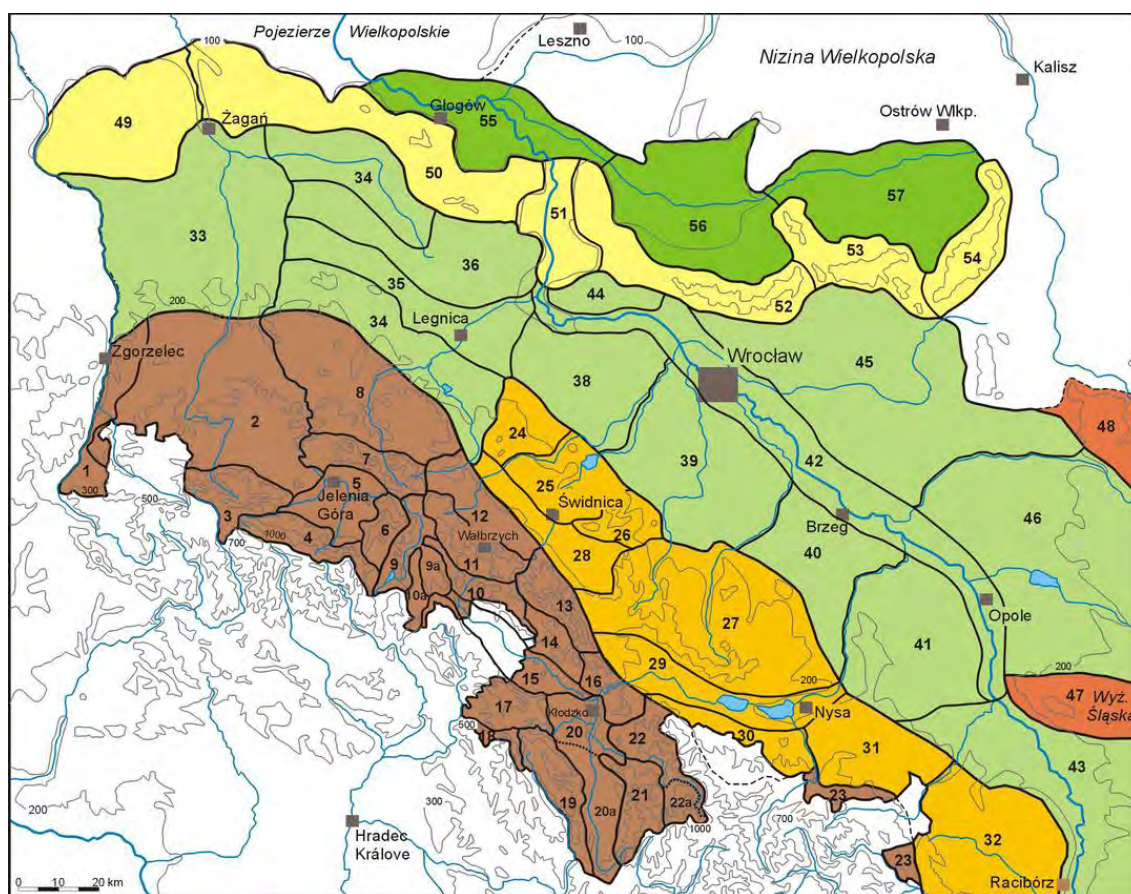
Podkreślono jednak, że ten formalny podział fizycznogeograficzny – nawiązujący do regionalizacji w skali kontynentalnej – posiada pewne słabości, gdy przedmiotem analizy jest mniejszy obszar (Migoń 2005a). Przykładowo, nie wszędzie oddaje on w pełni skalę różnic pomiędzy sąsiednimi obszarami, włączając na przykład Sudety i Przedgórze Sudeckie do jednej podprowincji, w innych miejscach natomiast nadmiernie je podkreśla, jak w przypadku Niziny Śląskiej

i Niziny Śląsko-Łużyckiej, zaliczanych do dwóch różnych podprowincji. Granica między nimi została wyznaczona dość arbitralnie i praktycznie nie zaznacza się w krajobrazie. Także na poziomie makro- i mezoregionów pewne przyporządkowania są kontrowersyjne (Potocki 1994).

Biorąc pod uwagę te zastrzeżenia, na potrzeby niniejszej monografii zostały przyjęte nieco inny podział i hierarchia jednostek

fizycznogeograficznych, której zadaniem jest przede wszystkim podkreślenie pasowego układu środowiska dorzecza górnej Odry. Podobnie uczyniono to wcześniej w odniesieniu tylko do Dolnego Śląska (Migoń 2005a), tu rozszerzając to podejście na Śląsk Opolski.

W dorzeczu górnej Odry można wyróżnić pięć ogólnie równoległych do siebie stref (ryc. 2.4):



Ryc. 2.4. Podział fizycznogeograficzny południowo-zachodniej Polski (opracowanie własne);

Sudety: 1 – Obniżenie Żytawsko-Zgorzeleckie, 2 – Pogórze Izerskie, 3 – Góry Izerskie, 4 – Karkonosze, 5 – Kotlina Jeleniogórska, 6 – Rudawy Janowickie, 7 – Góry Kaczawskie, 8 – Pogórze Kaczawskie, 9 – Brama Lubawska (9a – Kotlina Krzeszowska), 10 – Góry Kamienne (10a – Góry Krucze), 11 – Góry Wałbrzyskie, 12 – Pogórze Wałbrzyskie, 13 – Góry Sowie, 14 – Obniżenie Noworudzkie, 15 – Obniżenie Ścinawki, 16 – Góry Bardzkie, 17 – Góry Stołowe, 18 – Góry Orlickie, 19 – Góry Bystrzyckie, 20 – Kotlina Kłodzka (20a – Rów Górnej Nysy), 21 – Masyw Śnieżnika, 22 – Góry Złote (22a – Góry Bialskie), 23 – Góry Opawskie;

Przedgórze Sudeckie: 24 – Wzgórza Strzegomskie, 25 – Równina Świdnicka, 26 – Masyw Ślęży, 27 – Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie, 28 – Obniżenie Podsudeckie, 29 – Obniżenie Otmuchowskie, 30 – Przedgórze Paczkowskie, 31 – Przedgórze Głuchotasko-Prudnickie, 32 – Wysoczyzna Głubczycka;

Pas nizin: 33 – Bory Dolnośląskie, 34 – Równina Chojnowska, 35 – Równina Legnicka, 36 – Równina Szprotawska, 37 – Wysoczyzna Lubińska, 38 – Wysoczyzna średzka, 39 – Równina Wrocławska,

40 – Równina Grodkowska, 41 – Równina Niemodlińska, 42 – Pradolina Wrocławska, 43 – Kotlina Raciborska, 44 – Wysoczyzna Rościszowska, 45 – Równina Oleśnicka, 46 – Równina Opolska, 47 – Chełm, 48 – Próg Woźnicki;

Wał Trzebnicki: 49 – Wzniesienia Żarskie, 50 – Wzgórza Dalkowskie, 51 – Obniżenie Ścinawskie, 52 – Wzgórza Trzebnickie, 53 – Wzgórza Twardogórskie, 54 – Wzgórza Ostrzeszowskie; Obniżenie Milicko-Głogowskie: 55 – Pradolina Głogowska, 56 – Kotlina żmigrodzka; 57 – Kotlina Milicka.

(1) Sudety wraz z rozbudowanymi w ich zachodniej części pogórzami, reprezentujące typ gór średnich i tradycyjnie dzielone na Sudety Zachodnie, Środkowe i Wschodnie, (2) Przedgórze Sudeckie, łączące cechy rzeźby gór średnich i wyżyn i będący ich wschodnim przedłużeniem Płaskowyż Głubczycki¹, (3) równiny Niziny Śląsko-Łużyckiej na zachodzie i Niziny Śląskiej na wschodzie, noszące cechy rzeźby starogłacialnej i przechodzące ku wschodowi w Wyżynę Śląską. Pomiędzy Kotliną Raciborską i Równiną Opolską z Obniżeniem Małej Panwi w Nizinę Śląską wnika wąski garb Chełma, sięgający niemal doliny Odry w okolicach Krapkowic, (4) pas wzgórz morenowych Wału Trzebnickiego i (5) nizinne Obniżenie Milicko-Głogowskie o charakterze częściowo pradolinny. Na poziomie bardziej szczegółowym, w obrębie powyższych stref wydzielono ponad 50 jednostek. W dalszych częściach tego rozdziału została zawarta charakterystyka rzeźby i wybranych elementów krajobrazu w ujęciu zgeneralizowanym, dla poszczególnych głównych pasów krajobrazowych. Bliższą charakterystykę poszczególnych wyróżnianych mezoregionów znajdujących się na Dolnym Śląsku znaleźć można w przywoływanym opracowaniu z 2005 r. (Migoń 2005a), natomiast wybrane regiony Śląska Opolskiego zostały scharakteryzowane w opracowaniu *Studia geograficzno-fizyczne...* (Szczepankiewicz 1968). Szczegółową charakterystykę mikro-

regionów Płaskowyżu Głubczyckiego zawiera opracowanie Badory (2007).

2.3. Główne cechy rzeźby i krajobrazu Sudetów

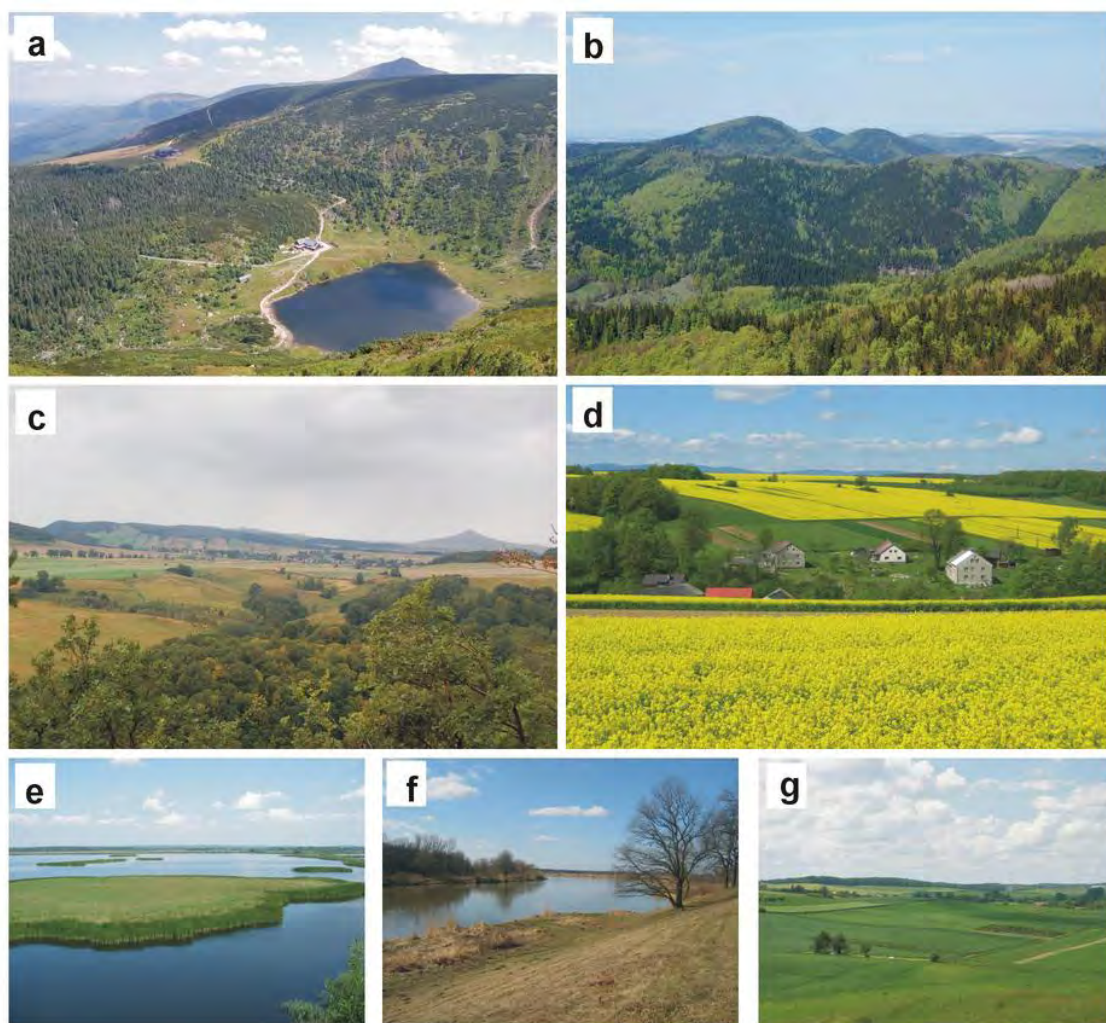
Sudety reprezentują typowe środkowoeuropejskie góry średnie, cechując się umiarkowaną na ogół stromością stoków (Migoń i in. 2009) i mieszcząc w obrębie klimatyczno-roślinnego piętra leśnego (ryc. 2.5). Tylko kilka najwyższych masywów sudeckich: Karkonosze, Wysoki Jesionik (Hruby Jesenik) w Czechach i Masyw Śnieżnika wyrastają ponad górną granicę, przebiegającą w Sudetach na wysokości około 1250–1300 m n.p.m. (Treml 2007). Wysokości bezwzględne i względne są w Sudetach bardzo zróżnicowane, przy czym zachodnia i wschodnia część Sudetów jest wyraźnie wyższa od części środkowej, gdzie tylko nieliczne pasma górskie przekraczają 1000 m n.p.m. Pogórza i dna kotlin śródgórskich są położone na wysokości 300–500 m n.p.m., stąd różnice wysokości pomiędzy grzbietami wododziałowymi i dnami kotlin wynoszą od 200–400 m w przypadku niższych masywów (Góry Kaczawskie, Góry Wałbrzyskie, Góry Bardzkie) do 1000 m i więcej w Karkonoszach i Wysokim Jesioniku. Najwyższe partie Sudetów cechują się także najczęstszym występowaniem stoków o dużym średnim nachyleniu (ponad 15°, miejscami >30°), co sprzyja inicjacji grawitacyjnych ruchów masowych i szybkiemu generowaniu fali wezbraniowej w warunkach intensywnych opadów.

Sudety są górami o budowie zrębowej, w których wielkie formy rzeźby – masywy górskie, elementy rzeźby schodowej oraz kotliny i obniżenia śródgórskie – są pochodze-

¹ Według podziału fizycznogeograficznego Polski (Kondracki 1994) Płaskowyż Głubczycki jest częścią Niziny Śląskiej, jednak charakter rzeźby i silne związki z Sudetami uzasadniają traktowanie go jako przedłużenia Przedgórze Sudeckiego. Na genetyczny związek z Przedgórzem Sudeckim wskazuje także Badory (2007)

nia tektonicznego i zawdzięczają swoje powstanie zróżnicowanym ruchom pionowym w kenozoiku, głównie młodszym (Sroka 1997, Migoń 2005b, 2008). Do form tektonicznych należą także progi tektoniczne (stoki uskokowe), choć ich rzeźba nosi też piętno procesów egzogenicznych: erozyjnego rozcziniwania i denudacyjnego spłaszczania. Do najbardziej wyrazistych należą północno-wschodni próg Sudetów, nawiązujący do przebiegu sudeckiego uskoku brzeźnego (Badura i in. 2003), północny próg Gór Izerkich (Migoń i in. 2009), próg rozdzielający Pogórze Karkonoskie od Kotliny Jeleniogór-

skiej (Sroka 1991, Migoń 1993) oraz wschodnie i zachodnie obramowanie śródgórskiego Rowu Nysy (Ranoszek 1999). Zrębowo-zapadliskowa budowa Sudetów ma istotne implikacje dla zdarzeń ekstremalnych różnego typu: meteorologicznych, hydrologicznych i geomorfologicznych. Duże różnice wysokości potęgują efekty fenowe i wzmacniają efekt orograficzny w kształtowaniu pola opadowego. Obecność kotlin śródgórskich sprzyja powstawaniu zastoisk zimnego powietrza, a złożony przestrzennie układ obniżen terenu wpływa na deformację przepływu powietrza ponad i przez Sudety.



Ryc. 2.5. Typowe krajobrazy południowo-zachodniej Polski: (a) Karkonosze, z dobrze widoczną górną granicą lasu i subalpejskimi zaroślami kosodrzewiny powyżej, (b) strome, zalesione stoki Gór Wałbrzyskich, (c) falista rzeźba Pogórza Kaczawskiego, z pojedynczymi ostańcowymi wzniesieniami, (d) rolniczy pagórkowaty krajobraz Przedgórze Sudeckiego w okolicach Otmuchowa, (e) Stawy Przemkowskie na Równinie Szprotawskiej, (f) dolina Odry pod Wrocławiem, (g) Wzgórze Trzebnickie w okolicach Obornik Śląskich (fot. P. Migoń)

Wymuszone orograficznie opady skutkują powstawaniem fali wezbraniowej na górskich strumieniach o dużym spadku, której przemieszczaniu towarzyszy wzmożony transport rumowiska. Fala ta może ulegać dyssypacji (rozproszeniu) na przykrawędziowych stożkach napływowych. Strefy te stają się wówczas obszarami największych zmian w rzeźbie, zarówno erozyjnej jak i akumulacyjnej natury.

Na duże formy tektoniczne są nałożone mniejsze, będące głównie odzwierciedleniem różnej odporności skał podłoża na procesy niszczące (Placek 2009), ale także długotrwałej denudacji i zrównywania terenu oraz selektywnego wietrzenia. Typowymi elementami rzeźby sudeckiej w mniejszej skali są zrównane wierzchowiny (np. Równia pod Śnieżką w Karkonoszach), strome stoki i głębokie doliny rzeczne, miejscami z wodospadami, przełomy rzeczne, liczne wzniesienia twardej budowy zbudowane ze skał odporniejszych od otoczenia, głównie wulkanicznych, oraz formy skalne. W Karkonoszach zachowały się formy polodowcowe z plejstocenu w postaci kotłów polodowcowych wypełnionych jeziorami oraz moren. Unikatowy w skali Polski jest krajobraz Gór Stołowych, będący jedynym w kraju przykładem gór płytowych o schodowej rzeźbie, stromych krawędziach poszczególnych poziomów i bogactwie form skalnych. Lokalnie w Sudetach rozwinęły się w wapieniach i marmurach zjawiska krasowe, zwłaszcza we wschodniej części Ziemi Kłodzkiej i w Górach Kaczawskich koło Wojcieszowa. W części zachodniej Sudety za pośrednictwem pogórzy stopniowo przechodzą w Nizinę Śląsko-Lużycką, natomiast w części wschodniej graniczą z Przedgórzem Sudeckim wzdłuż bardzo wyraźnej, prostoliniowej krawędzi brzeżnej Sudetów o wysokości 100–500 m. Krawędź ta o założeniach tektonicznych jest jedną z najbardziej wyrazistych granic krajobrazowych nie tylko na Dolnym Śląsku, ale w Polsce w ogóle.

2.4. Główne cechy rzeźby i krajobrazu obszaru przedsudeckiego

Przedsudecka część dorzecza Odry obejmuje obszary o różnych typach rzeźby: przedgórskiej, z elementami krajobrazu gór wyspowych, nizinnej o cechach staroglacjalnych oraz pagórkowatej, związanej genetycznie z procesami glacialnymi w plejstocenie (ryc. 2.5).

Pas przedgórski o szerokości od 20 do 50 km rozciąga się od okolic Jawora na zachodzie po dolinę Odry w okolicach Raciborza na wschodzie i składa się z dwóch mniejszych regionów o odmiennym typie ukształtowania powierzchni. W części zachodniej, po dolinę Krynki i Białej Głucholańskiej, występuje krajobraz typu wyspowego, z licznymi pojedynczymi wzniesieniami i grzbietami zbudowanymi ze skał podłoża krystalicznego wyrastającymi ponad płaskie i faliście równiny na luźnych utworach wieku neogeńskiego i czwartorzędowego. Wzniesienia te na ogół nie przekraczają 400 m n.p.m. i 150 m wysokości względnej; wyjątkami są Masyw Ślęży ze Ślężą (718 m) i Radunią (573 m) oraz najwyższe fragmenty Wzgórz Bielawskich u podnóża Gór Sowich, a także położona w granicach Republiki Czeskiej Ľulovská pahorkatina (Boňi hora, 525 m). Stoki tych wzniesień są umiarkowanie nachylone, a spadki powyżej 15°, za wyjątkiem Masywu Ślęży, należą do rzadkości. We wschodniej części „krainy gór wyspowych” duże powierzchnie zajmują płaty lessu, które we wschodniej części pasa przedgórskiego, na Płaskowyżu Głubczyckim występują niemal ciąglą pokrywą o miąższości do 10 m (Kida 1996, Kida, Jary 2005). Jakkolwiek na większości obszaru lessowego występuje rzeźba falista z szerokimi dolinkami nieckowymi, to miejscami (Wzgórze Strzebińskie, fragmenty Płaskowyżu Głubczyckiego, także garb Chełma) obserwuje się znaczne rozczłonkowanie siecią wąwozów erozyjnych (Jary 1991, Kida 1996). W tej części

przedgórza izolowanych wzniesień zbudowanych ze skał podłoża krystalicznego nie spotyka się.

Przedgórze jest przecięte licznymi dolinami rzek tranzytowych, biorących początek w Sudetach i dążących do Odry. Na ogół są one szerokie, o rozbudowanym systemie terasowym, ale miejscami występują przełomy rzeczne w obrębie zrębów starszego podłoża, będące „wąskimi gardłami” dla przepływów wezbraniowych. Obecność odcinków przełomowych cechuje między innymi Bystrzycę i Nysę Kłodzką pod Kamieńcem Żabkowickim.

Ku północy pas przedgórski przechodzi bez wyraźnej granicy w monotony, równinny obszar Niziny Śląskiej i Śląsko-Lużyckiej, sporadycznie tylko urozmaicony wzgórzami pochodzenia kemowego i ostańcowymi wysoczyznami morenowymi. Wysokości bezwzględne nie przekraczają 200 m n.p.m. Doliny rzeczne są szerokie, a w konsekwencji wielowiekowej agradacji równiny zalewowe zajmują znaczną część aluwialnych den dolinnych, a granica pomiędzy dnem doliny a wysoczyzną jest często niewyraźna (Szczepankiewicz 1989, Badura, Przybylski 2000). Koryta rzeczne zostały na znacznej długości wyprostowane i uregulowane, natomiast w rzeźbie równiny zalewowej powszechnie zaznaczają się dawne przebiegi koryt i starorzecza.

Nizinę Śląską i Śląsko-Lużycką ogranicza od północy pas wzniesień polodowcowych Wału Trzebnickiego, ze Wzgórzami Dalkowskimi na zachodzie, Trzebnickimi w części środkowej oraz Twardogórskimi i Ostrzeszowskimi na wschodzie. Ich wysokość miejscami przekracza 250 m n.p.m. (Bełczyna we Wzgórzach Ostrzeszowskich – 284 m), a granica z Niziną Śląską bywa bardzo wyraźna, na przykład bezpośrednio na północ od Wrocławia. Wał Trzebnicki jest zbudowany z luźnych utworów czwartorzędowych, miejscami starszych, co determinuje podatność na erozję i denudację. Niektóre fragmenty Wału Trzebnickiego wykazują duży stopień rozczłonkowania erozyjnego

(np. okolice Trzebnicy), czemu sprzyja obecność utworów lessowych. Spadki terenu w takich miejscach sięgają 12–15°, a w wąwozach lokalnie znacznie więcej.

2.5. Główne cechy klimatu dorzecza Górnej Odry

Pod względem warunków klimatycznych dorzecze górnej Odry, chociaż silnie zróżnicowane, nie odbiega w sposób istotny od innych części Nizy Europejskiego i Masywu Czeskiego. Warunki te są kształtowane przez różne czynniki, które można podzielić na: astrofizyczne, geograficzne, cyrkulacyjne i antropogeniczne.

Do czynników astrofizycznych i geograficznych (poza zmianami aktywności słonecznej wpływającymi na klimat w skali globalnej) należą – pozostające w ścisłej zależności od szerokości geograficznej – kąt padania promieni słonecznych i długość dnia, które decydują o potencjalnym dopływie promieniowania słonecznego do podłoża atmosfery. W ciągu roku kąt padania promieni słonecznych na równoleżniku 51°N podczas górowania Słońca w południe zmienia się od 16° w dniu 22 grudnia do 62° w dniu 22 czerwca. Długość dnia między wymienionymi datami zmienia się od 7 godzin i 55 minut w grudniu do 16 godzin i 34 minut w czerwcu.

Pozostałe czynniki geograficzne kształtujące klimat dorzecza górnej Odry to położenie w obrębie Eurazji i w stosunku do Oceanu Atlantyckiego, zróżnicowanie hipsometryczne, układ rzeźby terenu oraz formy użytkowania ziemi. Omawiany obszar jest położony w zachodniej części kontynentu Eurazji w odległości około 1000 km od wybrzeży Oceanu Atlantyckiego i ok. 400 km od brzegów Bałtyku. Dla warunków klimatycznych zasadnicze znaczenie ma strefowy układ głównych rysów rzeźby w Europie Zachodniej i Środkowej, z szerokim pasem nizin na północy, ciągnących się wzdłuż wybrzeży mórz Północnego i Bałtyckiego

oraz z równoległym pasem wyżyn i gór na południu. Taki układ rzeźby powoduje, że na obszar dorzecza górnej Odry, położony na granicy obydwu pasów, mogą bez przeszkód przedostawać się masy powietrzne z zachodu, północy i wschodu, nie tracąc swoich cech fizycznych nabytych w obszarach źródłowych. Nieco utrudniony, ze względu na rzeźbę terenu w Europie, jest przepływ z sektora południowego.

Znaczące zróżnicowanie wysokości bezwzględnej w granicach 90–1600 m n.p.m. powoduje wytworzenie się na części obszaru odrębnego klimatu w układzie piętrowym, z wyraźną zależnością charakterystyk klimatycznych od wysokości. Ważnym czynnikiem klimatotwórczym jest także rodzaj pokrycia terenu, stanowiącego podłoże atmosfery – przy uwzględnieniu głównych kategorii, takich jak grunty orne, łąki i pastwiska, lasy, wody i tereny zurbanizowane – decydującego o zróżnicowaniu warunków pogodowych w skali mikroklimatycznej.

Cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu omawianego obszaru wynikają głównie z położenia w zasięgu strefy cyrkulacji zachodniej, opasującej w umiarkowanych szerokościach geograficznych cały glob ziemski. Z tego powodu Polska – a wraz z nią dorzecze górnej Odry – bez względu na porę roku najczęściej znajduje się pod wpływem polarnych mas powietrznych pochodzenia oceanicznego przemieszczających się z zachodu na wschód znad północnego Atlantyku w głąb kontynentu europejskiego. Z uwagi na rzeźbę terenu i sąsiedztwo zwartych obszarów lądowych na wschodzie, częsty jest także napływ polarno-kontynentalnych mas powietrznych z tego kierunku, a w dalszej kolejności powietrza arktycznego z północy, z obszarów poza kręgiem polarnym i powietrza zwrotnikowego z południa, spoza równoleżnika 40°N.

Czynnik antropogeniczny przejawia się głównie w zachodzącym na dużą skalę przekształcaniu naturalnego pokrycia terenu. W ciągu ostatnich kilkuset lat dominujące niegdyś lasy ustąpiły gruntom rolnym i użyt-

kom zielonym, ponadto rośnie powierzchnia obszarów zabudowanych i komunikacyjnych. Przy stopniowo zmieniającym się charakterze podłoża atmosfery modyfikacji ulega bilans cieplny (poprzez zmiany albedo i przewodnictwa cieplnego podłoża), bilans wodny (zmiany ewapotranspiracji) oraz w pewnym stopniu także przepływ powietrza (zmiany szorstkości podłoża atmosfery). W efekcie obserwowana jest transformacja warunków klimatu lokalnego. Najbardziej jaskrawym przykładem odrębności klimatu lokalnego w stosunku do warunków naturalnych jest klimat miast objętych zasięgiem tzw. miejskiej wyspy ciepła, występujący w aglomeracjach miejsko-przemysłowych, w tym także we Wrocławiu (Szymanowski 2004) i w innych miastach regionu.

Klimat omawianego obszaru, w tym także szczególnie silnie zróżnicowanych pod tym względem Sudetów, został obszerniej scharakteryzowany w już istniejących pracach (Schmuck 1969, Sobik 2005).

2.5.1. Warunki napływu powietrza

Napływ powietrza z sektora zachodniego, a więc znad oceanu, występuje z wyraźnie większą częstością niż z kontynentalnego sektora wschodniego – stosunek między nimi wynosi 2:1. Jest to wartość średnia dla wielolecia, jednak w poszczególnych latach może się zmieniać od 5:1 (np. w roku 1991), gdy cyrkulacja była zdominowana przez wpływy oceaniczne, do 1:1 (np. w latach 1963 i 2003), przy wyrównanej częstości napływu powietrza znad oceanu i kontynentu.

Obszar dorzecza górnej Odry jest na tyle niewielki, że znajduje się w całości w zasięgu podobnych warunków cyrkulacyjnych w skali synoptycznej, co nie oznacza jednak pełnej uniformizacji cyrkulacji atmosferycznej na tym obszarze. Występujące w tym zakresie wewnętrzne różnice wynikają przede wszystkim z układu głównych form terenu.

Najczęściej, podobnie jak w całej Europie Środkowej, następuje napływ powietrza z sektora zachodniego wywołany przez wyż baryczny nad południową Europą i niż znajdujący się na północy. W obszarze górskim Sudetów, z uwagi na złożoną rzeźbę i duże zalesienie, występuje zwiększona szorstkość podłoża powodująca skręt ruchu powietrza w kierunku niższego ciśnienia tzn. w lewo, co oznacza zwiększoną częstość wiatru z sektora południowego. Z tego powodu w całej nizinnej części dorzecza górnej Odry najczęstszym kierunkiem wiatru jest zachodni, natomiast w Sudetach i częściowo na ich przedpolu południowy i południowo-zachodni.

Na omawianym obszarze, zwłaszcza w terenie o zróżnicowanej rzeźbie, wytworzył się cały szereg lokalnych cyrkulacji powietrza. Na wszystkich niezalesionych stokach, w warunkach małego zachmurzenia i przy słabym poziomym gradiencie ciśnienia w skali synoptycznej, pojawia się cyrkulacja wzbudzona termicznie skierowana w ciągu dnia w górę, a w nocy w dół stoków. W obszarach górskich, w obrębie większych dolin, może ona przyjmować postać wiatru dolinowego i górskiego. Dla wklęsłych form terenu wewnątrz gór charakterystyczne jest tworzenie licznych zastoisk chłodnego powietrza (np. Schmuck 1953, Głowicki 1970). Po zawiętrznej północno-wschodniej stronie Sudetów częstym zjawiskiem jest obecność ciepłego wiatru fenowego (Kuetner 1938, Kwiatkowski 1975) i wiatru typu 'bora' (Mega 2001). Fen powstaje nad wyższymi pasmami górskimi i schodzi ku rozległym obniżeniom terenu, w omawianym regionie najwyraźniej występując w Karkonoszach i Kotlinie Jeleniogórskiej oraz w Jesionkach i na ich przedpolu, w słabszej formie także po zawiętrznej stronie innych pasm górskich np. Gór Sowich, Izerskich, Złotych i Bystrzyckich. Odpowiednikiem fenu po zawiętrznej stronie obniżen terenu w grzbiecie Sudetów jest chłodna bora, która występuje w rejonie Bramy Morawskiej, Przełęczy Międzyzyleskiej i Rowu Górnej Nysy oraz

w Bramie Lubawskiej i Kotlinie Kamienno-górskiej.

2.5.2. Warunki termiczne

Wśród czynników decydujących o zróżnicowaniu warunków termicznych dorzecza górnej Odry należy wymienić w kolejności ich istotności: wysokość bezwzględną, rzeźbę terenu (w tym wklęsłość i wypukłość form, ekspozycję i nachylenie stoków, orientację i wysokość względną grzbietów), użytkowanie gruntów oraz długość i szerokość geograficzną.

Temperatura powietrza na obszarze dorzecza górnej Odry nawiązuje w głównej mierze do wysokości bezwzględnej, szczególnie w przypadku średniej temperatury rocznej, miesięcy cieplej połowy roku oraz dobowych maksimów temperatury. Dobrze udokumentowane i opublikowane dane pomiarowe z dostatecznie gęstej sieci stacji meteorologicznych pochodzą z wielolecia 1881–1930 (*Klimakunde...* 1939). Zgodnie z nimi, średnia roczna temperatura zawiera się w zakresie od nieco powyżej zera na najwyższych szczytach górskich (Śnieżka 0,1°C) do około 8,5°C na Nizinie Śląskiej w pasie od Legnicy przez Wrocław po Opole. W najniższej części dorzecza górnej Odry temperatura ta wynosiła około 8,0°C. Uprzywilejowanie termiczne Niziny Śląskiej względem nieco niżej położonych terenów doliny Odry i Kotliny Milickiej wynika przede wszystkim ze znacznej transformacji sposobu użytkowania gruntów w stosunku do warunków naturalnych. Dominujący udział gruntów ornych w tym regionie, przy istotnym znaczeniu terenów zabudowanych i komunikacyjnych, modyfikuje bilans cieplny podłoża, a to przekłada się na wzrost temperatury. Dane z tak odległej w czasie serii obserwacyjnej okazują się być w pełni aktualne do oddania wewnętrznego zróżnicowania warunków klimatycznych omawianego terenu, przy zastrzeżeniu niewielkiego, bo

wynoszącego około 0,7 K, wzrostu temperatury do czasów współczesnych (Sobik 2005).

Zgodnie z prawidłowościami opisanymi przez Hessa (1966), położone na porównywalnej wysokości formy wypukłe wykazują średnią roczną temperaturę do około 0,5 K wyższą niż na równinie, podczas gdy formy wklęsłe charakteryzuje obniżenie temperatury o podobnej skali. W przypadku den kotlin śródgórskich, w których często tworzą się zastoiska chłodnego powietrza, to obniżenie może być jeszcze głębsze, sięgając nawet wartości 1 K. Ponadto w skali lokalnej w stosunku do terenu płaskiego, na silnie nachylonych stokach (co najmniej 10°), średnia roczna temperatura może być do 0,5 K wyższa przy ekspozycji południowej i odpowiednio do 0,5 K niższa przy ekspozycji północnej.

Najzimniejszym miesiącem w roku jest styczeń, tylko w najwyższych partiach Karkonoszy i Jesionków luty jest równie chłodny, co jest przejawem tzw. nadoceanizmu gór. Temperatura stycznia kształtuje się od około $-1,5^{\circ}\text{C}$ w nizinnej części obszaru przez około -2°C do -3°C w dolnych partiach Sudetów po $-7,0^{\circ}\text{C}$ na wysokości powyżej 1500 m n.p.m. Najcieplejsze obszary w styczniu to jednak nie tereny najniżej położone, a te części pasa przedgórskiego, które położone są po północno-wschodniej stronie Jesioników i Masywu Śnieżnika np. Głuchołazy $-0,9^{\circ}\text{C}$ i Otmuchów $-0,8^{\circ}\text{C}$. Przy przeważającej zimą cyrkulacji z południa i południowego zachodu jest to strona zawiętrna, na której występują wyraźne efekty fenowe znacznie podnoszące temperaturę powietrza.

W przebiegu rocznym temperatura powietrza jest zwykle najwyższa w lipcu, tylko w najwyższych partiach gór – podobnie jak w przypadku sezonowego minimum – występuje opóźnienie przejawiające się w zrównaniu temperatury lipca i sierpnia. Temperatura lipca zmienia się od około $18,0^{\circ}\text{C}$ – $18,5^{\circ}\text{C}$ na Nizinie Śląskiej, przez 16°C – 17°C w dolnych partiach Sudetów, około 14°C na wysokości 800 m n.p.m. do

około 10°C na wysokości 1400 m n.p.m. i $8,8^{\circ}\text{C}$ na Śnieżce.

Spadek temperatury z wysokością wyliczony na podstawie standardowych danych stacyjnych średnio w roku wynosi 0,55 K na 100 m i zmienia się od 0,39 K na 100 m w styczniu do 0,63 K na 100 m w czerwcu i lipcu. Z uwagi na jego największe wartości w lecie, stratyfikacja termiczna atmosfery w tej porze roku osiąga najczęściej stan silnej chwiejności, co w konsekwencji wytwarza potencjalne warunki do występowania intensywnej konwekcji i nawałnych opadów atmosferycznych.

W odmienny sposób kształtuje się przestrzenne zróżnicowanie temperatury maksymalnej i minimalnej skrajnych termicznie miesięcy roku. Maksima temperatury powietrza kształtowane są pod wpływem solarne ogrzewania podłoża podczas dnia, gdy spadek temperatury z wysokością jest najwyraźniejszy, stąd zależność maksimów temperatury od wysokości jest szczególnie silna. Przeciętne miesięczne maksima temperatury w lipcu podczas wielolecia 1881–1930 kształtowały się od około 32°C w stacjach nizinnej części dorzecza górnej Odry do około 25°C na wysokości 1000 m n.p.m. i $19,3^{\circ}\text{C}$ na Śnieżce. Z kolei minima temperatury powietrza są kształtowane głównie pod wpływem rzeźby terenu, a dopiero w dalszej kolejności nawiązują do wysokości. Najwyższe wartości przeciętnej minimalnej temperatury stycznia odnotowano w pasie nizinnym, gdzie w różnych stacjach mieściła się w przedziale od -12°C do -15°C , wyraźnie niższe wartości były charakterystyczne dla Sudetów, gdzie pozostawały w dość szerokim zakresie od -14°C do -20°C . Jest charakterystyczne, że najniższe wartości w Sudetach wystąpiły nie w górnych piętrach, a w dnach kotlin śródgórskich (Jelenia Góra $-19,7^{\circ}\text{C}$ oraz Kłodzko $-18,9^{\circ}\text{C}$), podczas gdy na Śnieżce było to $-18,3^{\circ}\text{C}$. Takie zróżnicowanie temperatury minimalnej wynika z częstego tworzenia się we wklęsłych formach terenu nocnej inwersji termicznej z wypromieniowania.

2.5.3. Opady atmosferyczne

Opady występujące w dorzeczu górnej Odry są w zdecydowanej większości pochodzenia frontalnego bądź konwekcyjnego, a na obszarze gór także orograficznego. Opady frontalne są charakterystyczne dla każdej z pór roku, jednak dominują podczas chłodnej połowy roku, gdy intensywność cyrkulacji atmosferycznej wynikająca z poziomych różnic ciśnienia atmosferycznego jest podniesiona, a konwekcja z uwagi na zmniejszone pochłanianie promieniowania słonecznego pozostaje na niskim poziomie. Znacznie silniejszą sezonowość wykazują opady o genezie konwekcyjnej koncentrujące się w miesiącach wiosenno-letnich, podczas których ogrzewanie podłoża pod wpływem insolacji jest szczególnie silne, co przekłada się na wzrost temperatury przygruntowych warstw powietrza i pojawianie się w obrębie dolnej troposfery warunków chwiejnej równowagi termodynamicznej. Opady orograficzne są wywołane przede wszystkim przez wymuszony ruch wstępujący powietrza na dowietrznych stokach górskich, któremu towarzyszy adiabatyczne ochładzanie, kondensacja pary wodnej i w konsekwencji powstawanie opadu lub zwiększanie intensywności opadu już występującego.

Średnie roczne sumy opadów atmosferycznych w obrębie dorzecza górnej Odry zawierają się w dość szerokich granicach, od około 500 mm w Kotlinie Głogowskiej do ponad 1500 mm lokalnie w Sudetach Zachodnich i czeskiej części Beskidu Śląskiego, wykazując przy tym wyraźny związek z wysokością. Dla większości pasa nizinnego opady roczne wynoszą od 550 do 600 mm, jedynie na Wale Trzebnickim i we wschodniej części Niziny Śląskiej przekraczają 650 mm. Opady osiągają 700 mm i więcej na obszarze Wyżyny Śląskiej, a przede wszystkim na obszarze Sudetów i Beskidu Śląskiego. W średnich partiach gór w Sudetach Zachodnich i Beskidzie Śląskim (600–700 m n.p.m.) opady roczne rosną powyżej 1000 mm. Najwyższe opady roczne

(1705 mm) odnotowano po czeskiej stronie Gór Izerskich w stacji pomiarowej Bílý Potok U Studánky znajdującej się na wysokości 900 m n.p.m. w zwiężczeniu opadającej ku WNW doliny Smědy należącej do dorzecza Nysy Łużyckiej. Tak wysoka suma roczna jest efektem wyjątkowo intensywnego w tym miejscu orograficznego wzbogacania opadu podczas napływu powietrza z sektora od SW do NNW.

Największe opady atmosferyczne występują w lipcu i wynoszą od około 60 mm w Kotlinie Głogowskiej do około 200 mm w niektórych stacjach górskich np. na Stogu Izerskim i na Lysej horze w czeskich Beskidach. Z kolei najuboższym w opady miesiącem jest na większości obszaru luty, a obserwowane sumy zawierają się od 20–25 mm na Przedgórzu Sudeckim po zawiętrznej stronie Sudetów Środkowych i Wschodnich do nieco ponad 100 mm na wierzchowinie Gór Izerskich.

Niemal na całości omawianego obszaru w rocznym przebiegu opadów zaznacza się wyraźne maksimum letnie i minimum zimowe. Jedynie w pasmach górskich ekspozowanych ku zachodowi, np. w Górach Izerskich, Karkonoszach i Górach Orlickich, obok letniego pojawia się także drugorzędne maksimum zimowe związane z deformacją pola przepływu powietrza i orograficznym wzmożeniem opadu podczas najbardziej intensywniej właśnie w zimie cyrkulacji atmosferycznej. Stąd współczynnik określający stosunek sumy opadów letnich (VI, VII i VIII) do zimowych (XII, I i II) w obszarze dorzecza górnej Odry waha się w szerokich granicach od 1,0–1,5 w górach, gdzie zaznacza się drugorzędne maksimum zimowe, do powyżej 3,0 w strefie cienia opadowego w obniżeniach terenowych po zawiętrznej stronie Sudetów. Najniższe wartości współczynnik ten przyjmuje w Górach Izerskich (1,03 – Orle), a najwyższe u NE podnóża Gór Sowich (3,38 – Dzierżoniów).

Opisane tu stosunki opadowe podlegają silnym zmianom z roku na rok w zależności od występującej cyrkulacji atmosferycz-

nej. Szczególnie duże odstępstwa od wartości średnich wieloletnich obserwuje się podczas anomalii cyrkulacyjnych, gdy częstość napływu oceanicznych i kontynentalnych mas powietrza przyjmuje wartości skrajne. Powszechnie znany jest fakt, że w Sudetach oprócz opadów ważnym źródłem przychodu wody z atmosfery są osady atmosferyczne pochodzące z depozycji kropelek mgły, tzn. sadz i osad ciekły (Woźniak 1991, Migała i in. 2002).

2.5.4. Regionalizacja klimatyczna dorzecza górnej Odry

W istniejących różnych regionalizacjach klimatu Polski np. autorstwa Gumińskiego, Romera, Wiszniewskiego i Chelchowskiego, Okołowicza i Martyn (za Kosowska-Cezak 2007) dorzecze górnej Odry należy do różnych wydzieleni, jednak we wszystkich wyróżniono wewnętrzny podział na część nizinną i górską. W myśl najczęściej stosowanej klasyfikacji Okołowicza, uproszczonej przez Martyn (Martyn 2000), omawiany obszar należy do dwóch regionów klimatycznych: śląsko-wielkopolskiego oraz sudeckiego. Region śląsko-wielkopolski, obejmujący całą niziną część dorzecza górnej Odry, charakteryzują największe w Polsce wpływy oceaniczne, szczególnie w zachodniej części regionu. Przejawem tego jest krótka i łagodna zima oraz krótkie zaleganie pokrywy śnieżnej. Nizina Śląska jest ponadto obszarem o najcieplejszych latach. Z kolei region sudecki, obejmujący pas przedgórzy i same Sudety, charakteryzuje się narastającym od NE ku SW wpływem wysokości i rzeźby terenu na warunki klimatyczne. Jest to obszar o zmniejszonym osłonecznieniu, ze spadkiem temperatury z wysokością oraz wzrostem ilości opadów i wydłużonym zaleganiem pokrywy śnieżnej. Charakterystyczną cechą regionu jest znaczna częstość dni z mgłą, zwłaszcza w Karkonoszach, gdzie bardzo częstym zjawiskiem jest sadz.

Zgodnie z kryteriami klasyfikacji klimatycznej Köppena (Kottek i in. 2006), która jest powszechnie używana na świecie, w obrębie dorzecza górnej Odry można wyróżnić aż 3 spośród 5 głównych typów klimatu występujących w skali globalnej. Zdecydowana większość obszaru, w tym w całości część nizinna, przynależy do typu C (a dokładniej Cfb), co oznacza klimat umiarkowanie ciepły i wilgotny, z ciepłym latem i równomiernym rozkładem opadów w ciągu roku. W obrębie Sudetów znajdują się także obszary z klimatem Dfb, a więc umiarkowanie chłodnym i wilgotnym z ciepłym latem i równomiernym rocznym rozkładem opadów. Granicą między tymi dwoma wydzieleniami jest izoterma najchłodniejszego miesiąca -3°C , która bywa utożsamiana z zasięgiem klimatu z trwałą zimową pokrywą śnieżną. Granica ta przebiega w zależności od warunków lokalnych na wysokości od 500 do 800 m n.p.m. W marginalny sposób reprezentowany jest trzeci typ ET, oznaczający klimat tundry o średniej temperaturze najcieplejszego miesiąca niższej od 10°C . W obrębie dorzecza górnej Odry ten typ klimatu jest ograniczony do miejsc położonych powyżej wysokości 1400 m n.p.m., czyli do najwyższych partii Karkonoszy, Jesioników i Masywu Śnieżnika.

Tak bogata regionalizacja warunków klimatycznych na stosunkowo niewielkim obszarze dorzecza górnej Odry jest jednak nie tyle wyrazem przejściowości klimatu pomiędzy oceanizmem i kontynentalizmem, a bardziej wynika ze zróżnicowania wysokości bezwzględnej.

2.6. Sieć rzeczna

W dorzeczu górnej Odry, którego umowne granice zostały określone we wstępnej części rozdziału, sieć hydrograficzna wykazuje dysproporcję między rozwinięciem i zasobnością w wodę prawych i lewych dopływów. Stan ten wynika z lokalnego ukształtowania powierzchni oraz sąsiedztwa

Warty, do której włączona jest znaczna część cieków odwadniających Niziny Środkowopolskie, i która u swojego ujścia w Kostrzynie ma powierzchnię dorzecza 54 529 km², czyli właściwie większą od powierzchni dorzecza Odry odniesionego dla tego samego miejsca (54 088 km²). Podobne są notowane średnie roczne przepływy obu rzek: 277 m³·s⁻¹ dla Warty w Gorzowie Wielkopolskim i 328 m³·s⁻¹ dla Odry w Słubicach (Rocznik Hydrologiczny IMGW, 2002). Prawe dorzecze Odry przy ujściu Warty (bez uwzględnienia tej rzeki) zajmuje powierzchnię 23 042 km², podczas gdy powierzchnia dorzecza lewego wynosi 31 046 km².

Odra ze względu na spadek podłużny koryta i reżim uważana jest za rzekę górskoniżinną. Źródła Odry znajdują się w Republice Czeskiej na wysokości 634 m n.p.m., na południowo-wschodnim stoku wzgórza Fidlův kopec w Górach Odrzańskich. Wzdłuż pierwszych 54 km swojego biegu ma ona cechy typowej rzeki górskiej ze średnim spadkiem 7,2‰ (Dubicki i in. 2005). Po polskiej stronie granicy spadek ten jest już mniejszy i wynosi ok. 0,33‰. Na dystansie 544 km od Koźła w kierunku ujścia Warty spadki wynoszą od 0,28 do 0,19‰. Za umowny początek kilometrażu (km 0,0) Odry przyjmuje się 92,4 km jej biegu przy ujściu Opawy. Poniżej tego punktu, na długości 186 km od Kędzierzyna-Koźła do Brzegu Dolnego koryto Odry jest uregulowane (Koziański 1997). Na tym odcinku wybudowano 24 stopnie piętrzące, a łączna różnica poziomów zwierciadła wody wynosi 64 m. Poniżej Brzegu Dolnego powstaje jeszcze jeden stopień wodny niedaleko Malczyc. Dalszy bieg

Odry, poza terenami miejskimi, jest swobodny, a jej nurt kształtują ostrogi.

Na analizowanym obszarze Odra płynie generalnie z południowego-wschodu w kierunku północno-zachodnim. W większej skali odniesienia można wyróżnić w jej biegu odcinek górny, przebiegający odmiennie od reszty z południowego-zachodu na północny-wschód, kończący się w Kotlinie Raciborskiej oraz układ kolejnych, naprzemiennych odcinków o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego i południkowego. Odcinki równoleżnikowe Odry wykorzystują rozległe obniżenia pradolinne, natomiast odcinki południkowe tworzą strefy przełomowe przez obszary wysoczyznowe i ciągi wzniesień polodowcowych. Sytuacja taka sprawia, że istniejąca sieć rzeczna ma miejscami układ kratowy, choć w ujęciu całego dorzecza prezentuje układ dendrytyczny. W obszarach górskich wyróżnić można dodatkowo koncentryczne układy cieków łączących się w dnach kotlin, z których odwodnienie realizowane jest przez odcinki przełomowe głównych cieków.

Do największych i najzasobniejszych w wodę lewobrzeżnych dopływów Odry należą Nysa Kłodzka i Bóbr – główne ciek odwadniające obszar Sudetów. Na rozpatrywanym obszarze dorzecza górnej Odry największym dopływem prawobrzeżnym jest rzeka Barycz, będąca przykładem typowego cieku nizinnego. Zastawienie najważniejszych dopływów zaprezentowano w tab. 2.1. Charakterystyka sieci rzecznej zostanie rozwinięta w rozdziale czwartym niniejszej monografii, poświęconym wezbraniom na obszarze Dolnego Śląska.

Tab. 2.1. Ważniejsze dopływy Odry. Źródło: Kajetanowicz (1948), Mikulski (1965), Dubicki i in. (2005)

Lewe dopływy Odry			Prawe dopływy Odry		
Nazwa	Długość cieku [km]	Ujście według kilometrażu Odry [km]	Nazwa	Długość cieku [km]	Ujście według kilometrażu Odry [km]
Ostoboga	65,5	124,6	Kłodnica	75,0	93,4
Nysa Kłodzka	181,7	181,3	Mała Panew	132,0	158,5

Lewe dopływy Odry			Prawe dopływy Odry		
Nazwa	Długość ciek [km]	Ujście według kilometrażu Odry [km]	Nazwa	Długość ciek [km]	Ujście według kilometrażu Odry [km]
Oława	91,7	250,0	Stobrawa	78,1	188,8
Ślęza	78,6	261,8	Widawa	103,0	266,9
Bystrzyca	95,2	266,5	Barycz	133,0	378,1
Kaczawa	83,9	315,9	Obrzyca	66,0	469,4
Bóbr	272,0	514,5	Warta	808,2	617,6
Nysa Łużycka	251,6	542,5			

2.7. Użytkowanie gruntów

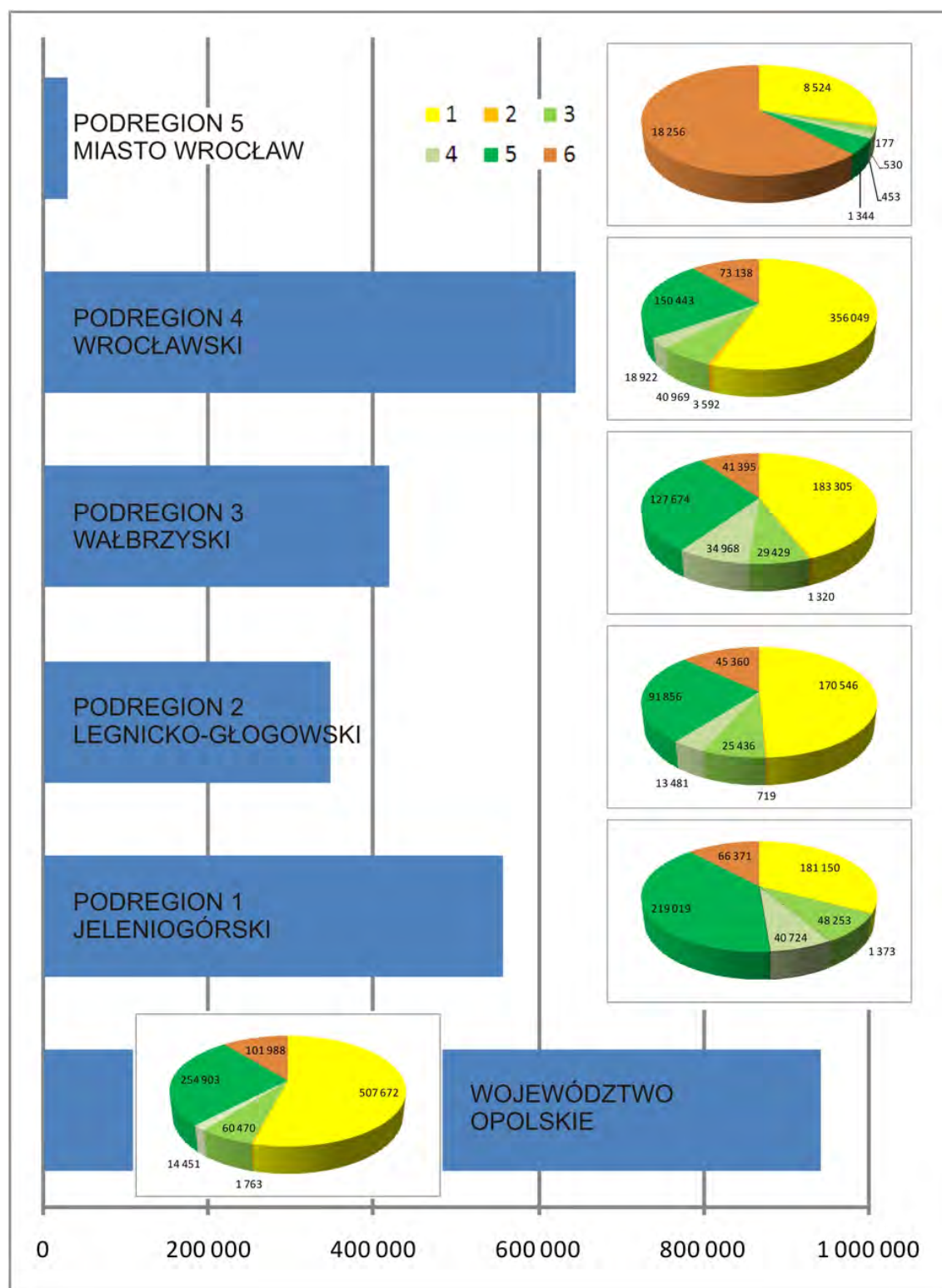
Różnicowanie warunków przyrodniczych w dorzeczu górnej Odry znajduje odzwierciedlenie w sposobie użytkowania ziemi, które odgrywa istotną rolę w kształtowaniu stosunków hydrologicznych i mikroklimatycznych, a więc pośrednio decyduje o możliwości pojawienia się i przebiegu wyjątkowych zdarzeń przyrodniczych.

O ile dla całego województwa dolnośląskiego udział lasów i gruntów leśnych wynosił w 2005 r. 29,6%, to występowały wyraźne różnice pomiędzy poszczególnymi podregionami w obrębie województwa² (ryc. 2.6). W podregionie jeleniogórskim, obejmującym między innymi Sudety Zachodnie i Bory Dolnośląskie, udział ten sięgał 39,3%, podczas gdy w nizinnych podregionach legnicko-głogowskim i wrocławskim wynosił odpowiednio 26,4% i 23,4%. Jeszcze wyraźniejsze różnice występują na poziomie powiatów. Zalesienie przekraczające 40% powierzchni odnotowano w powiatach bolesławieckim, jeleniogórskim, zgorzeleckim, kłodzkim i milickim, podczas gdy w siedmiu powiatach części przedgórskiej (głogowski, legnicki, świdnicki, ząbkowicki, strzeliński, średzki, wrocławski) nie przekracza ono 20%. Na poziomie gmin odsetek lasów może przekraczać nawet 80%.

Podobnie wyraźnie różnicuje się procentowy udział gruntów ornych pomiędzy poszczególnymi podregionami, od 32,5% w podregionie jeleniogórskim do 55,4% w podregionie wrocławskim. Grunty orne dominują w powiatach nizinnych, zwłaszcza na Równinie Legnickiej (powiat legnicki – 62,2%), Równinie Wrocławskiej (powiat strzeliński – 75,2%, średzki – 70%, wrocławski – 68,3%), ale zajmują także znaczne powierzchnie na Przedgórzu Sudeckim (powiat świdnicki – 63,5%, ząbkowicki – 61,2%). Nawet w powiatach górskich, za wyjątkiem jeleniogórskiego, udział gruntów ornych przekracza 20%. Udział łąk z reguły nie przekracza 10%, za wyjątkiem kilku powiatów górskich, gdzie wynosi 11–13%, osiągając maksymalną wartość w powiecie kamiennogórskim (19,7%). Podobnie w sensie ilościowym kształtuje się udział pastwisk.

Dynamika zmian w strukturze użytkowania ziemi w dekadzie 1995–2005 była niewielka (tab. 2.2), aczkolwiek w skali podregionów wyraźnie zaznacza się przyrost powierzchni leśnych, największy w podregionie jeleniogórskim. Nieznaczny wzrost odnotowuje się też w odniesieniu do gruntów ornych. Wyjątkiem jest podregion spisowy obejmujący miasto Wrocław, w którym udział gruntów klasyfikowanych jako pozostałe (w tym nieużytki) wzrósł o ponad 10%, zaś w pozostałych kategoriach odnotowano spadki. Udział powierzchniowy Wrocławia w obrębie regionu jest jednak bardzo mały i wynosi niecałe 1,5%.

² Podregiony w tym ujęciu odpowiadają jednostkom podziału NUTS 2



Ryc. 2.6. Struktura użytkowania ziemi w regionie dolnośląskim i opolskim (dane za rok 2005). Wszystkie jednostki podano w hektarach. Źródło: Bank Danych Regionalnych GUS (www.stat.gov.pl)

W województwie (regionie) opolskim udział poszczególnych form użytkowania ziemi przedstawia się podobnie, aczkolwiek odsetek lasów i gruntów leśnych jest nieco

niższy, a gruntów ornych wyższy w porównaniu z regionem dolnośląskim. Wynika to z bardzo nieznacznego udziału obszarów górskich w regionie opolskim, które są re-

prezentowane jedynie przez Góry Opawskie przy granicy z Republiką Czeską. Wyraźnie różnicują się podregiony wyróżniane w ramach województwa opolskiego (tab. 2.2), aczkolwiek grupowanie powiatów do celów statystycznych zostało dokonane w układzie wschód-zachód, a nie w bardziej logicznym ze względu na warunki przyrodniczym układzie północ-południe. Część zachodnią (region nyski: powiaty brzeski, kluczborski, namysłowski, nyski, prudnicki) cechuje odsetek gruntów ornych przekraczający 60% (w 2005 r.), podczas gdy w części wschodniej (region opolski) odsetek ten nie osiąga 50%. W skali powiatów zróżnicowanie to jest jeszcze wyraźniejsze. Powiaty z najwyższym udziałem gruntów ornych grupują się w południowej części województwa (głęb-

czycki – 80,2%, prudnicki – 71,3%, nyski – 64,9%), podczas gdy w powiatach opolskim i strzeleckim udział ten nie przekracza 40%. Różnice te odzwierciedlają głównie różną przydatność rolniczą gleb. W wyżej położonej i bardziej rozczłonkowanej erozyjnie części południowej duże powierzchnie zajmują żyzne gleby rozwinięte na utworach pyłowych, podczas gdy w niższej i cieplejszej części północnej duże obszary zajmują piaszczyste utwory pokrywowe. Na nich rozwinęły się rozległe kompleksy leśne, między innymi Bory Stobrawskie nad Stobrawą. Podobnie jak w regionie dolnośląskim, w dekadzie 1995–2005 systematycznie wzrastał udział gruntów ornych i lasów, ale ogólnie dynamika zmian była niewielka.

Tab. 2.2. Zmiany w strukturze użytkowania ziemi w województwie dolnośląskim w latach 1995–2005. Wartości podane w [%]. Źródło: Bank Danych Regionalnych GUS

	1995	1998	2002	2005
Region dolnośląski (całość)				
grunty orne	43,6	45,3	44,8	45,1
łąki	7,8	7,4	7,3	7,2
pastwiska	6,7	5,2	5,6	5,4
las i grunty leśne	28,1	28,6	29,0	29,6
pozostałe	13,8	13,5	13,3	12,7
Podregion jeleniogórski				
grunty orne	31,9	33,0	32,4	32,5
łąki	8,8	8,9	8,7	8,7
pastwiska	7,8	6,8	7,3	7,3
las i grunty leśne	36,6	37,5	38,2	39,3
pozostałe	14,9	13,8	13,4	12,2
Podregion legnicko-głogowski				
grunty orne	47,7	49,0	48,8	49,1
łąki	8,2	7,5	7,5	7,3
pastwiska	4,9	3,8	3,8	3,9
las i grunty leśne	24,7	25,2	25,9	26,4
pozostałe	14,5	14,5	14,0	13,3

	1995	1998	2002	2005
Podregion wałbrzyski				
grunty orne	41,4	42,8	42,9	43,8
łąki	6,9	7,3	6,9	7,0
pastwiska	10,7	8,9	9,2	8,4
las i grunty leśne	29,9	30,1	30,4	30,5
pozostałe	11,1	10,9	10,6	10,3
Podregion wrocławski				
grunty orne	53,4	56,2	55,2	55,4
łąki	7,3	6,3	6,4	6,4
pastwiska	4,1	2,4	2,9	2,9
las i grunty leśne	22,5	22,7	22,9	23,4
pozostałe	12,7	12,4	12,6	11,9
miasto Wrocław				
grunty orne	33,6	32,7	34,4	29,1
łąki	5,9	5,9	3,8	1,8
pastwiska	4,1	4,1	2,8	1,5
las i grunty leśne	5,0	5,0	4,6	4,6
pozostałe	51,4	52,3	54,4	63,0
Region opolski (całość)				
grunty orne	51,1	52,5	52,7	53,9
łąki	8,4	7,3	7,2	6,4
pastwiska	2,4	1,7	1,7	1,5
las i grunty leśne	26,1	26,7	26,9	27,1
pozostałe	12,0	11,8	11,5	11,1
Podregion nyski				
grunty orne	58,4	60,0	60,2	61,8
łąki	8,2	6,7	6,8	5,8
pastwiska	2,6	1,8	1,8	1,5
las i grunty leśne	19,0	19,6	19,8	20,0
pozostałe	11,8	11,9	11,4	10,9
Podregion opolski				
grunty orne	45,1	46,2	46,5	47,4
łąki	8,6	7,8	7,6	7,0
pastwiska	2,3	1,7	1,6	1,6
las i grunty leśne	31,9	32,6	32,8	32,9
pozostałe	12,1	11,7	11,5	11,1

Literatura:

- Badora K., 2007. Regionalizacja fizyczno-geograficzna Płaskowyżu Głubczyckiego. W: J.A. Lis, M.A. Mazur (red.), *Przyrodnicze wartości polsko-czeskiego pogranicza jako wspólne dziedzictwo Unii Europejskiej*. Centrum Studiów nad Bioróżnorodnością, Uniwersytet Opolski, 177–189.
- Badura J., Przybylski B., 2000. Korelacja morfologiczna i wiekowa tarasów głównych rzek regionu dolnośląskiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Badura J., Zuchiewicz W., Górecki A., Sroka, W., Przybylski B., 2003. Morfometria strefy sudeckiego uskoku brzeżnego między Złotym Stokiem a Dobromierzem. *Przegląd Geologiczny* 51, 1048–1057.
- Bank Danych Regionalnych GUS, URL: www.stat.gov.pl (data dostępu: 2010-04-15).
- Dubicki A., Radczuk L., Adynkiewicz-Piragas M., Tokarczyk T., Mordalska H., Maciejowska H., Lisowski J., Bogusz A., Krzyścin K., 2005. Wody powierzchniowe. W: *Opracowanie ekofizjograficzne województwa dolnośląskiego*. Zarząd Województwa Dolnośląskiego, Wojewódzkie Biuro Urbanistyczne we Wrocławiu, 79–92.
- Głowicki B., 1970. O niektórych cechach mikroklimatu Kotliny Jeleniogórskiej. *Rocznik Jeleniogórski* 8, 147–160.
- Hess M., 1966. Znaczenie średniej temperatury roku dla poznania warunków klimatycznych. na przykładzie Karpat Zachodnich. *Przegląd Geograficzny* 38, 17–40.
- Jary Z., 1991. Erozja wąwozowa na Wysoczyźnie Głubczyckiej. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1237, *Prace Instytutu Geograficznego* A6, 131–151.
- Kajetanowicz Z., 1948. *Hydrologia Odry*. W: A. Grodek, M. Kiełczewska Zaleska, A. Zierhoffer (red.), *Monografia Odry*. Instytut Zachodni, Poznań, 215–289.
- Kestřánek J., Kříž H., Novotný S., Piše J., Vlček V. (red.), 1984. *Vodní toky a nádrže. Zeměpisný lexikon ČSR*. Academia, Praga.
- Kida J., 1996. Niektóre cechy rzeźby lessowej Opolszczyzny. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1808, *Prace Instytutu Geograficznego* A8, 43–62.
- Kida J., Jary Z., 2005. Krajobrazy lessowe południowo-zachodniej Polski. *Problemy Ekologii Krajobrazu* 17, 232–243.
- Klimakunde des Deutschen Reiches - B. II. Tabellen. 1939. Reichsamt für Wetterdienst, Berlin.
- Kondracki J., 1978. *Geografia fizyczna Polski*. PWN Warszawa.
- Kondracki J., 1994. *Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne*. PWN, Warszawa.
- Kossowska-Cezak U., 2007. *Podstawy meteorologii i klimatologii*. Wyd. SWPR, Warszawa.
- Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F., 2006. World map of Koeppen-Geiger Climate Classification updated. *Meteorologische Zeitschrift* 15, 259–263.
- Koziarski S., 1997. Funkcja żegluga Odry. *Czasopismo Geograficzne* 58, 155–180.
- Kuettner J., 1938. Moazagotl und foehnwelle. *Beiträge zur Physik der Freien Atmosphäre* 24, Leipzig.
- Kwiatkowski J., 1975. Zasięg fenów sudeckich i ich wpływ na mezoklimat regionów południowo-zachodniej i środkowej Polski. *Przegląd Geofizyczny* 20, 15–30.
- Martyn D., 2000. *Klimaty kuli ziemskiej*. PWN Warszawa.
- Mega A., 2001. Charakterystyka wiatru opadającego po polskiej części Sudetów Zachodnich w Świdniku wyniki pomiarów na Szrenicy i w Lubawce. Praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- Migała K., Liebersbach J., Sobik M., 2002. Rime in the Giant Mts. (The Sudetes, Poland). *Atmospheric Research* 64, s. 63–73.
- Migoń P., 1993. Geneza Kotliny Jeleniogórskiej. *Opera Corcontica* 30, 85–115.
- Migoń P., 2005a. Regiony fizycznogeograficzne. W: J. Fabiszewski (red.) *Przyroda Dolnego Śląska*. Polska Akademia Nauk, Oddział we Wrocławiu, Wrocław, 19–37.
- Migoń P., 2005b. Rozwój rzeźby terenu. W: J. Fabiszewski (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*. Polska Akademia Nauk, Oddział we Wrocławiu, Wrocław, 135–170.
- Migoń P., 2008. Main features of geomorphology of the Sudetes re-assessed in the light of digital elevation model. *Geografie. Sborník České Geografické Společnosti* 113, 400–416.
- Migoń P., Placek A., Żyszkowska W., 2009. Steep slopes in the Sudetes and their morphotectonic interpretation. *Geological Quarterly* 53, 219–232.
- Mikulski Z., 1965. *Zarys hydrografii Polski*. PWN, Warszawa.
- Pawlak W. (red.), 1997. *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*. Uniwersytet Wrocławski.

- Placek A., 2009. Rzeźba strukturalna Sudetów w świetle odporności skał i numerycznego modelu wysokości. Praca doktorska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- Potocki J., 1994. Uwagi do fizjograficznej regionalizacji Sudetów. *Czasopismo Geograficzne* 65, 189–197.
- Ranoszek W., 1999. Zastosowanie różnych metod morfometrycznych w analizie morfologii progu tektonicznego na przykładzie zachodniej krawędzi Masywu Śnieżnika. *Przegląd Geologiczny* 47, 1027–1031.
- Rocznik Hydrologiczny IMGW. 2002 (CD-ROM).
- Schmuck A., 1953. Klimat Sokołowska jako przykład klimatu miejscowości leczniczych w Sudetach. *Czasopismo Geograficzne* 23/24, 148–165.
- Schmuck A., 1969. Klimat Sudetów. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 5, 93–153.
- Sobik M., 2005. Klimat. W: J. Fabiszewski (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*, Polska Akademia Nauk, Oddział we Wrocławiu, Wrocław, 39–57.
- Sroka W., 1991. Tektoniczny charakter krawędzi Pogórza Karkonoskiego. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1375, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 29, 239–249.
- Sroka W., 1997. Ewolucja morfometryczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfometryczno-statystycznej. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1939, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 58.
- Szczepankiewicz S. (red.), 1968. *Studia geograficzno-fizyczne z obszaru Opolszczyzny I*. Wyd. Instytutu Śląskiego w Opolu, Opole.
- Szczepankiewicz S., 1989. Ziemie południowo-zachodniej Polski – morfogeneza i dzieje czwartorzędowe. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1029, *Studia Geograficzne* 47.
- Szymanowski M., 2004. Miejska wyspa ciepła we Wrocławiu. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 2690, *Studia Geograficzne* 77.
- Treml V., 2007. The effect of terrain morphology and geomorphic processes on the position and dynamics of the alpine timberline. A case study from the High Sudetes, W: A.S. Goudie, J. Kalvoda (red.), *Geomorphological Variations*. Nakladatelství P3K, Praha, 339–359.
- Walczak W., 1968. *Sudety. Dolny Śląsk 1*. PWN, Warszawa.
- Walczak W., 1970. *Obszar Przedsudecki. Dolny Śląsk 2*. PWN, Warszawa.
- Woźniak Z., 1991. Osady z mgły w Sudetach (znaczenie osadów i sposób pomiaru przychodu wody z mgły). *Prace Karkonoskiego Towarzystwa Naukowego* 53, 24–34.

3. Wyjątkowe zdarzenia meteorologiczne

Mieczysław Sobik, Marek Błaś

3.1. Klasyfikacja, kryteria i miary meteorologicznych zjawisk ekstremalnych

W długotrwałym przebiegu pogody jej składniki zmieniają się nieustannie, pozostając w pobliżu wartości przeciętnej obliczonej dla określonej pory roku lub doby, bądź oddalając się od niej w górę albo w dół. Niektóre z tych odstępstw mają charakter wyjątkowy, prowadząc czasami do powstania negatywnych, a nawet katastrofalnych skutków w środowisku przyrodniczym oraz w działalności człowieka, w jej wymiarze społecznym i ekonomicznym.

Zdarzenia wyjątkowe mogą dotyczyć pojedynczego składnika pogody np. prędkości wiatru o niszczącej sile, nadmiernych opadów atmosferycznych czy też ekstremalnie wysokiej temperatury powietrza. Z drugiej strony mogą polegać na synergicznym działaniu zespołu takich składników, jak choćby podczas suszy, gdy do jej pogłębiania przyczyniać się może anomalnie wysoka temperatura powietrza, silna insolacja, duży niedosyt wilgoci w atmosferze i oczywiście długotrwały niedostatek opadów atmosferycznych (tab. 3.1). W zamieszczonym zestawieniu przyjęto dość szeroką formułę kategoryzacji zjawisk: obok zjawisk powszechnie postrzeganych za ekstremalne (jak wichury, gradobicie, opady nawalne itp.) znalazły się także zjawiska nie działające w tak gwałtowny sposób (fale upałów, susze, przymrozki), a nawet zjawiska ujawniające swą szkodliwość w sposób pośredni lub warunkowy np. obniżenie widzialności, gołoleź, depozycja kropelek mgły, insolacja.

Meteorologiczne zdarzenia ekstremalne charakteryzują się dużym zakresem ich zasięgu przestrzennego i czasu trwania. Zjawiska takie jak susza, fale zimna lub gorąca mogą obejmować obszar setek tysięcy kilometrów kwadratowych, a inne np. trąba powietrzna czy gradobicie, są zwykle ograniczone do małego obszaru rzędu pojedynczych kilometrów kwadratowych. Skrajnie mały zasięg, bo niemal punktowy, mogą mieć uderzenia pioruna. Podobnie, czas trwania zjawisk ekstremalnych waha się od mniej niż 1 sekundy, jak w przypadku pioruna, do miesięcy a nawet lat, jak podczas trwania suszy (tab. 3.1).

W literaturze nie funkcjonuje jak dotąd jednoznaczna definicja meteorologicznego, czy też klimatologicznego zjawiska ekstremalnego. Jednocześnie definiowanie i systematyzowanie zjawisk ekstremalnych nie może być obiektywne, ponieważ wymaga przyjęcia pewnych założeń i subiektywnych kryteriów klasyfikacji. Przy klasyfikowaniu zjawisk ekstremalnych należy brać pod uwagę specyfikę danego elementu meteorologicznego (genezę zjawiska, czas i zasięg jego oddziaływania, wpływ na człowieka) oraz właściwy dla danego miejsca rozkład prawdopodobieństwa występowania. W USA bardzo istotnym wskaźnikiem przy ocenie zagrożenia stwarzanym przez dane zjawisko meteorologiczne jest wielkość poniesionych strat materialnych (Kunkel i in. 1999, NRC 1999, Brooks, Doswell 2001, *Financial risks...* 2005).

Termin „ekstremum” bywa także traktowany zamiennie z odchyleniem lub anomalią. Z jednej strony są to zdarzenia rzadkie,

ale trzeba też podkreślić, że są one naturalnym elementem systemu klimatycznego. Według Słownika meteorologicznego IMGW (Niedźwiedź 2003) zdarzenie ekstremalne wiąże się z wystąpieniem skrajnej (maksymalnej, bądź minimalnej) wartości określonego elementu meteorologicznego w danym

miejscu. Heino i in. (1999) uszczegółowiają pojęcie ekstremum jako wartości, która mieści się powyżej lub poniżej progów przyjętych za granice normy. Charakteryzuje się ono małym prawdopodobieństwem wystąpienia, a jego pojawienie się ma istotny wpływ na funkcjonowanie człowieka, gospo-

Tab. 3.1. Kategorie wyjątkowych zdarzeń meteorologicznych (opracowanie własne)

Nazwa	Składowe elementy meteorologiczne	Zasięg [km ²]	Czas trwania [s] [min] [h] [d]	Skutki; uwagi
nadmierna insolacja	promieniowanie uv i widzialne słońca	$10^4 \div 10^6$	1÷10 h	smog fotochemiczny w obszarach zurbanizowanych; choroby skórne
fale upałów	temperatura powietrza	$10^3 \div 10^6$	1÷10 ² d	problemy zdrowotne
silne mrozy	temperatura powietrza	1÷10 ⁶	1÷10 ² d	problemy zdrowotne; straty w rolnictwie (uprawy ozime); powódzie zatorowe
przymrozki wiosenne	temperatura powietrza	$10^{-2} \div 10^5$	1÷10 h	straty w rolnictwie i leśnictwie
opady rozlewne	opad atmosferyczny	$10^3 \div 10^5$	1÷10 d	powódzie i podtopienia
nawalne opady konwekcyjne	opad atmosferyczny	1÷10 ³	1 min÷10 h	powódzie i podtopienia
gradobicia	grad; burza	1÷10 ²	1÷10 ² min	straty w rolnictwie; uszkodzenia pojazdów
nadmierne opady śniegu	opad atmosferyczny	$10^2 \div 10^4$	1÷10 ² d	śniegołomy w lasach i sadach, katastrofy budowlane, lawiny śnieżne; powódzie roztopowe
słaba widzialność pozioma	silna mgła; także opady atmosferyczne, zamieć śnieżna	1÷10 ⁵	1 min ÷ 10 ² h	wypadki komunikacyjne; zatory na drogach; zamknięcia lotnisk
depozycja mgielna	mgła i wiatr przy zanieczyszczonym powietrzu	$10^{-2} \div 10^2$	systematycznie powtarzalne	lokalnie nadmierna depozycja zanieczyszczeń atmosferycznych;
gołoledź; obciążenie lodem	marznący deszcz lub mżawka; sadź	$10^{-2} \div 10^4$	1÷10 ² h	wypadki komunikacyjne; zatory na drogach; szkody w lasach i naziemnych liniach przesyłowych pod ciężarem lodu
wichury	duża prędkość wiatru o różnym zasięgu i genezie	$10^{-1} \div 10^6$	1 min÷10 ² h	wiatrołomy i wiatrowały w lasach i parkach; zniszczenia infrastruktury budowlanej i technicznej
wyładowania atmosferyczne	burza	$10^{-4} \div 10^2$	<1 s	porażenia elektryczne, pożary
susza meteorologiczna	małe opady, wysoka temperatura i niska wilgotność powietrza; silna insolacja	$10^3 \div 10^6$	10÷10 ³ d	straty w rolnictwie; ograniczenia w zaopatrzeniu w wodę; obniżenie poziomu wód gruntowych

darki czy ekosystemów. Najczęściej granice zjawiska ekstremalnego wyznacza się poprzez analizę rozkładu statystycznego danego elementu meteorologicznego, przekroczenie przyjętych wartości progowych (np. suma dobową opadu powyżej 100 mm), określenie wpływu danego zdarzenia ekstremalnego na człowieka lub na podstawie wielkości poniesionych strat materialnych

Najbardziej miarodajną metodą jest analiza rozkładu statystycznego i wyznaczenie odstępstwa wartości danego elementu meteorologicznego od normy w postaci wielokrotności odchylenia standardowego. Użyte wartości mogą być podstawą do określenia stopnia ekstremalności poprzez wprowadzenie klas o szerokości równej odchyleniu standardowemu. Powyższą metodę należy jednak stosować dla zmiennych o rozkładzie normalnym. O ile zmienne nie posiadają rozkładu normalnego, wskazane jest posługiwać się przedziałami kwantylowymi (percentylami).

Jako zdarzenie ekstremalne mogą być także traktowane ciągi dni charakterystycznych (np. liczba dni mroźnych, upalnych, pochmurnych, bez opadu atmosferycznego) lub też samo pojawienie się zjawiska, którego natężenie można ocenić głównie na podstawie spowodowanych strat materialnych (np. grad, gołoleź, zamieć śnieżna).

Spośród wymienionych w tabeli rodzajów meteorologicznych zdarzeń ekstremalnych jedynie niektóre zostaną poddane głębszej analizie. Wybrano przede wszystkim takie zjawiska, których skutki są szczególnie znaczące dla środowiska przyrodniczego lub dotkliwe dla człowieka. W świetle tych przesłanek bliżej przedstawione zostaną ekstremalne opady atmosferyczne, jako powodujące dalsze skutki hydrologiczne i w konsekwencji geomorfologiczne. Ponadto omówione zostaną również skrajne warunki termiczne oraz zjawiska wiatrowe.

3.2. Ekstremalne opady atmosferyczne

Opady ekstremalne to takie, które przynoszą wyjątkowo dużą objętość wody na jednostkę powierzchni lub występują z wyjątkową intensywnością. Do ilościowej oceny opadów intensywnych powszechnie przyjęto skalę opracowaną przez Chomicza (1951), w myśl której kolejne klasy intensywności opisane są wzorem:

$$u_k = 2^{\frac{k}{2}} \cdot t^{\frac{1}{2}},$$

gdzie: u – wysokość opadu w milimetrach, t – czas trwania w minutach, k – kolejne klasy intensywności: 0, 1, 2, 3, 4...

Wykładnicza forma wzoru oznacza, że dla spełnienia kryterium odpowiedniej klasy opadu wymagana jest jego większa intensywność przy krótkim czasie trwania i odpowiednio mniejsza przy opadach długotrwałych (tab. 3.2, ryc. 3.1). Stąd np. przy opadzie trwającym 1 minutę deszcz ulewny I stopnia daje co najmniej 1,4 mm opadu, przy czasie trwania 10 minut jest to 3,2 mm (średnia intensywność $\geq 0,32 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$), a przy opadzie trwającym 1 dobę 53,7 mm (intensywność $\geq 0,037 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$). Odpowiednie kryteria dla deszczu nawalnego I stopnia o czasie trwania 1, 60 i 1440 minut (1 doba) wynoszą 5,7; 43,8 i 214,7 mm, co oznacza kolejno intensywność 5,7; 0,73 i 0,14 $\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$.

W literaturze przedmiotu istnieje pojęcie „opadów rozlewnych” oznaczające występowanie na znacznym obszarze dużych sum dobowych z opadu o ciągłym charakterze, przez co, nawet nie osiągając szczególnie wysokiej intensywności, wprowadzają dużą ilość wody na obszar objętych nimi zlewni. Z drugiej strony wyróżnia się krótkotrwałe, a zarazem bardziej intensywne – z reguły osiągające kryteria deszczu nawalnego – opady konwekcyjne o niewielkim zasięgu przestrzennym, których oddziaływanie na procesy hydrologiczne jest ograniczo-

ne raczej do małych zlewni. Ze względu na swoją dużą intensywność opady konwekcyjne mogą kształtować w takich zlewniach nawet historyczne maksima stanów wody i przepływów.

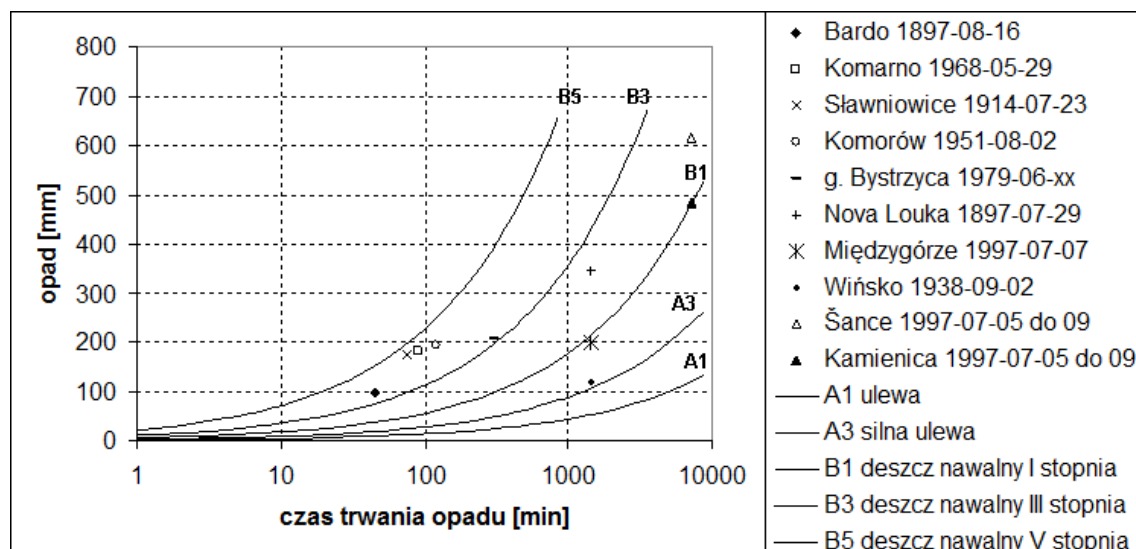
Wyjaśnienie synoptycznej genezy powstawania ekstremalnych opadów na Dolnym Śląsku i w regionach południowej części Polski było wielokrotnie podejmowane w istniejącej literaturze (m.in. Milata 1935, Michalczewski, Mycielska 1962, Mycielska 1967, Kupczyk 1968, Sienkiewicz 1968, Niedźwiedz 1972, Dubicki 1979, Kosiba, Gajdowska 1979, Kwiatkowski 1984, Cebulak 1991, Dubicki, Malinowska-Małek 1999, 2005, Dubicki i in. 2005, Kupczyk i in. 2005, Zawislak 2005). Zwracano uwagę na szereg charakterystycznych cech pola barycznego i ruchu powietrza, jednak nie powstała dotąd spójna koncepcja objaśniająca mechanizm tworzenia i prawidłowości rozkładu przestrzennego opadu. Wiele nowych elementów wniosły badania rozlewnych opadów powodziowych w 1997 i 2002 r. na terytorium Republiki Czeskiej (Řezáčová i in. 2003), podczas których zwrócono uwagę na rolę synchronicznego przybierania przez niektóre zmienne meteorologiczne wartości skrajnych

w odniesieniu do danych z wielolecia 1958–2000. Wskazano na ekstremalnie silny napływ wilgoci na obszar Europy Środkowej, intensywność ruchu wstępującego powietrza w obszarze opadów, ekstremalnie wysokie wartości wirowości w dolnej i górnej troposferze oraz na silną anomalię dodatnią temperatury na południe i wschód od układu niżowego i jednocześnie ujemną jej anomalię nad Europą Zachodnią. Poniższy wywód stanowi próbę uporządkowania dotychczasowej wiedzy przy uwzględnieniu czynników dotąd nie branych pod uwagę.

Opady ekstremalne na Dolnym Śląsku można zatem podzielić na dwie główne kategorie: opady rozlewne wywołane przez makroskalową konwergencję mas powietrznych w układach cyklonalnych oraz opady nawałne związane z silnymi ruchami wstępującymi powietrza w obrębie dużych komórek konwekcyjnych. Obydwa typy opadów ekstremalnych różnią się pod względem genezy, zasięgu, rozkładu przestrzennego, czasu trwania i intensywności. Tab. 3.3 zawiera wybór udokumentowanych pomiarów opadów ekstremalnych bez względu na ich genezę i obejmuje przedział czasu od drugiej połowy XIX wieku do 2006 r.

Tab. 3.2. Kryteria wyróżniania deszczów ulewnych i nawałnych według Chomicza (1951); wartości opadu podano w milimetrach

	uk	Czas trwania [minuty, doby]	1 min	10 min	60 min	1 d	2 d	3 d	6 d
A0	u0	deszcz silny	1	3,2	7,7	37,9	53,7	65,7	93,0
A1	u1	deszcz ulewny I stopnia	1,4	4,5	11,0	53,7	75,9	93,0	131,5
A2	u2	deszcz ulewny II stopnia	2,0	6,3	15,5	75,9	107,3	131,5	185,9
A3	u3	deszcz ulewny III stopnia	2,8	8,9	21,9	107,3	151,8	185,9	262,9
A4	u4	deszcz ulewny IV stopnia	4,0	12,6	31,0	151,8	214,7	262,9	371,8
B1	u5	deszcz nawałny I stopnia	5,7	17,9	43,8	214,7	303,6	371,8	525,8
B2	u6	deszcz nawałny II stopnia	8,0	25,3	62,0	303,6	429,3	525,8	743,6
B3	u7	deszcz nawałny III stopnia	11,3	35,8	87,6	429,3	607,2	743,6	1051,6
B4	u8	deszcz nawałny IV stopnia	16,0	50,6	123,9	607,2	858,7	1051,6	1487,2
B5	u9	deszcz nawałny V stopnia	22,6	71,6	175,3	858,7	1214,3	1487,2	2103,3
B6	u10	deszcz nawałny VI stopnia	32,0	101,2	247,9	1214,3	1717,3	2103,3	2974,5



Ryc. 3.1. Wybrane zdarzenia opadowe o najwyższej intensywności w zlewni górnej i środkowej Odry na tle klasyfikacji Chomicza; zaznaczono wysokość opadów atmosferycznych w odniesieniu do czasu ich trwania (skala logarytmiczna)

Tab. 3.3. Wybrane przypadki ekstremalnych opadów atmosferycznych na Dolnym Śląsku oraz w pozostałej części dorzecza górnej Odry

Data; miejsce; wysokość [m n.p.m.] (zlewnia)	Opad [mm]	Uwagi; (źródło)
6 VIII 1858 r.; Wrocław; 118 (Odra)	95,0/ 90 min	Nizina Śląska; 1,5 godziny; (Hellmann 1906, za: Chomicz 1951)
2 VIII 1888 r.; Świeradów; 550 (Kwisa/Bóbr)	215,0/d	Sudety; (Hellmann 1906, za: Chomicz 1951)
29 VII 1897 r.; Nová Louka; 800 (Izera/Łaba)	345,1/d	Sudety, G. Izerskie (Czechy) ; (Sobišek i in. 1993)
29 VII 1897 r.; Śnieżka; 1603 (Bóbr)	239,3/d	Sudety; (<i>Die Hochwasser-Katastrophe...</i> 1897)
29 VII 1897 r.; Schronisko Ks. Henryka; 1415 (Bóbr / Úpa)	225/d	Sudety; (<i>Die Hochwasser-Katastrophe...</i> 1897)
29 VII 1897 r.; Karpacz-Wang; 872 (Bóbr)	220/d	Sudety; (tego samego dnia Karpacz 91 mm, Miłków 117 mm, Kowary 187 mm); (<i>Die Hochwasser-Katastrophe...</i> 1897)
16 VIII 1897 r.; Bardo; 274 (Nysa Kłodzka)	98,0/ 45 min	Przedgórze Sudeckie; 45 minut; (<i>Ergebnisse...</i> , za: Chomicz 1951)
9 VII 1903 r.; Nová Červená Voda; 310 (Nysa Kłodzka)	240,2/d	Przedgórze Paczkowskie; (Štekl i in. 2001)
10 XI 1904 r.; Orle; 825 (Izera/Łaba)	132,1/d	Sudety, Góry Izerskie; (Wussow 1920)
2 VII 1909 r.; Schronisko Śnieżne Kotły; 1490 (Bóbr)	219,7/d	Sudety; (tego samego dnia Śnieżka 192 mm, Karpacz Wang 130 mm (Wussow 1920)
23 VII 1914 r.; Sławniowice; 300 (Nysa Kłodzka)	176,1/ 75min	Przedgórze Paczkowskie; 75 minut; (<i>Ergebnisse...</i> , za: Chomicz 1951)
25 VIII 1938 r.; Międzylesie; 453 (Nysa Kłodzka)	197,3/d	Sudety; (Juniewicz 1979)
2 IX 1938 r.; Paczków; 228 (Nysa Kłodzka)	113,5/d	Przedgórze Sudeckie; (Juniewicz 1979)

Data; miejsce; wysokość [m n.p.m.] (zlewnia)	Opad [mm]	Uwagi; (źródło)
2 IX 1938 r.; Trzebieszowice; ok. 370 (Nysa Kłodzka)	142,0/d	Sudety; (Juniewicz 1979)
2 IX 1938 r.; Wińsko; ok. 180 (Barycz)	119,7/d	Nizina Śląska; (Juniewicz 1979)
2 IX 1938 r.; Żmigród; ok. 90 (Barycz)	111,3/d	Nizina Śląska; (Juniewicz 1979)
2 VIII 1951 r.; Komorów; 275 (Bystrzyca)	193,4/d	Przedgórze Sudeckie; suma dobową, ale ten opad według relacji świadków trwał 2 godziny podczas nocy; (Sienkiewicz 1968)
10 VIII 1964 r.; Bielawa; 350 (Bystrzyca)	161,2/d	Przedgórze Sudeckie; prawie cała doba; (Sienkiewicz 1968)
10 VIII 1964 r.; Bierutowice; 860 (Bóbr)	185,0/d	Sudety; prawie cała doba; (Sienkiewicz 1968)
10 VIII 1964 r.; Kowary; 470 (Bóbr)	162,8/d	Sudety; prawie cała doba; (Sienkiewicz 1968)
10 VIII 1964 r.; Łagiewniki; 175 (Ślęza)	171,6/d	Przedgórze Sudeckie; prawie cała doba; (Sienkiewicz 1968)
10 VIII 1964 r.; Niemcza; 200 (Ślęza)	163,9	Przedgórze Sudeckie; prawie cała doba; (Sienkiewicz 1968)
10 VIII 1964 r.; Ostroszowice; 375 (Nysa Kłodzka)	191,8/d	Przedgórze Sudeckie; prawie cała doba; (Sienkiewicz 1968)
10 VIII 1964 r.; Ślęza; 720 (Bystrzyca)	169,3/d	Przedgórze Sudeckie; prawie cała doba; (Sienkiewicz 1968)
10 VIII 1964 r.; Świeradów; 550 (Kwisa/Bóbr)	151,0/d	Sudety; prawie cała doba; (Sienkiewicz 1968)
10 VIII 1964 r.; Walim; 520 (Bystrzyca)	175,3/d	Przedgórze Sudeckie; prawie cała doba; (Sienkiewicz 1968)
10 VIII 1964 r.; Wojków; 460 (Bóbr)	180,7/d	Sudety; prawie cała doba; (Sienkiewicz 1968)
29 V 1968 r.; Komarno; 500 (Bóbr)	190,6/d	Sudety, Góry Kaczawskie (Sienkiewicz 1968); opad trwający 16 godzin, ale w ciągu 1,5 godziny spadło 181,5 mm
31 VII – 2 VIII 1977 r.; Jakuszcze; 860 (Bóbr)	254,0	Sudety; opad 3-dniowy (Głowicki 1979)
31 VII 1977 r.; Szrenica; 1332 (Bóbr)	159,0/d	Sudety; (Głowicki 1979)
1 VIII 1977 r.; Przełęcz Okraj; 1046 (Bóbr)	190,6/d	Sudety/Karkonosze; (Głowicki 1979)
8 VIII 1978; Jakuszcze; 872 (Bóbr)	171,2/d	Sudety/Karkonosze/Góry Izerskie; (Otop 2004)
VI 1979 r.; stacja w górskiej części zlewni Bystrzycy; autorzy nie podają dokładnej daty i nazwy stacji	206,5	Sudety; opad 5-godzinny; zalenie Wałbrzyska; (Dubicki, Malinowska-Małek 2005)
5-9 VII 1997 r.; Šance; 509 (Ostravica)	616,9	Beskid Śląski; opady 5-dniowe; (Dubicki i in. 1999)
5-9 VII 1997 r.; Zlaté Hory; 433 (Biała Głuchołaska/Nysa Kłodzka)	513,0	Sudety/Jesioniki; opady 5-dniowe; (Dubicki i in. 1999)
5-9 VII 1997 r.; Rejviz; 757 (Opava)	511,0	Sudety/Jesioniki; opady 5-dniowe; (Dubicki i in. 1999)
5-9 VII 1997 r.; Racibórz; 205 (Odra)	244,3	Nizina Śląska; opady 5-dniowe; (Dubicki i in. 1999)
5-9 VII 1997 r.; Opole; 185; (Odra)	166,2	Nizina Śląska; opady 5-dniowe (Dubicki i in. 1999)
7 VII 1997 r.; Głubczyce; 290 (Psina)	111,7/d	Płaskowyż Głubczycki; (Dubicki i in. 1999)
7 VII 1997 r.; Lysa Hora; 1324 (Ostravica)	233,8/d	Beskid Śląski (Dubicki i in. 1999)

Data; miejsce; wysokość [m n.p.m.] (zlewnia)	Opad [mm]	Uwagi; (źródło)
7 VII 1997 r.; Międzygórze; 700 (Nysa Kłodzka)	200,1/d	Sudety; (Dubicki i in. 1999);
7 VII 1997 r.; Opole; 185 (Odra)	95,9/d	Nizina Śląska; (Dubicki i in. 1999)
7 VII 1997 r.; Rejvíz; 757 (Opava)	214,2/d	Sudety; (Dubicki i in. 1999)
7 VII 1997 r.; Zlaté Hory; 433; (Biała Głuchowska/Nysa Kłodzka)	214,0/d	Sudety; (Dubicki i in. 1999)
8 VII 1997 r.; Racibórz; 205 (Odra)	92,9/d	Nizina Śląska; (Dubicki i in. 1999)
22 VII 1998 r.; Zieleniec; 855 (Nysa Kłodzka)	172,3/d	Sudety, Góry Orlickie; (tego samego dnia Duszniki-Słeszów 170,0 mm; Chocieszów 148,6 mm; Deštné (Dzika Orlica/Łaba) 203,6 mm (Dubicki, Malinowska-Małek 2005);
20 VII 1997 r.; stacja XXX w dorzeczu Kaczawy	159,6/d	(Dubicki, Malinowska-Małek 2005); natężenie opadu 70,2 mm·h ⁻¹
13 VIII 2002 r.; Knažpa; 967 (Nysa Łużycka)	278/d	Sudety/Góry Izerskie (Czechy); (Strachota 2003);
13 VIII 2002 r.; Jakuszcze; 872 (Kamienna/Bóbr)	165,0/d	Sudety, (Dubicki, Malinowska-Małek 2005);
13 VIII 2002 r.; Świeradów; 550 (Kwisa/Bóbr)	188,1/d	Sudety, (Dubicki, Malinowska-Małek 2005);
31 VIII 2002 r.; Szczawno (Strzegomka/Bystrzyca)	178,0/d	Sudety, maksymalne natężenie opadu między 00–01 h 1 IX – 57,7 mm, między 05–06 h – 33,3 mm; (Dubicki, Malinowska-Małek 2005)
7 VIII 2006 r.; Świeradów; 550 (Kwisa/Bóbr)	163,4/d	Sudety, (materiały pomiarowe IMGW)

3.2.1. Opady wywołane przez konwergencję

Opady generowane przez konwergencję, mają – w myśl klasyfikacji Chomicza – charakter ulew i obejmują duży obszar sięgający dziesiątek tysięcy kilometrów kwadratowych, charakterystyczny jest przy tym ich znaczny czas trwania – od kilku do kilkadziesiątu godzin. Lokalnie, zwłaszcza w obszarach górskich, mogą przekształcać się w opady nawałne – szczególnie groźne ze względu na generowane sumy opadów i rozmiary objętego nimi obszaru. Opady tego typu mogą obejmować swym zasięgiem nawet cały Dolny Śląsk lub jego istotną część, zdarzają się głównie podczas lata, osiągając wtedy największą intensywność i powodując największe konsekwencje hy-

drologiczne, geomorfologiczne i społeczno-ekonomiczne.

W okresie prowadzenia szeroko zakrojonych pomiarów meteorologicznych, tego typu zdarzenia miały miejsce np. w 1888, 1897, 1903, 1938, 1964, 1977, 1997 i 2006 roku, prowadząc w konsekwencji do dużych, a nawet katastrofalnych powodzi. Geneza tych zdarzeń nie budzi wątpliwości, bowiem można je odnieść do map pola barycznego wykonanych na podstawie wyników pomiarów ciśnienia atmosferycznego prowadzonych w Europie w dużej liczbie stacji począwszy od drugiej połowy XIX wieku. Zdarzenia o nieco mniejszej intensywności występowały częściej, zazwyczaj co kilka lat.

Zapewne wiele z odnotowanych w zapiskach historycznych wcześniejszych przypadków intensywnych opadów i związanych z nimi powodzi w latach 1270, 1350, 1372, 1405, 1445, 1453, 1464, 1495, 1501, 1508,

1515, 1522, 1543, 1591, 1593, 1595, 1702, 1709, 1729, 1736, 1785 (roztopowa), 1813, 1826, 1829 i 1854 (Girguś, Strupczewski 1965, Czerwiński 1998) było wywołanych przez makroskalową konwergencję, jednak ze względu na brak odpowiednich danych nie ma możliwości przeprowadzenia analizy warunków synoptycznych kształtujących te zdarzenia.

Deszcze o tej genezie przynoszą podczas trwania pojedynczego zdarzenia od kilkudziesięciu do kilkuset milimetrów opadu, przekraczając nawet parokrotnie miesięczne normy klimatologiczne. Największe opady są obserwowane przede wszystkim w górnych częściach zlewni sudeckich dopływów Odry (tab. 3.3), gdzie są zazwyczaj 2–4 razy większe niż na Nizinie Śląskiej.

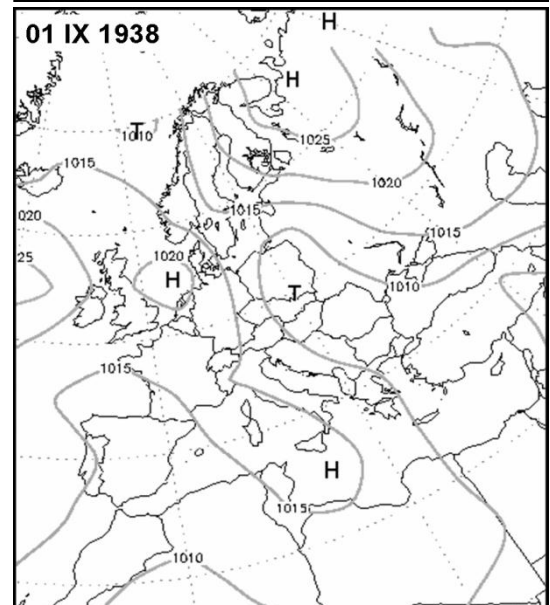
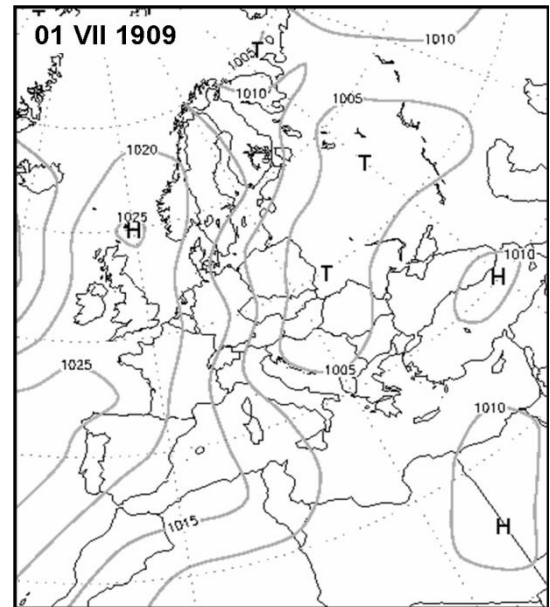
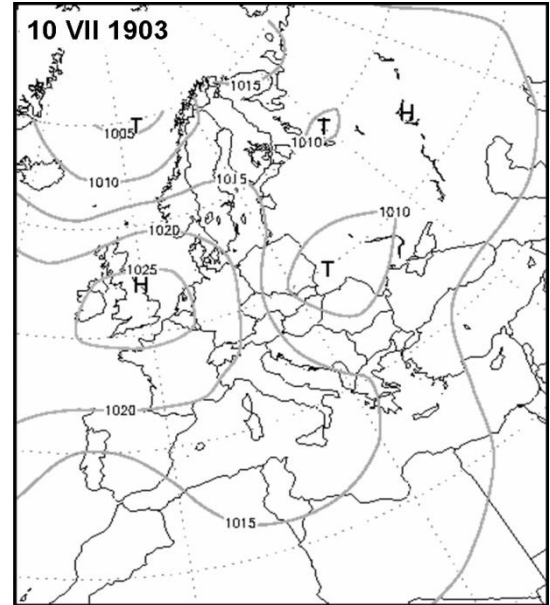
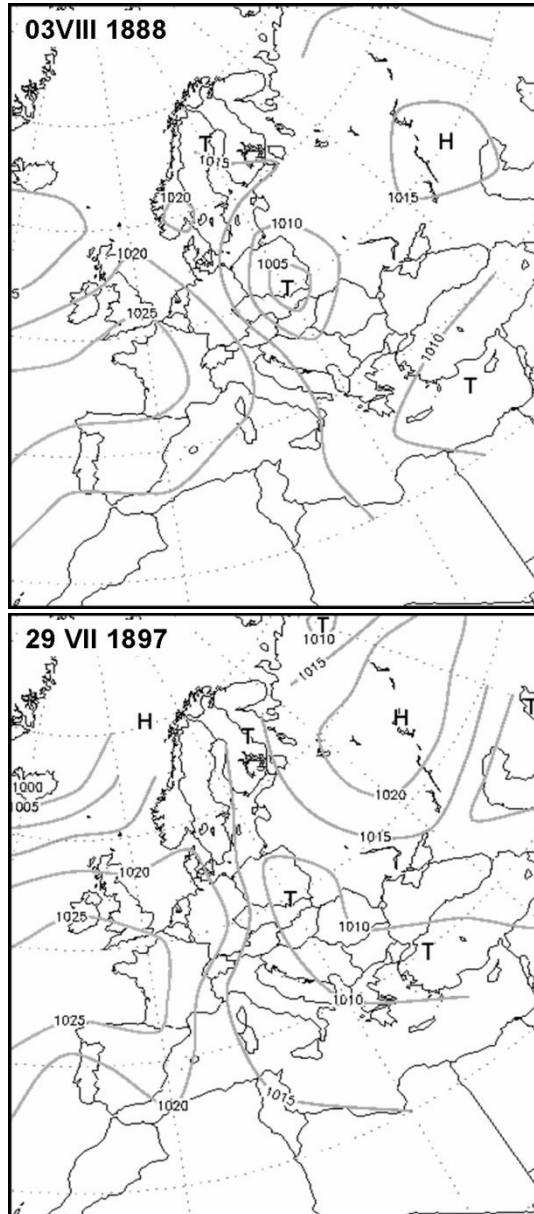
Makroskalowa konwergencja, określana także jako konwergencja w skali synoptycznej, towarzyszy w zasadzie każdemu układowi niskiego ciśnienia z systemem frontów atmosferycznych. Zjawisko to polega na zbieżności w dolnej i środkowej troposferze linii prądu płynącego powietrza. Rezultatem zbieżności jest wymuszony ruch wstępujący pod postacią wślizgu bądź wypychania ku górze dużych objętości powietrza względnie ciepłego ponad powietrze chłodne. Ruchowi wstępującemu towarzyszy adiabatyczne ochładzanie wznoszącego się powietrza ciepłego i w konsekwencji kondensacja części zawartej w nim pary wodnej, prowadząca w dalszej kolejności do powstania opadów atmosferycznych. Jeżeli zawartość pary wodnej w powietrzu poddanym wślizgowi jest duża, a konwergencja intensywna, to tworzące się opady mogą osiągać znaczną wydajność. Ponadto, o ile przemieszczanie niżu barycznego z układem frontów jest powolne, to strefa konwergencji wraz z towarzyszącymi jej zjawiskami może długo pozostawać ponad jednym regionem, powodując wydátne zwiększenie sum opadu. Powolny ruch lub nawet stagnacja układu barycznego nie oznacza osłabienia konwergencji, która nadal może być intensywna.

Opady ekstremalne wywołane przez konwergencję niemal wyłącznie powstają od maja do września, jednak głównie w lipcu i sierpniu. Przyczyny największej ich częstotliwości w optimum lata należy upatrywać w dwóch czynnikach. Po pierwsze, właśnie w środku lata całkowita zawartość pary wodnej w troposferze osiąga maksimum i stąd potencjalne możliwości kondensacji dużej ilości wody są w tym czasie największe. Po drugie, wskutek najsłabszego latem kontrastu termicznego pomiędzy strefą wysokich i niskich szerokości geograficznych, zachodni ruch powietrza w środkowej i górnej troposferze jest powolny i mało stabilny, co powoduje wolne przemieszczanie się dolnych układów barycznych i stosunkowo częste blokowanie ich ruchu.

Jak wynika z sytuacji barycznej na mapach dolnych (ryc. 3.2 i 3.3), konfiguracja pola ciśnienia i kierunek napływu powietrza podczas wszystkich zamieszczonych przypadków najbardziej intensywnych opadów rozlewnych na Dolnym Śląsku były bardzo do siebie podobne. Dolny Śląsk znajdował się pod wpływem układu niskiego ciśnienia usytuowanego w bezpośrednim sąsiedztwie na wschód lub południowy-wschód. Równocześnie występował szybki wzrost ciśnienia w kierunku zachodnim w związku z rozbudowanym nad Europą Zachodnią klinem wysokiego ciśnienia na północno-wschodnim skraju Wyżu Azorskiego. Ciśnienie w centrum układu niżowego w większości przypadków wynosiło około 1005 hPa, a w obrębie klina wyżowego około 1025 hPa. W efekcie wektor poziomego gradientu ciśnienia skierowany był ku wschodowi (w sektorze od ENE do SE), co powodowało napływ powietrza z NNE lub z rumbów sąsiednich. W większości przypadków gradient ciśnienia był duży lub bardzo duży, powodując intensywną dolną cyrkulację atmosferyczną prostopadłą do masywu Sudetów.

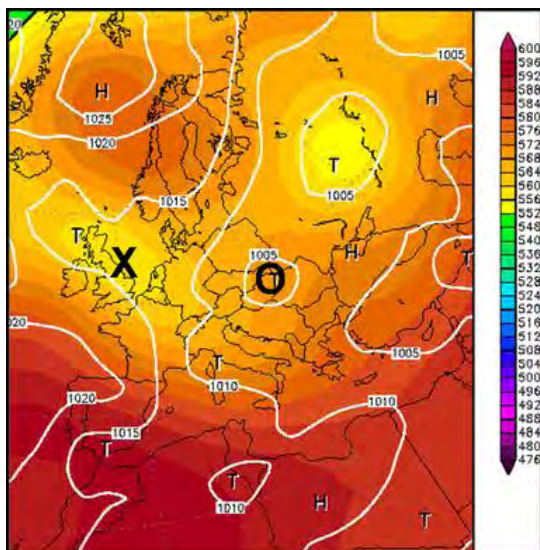
Drugą kluczową cechą układu dolnego jest jego termiczna asymetria. Po wschodniej stronie niżu następuje napływ z sektora południowego ciepłych i wilgotnych mas powie-

trza, najczęściej zwrotnikowego morskiego lub polarnego morskiego starego. Po stronie zachodniej niżu obecne jest napływające z północy polarne morskie powietrze chłodne. Kontrast termiczny między tymi masami może przekraczać 10°C , co powoduje szereg konsekwencji, w tym intensyfikację konwergencji.

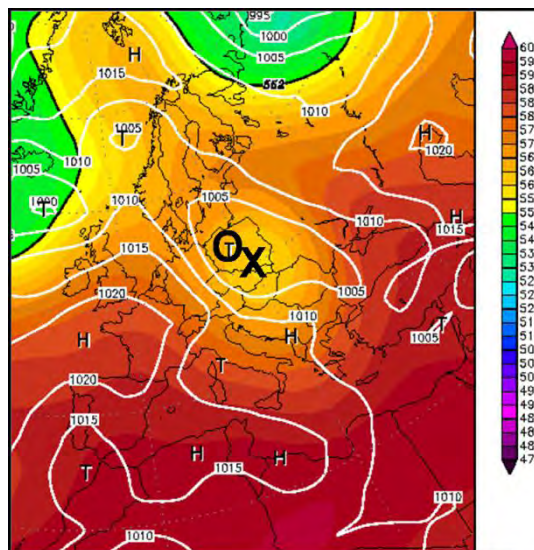


Ryc. 3.2. Mapy dolne sytuacji barycznej nad Europą w dniach wybranych zdarzeń opadów rozlewnych spowodowanych makroskalową konwergencją: 3 sierpnia 1888, 29 lipca 1897, 10 lipca 1903, 1 lipca 1909 i 1 września 1938 r. (H – wyż, T – niż). Źródło: *Karten Archiv*, 2008 – data dostępu

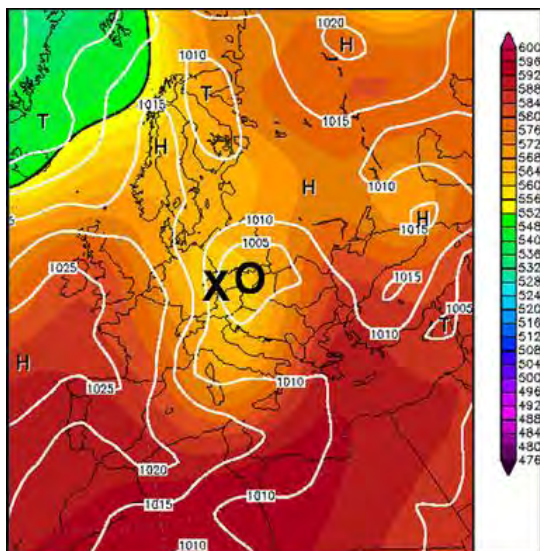
10 VIII 1964



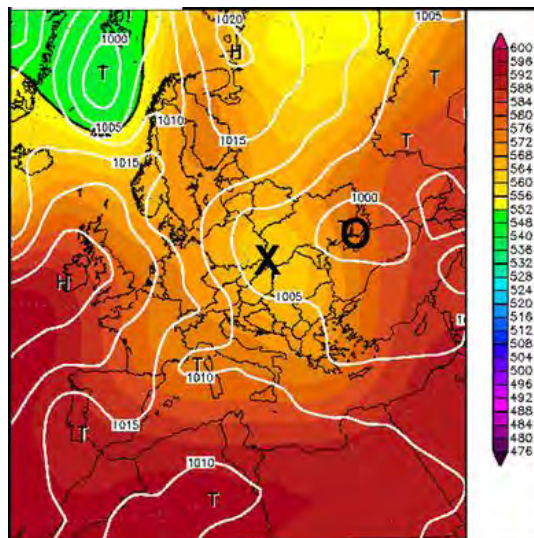
13 VIII 2002



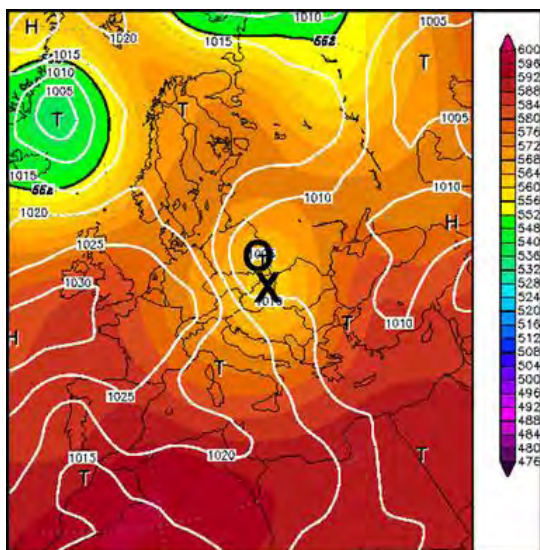
01 VIII 1977



07 VIII 2006



07 VII 1997



Ryc. 3.3. Mapy dolnej sytuacji barycznej (izolinie) oraz mapy topografii barycznej 500 hPa (skala kolorystyczna) nad Europą w dniach wybranych zdarzeń opadów rozlewnych spowodowanych przez makroskalową konwergencję: 10 sierpnia 1964, 1 sierpnia 1977, 7 lipca 1997, 13 sierpnia 2002 i 7 sierpnia 2006 r. Na mapach zaznaczono centra układów niżowych sterujących cyrkulacją atmosferyczną w rejonie południowo-zachodniej Polski: kółko oznacza centrum układu dolnego, krzyżyk – na poziomie 500 hPa. Źródło: *Karten Archiv*, 2008 – data dostępu

O ile dla opisanych przypadków sprzed połowy XX wieku warunki synoptyczne można odtworzyć jedynie na podstawie dolnych map barycznych, o tyle dla lat późniejszych dostępne są także informacje o konfiguracji topografii barycznej na poziomach wyższych, o pionowej strukturze atmosfery z sondaży aerologicznych oraz rozkładzie innych wielkości np. całkowitego zapasu wody w słupie atmosfery (PWAT – ang. *precipitable water*). W pięciu analizowanych przypadkach z drugiej połowy XX i początku XXI wieku (ryc. 3.3) konfiguracja topografii barycznej na poziomie 500 hPa wykazuje istotne różnice względem poziomu dolnego, wynikające z baroklinowości atmosfery ukształtowanej pod wpływem rozkładu przestrzennego temperatury powietrza w dolnej połowie troposfery.

Odmierna konfiguracja pola barycznego na poziomach dolnym i górnym oznacza stopniową zmianę wraz z rosnącą wysokością położenia centrum ośrodka niżowego, którego pionowa oś jest przechylona w kierunku powietrza chłodnego, co prowadzi w rezultacie do silnej konwergencji. Począwszy od północnej po zachodnią część dolnego niżu dokonuje się intensywny wślizg ciepłego powietrza (które od wschodu i północy okrążyło ten niż), ponad masę chłodną napływającą z kierunku północnego.

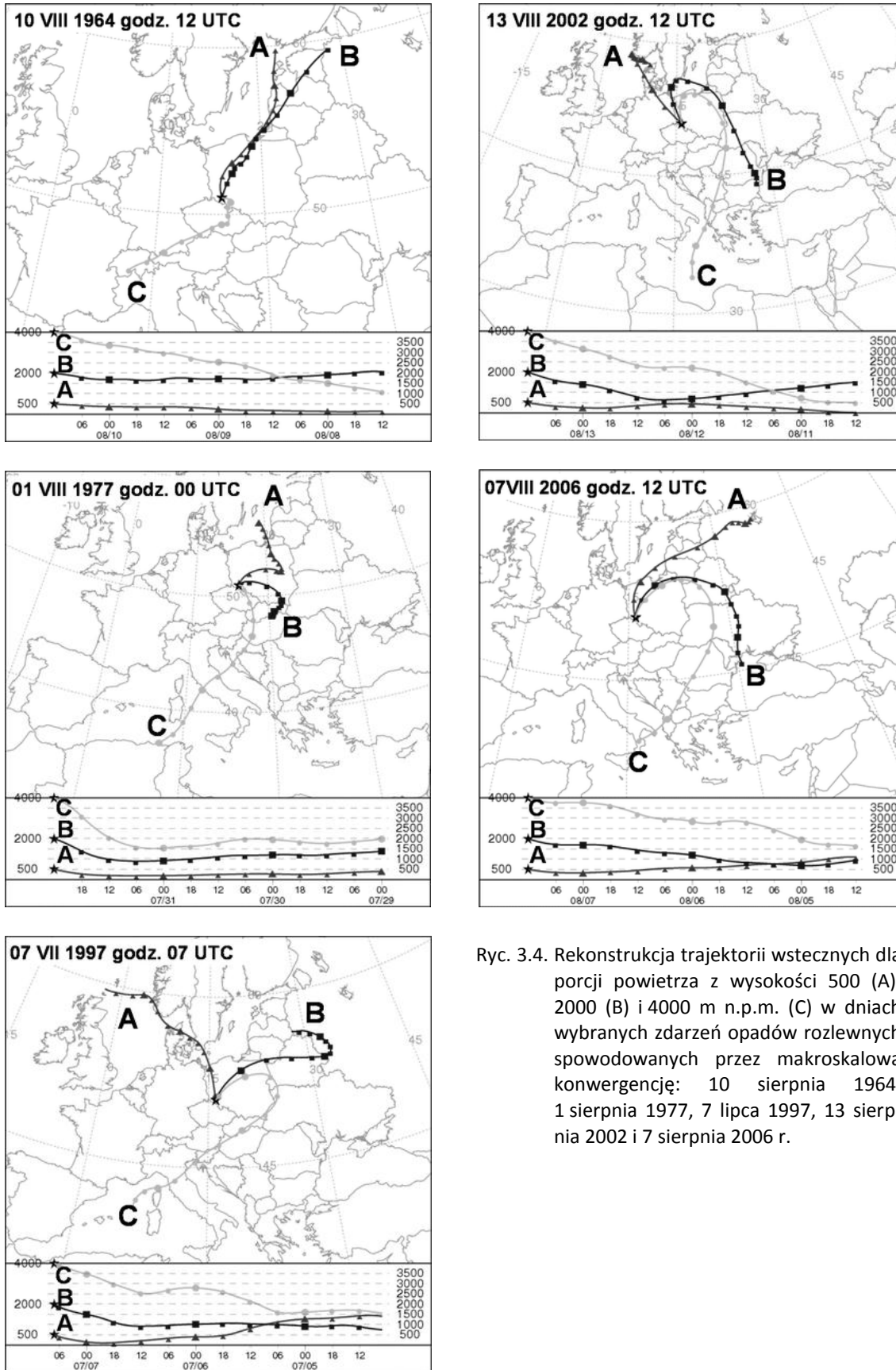
Wyjątkową skalę i intensywność konwergencji pokazują wyniki przeprowadzonych analiz trajektorii wstecznych w pięciu przypadkach opadów rozlewnych począwszy od połowy XX wieku (ryc. 3.4). Powietrze na każdym z trzech rozpatrywanych poziomów (500, 1000 i 4000 m n.p.m.) podczas trzech dni poprzedzających analizę napływało z innego obszaru geograficznego. Cechą wspólną przypadków jest pochodzenie masy powietrznej na poziomie 4000 m n.p.m. z rejonu Morza Śródziemnego, natomiast powietrza na poziomie dolnym (500 m n.p.m.) z obszarów położonych w sektorze północnym w stosunku do Dolnego Śląska – w zależności od konkretnego przypadku –

między Morzem Norweskim a północną Rosją.

Oprócz powietrza zwrotnikowego na poziomie górnym oraz powietrza polarnego morskiego na poziomie dolnym, w strefę konwergencji na pośredniej wysokości może być wciągane z sektora wschodniego powietrze polarne kontynentalne lub przetransformowane powietrze polarne morskie stare. Podczas lata powietrze kontynentalne, ze względu na ewapotranspirację z podłoża, może zawierać dużo wilgoci, stanowiąc istotne źródło pary wodnej dla procesów opadotwórczych. Dotyczy to szczególnie stref na obrzeżach kontynentalnego wyżu, gdy przy małych opadach wewnątrzmasowych bądź ich braku, wartości PWAT podczas kolejnych dni mogą stopniowo rosnąć.

W przedstawionej analizie trajektorii wstecznych uwagę zwraca także bardzo wyraźne podnoszenie napływającej masy na poziomie górnym ilustrujące wślizg ciepłego powietrza, któremu towarzyszy podobny, chociaż mniej intensywny, wślizg powietrza na poziomie pośrednim. Wstępujący ruch powietrza jest najsilniejszy w rejonie objętym opadami. Oznacza to, że w strefie konwergencji, której rozmiary horyzontalne w stosunku do rozmiarów sterującego układu barycznego są stosunkowo małe, podnoszeniu i adiabatycznemu ochłodzeniu poddane jest powietrze pochodzące z obszarów o powierzchni przekraczającej milion kilometrów kwadratowych. Rozległość zasilania strefy konwergencji przez wilgotne powietrze stanowi warunek konieczny dla wystąpienia opadów wielokrotnie przewyższających obserwowane wartości PWAT, które w strefie intensywnych opadów z reguły mieszczą się w przedziale 20–35 mm.

Wskutek wślizgu dochodzi do adiabatycznego ochłodzenia powietrza o dużej objętości, kondensacji pary wodnej i powstawania dość rozległej strefy intensywnych opadów atmosferycznych o ciągłym charakterze. Nie są to jednak klasyczne opady frontalne frontu ciepłego albo okluzji o charakte-

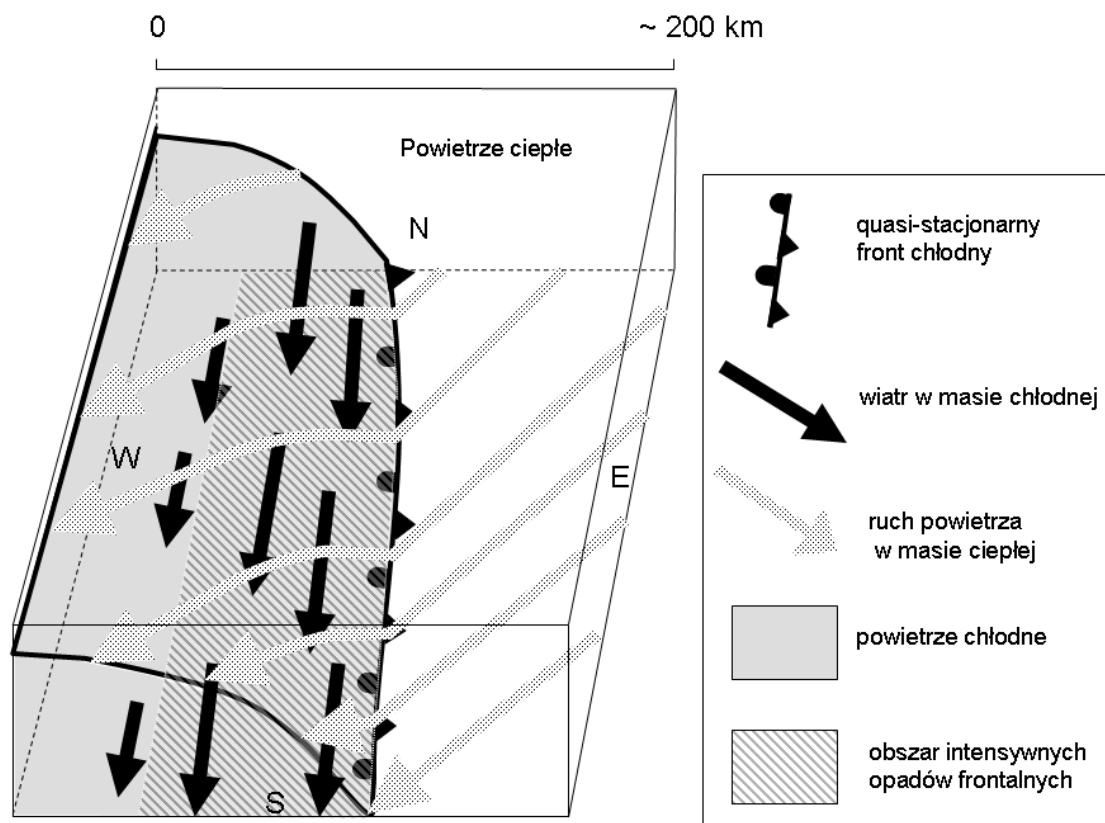


Ryc. 3.4. Rekonstrukcja trajektorii wstecznych dla porcji powietrza z wysokości 500 (A), 2000 (B) i 4000 m n.p.m. (C) w dniach wybranych zdarzeń opadów rozlewnych spowodowanych przez makroskalową konwergencję: 10 sierpnia 1964, 1 sierpnia 1977, 7 lipca 1997, 13 sierpnia 2002 i 7 sierpnia 2006 r.

rze ciepłym. Wydaje się, że charakter powierzchni frontalnej przypomina raczej stagnujący anabatyczny front chłodny, gdzie wypychaniu ciepłego powietrza przed frontem towarzyszy dalszy jego wślizg ponad powietrze chłodne po powierzchni frontalnej w środkowej troposferze (ryc. 3.5). Z uwagi na fakt, że ciepła i wilgotna masa powietrzna jest podczas lata mało stabilna termodynamicznie, mogą się w niej pojawiać (zwłaszcza już podczas wstępowania ponad powierzchnię frontalną) wbudowane w nią lokalne chmury konwekcyjne Cumulonimbus, przynoszące burze i chwilową intensyfikację ciągłych opadów.

W rezultacie, jeśli podczas intensywnej letniej konwergencji dojdzie do stagnacji

lub spowolnienia ruchu strefy frontalnej, to sumy dobowe opadu atmosferycznego nawet na obszarze nizinnym mogą osiągać 50–100 mm, incydentalnie przekraczając 100 mm (np. 2 września 1938 r. w Wińsku i Żmigrodzie, kiedy wynosiły odpowiednio 119,7 i 111,3 mm; patrz tab. 3.3). Podobna sytuacja miała miejsce 10 sierpnia 1964 r. gdy bardzo wysokie sumy dobowe opadów wystąpiły w całej południowej części Dolnego Śląska, w tym także poza Sudetami (np. w Łagiewnikach – 171,6 mm; tab. 3.3). W tym ostatnim dniu konfiguracja pola barycznego na poziomie dolnym była zasadniczo różna w stosunku do poziomu izobarycznego 500 hPa, powodując napływ górnego ciepłego i wilgotnego powietrza z południa,



Ryc. 3.5. Mechanizm powstawania opadów intensywnych związanych z makroskalową konwergencją nad południowo-zachodnią Polską; na blokdigramie przedstawiono przekrój przez dolną i środkową troposferę. Jeżeli struga chłodnego i wilgotnego powietrza z sektora północnego w strefie intensywnych opadów frontalnych natrafi na obszary górskie, to podczas wymuszonego ruchu wstępującego dochodzi do dodatkowej kondensacji pary wodnej i orograficznego wzrostu intensywności opadu. Im szybszy ruch powietrza w tej strudze, tym większe orograficzne wzmożenie opadu

a dołem chłodnego i także wilgotnego powietrza z północy, co oznaczało wyjątkowo silną konwergencję. Sumy dobowe opadu obserwowane wtedy w Sudetach były podobne jak na Przedgórzu Sudeckim i w niektórych stacjach nizinnych, co uznać należy za odstępstwo od normy, spowodowane zapewne przez stosunkowo słaby gradient ciśnienia na poziomie dolnym i tym samym mało intensywny spływ chłodnego powietrza z północy. W takich warunkach efekty orograficzne w masie chłodnej nie zaznaczyły się ze zwykłą dla innych przypadków intensywnością.

W sytuacji typowej dla opadów ekstremalnych wywołanych przez makroskalową konwergencję gradient ciśnienia na poziomie dolnym jest duży, a przepływ chłodnego powietrza z sektora NW-N-NE silny, wskutek czego na barierze orograficznej, którą stanowią Sudety, dochodzi do intensywnego spiętrzania płynącego dołem powietrza. Powietrze to jest podczas swego ruchu po dowietrznej stronie gór nieustannie przenikane przez cząstki opadu atmosferycznego generowanego ponad powierzchnią frontałą, co prowadzi do jego nasycenia parą wodną. Podczas piętrzenia orograficznego, już od podstawy stoków, dochodzi nad górami (wskutek wilgotnoadiabatyicznego ochładzania) do dodatkowej kondensacji wody zwiększającej w istotny sposób wodność chmur. Wzbogacone w wodę chmury dolnego piętra są wciąż przemywane przez krople deszczu z wyższego poziomu, które z uwagi na drastycznie większe rozmiary opadają szybciej i po kolizyjnych trajektoriach w stosunku do kropelek budujących chmurę. W efekcie duża liczba kolizji kropeł deszczu z kropelkami chmury powoduje znaczące, często nawet więcej niż dwukrotne zwiększenie intensywności występującego opadu. Zwiększenie intensywności opadu nad górami następuje zatem w sposób zbliżony do znanego z literatury efektu „seeder-feeder” (Bergeron 1965, Dore, Choularton 1992). Główną różnicą jest skala zjawiska, dotycząca nie pojedynczych izolowanych wzniesień, a całych grup górskich w obrębie Sudetów. Ponadto,

w przypadku opadów rozlewnych w Sudetach, zjawisko „feeder” nie ma charakteru odrębnej chmury czapowej okalającej szczyt góry, a występuje jako wyraźne zwiększenie wodności już wcześniej istniejących chmur piętra dolnego, które podlegają ruchowi wstępującemu wymuszonemu rzeźbą terenu.

Przedstawiony mechanizm orograficznego wzmożenia intensywności opadu bardzo dobrze tłumaczy obserwowaną prawidłowość polegającą na tym, że największe sumy dobowe podczas opadów rozlewnych są obserwowane na grzbietach górskich ze stokami opadającymi ku N i NE, szczególnie gdy po stronie dowietrznej brak jest innych dużych wzniesień, na których ten efekt mógłby się wcześniej dokonywać prowadząc do częściowego zmniejszenia PWAT w napływającej masie powietrznej. Maksimum opadu może być nieznacznie, tzn. do 2–5 kilometrów, przesunięte w głąb masywu górskiego w kierunku południowym od linii grzbietu, co jest uzasadnione dryfem wiatrowym opadających cząstek opadu. Taka właśnie jest pozycja morfologiczna stanowiska pomiarowego Nová Louka w Górach Izerkich, na którym 29 lipca 1897 r. zmierzono rekordową dla Sudetów sumę dobową opadu wynoszącą 345,1 mm.

Należy dodać, że pogląd według którego opady orograficzne powstają pod wpływem wymuszonej rzeźbą terenu intensywnej konwekcji w masie chłodnej prowadzącej do powstania silnie rozbudowanych chmur Cumulonimbus (Olszowicz i in. 1999, Kupczyk i in. 2005), nie wydaje się uzasadniony. Sprovokowana orografią konwekcja wymaga dłuższego czasu (rzędu dziesiątek minut), aby we wznoszącym się powietrzu powstały cząstki opadu atmosferycznego. Przy obserwowanej dużej prędkości wiatru w masie chłodnej efekt zwiększenia opadów byłby obserwowany w odległości wielu kilometrów po zawietrznej stronie grzbietu, czego nie potwierdzają dane obserwacyjne. Ponadto tworzenie się cząstek opadu tą drogą jest utrudnione z uwagi na intensywne opady ciągle pochodzące z chmur frontalnych

w środkowej części troposfery, które „przechesują” chmury tworzące się nad przeszkodą, uniemożliwiając normalny przebieg wzrostu cząstek opadu zgodny z mechanizmem Findeisena-Bergerona.

Bardzo ciekawe rezultaty przyniosły szczegółowe pomiary intensywności opadów w sierpniu 2002 r. przeprowadzone w sieci pomiarowej Czeskiego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego (CHMU) w Górach Izerskich, po części w obrębie zlewni Nysy Łużyckiej/Odry, a po części Izery/Łaby (Strachota 2003). Otóż podczas opadów rozlewnych o wydajności przekraczającej $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ największą intensywność opadu stwierdzono przy nasilającym się wietrze, który na odległej o około 30 kilometrów Śnieżce osiągnął 13 sierpnia 2002 r. o godz. 12 UTC prędkość $41 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ przy kierunku północnym. Właśnie pomiędzy godziną 12 a 13 UTC w sąsiednich Górach Izerskich obserwowano kulminację intensywności opadu na poziomie $15\text{--}24 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Rola dużej prędkości wiatru w kształtowaniu maksymalnej intensywności opadu polega na spiętrzaniu na przeszkodzie orograficznej zwiększonej objętości nasyconego powietrza w jednostce czasu. To przekłada się na dodatkową ilość skondensowanej podczas spiętrzania wody i podnosi intensywność jej wymywania przez opad pochodzący z góry.

Pojawianie się podczas opadów ekstremalnych wysokiej prędkości wiatru w płynącej z północy masie powietrza zimnego jest zjawiskiem typowym, co więcej, często maksymalną prędkość w pionowym przekroju troposfery obserwuje się w okolicy górnej części warstwy granicznej atmosfery, a nie na poziomach wyższych. Przyczyną takiej sytuacji jest asymetria termiczna układu niżowego. W masie chłodnej, gdzie ciśnienie szybko rośnie w kierunku zachodnim, spadek ciśnienia z wysokością jest szybszy niż w masie ciepłej na wschodzie. W efekcie różnice ciśnienia i jego poziomy gradient zmniejszają się z wysokością, czemu towarzyszy spadek prędkości wiatru w troposferze powyżej warstwy granicznej. Ten stosun-

kowo wąski i zarazem intensywny strumień zimnego powietrza bywa nazywany dolnotroposferycznym prądem strumieniowym (Sobínek i in. 1993).

W świetle przedstawionego mechanizmu powstawania opadów orograficznych staje się zrozumiała relacja na temat przebiegu warunków pogodowych w Karkonoszach sporządzona podczas opadów lipcowych 1897 r. (*Die Hochwasser-Katastrophe...* 1897, za: Czerwiński 1991): *Opady rozpoczęły się po południu 27 lipca, początkowo miały jednak umiarkowane natężenie i występowały z przerwami. Wieczorem 28 lipca intensywność opadów zaczęła narastać. Utrzymywały się przez cały dzień 29 lipca, a w nocy na 30 lipca można było mówić o oberwaniu chmury. W niektórych miejscach w wyższych partiach gór w godzinach 21–07 spadło 120–150 mm deszczu. Od rana 29 lipca góry spowila gęsta mgła, a od wieczora tegoż dnia zaczął się silny wiatr z północnego zachodu, którego siła dochodziła do huraganowej, a kierunek zmieniał się z czasem na północno-wschodni. W południe 30 lipca deszcz ustał.*

W tym opisie zwraca uwagę fakt, że największe opady poprzedziło pojawienie się w górach gęstej mgły, co można interpretować jako początek orograficznego spiętrzania nasyconego parą wodną powietrza. Główna fala opadów wystąpiła podczas nasilonego wiatru z sektora północnego, czyli przy szczególnie intensywnym spiętrzaniu orograficznym powietrza napływającego w obrębie dolnej troposfery, które zachodziło przy obecności opadów frontalnych generowanych z wyższego poziomu. W efekcie nad Sudetami Zachodnimi, wskutek dodatkowej kondensacji w strumieniu powietrza wznoszącego się na północnych stokach, wzrastała wodność chmur przejawiająca się we wzroście rozmiarów już istniejących kropelek chmury i w tworzeniu się nowych. Ta dodatkowa ilość wody była wymywana z atmosfery przez opad pochodzący z warstw wyższych. Rezultatem tego były w Karkonoszach Wschodnich rekordowe sumy opadu w dniu

29 lipca (tab. 3.3), które w kilku posterunkach opadowych począwszy od środkowego odcinka stoku Karkonoszy w górę po grzbiet wyniosły powyżej 200 mm, a w zachodniej części Gór Izerskich na wspomnianej już stacji Nová Louka osiągnęły 345 mm, co do dzisiaj pozostaje wartością rekordową w Środkowej Europie poza Alpami.

Szczególne miejsce wśród opadowych zdarzeń ekstremalnych w Europie Środkowej zajmują powodziowe opady z pierwszej dekady lipca 1997 r. (Müller i in. 2009), które objęły swym zasięgiem zlewnię górnej i środkowej Odry oraz górnej Morawy i górnej Wisły. Wyjątkowość tego zdarzenia polegała nie tyle na ekstremalnej intensywności zjawiska (większe dobowe sumy opadów zmierzono choćby podczas zdarzeń w 1897 i 2002 r.), ile z uwagi na długotrwałość opadów i objęty nimi obszar. W przeważającej części dorzecza górnej Odry nieprzerwane opady trwały ponad 50 godzin, w kilku stacjach przekraczając 3 doby (np. Kubalonka [Olza] 75 godzin, Bolesławów [Biała Łądeczka] 73 godziny; Dubicki, Malinowska-Małek 1999). O stagnacji i częściowej regeneracji strefy konwergencji w lipcu 1997 r. świadczą choćby kolejne dobowe sumy opadów w stacji Kamienica (Biała Łądeczka), które w dniach 5, 6, 7, 8 i 9 lipca wyniosły odpowiednio 10, 122, 180, 154 i 16 mm, przynosząc łącznie 482 mm w ciągu pięciu dni. Największe sumy opadów w tym samym czasie wystąpiły w prawobrzeżnej części czeskiego dorzecza Odry: na stacji Náně wyniosły 617 mm (w kolejnych dniach od 5 do 9 lipca 15, 66, 230, 99 i 207 mm, na stacji Lysá hora – 586 mm, a na stacji Uspolka 513 mm, sumy wyższe od 500 mm wystąpiły także w lewobrzeżnej części zlewni Odry (Zlaté Hory – 513 mm, Jeseník – 512 mm, Rejvíz – 511 mm i Vidly – 501 mm; tab. 3.3). Położenie strefy intensywnej konwergencji podczas tego zdarzenia, tzn. przez około 100 godzin, wahało się pomiędzy Sudetami Zachodnimi a Beskidem Śląskim pozostając najczęściej w otoczeniu

Bramy Morawskiej (Dubicki, Malinowska-Małek 1999).

Jak pokazuje analiza trajektorii wstecznych napływającego powietrza, strefa konwergencji była zasilana nie tylko przez płynące górą zwrotnikowe masy powietrzne oraz dołem przez powietrze polarne morskie, ale także przez masy powietrza kontynentalnego pochodzące znad Europy Wschodniej (ryc. 3.4).

Osobną kwestią jest określenie związku między ogólną cyrkulacją atmosferyczną i ekstremalnymi opadami wywołanymi przez konwergencję. Panujący pogląd, że zdarzenia takie są pochodną niżów wędrujących szlakiem Vb Van Bebbra (Van Bebbber 1883), tzn. znad Zatoki Genueskiej lub Adriatyku dalej ku północy i północnemu wschodowi nad Europę Środkową, należy uznać w zasadzie za słuszny, chociaż nie wszystkie niży przynoszące ekstremalne opady postępują według tej trasy. Konstatacja ta nie wyjaśnia jednak mechanizmów prowadzących do powstania silnej konwergencji. Należy zauważyć, że istotną rolę w inicjowaniu intensywnej cyklogenezy i towarzyszącej jej konwergencji ma adwekcja nad zachodnią lub południowo-zachodnią część Europy dużej porcji (co najmniej kilka milionów km³) zimnego powietrza polarnego morskiego lub arktycznego z północy i następnie jej odcięcie od masy źródłowej przez wał wyżowy rozbudowany równoleżnikowo nad Północnym Atlantykiem i Skandynawią. Taka „kropla” zimnego powietrza może przez wiele dni w grubej warstwie utrzymywać odrębność swych cech w stosunku do cieplejszego otoczenia, począwszy od podłoża do poziomu co najmniej 500 hPa. Spowodowana tą drogą cyklogeneza jest tym bardziej intensywna, im większy kontrast termiczny „kropki chłodu” w stosunku do otoczenia (np. gdy chłodne powietrze dotrze do basenu Morza Śródziemnego). Odcięcie chłodnego powietrza od masy źródłowej powoduje, że zaburzenie występuje nie w postaci zatoki niżowej wędrującej z zachodu na wschód wraz z ogólną cyrkulacją atmosfery, a przybiera postać

izolowanego niżu, który przemieszcza się powoli i często zmienia kierunek. Należy podkreślić, że począwszy od połowy XX w. wszystkie omówione przypadki ekstremalnych opadów związanych z makroskalową konwergencją rozpoczynały się właśnie w taki sposób, tzn. od powstania na zachodzie kontynentu „kropli” chłodu.

Z uwagi na stosunkowo długi, bo trwający kilka dni, czas rozwoju sytuacji od powstania izolowanej „kropli” zimnego powietrza do wystąpienia ekstremalnych opadów, pojawienie się takiej kropli nad Europą Zachodnią i przylegającymi morzami można wykorzystać do wczesnego ostrzegania o niebezpieczeństwie potencjalnie grożącym Europie Środkowej. Nie oznacza to jednak możliwości precyzyjnego prognozowania na kilka dni naprzód wystąpienia ekstremalnych opadów rozlewnych, zarówno w odniesieniu do ich intensywności jak i czasu oraz miejsca zdarzenia.

Podsumowując należy stwierdzić, że ekstremalne opady rozlewne wywołane przez makroskalową konwergencję powstają z reguły w wyniku intensywnej cyklogenezy zorganizowanej pod postacią quasi-stacjonarnego asymetrycznego termicznie niżu wkraczającego z sektora południowego nad Europę Środkową. Niż taki zapewnia zasilanie w wilgotne powietrze z sektora od S przez SE i E do NE, które wstępuje ponad powietrze chłodne napływające z sektora NW i N. Powierzchnia frontalna oddzielająca obydwie masy powietrzne ma najczęściej charakter anabatycznego frontu chłodnego. Największe opady występują w miejscach, gdzie szybko płynąca struga chłodnego i jednocześnie nasyconego parą wodną powietrza z północy jest orograficznie deformowana przez pasma górskie Sudetów i Beskidu Śląskiego. Całość zjawiska jest zwykle uwarunkowana przez wcześniejsze o kilka dni włamanie i odcięcie „kropli” zimnego powietrza, która napłynęła z północy w rejon zachodniej części Morza Śródziemnego.

3.2.2. Opady wywołane przez konwekcję

Opady ekstremalne o genezie konwekcyjnej trwają krócej, a ich intensywność jest większa niż w przypadku opadów wywołanych przez makroskalową konwergencję. Z reguły należą one do kategorii opadów nawalnych, obejmując swym zasięgiem dziesiątki i setki kilometrów kwadratowych. Najsilniejsze opady tego typu zmierzone na terenie Dolnego Śląska spełniają kryterium deszczów nawalnych III stopnia (Chomicz 1951). Takich przypadków było pięć, z czego trzy należą do deszczów nawalnych IV stopnia (ryc. 3.1). Należy tutaj zaznaczyć, że liczba takich zdarzeń w ciągu ostatnich stu kilkudziesięciu lat niewątpliwie była większa. Wiele z nich nie zostało jednak odnotowanych ze względu na niewystarczającą gęstość sieci pomiarowej oraz z uwagi na brak informacji o czasie trwania opadu dla danej doby. Standardowo w takich przypadkach opad traktowany jest jako 24-godzinny, pomimo że w rzeczywistości trwał krócej. Ponadto w niektórych przypadkach termin pomiaru opadu (06 UTC) mógł dzielić jeden nawet krótkotrwały epizod na dwa sąsiednie dni, znacząco wpływając na obniżenie intensywności wynikającej z danych w archiwach meteorologicznych.

Wśród znanych z literatury i dobrze udokumentowanych przypadków najbardziej intensywnych opadów konwekcyjnych wyróżniają się trzy zdarzenia (tab. 3.3, ryc. 3.6). Pierwsze z nich miało miejsce tuż przed wybuchem I wojny światowej 23 lipca 1914 r. w Sławniowicach koło Nysy, gdy w ciągu 75 minut spadło aż 176,1 mm deszczu (*Ergebnisse...*, za: Chomicz 1951). Niemal taką samą intensywność miał opad z 29 maja 1968 r. w Komarnie, gdzie podczas popołudnia w ciągu 90 minut spadło 182,6 mm deszczu (Sienkiewicz 1968), a także opad z 2 sierpnia 1951 r. w Komorowie koło Świdnicy, który wyniósł 193,4 mm w ciągu 2 godzin. Spośród udokumentowanych przypadków deszczu nawalnego na terenie całej

Polski bardziej intensywny był jedynie opad na stacji Skrzyczne w Beskidzie Śląskim, który wystąpił 23 lipca 1956 r. i w czasie 90 minut wyniósł 220,1 mm (Sienkiewicz 1968).

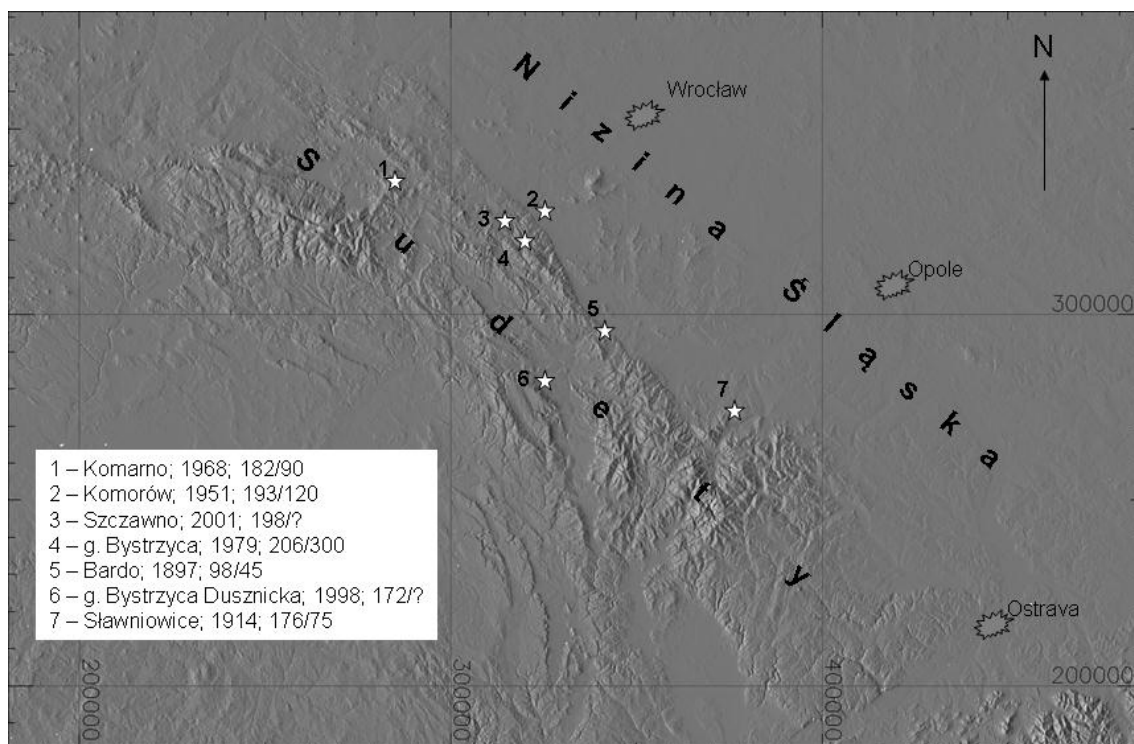
Opady tego typu powodują gwałtowne wezbrania na lokalnych małych ciekach, które mogą przybierać charakter powodzi błyskawicznych (ang. *flash flood*) co dobrze oddaje relacja Sienkiewicza (1968) z okolic Komarna: *W dniu 29 maja mieszkańcy wsi Komarno, oddległej o około 13 km od Jeleniej Góry, przeżyli chwile grozy, gdy w wyniku zjawiska tzw. oberwania się chmury olbrzymie zwały wody w ciągu zaledwie kilkunastu minut zaczęły zalewać mieszkania i zabudowania gospodarcze. Grozę sytuacji powiększał olbrzymi huk i łoskot wleczonych i toczonych przez wodę z dużą szybkością, głazów i rumoszu skalnego przy bardzo słabej widzialności (około 5 metrów). Duża ilość spadającej wody, w krótkim czasie wypełniła koryto miejscowego potoku, zalała łąki i utworzyła na drodze biegnącej środkiem wsi, nowy o dużej prędkości ciek. Wysokość płynącej po drodze wody wahała się w granicach 1 m, a wielkość toczonych głazów osiągała promień 0,5 m.[...] Sytuacja jaka zaistniała była wynikiem wystąpienia bardzo intensywnego lokalnego opadu nawałnego, który według skali doc. Chomicza osiągnął wydajność IV stopnia (B4). Zjawisko rozpoczęło się o godzinie 14.30 od słabego deszczu, który w ciągu kilku minut zmienił gwałtownie intensywność, przechodząc w opad nawałny deszczu z gradem i po około 45 minutach ponownie zmienił intensywność przechodząc w słaby deszcz. Wysokość opadu zmierzona przez stację opadową PIHM w Komarnie za okres półtorej godziny osiągnęła wartość 182,6 mm, zaś za dobę 190,6 mm. [...] Opierając się na relacjach mieszkańców wsi Komarno, według których przedstawiono przebieg zjawiska w czasie, można sądzić, że w mniejszym przedziale czasowym, niż dokonano pomiaru wielkości opadu, występował opad nawałny V stopnia. Poza tym z lokalnego rozkładu przestrzenne-*

go opadu wynikałoby, że centrum wydajności opadu znajdowało się nie nad obszarem deszczomierza, a na odległych o około 2 km, wyżej o 200 m położonych wzgórzach i tam wydajność opadu była największa.

Inne udokumentowane na Dolnym Śląsku deszcze nawałne co najmniej III stopnia to opad z 16 sierpnia 1897 r. w Bardzie, który przyniósł 98,0 mm w ciągu 45 minut (*Ergebnisse...*, za: Chomicz 1951) oraz opad w zlewni górnej Bystrzycy w czerwcu 1979 r., gdy opady deszczu w ciągu 5 godzin przyniosły 206,5 mm wody (Dubicki, Malinowska-Malek 2005, dokładne data i nazwa opisanej stacji nie zostały przez autorów przytoczone).

Do tej kategorii należy także zaliczyć przypadek bardzo intensywnych opadów w nocy 22/23 lipca 1998 r. w zlewni Bystrzycy Dusznickiej, wskutek których w następującej po nich powodzi śmierć poniosło 9 osób. Opad dobowy zmierzony 23 lipca w kilku stacjach górnej części zlewni przekraczał 170 mm, a w części dolnej 100 mm (tab. 3.3), należy jednak zauważyć, że wystąpił w charakterze deszczu nawałnego trwającego kilka godzin (Dubicki, Malinowska-Malek 2005). Także wielkie opady podczas nocy z 31 sierpnia na 1 września 2002 r. i związana z nimi powódź na Bystrzycy i Strzegomce związane były z intensywną konwekcją i miały bardzo gwałtowny charakter (Dubicki, Malinowska-Malek 2005), w tym przypadku trwały przez kilka godzin, dając sumy sięgające 178 mm w Szczawnie (tab. 3.3).

Wspólnym elementem łączącym wymienione przypadki jest pora roku zdarzenia, zawierająca się pomiędzy późną wiosną a późnym latem, tj. w okresie maksymalnego zapasu pary wodnej w troposferze i największej aktywności konwekcji. Charakterystyczne jest, że większość przypadków z opadem nawałnym stopnia III+, miała miejsce podczas nocy; tak było 2 sierpnia 1951 r., 22 lipca 1998 r. i 31 sierpnia 2002 r. Ponadto zwraca uwagę podobieństwo w usytuowaniu stacji pomiarowych z opadem nawałnym. We



Ryc. 3.6. Lokalizacja przypadków wystąpienia opadów nawaalnych na Dolnym Śląsku. Kolejność informacji w ramce: miejsce zdarzenia; rok; suma [mm]/czas [min]. Wizualizację rzeźby terenu wykonano w Pracowni Metod Modelowania Przestrzennego Środowiska Geograficznego IGRR UW. z rastrowego numerycznego modelu terenu SRTM o rozdzielczości 90 m; współrzędne WGS [m]

wszystkich wypadkach są to stacje położone po północno-wschodniej stronie masywów górskich lub w ich wnętrzu. Zwraca uwagę fakt, że w większości zdarzeń (Sławniowice, Bardo, Ostroszowice, Komorów, Wałbrzych, Szczawno, górne części zlewni Bystrzycy i Strzegomki; patrz tab. 3.3) deszcze nawałne występowały w sąsiedztwie sudeckiego uskoku brzeżnego czyli po obu stronach wybitnej krawędzi morfologicznej oddzielającej Sudety od Przedgórza Sudeckiego. W świetle dotąd opublikowanych materiałów, na obszarze nizinnym należącym do Nizy Środkowo-europejskiego, który obejmuje znaczną część terytorium Dolnego Śląska, opady nawałne o intensywności III+ nie występowały, co nie oznacza, że nie mogą tam zdarzyć się w ogóle. Przykładem bardzo intensywnego opadu poza Sudetami i Przedgórzem Sudeckim jest zdarzenie z Wrocławia w dniu 6 sierpnia 1858 r., kiedy opad trwający 90 minut przyniósł 95 mm wody (Hellmann 1906, za:

Chomicz 1951; tab. 3.3), co oznaczało deszcz nawałny II stopnia.

Pomimo wyraźnego skupienia opadów nawaalnych w pobliżu Sudetów, w obszarze ich występowania nie jest widoczna pozytywna zależność sumy opadu od wysokości. Opisywane zdarzenia zachodziły z podobną wydajnością na wysokości od poniżej 300 m n.p.m. (Bardo, Sławniowice, Komorów) do 855 m n.p.m. (Zieleniec). Jest to jedna z istotnych różnic rozkładu przestrzennego w stosunku do opadów wywołanych przez makroskalową konwergencję.

Warunki synoptyczne kształtujące te zdarzenia były podobne: w słabo gradientowym polu ciśnienia od zachodu lub północnego zachodu przemieszczała się powoli zatoka bądź bruzda niskiego ciśnienia z frontem oddzielającym gorące i wilgotne powietrze (zwykle zwrotnikowo morskie) na wschodzie i południu od postępującego od zachodu i północy chłodniejszego powietrza PMs. Należy pamiętać, że charakterystyka

pionowej struktury atmosfery jest dokonywana w oparciu o dane ze stacji aerologicznych, które rozmieszczone są stosunkowo rzadko, a sondáže wykonywane są tylko 2 razy na dobę: o godzinie 00 i 12 UTC. W przypadku Dolnego Śląska jest tylko jedna taka stacja – Wrocław, ponadto pomocne mogą być dane ze stacji położonych w sąsiedztwie tzn. z Drezna, Pragi, Ostrawy i Brna. W żadnym z omawianych przypadków czas i miejsce wystąpienia opadu nawałnego nie były zgodne z czasem i miejscem wykonania sondáže, z tego powodu warunki atmosferyczne określane przez sondáže należy traktować jedynie jako ogólną charakterystykę pionowej struktury masy powietrznej, w której doszło do danego zdarzenia, a nie jako dokładną rekonstrukcję stanu atmosfery na obszarze opadów nawałnych podczas ich trwania (ta sama uwaga odnosi się również do zdarzeń wiatrowych o genezie konwekcyjnej).

Zdarzenia z ostatnich dziesięcioleci, lepiej udokumentowane odpowiednimi materiałami synoptycznymi, pokazują, że ważnym czynnikiem jest wysoka wartość PWAT w masie ciepłej i wilgotnej przy dużej zawartości pary wodnej w warstwie granicznej atmosfery. We Wrocławiu w dniach omawianych opadów nawałnych PWAT wahała się od 30 do 40 mm i w każdym przypadku była to wartość wyraźnie wyższa niż sezonowa średnia. Duża zawartość pary wodnej w warstwie granicznej wyrażała się w postaci wysokich wartości temperatury punktu rosy T_d zmierzonej na stacjach synoptycznych. We wszystkich zdarzeniach T_d była wyższa niż 15°C, przekraczając incydentalnie 20°C. Takie warunki wilgotnościowe masy powietrznej zapewniały włączanie w prądy wznoszące odpowiedniej ilości pary wodnej, która ulegała następnie kondensacji i w wyniku szeregu procesów prowadziła do powstania intensywnych opadów.

Następną cechą charakterystyczną najsilniejszych opadów nawałnych są specyficzne warunki równowagi termodynamicznej troposfery. Opady takie nie występują

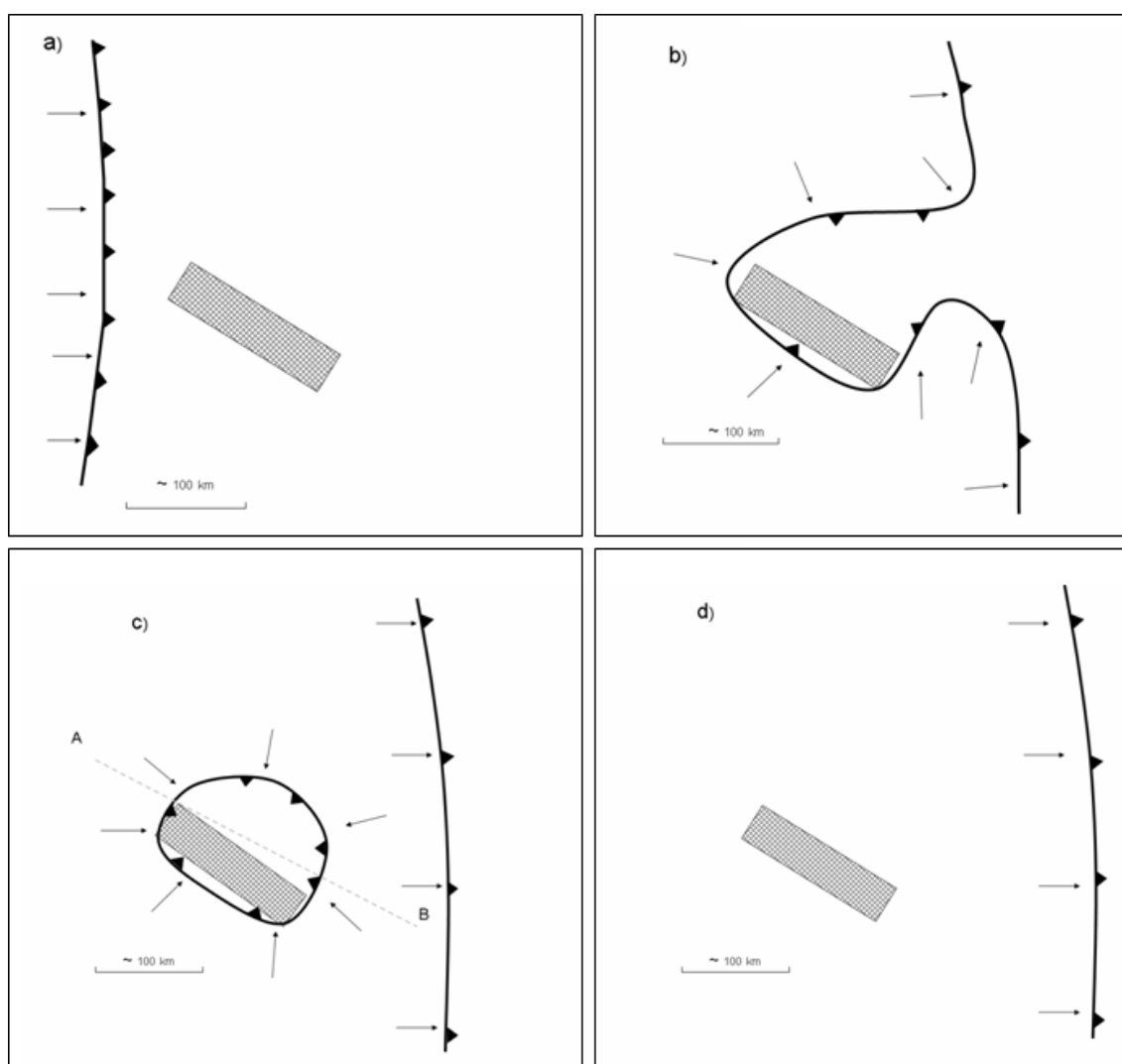
przy dużej chwiejności masy powietrznej w całym profilu pionowym dolnej i środkowej troposfery, ale przy chwiejności warunkowej i współwystępowaniu na pewnej wysokości w atmosferze wyraźnej warstwy hamującej, w obrębie której równowaga jest stała lub nawet występuje swobodna inwersja temperatury. W przypadku istnienia równowagi chwiejnej począwszy od podłoża do co najmniej środkowej troposfery, konwekcja występuje spontanicznie i tworzą się bardzo liczne komórki konwekcyjne dające przelotne opady atmosferyczne. W takiej sytuacji, gdy pojedyncze komórki konwekcyjne znajdują się blisko siebie, mają one niewielkie rozmiary horyzontalne, a tym samym ograniczone możliwości „zasysania” ku górze wilgotnego powietrza z warstwy granicznej atmosfery, w którym następnie dochodzi do kondensacji zawartej w nim pary wodnej. W efekcie przelotne opady atmosferyczne, chociaż występują licznie, z reguły nie osiągają intensywności silnych ulew, a suma opadów rzadko osiąga wielkość PWAT charakterystyczną dla masy powietrznej tzn. wartość około 30 mm.

W odróżnieniu od konwekcji spontanicznej występującej jednocześnie w licznych komórkach, sytuacje z warunkową chwiejnością i obecnością warstwy hamującej mogą prowadzić do wystąpienia opadów atmosferycznych o sumie nawet kilka razy przekraczającej wartość PWAT. Mechanizm takich opadów polega na tym, że warstwa hamująca może być przebita od dołu jedynie w miejscu wystąpienia najsilniejszych prądów konwekcyjnych, jednak kiedy już do takiego przebicia dojdzie to zasięg zasilania przez wypieranie wilgotnego powietrza z najniższej części troposfery jest o wiele większy niż w przypadku silnej spontanicznej konwekcji. Przyczyną jest brak w bezpośrednim sąsiedztwie innych komórek, które mogłyby konkurować o dostęp do zapasu ciepłego i wilgotnego powietrza. W rezultacie w strefie chwiejności powyżej warstwy hamującej dochodzi do powstania sięgających tropopauzy potężnych chmur Cumulo-

nimbus zasilanych poprzez rejon „przebiecia” przez wilgotne powietrze z warstwy granicznej atmosfery. Tego rodzaju komórki konwekcyjne mogą przybierać duże rozmiary o objętości dziesiątek a nawet setek tysięcy kilometrów sześciennych, tworząc tzw. mezoskalowe systemy konwekcyjne (ang. *Mesoscale Convective Systems*). Oczywiście powstrzymywanie konwekcji (ang. *convective inhibition*) nie może być zbyt mocne, bo w takiej sytuacji w ogóle nie mogłoby dojść do przebiecia warstwy hamującej i powstania chmur burzowych. Poniżej warstwy hamują-

cej w ogóle nie występowałyby chmury lub co najwyżej słabo wypiętrzone chmury Cumulus i Stratocumulus, którym nie towarzyszą opady atmosferyczne.

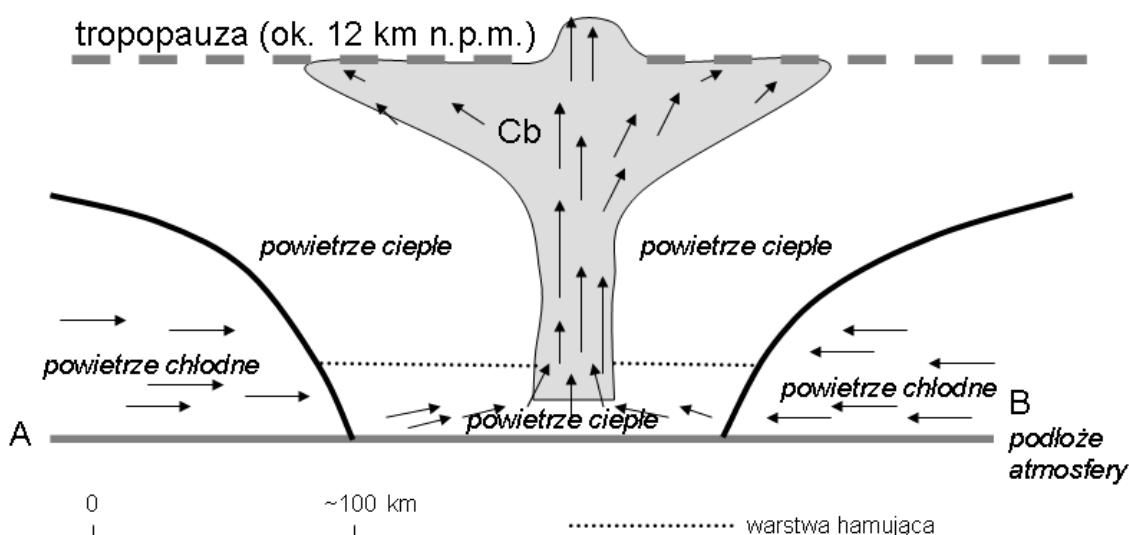
Jak się wydaje, w realiach geograficznych Dolnego Śląska rozwój mezoskalowych kompleksów konwekcyjnych może być po części warunkowany wpływem rzeźby terenu (ryc. 3.7). Prawdopodobny typowy rozwój sytuacji prowadzący do powstania nawałnych opadów o genezie konwekcyjnej polega na deformacji powoli przemieszczającego się



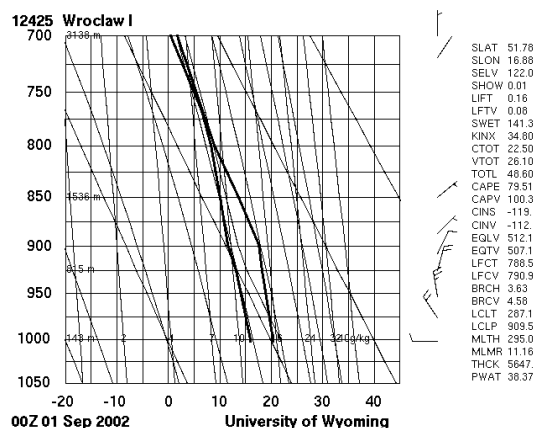
Ryc. 3.7. Rozwój sytuacji synoptycznej na obszarze południowo-zachodniej Polski warunkującej wystąpienie opadów nawałnych o genezie konwekcyjnej: (a) nadejście od zachodu frontu chłodnego, (b) deformacja przebiegu frontu na masywie Sudetów powodująca powstanie mezoskalowego systemu konwekcyjnego MCS, (c) wypełnianie zamkniętej komórki MCS w rejonie Sudetów, (d) sytuacja po zaniku MCS. Sytuację na linii przekroju A – B ilustruje ryc. 3.8

frontu chłodnego pod wpływem masywu Sudetów. Ruch frontu ulega spowolnieniu nad górami lub na ich bezpośrednim przedpolu, podczas gdy na północ i na południe przemieszczanie frontu ku wschodowi jest szybsze (ryc. 3.7 a,b). Po zawietrznej stronie Sudetów na rozległym obszarze może nawet pozostać izolowana porcja ciepłego i wilgotnego powietrza, otoczonego ze wszystkich stron przez powietrze chłodne, które napierając ze wszystkich stron, powoduje wypychanie masy ciepłej ku górze (ryc. 3.7c). W konsekwencji istniejąca warstwa hamująca ulega przebicciu w rejonie najsilniejszych prądów wstępujących, po czym rozwijająca się w nieskrępowany sposób konwekcja sięga górnej troposfery, lokalnie prowadząc nawet do podniesienia poziomu tropopauzy (ryc. 3.8). Efektem tak silnej i zlokalizowanej konwekcji mogą być krótkotrwałe opady nawałne. Z uwagi na lokalny charakter, krótkotrwałość zjawiska i niewielki kontrast termiczny mas powietrznych, powstawanie zamkniętej komórki ciepłego powietrza nie jest zazwyczaj odzwierciedlone w przebiegu linii frontu na mapach synoptycznych wykonywanych w skali kontynentu.

Zarysowany powyżej scenariusz rozwoju sytuacji synoptycznej znajduje potwierdzenie w danych z sondażu aerologicznego z Wrocławia (ryc. 3.9) z 1 września 2002 r. o godzinie 00 GMT, gdy w górnej części warstwy granicznej był obserwowany silny strumień powietrza z północy przy znacznie mniej dynamicznym ruchu powietrza na poziomach niższych i wyższych. Pionowa struktura wiatru jest trudna do wyjaśnienia w inny sposób niż deformacją pola przepływu nad górami. Przy ogólnie zachodnim kierunku ruchu masy powietrznej doszło do opłynięcia przeszkody górskiej od północy (i zapewne także od południa) przy jednoczesnym zablokowaniu masy na linii Sudetów, a następnie do konwergencji po zawietrznej stronie gór, czego przejawem jest właśnie spływ z północy o prędkości przekraczającej $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ widoczny na wysokości kilkuset metrów ponad gruntem. W rezultacie w strefie konwergencji doszło do przebiccia warstwy hamującej, silnej konwekcji i wystąpienia katastrofalnych nocnych opadów nawałnych w zlewni Bystrzycy i Strzegomki (tab. 3.3).



Ryc. 3.8. Przekrój poprzeczny A–B przez komórkę mezoskalowego systemu konwekcyjnego w rejonie Sudetów wraz z Przedgórzem Sudeckim podczas maksymalnego nasilenia opadów (faza „c” z ryc. 3.7); największe opady występują w strefie stagnacji chmury Cumulonimbus (Cb); szczególnie intensywne prądy wstępujące podpiętrzają tropopauzę w postaci tzw. „overshooting top” – zjawisko wyraźnie widoczne także na ryc. 3.21 (sytuacja 30 maja 2005 r.)



Ryc. 3.9. Diagram aerologiczny dla Wrocławia z 1 września 2002 r. (godz. 00 UTC).
Źródło: DAS, 2008 – data dostępu

Quasi-stacjonarny mezoskalowy kompleks konwekcyjny może powodować intensywne burze i nawałne opady deszczu utrzymujące się nad tym samym obszarem nawet przez kilka godzin, co uzasadnia powstanie tak dużych jak obserwowane sum opadu. Oczywiście tylko niektóre fronty spośród wielu mogą być skutecznie spowolnione lub zablokowane przez skądiną niewysokie pasmo górskie. O zaistnieniu takiej sytuacji współdecyduje zapewne szereg czynników, wśród których między innymi należy wymienić kierunek i prędkość ruchu masy powietrznej oraz wysokość i siłę warstwy hamującej. Dokładniejsze określenie w jakich warunkach front może ulec tak daleko idącej deformacji wymaga przeprowadzenia bardziej szczegółowych badań na podstawie możliwie dużej liczby zdarzeń.

3.3. Ekstremalne zjawiska termiczne

Istotne dla charakterystyki warunków klimatycznych są skrajne wahania temperatury. Temperatura najwyższa oraz najniższa w dłuższym przedziale czasu kształtuje się z jednej strony pod wpływem warunków cyrkulacyjnych przynoszących wyjątkowo ciepłą albo też zimną masę powietrzną, z drugiej strony – pod wpływem czynników

lokalnych sprzyjających zaostrzeniu występującego wzrostu temperatury albo pogłębieniu jej spadku. Temperatura ekstremalna – zwłaszcza przez oddziaływanie temperatury minimalnej – stanowi ważny czynnik selekcyjny dla wzrostu roślin uprawnych oraz wpływa na skład gatunkowy w ekosystemach.

Ekstremalne zjawiska termiczne mają różny charakter i różne jest ich oddziaływanie na środowisko przyrodnicze i sferę społeczno-ekonomiczną. Zalicza się do nich m.in. skrajnie wysoką lub niską temperaturę powietrza, długotrwałe fale upałów i mrozów, a także późnowiosenne przymrozki powodujące poważne straty gospodarcze.

3.3.1. Skrajne wahania temperatury

Zgodnie z danymi obserwacyjnymi z obszaru południowo-zachodniej Polski, najwyższa temperatura powietrza $+40,2^{\circ}\text{C}$ została odnotowana dnia 29 lipca 1921 r. w Prószkowie pod Opolem, co jest także maksimum maksimum na terenie całej Polski. Wydarzenie to nastąpiło w warunkach antycyklonalnego napływu powietrza zwrotnikowego z sektora południowego. W nizinnej części Dolnego Śląska absolutne maksima temperatury w większości przypadków zawierają się w przedziale $35\text{--}38^{\circ}\text{C}$ i w istotnym stopniu zależą od długości okresu pomiarowego.

Gdy idzie o temperaturę najniższą, rzecz jest bardziej złożona. Zbliżone wartości zmierzono w różnych miejscach w różnym czasie przy zasadniczo odmiennej sieci obserwacyjnej. I tak w okresie przed II wojną światową najniższą temperaturę $-37,0^{\circ}\text{C}$ zanotowano w Dusznikach w dniu 11 lutego 1929 r., tego samego dnia w Oleśnie na Śląsku Opolskim temperatura była jeszcze nieco niższa i wyniosła $-37,2^{\circ}\text{C}$ (Klimakunde... 1939). Głębokie spadki temperatury osiągające -33°C stwierdzono także podczas kilkuletnich pomiarów 1875–1881 r. prowadzonych w Karłowie w Górach Stołowych

(Richter 1882). W okresie powojennym, według danych pomiarowych IMGW (dawniej PIHM) za najniższą uchodzi temperatura $-36,9^{\circ}\text{C}$, która wystąpiła 10 lutego 1956 r. w Jeleniej Górze przy napływie powietrza arktycznego z północnego wschodu.

Pomiary prowadzone od 1996 r. na Hali Izerskiej na wysokości 820 m n.p.m. wykazały, że temperatura powietrza kilkakrotnie spadała poniżej -35°C (Sobik 2005). Najniższą jej wartość $-37,1^{\circ}\text{C}$ zmierzono w tym samym miejscu 24 stycznia 2004 r. podczas napływu arktycznej masy powietrznej z północy. W okresie prowadzenia pomiarów na Hali Izerskiej w żadnym innym stanowisku pomiarowym na Dolnym Śląsku nie stwierdzono podobnie niskiego minimum temperatury, z czego wnosimy, że w warunkach synoptycznych, które wystąpiły np. podczas zimy lat 1929 i 1956, spadek temperatury na Hali Izerskiej zapewne był głębszy od -40°C , przekraczając nawet historyczne minima absolutne dla terytorium Polski tzn. $-41,0^{\circ}\text{C}$ zanotowane 11 stycznia 1940 r. w Siedlcach i $-40,6^{\circ}\text{C}$ 10 lutego 1929 r. w Żywcu (Kuziemska 1983).

Stacje meteorologiczne w Dusznikach, Jeleniej Górze, Karłowie i na Hali Izerskiej położone są w wyraźnie wklęsłych formach terenu sprzyjających tworzeniu się nocnych radiacyjnych inwersji termicznych, podczas których dochodzi do największych spadków temperatury. Szczególnie intensywnie zjawisko to występuje w słabo wciętych dolinnych obniżeniach w obrębie rozległych spłaszczeń o charakterze plateau, tak jak w przypadku Hali Izerskiej i Karłowa. Na temat podobnych zjawisk zachodzących we wklęsłych formach terenu na Dolnym Śląsku istnieją różne doniesienia np. z terenu Gór Wałbrzyskich (Schmuck 1953), Kotliny Jeleniogórskiej (Głowicki 1970), Gór Izerskich (Mikułowski 1999, Sobik, Urban 2000) oraz Gór Bystrzyckich i Orlickich (Sobik, Miszuk 2005).

W takich miejscach nawet podczas lata temperatura powietrza może obniżać się poniżej 0°C , w istotny sposób wpływając na

przebieg wegetacji i skład gatunkowy zbiorowisk roślinnych. W optimum lata w lipcu 1996 r. przy napływie powietrza arktycznego temperatura powietrza na torfowiskach Hali Izerskiej na standardowej wysokości 2 m nad poziomem gruntu spadała podczas trzech kolejnych nocy poniżej 0°C , osiągając 21 lipca $-5,0^{\circ}\text{C}$. Oznacza to, że na Hali Izerskiej nocny mróz może wystąpić w dowolnym dniu w roku i nie występuje tu okres bezprzymrozkowy. W sensie absolutnego minimum temperatury Hala Izerska jest prawdopodobnie najzimniejszym miejscem w całej Polsce podczas wszystkich miesięcy okresu wegetacyjnego.

Bardzo ważnym czynnikiem wpływającym na głębokość nocnego spadku temperatury są właściwości termiczne podłoża, szczególnie jego przewodnictwo cieplne, a właściwie admitancja: im mniejsza transmisja ciepła zmagazynowanego w podłożu, tym głębszy spadek temperatury wywołany nocnym wypromieniowaniem ciepła. Głębokość spadku temperatury jest w istotny sposób regulowana przez rodzaj pokrycia terenu. Słabą admitancję wykazują obszary łąkowe i inne pokryte grubą warstwą darni, większa admitancja występuje w wysokopiennym lesie, jeszcze większa na gruntach ornych i największa na obszarach zabudowanych. Z tego powodu obniżenia dolinne porośnięte łąkami, szczególnie na glebach torfowych, mają skrajnie niską admitancję i tam właśnie znajdują się tzw. mrozowiska, w których ujemna temperatura powietrza może pojawiać się nawet podczas lata. W warunkach zimowych najgłębsze minima występują podczas zalegania grubej pokrywy śnieżnej będącej słabym przewodnikiem ciepła.

Głębokie nocne spadki temperatury na Hali Izerskiej (a także w innych podobnych formach terenu), którym towarzyszą dzienne maksima typowe dla dowolnego miejsca w Sudetach o podobnej wysokości bezwzględnej, powodują występowanie ekstremalnych różnic między dniem i nocą. Dobrym przykładem bardzo dużych amplitud dobowych temperatury w kotlinach śródgór-

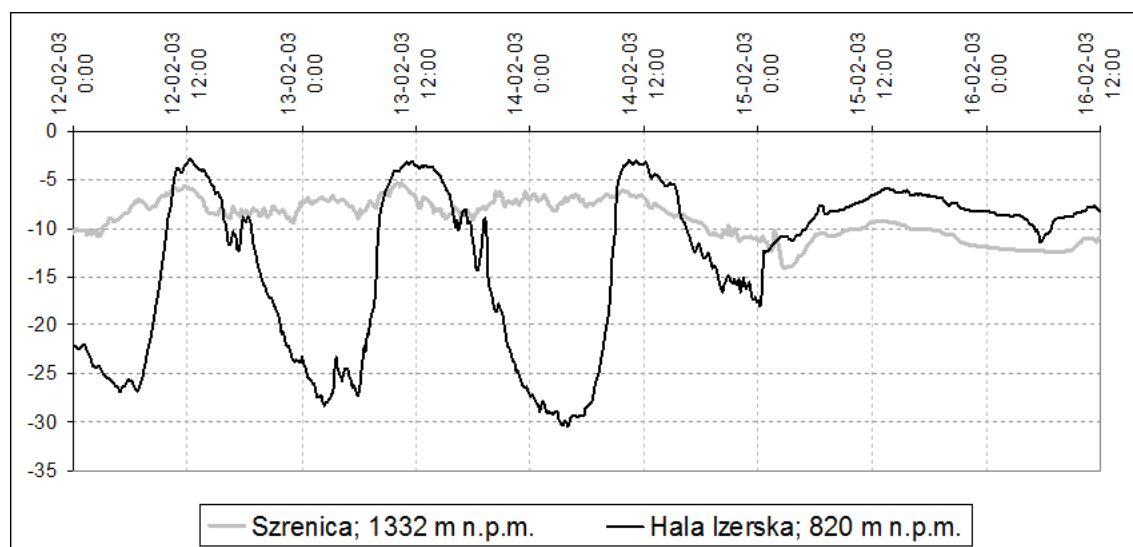
skich jest kilkudniowy przedział czasu w lutym 2003 r. (ryc. 3.10). W dniach 12–14 lutego w warunkach mroźnej pogody radiacyjnej podczas stagnacji powietrza polarnego kontynentalnego amplitudy dobowe temperatury na Hali Izerskiej przekraczały 25 K, 14 lutego osiągając niemal 28 K, podczas gdy na nieodległej Szrenicy (1332 m n.p.m.) amplituda wyniosła tylko 5 K. Nocnemu spadkowi temperatury w stacji dolinnej towarzyszyła nasilająca się radiacyjna inwersja termiczna osiągająca nad ranem natężenie około 20 K. Zjawiskiem charakterystycznym jest wyraźny spadek dobowego maksimum temperatury wraz z rosnącą wysokością nad poziomem morza, dlatego podczas wszystkich dni analizowanego okresu maksimum dobowe na Hali Izerskiej było o około 3–4 K wyższe niż na Szrenicy.

Na ryc. 3.10 jest dobrze widoczny kontrast w dobowym przebiegu temperatury między pogodą antycyklonalną i cyklonalną. Podczas pogody cyklonalnej 15 i 16 lutego 2003 r. amplituda temperatury na obydwu stacjach była podobna a ponadto na większej wysokości (Szrenica), niezależnie od pory doby, temperatura powietrza była o około 3 K niższa niż na Hali Izerskiej. W kilka dni później 24 lutego 2003 r. amplituda dobowa

temperatury na Hali Izerskiej osiągnęła niespotykaną wartość 31 K, przy czym zjawisko to zaszło podczas nawrotu antycyklonalnej pogody radiacyjnej w polarnej kontynentalnej masie powietrznej. W tym samym dniu w godzinach rannych pomiędzy dnem kotliny a szczytem górskim wystąpiła inwersja termiczna o ekstremalnym natężeniu, gdy na Hali Izerskiej było o 25 K zimniej niż na Szrenicy (Sobik 2005).

3.3.2. Mrozy i upały

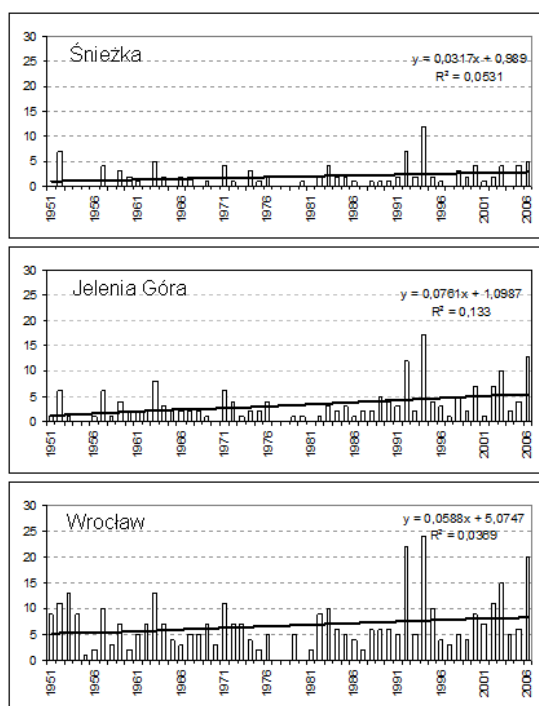
Ważny z punktu widzenia biometeorologii człowieka problem mrozów i upałów zostanie przedstawiony na podstawie danych wieloletnich IMGW 1951–2006 z trzech stacji synoptycznych: Wrocław, Jelenia Góra i Śnieżka, reprezentujących odpowiednio Nizinę Śląską, kotliny śródgórskie i najwyższe partie Sudetów. Jako dzień upalny jest traktowany taki, w którym dobowa temperatura maksymalna przekroczyła 30°C i to kryterium zastosowano dla stacji Wrocław i Jelenia Góra. Z uwagi na fakt, że temperatura na Śnieżce ani razu nie przekroczyła 30°C, na tej stacji jako kryterium dnia upalnego przyjęto maksimum dobowe równe



Ryc. 3.10. Przebieg temperatury powietrza na Szrenicy i Hali Izerskiej w dniach 12–16 lutego 2003 r. Pomiary wykonane na wysokości 2 m nad poziomem gruntu, czas UTC

20°C. Dni upalne z temperaturą przekraczającą 30°C występują na Dolnym Śląsku jedynie poniżej wysokości około 1000 m n.p.m. (Sobik 2005). Za dzień bardzo mroźny przyjęto taki, podczas którego temperatura maksymalna nie podniosła się powyżej –10°C i kryterium to zastosowano w odniesieniu do wszystkich stacji.

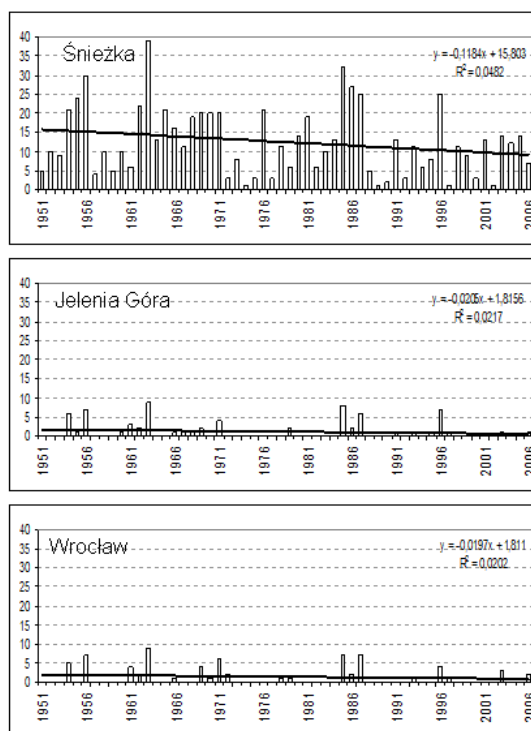
Średnia roczna liczba dni upalnych wyraźnie maleje z wysokością, wynosząc we Wrocławiu, Jeleniej Górze i na Śnieżce odpowiednio 6,8; 3,3 i 1,9 dni (ryc. 3.11). Największą liczbę dni upalnych odnotowano w każdej z analizowanych stacji w roku 1994, odpowiednio 24, 17 i 12 dni. Z drugiej strony zdarzały się lata, gdy nigdzie nie wystąpił ani jeden dzień upalny, tak było trzykrotnie w latach siedemdziesiątych. Jeśli idzie o zmiany wieloletnie, to w każdej stacji stwierdzono występowanie słabego trendu



Ryc. 3.11. Roczna liczba dni upalnych we Wrocławiu, Jeleniej Górze i na Śnieżce w wieloleciu 1951–2006 (dzień upalny oznacza wartość dobowego maksimum temperatury równą co najmniej 30°C; w przypadku Śnieżki, gdzie taka temperatura nie wystąpiła w ogóle, jako kryterium przyjęto temperaturę 20°C)

rosnącego, przy czym wpływ czasu wyjaśniał jedynie kilka procent obserwowanej zmienności: 4% we Wrocławiu, 13% w Jeleniej Górze i 5% na Śnieżce.

W przypadku dni bardzo mroźnych (ryc. 3.12) ich średnia liczba w roku w części nizinnej Dolnego Śląska i w dolinach górskich jest podobna, wynosząc 1,25 we Wrocławiu i 1,23 w Jeleniej Górze, natomiast szybko rośnie w kierunku szczytów górskich (12,4 dnia na Śnieżce). Wszędzie największą liczbę dni mroźnych odnotowano w roku 1963: we Wrocławiu i Jeleniej Górze po 9, a na Śnieżce aż 39. Dużą liczbę dni bardzo mroźnych stwierdzono także w latach 1956, 1985 i 1987; z drugiej strony w aż 29 latach zarówno we Wrocławiu jak w Jeleniej Górze dni bardzo mroźne w ogóle nie wystąpiły. W odróżnieniu od liczby dni upalnych, liczba dni bardzo mroźnych podczas ostatniego półwiecza wykazuje słabą tendencję maleją-



Ryc. 3.12. Zmiany rocznej liczby dni bardzo mroźnych w wieloleciu 1951–2006 (dzień bardzo mroźny oznacza wartość dobowego maksimum temperatury nie wyższą niż –10°C)

cą, przy czym w każdej z trzech rozpatrywanych stacji jedynie poniżej 5% obserwowanej zmienności jest wyjaśniane przez czynnik czasu.

3.4. Wiatr

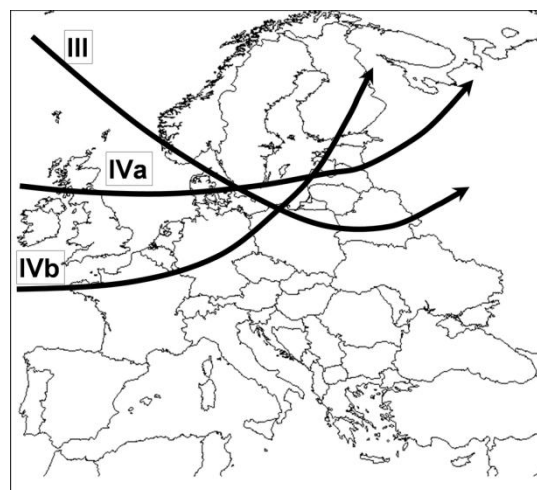
Według raportu Światowej Organizacji Meteorologicznej (WMO) na liście żywiołów, które w ostatniej dekadzie XX wieku spowodowały największe straty materialne w Europie, drugie miejsce, zaraz po powodziach, zajmuje wiatr (Cornford 2002). Także w Polsce silny wiatr wyrządza znaczne szkody gospodarcze, a nawet powoduje ofiary w ludziach. Z uwagi na zróżnicowaną skalę przestrzenną procesów atmosferycznych, które są odpowiedzialne za wystąpienie wiatru o ekstremalnej prędkości, wyróżniono zdarzenia o zasięgu wielkoskalowym oraz lokalnym.

3.4.1. Zdarzenia wiatrowe o zasięgu wielkoskalowym

W ujęciu wielkoskalowym (skala synoptyczna) prędkość i kierunek wiatru wynikają z ogólnej bądź regionalnej cyrkulacji atmosferycznej kształtowanej przez stałe i sezonowe układy baryczne o rozmiarach mieszczących się w przedziale od setek do tysięcy kilometrów. Cechą charakterystyczną cyrkulacji atmosferycznej w umiarkowanych szerokościach geograficznych jest intensywna działalność cyklonalna. Cyklony pozazwrotnikowe czerpią energię z różnicy temperatury kontaktujących się ze sobą mas powietrznych. Wraz ze spadkiem ciśnienia w centrum układu, wzrasta poziomy gradient ciśnienia, czego dalszą konsekwencją jest rosnąca prędkość wiatru. W kilku przypadkach, jak choćby podczas rozwoju nad Europą Środkową cyklonów Franz (10–11 stycznia 2007 r.) i Lothar (26 grudnia 1999 r.), udowodniono, że prędkość wiatru przekraczająca w porywach $200 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ może także

wynikać z obecności w dolnej troposferze prądu strumieniowego (Kottmeier i in. 2002, Boybeyi i in. 2007, Verbout i in. 2007). Ciśnienie w centrum cyklonów pojawiających się nad Europą wynosi przeważnie 995–1005 hPa, jednak przy wyjątkowo intensywnej cyklogenezie może spaść znacznie poniżej 970 hPa. W centrum wspomnianego cyklonu Lothar ciśnienie obniżyło się nawet do 948 hPa. W podobnych sytuacjach pojawia się wiatr o sile huraganu (prędkość wiatru osiągająca 12 stopień w skali Beauforta, tj. $33 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$). W przypadku osiągnięcia przez wiatr w cyklonie pozazwrotnikowym kryterium huraganu, cyklon taki – za meteorologami niemieckimi – określany jest mianem orkanu.

Znaczne prędkości wiatru w Polsce notowane są najczęściej w przypadku układów cyklonalnych poruszających się wzdłuż szlaków III, IVa oraz IVb Van Bebbbera (ryc. 3.13; Van Bebbber 1883), które nawiązują odpowiednio do północno-zachodniej (NWc), zachodniej (Wc) i południowo-zachodniej (SWc) cyklonalnej cyrkulacji atmosferycznej według klasyfikacji Lityńskiego (1969).



Ryc. 3.13. Najczęstsze szlaki przemieszczania się cyklonów wywołujących w Polsce wiatr o ekstremalnych prędkościach według założeń Van Bebbbera. Źródło: *Szlak niżów...* 2006 – data dostępu

Przy typie cyrkulacji NWc (III szlak Van Bebbera) pogłębiający się układ niskiego ciśnienia przemieszcza się z rejonu Morza Norweskiego lub północnej Skandynawii i nazywany jest „niżem nurkującym”. Są to zdarzenia stosunkowo rzadkie i szczególnie niebezpieczne w sytuacji, kiedy pojawia się dodatkowo „blokujący” wyż na wschód od Polski. Wtedy, po zejściu w niższe szerokości geograficzne, kierunek poruszania się niżu zmienia się z SE na NE. Do tej kategorii można zaliczyć sytuacje z 8–10 listopada 1969, 14 marca 1994 czy też 11 kwietnia 1997 r., w których na terenie Dolnego Śląska, zarówno w górach jak poza nimi, porywy wiatru przekraczały $35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

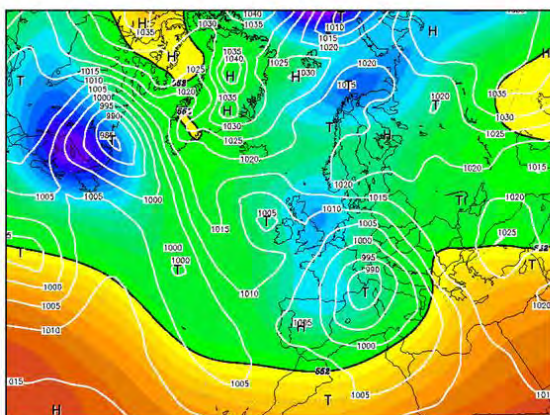
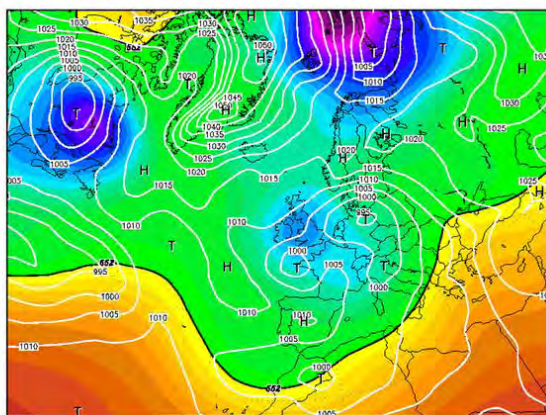
Wiatr o sile huraganu najczęściej pojawia się przy cyrkulacji Wc (IVa szlak Van Bebbera), dla której charakterystyczna jest wędrówka cyklonów znad Atlantyku przez Morze Północne w kierunku południowej części Skandynawii i Morza Bałtyckiego. Na ogół nie jest to jeden, a rodzina postępujących po sobie głębokich i aktywnych ośrodków niżowych. Duża prędkość wiatru może utrzymywać się przez kilka kolejnych dni. Najlepszym przykładem są cyklony (orkany): Lothar (26 grudnia 1999 r.), Cyryl (18–19 stycznia 2007 r.), Emma (1 marca 2008 r.).

W ostatnim analizowanym typie cyrkulacji (SWc według Lityńskiego i IVb szlak Van Bebbera) głęboki i aktywny niż z centrum nad zachodnią częścią Europy jest skutecznie blokowany przez rozległy wyż usytuowany po wschodniej stronie kontynentu. Izobary mają wtedy przebieg SW-NE, a wiatr osiąga największą prędkość w Sudetach oraz na ich przedpolu ze względu na nakładający się dodatkowo efekt deformacji przepływu powietrza ponad grzbietami górskimi (fen). Ilustrują to dobrze przykłady z 13 lipca 1961 r., 5/6 maja 1968 r., 11 lutego 1978 r. oraz 19 grudnia 1989 r. i 6 stycznia 1994 r., kiedy średnia dziesięciominutowa prędkość wiatru na Szrenicy w Karkonoszach osiągnęła $43 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (ryc. 3.14).

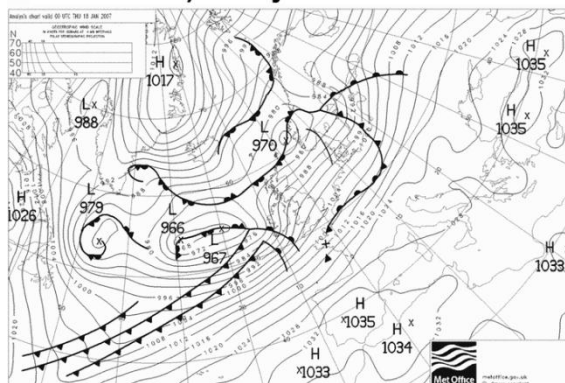
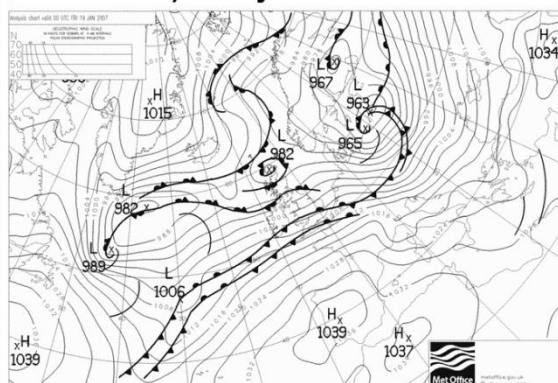
Jednym z najbardziej tragicznych w skutkach w ostatnim dziesięcioleciu był

cyklon Cyryl, który w dniach 18–19 stycznia 2007 r. przemieszczał się przez zachodnią i centralną część Europy. Łącznie w kilkunastu krajach spowodował śmierć co najmniej 44 osób, w tym 6 osób w Polsce. Niż uformował się 15 stycznia 2007 r. u wybrzeży Nowej Fundlandii i stale ulegając pogłębianiu, poruszał się na wschód wzdłuż 55° szerokości geograficznej (ryc. 3.15). Po czterech dobach tj. 18/19 stycznia dotarł nad obszar Niemiec i Polski w postaci głębokiego i bardzo aktywnego układu. Najniższe zmierzone ciśnienie w jego centrum wyniosło 963 hPa. Poziomy gradient ciśnienia na obszarze Polski o godzinie 6 UTC 19 stycznia przekraczał $4,7 \text{ hPa} \cdot 100 \text{ km}^{-1}$, co oznacza, że w skali kraju różnica ciśnienia dochodziła do 32 hPa. Największe porywy wiatru, zmierzone poza terytorium Polski, znacznie przekraczały $200 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ ($225 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ – lodowiec Aletsch w Szwajcarii; $216 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ na Śnieżce, Wendelstein – $202 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$). Najwyższe prędkości wiatru w Polsce wystąpiły pomiędzy godziną 18 UTC 18 stycznia i 00 UTC 19 stycznia, tj. po przejściu frontu chłodnego i zmianie cyrkulacji atmosferycznej z sektora S-SW na W-NW. Poza Śnieżką, największe porywy wiatru zmierzono w Zakopanem – $180 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$, we Wrocławiu, Słubicach i Legnicy – $133 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ oraz Kotlinie Jeleniogórskiej – $120 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$. Poza tym lokalnie, w Polsce, Czechach i Niemczech, obserwowano burze z gradobiciem.

Oprócz wspomnianych ofiar śmiertelnych Cyryl w Europie wywołał straty przekraczające 3,5 miliarda euro oraz w kilkunastu krajach pozbawił prądu kilka milionów osób. Na Dolnym Śląsku najbardziej rozległe zniszczenia wystąpiły w lasach na terenie nadleśnictw: kamiennogórskiego, wałbrzyńskiego, legnickiego i złotoryjskiego (Borkacki 2007). Straty przekroczyły 1 mln m^3 grubizny, co odpowiada 4,5 tys. ha lasu. Wiatr zrywał także dachy domów oraz linie energetyczne na terenie całego regionu, ale największe straty wystąpiły na terenie Kotliny Jeleniogórskiej.

A) 11 lutego 1978**B) 12 lutego 1978**

Ryc. 3.14. Rozkład ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza nad Europą o godzinie 00 UTC (białe linie z cięciem 5hPa); (A) 11 lutego 1978 oraz (B) 12 lutego 1978. Źródło: Karten Archiv, 2008 – data dostępu

A) 18 stycznia 2007**B) 19 stycznia 2007**

Ryc. 3.15. Rozkład ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza 18 i 19 stycznia 2007 o godz. 00 UTC. Źródło: Karten Archiv, 2008 – data dostępu

3.4.2. Zdarzenia wiatrowe o zasięgu lokalnym

Lokalna cyrkulacja powietrza polega na ujawnieniu się wpływu czynników o niewielkim zasięgu przestrzennym (do dziesiątek kilometrów), które modyfikują lub też wzmacniają przepływ powietrza wynikający z ogólnej sytuacji synoptycznej. Modyfikacja wiatru w skali lokalnej ma miejsce przede wszystkim na obszarach o zróżnicowanej rzeźbie terenu. Prędkość wiatru wzrasta w wyniku deformacji pola przepływu powietrza, do jakiej dochodzi na grzbietach gór-

skich (fen, wiatr katabatyczny) lub też kanalizowania się przepływu w obniżeniach i przełęczach (bora, efekt Bernouliego). Zasięg lokalny mają ponadto szkwał i trąba powietrzna, które związane są z występowaniem intensywnej konwekcji.

3.4.2.1. Efekty orograficzne

Na prędkość wiatru w terenie o urozmaiconej rzeźbie ma wpływ przede wszystkim rozmiar i kształt przeszkody orograficznej oraz przebieg pasm górskich w stosunku do kierunku ogólnej cyrkulacji atmosferycz-

nej. Największa prędkość wiatru na terenie Dolnego Śląska, wynikająca z roli orografii terenu, jest charakterystyczna dla zwartych grzbietów Karkonoszy, Jesioników i Masywu Śnieżnika. Poza samą orografią duże znaczenie ma także mała szorstkość podłoża w partiach grzbietowych wyniesionych powyżej górnej granicy lasu. W przypadku Karkonoszy ogromne znaczenie ma długość i wysokość zwartego grzbietu oraz jego orientacja. Przebieg osi grzbietu WNW-ESE jest niemal prostopadły do przeważającego południowo-zachodniego kierunku cyrkulacji kształtowanego pod wpływem niżu nad Europą Zachodnią i Północnym Atlantykiem oraz obszaru podwyższonego ciśnienia wzdłuż osi kontynentu. To przekłada się na bardzo wyraźny efekt deformacji linii prądu i znacznie większą prędkość wiatru, niż występująca na tej samej wysokości w swobodnej atmosferze (Kwiatkowski 1972, 1975a, 1975b, 1979, Kwiatkowski, Hołdys 1985, Żurański, Jaśpińska 1996, Drukman i in. 1997). W takich warunkach po zawietrznej stronie Karkonoszy, czy też całego bloku Sudetów, pojawia się ciepły i względnie suchy wiatr nazywany fenem, który jest rodzajem wiatru katabatycznego. Przeciętna prędkość fenu na Szrenicy to $21 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Jeśli jednak pokrywa się on z silnym wiatrem kształtowanym przez ogólną cyrkulację, to maksymalna prędkość wiatru na grzbiecie Karkonoszy może osiągać $50\text{--}60 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Żurański, Jaśpińska 1996). Poza grzbietem, wiatr fenowy może mieć niszczycielską siłę także na N i NE stokach gór powyżej 800 m n.p.m. Potwierdza to przykład z listopada 1966 r., kiedy to wystąpiły w Karkonoszach masowe wywały i złomy (Kwiatkowski 1969a, 1969b, 1975a).

Zarówno Barry (1992) jak i Yoshino (1975) przytaczają klasyfikację fenu opracowaną w roku 1967 przez Čadeņa, w której wyróżnia się trzy rodzaje fenu. Podstawą tej klasyfikacji jest zróżnicowanie temperatury i ciśnienia panującego po dowietrznej i zawietrznej stronie przeszkody orograficznej. Ekstremalne prędkości wiatru występują

w czasie fenu cyklonalnego i przy równowadze stałej w dolnej troposferze, która w istotny sposób ogranicza pionowy zasięg deformacji przepływu powietrza nad Sudetami i prowadzi do zagęszczenia linii prądu. Odpowiednio, w warunkach cyrkulacji cyklonalnej i równowagi chwiejnej, dynamika fenu jest znacznie słabsza, ponieważ rośnie miąższość warstwy, w której odbywa się przepływ powietrza na stronę zawietrzną. Trzecią kategorią jest fen antycyklonalny, który należy zaliczyć do kategorii wiatru opadającego. Masa chłodnego powietrza o równowadze stałej występująca w obrębie warstwy granicznej może przelewać się przez grzbiet i doznawać grawitacyjnego przyspieszenia po stronie zawietrznej gór.

Odmienny charakter ma bora, czyli zimny wiatr, który swoją siłę zawdzięcza poziomemu gradientowi ciśnienia, efektowi tunelowemu w obniżeniach między pasmami górskimi oraz dodatkowemu przyspieszeniu grawitacyjnemu przy ruchu zimnego powietrza w dół stoku. W przypadku wiatru typu bora występuje wyraźna preferencja do kanalizowania przepływu chłodnego powietrza wzdłuż obniżeń terenowych po zawietrznej stronie głębokich przełęczy, jednak w sprzyjających warunkach może on być także obserwowany równocześnie po zawietrznej stronie odcinków wierzchowinowych. Bora w Sudetach występuje najczęściej w osi południkowo przebiegającego obniżenia pomiędzy Rudawami Janowickimi i Górami Wałbrzyskimi (począwszy od Bramy Lubawskiej oraz Kotliny Krzeszowskiej przez Obniżenie Kamiennej Góry po Pogórze Bolkowe). Jej średnia prędkość w Lubawce to $7,7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Mega 2001). O występowaniu bory w okolicy Bolkowa świadczy intensyfikacja obserwowanych procesów niveo-eolicznych (Jahn 1969). Podobne efekty występują także w profilu: przełęcz Międzyłęska – Rów Górnej Nysy – Kotlina Kłodzka – przełom Nysy Kłodzkiej i Przedgórze Sudeckie w okolicy Ząbkowic Śląskich (ryc. 3.16). Jeszcze bardziej sprzyjające warunki niż w Sudetach panują w szerokim obniżeniu

Bramy Morawskiej. Jeśli w granicznej warstwie atmosfery występuje powietrze chłodne a ponad nim cieplejsze, to wtedy fen i bora mogą występować jednocześnie, przy czym fen będzie obserwowany po NE stronie wysokich grzbietów, a bora na linii obniżen terenowych po zawiętrznej (NE) stronie głębokich przełęczy głównego grzbietu Sudetów. Intensyfikacji tego zjawiska sprzyja istnienie po południowej stronie Sudetów rozległego obniżenia terenowego w postaci Kotliny Czeskiej, gdzie w warunkach pogody antycyklonalnej, szczególnie w miesiącach zimowych, istnieje tendencja do akumulacji chłodnego powietrza o dużej objętości.

Warto tutaj zaznaczyć, że wykluczając górskie stacje meteorologiczne w Wielkiej Brytanii (gdzie dużej prędkości wiatru sprzyja bezpośrednie sąsiedztwo oceanu), Karkonosze należy zaliczyć do najbardziej wietrznych gór w kontynentalnej części Europy. Średnia roczna prędkość wiatru na Śnieżce i Szrenicy wynosi odpowiednio 12,5 i 9,5 m·s⁻¹ (Migała i in. 1995, *Global Daily Summary* 2000, Błaś, Sobik 2005). Mniejsze

średnie roczne prędkości wiatru w Alpach (Sonnblick, Saentis, Zugspitze: od 5 do 7 m·s⁻¹) czy Karpatach należy tłumaczyć tym, że ich wysokie, izolowane szczyty odpowiadają za znacznie mniejszą skalę deformacji przepływu powietrza, ponieważ większe znaczenie ma opływanie takiej przeszkody. W przypadku długiego, zwartego grzbietu górskiego, jakim są Karkonosze, efekt opływania ma dużo mniejsze znaczenie, przez co wzrasta dynamika przepływu powietrza ponad barierą górska.

3.4.2.2. Zjawiska wywołane przez silną konwekcję

Ekstremalnie duża prędkość wiatru może pojawić się także na stosunkowo małym obszarze podczas intensywnej konwekcji. W tej grupie wyróżnić należy downburst wraz ze szkwałem, które mogą być generowane w obecności chmury Cumulonimbus lub Mezoskalowych Systemów Konwekcyjnych nazywanych też „mezocyklonami”. Kolejnym zjawiskiem są trąby powietrzne, dla których wymagana jest obecność superkomórki lub mezocyklonu (Wicker, Wilhemson 1995). Wymienione zjawiska występują przy stosunkowo dużej dynamice atmosfery wyrażonej istotnym, poziomym gradientem ciśnienia. Bardzo intensywna konwekcja w warunkach małego poziomego gradientu ciśnienia przejawia się raczej w ekstremalnych ulewach.

Cumulonimbus (Cb) to chmura o znacznej rozbudowie pionowej i niewielkich rozmiarach horyzontalnych. Szczególnym przypadkiem chmury Cb jest „superkomórka” wyróżniająca się intensywnym ruchem wstępującym zorganizowanym w postaci rotacji obejmującej całą chmurę. O ile podstawa chmury Cb znajduje się przeciętnie na wysokości 1–3 km, to jej wierzchołek w umiarkowanych szerokościach geograficznych może wznosić się przeciętnie do 10 km. Średnica pojedynczej komórki Cb, czy też superkomórki mieści się w przedziale od



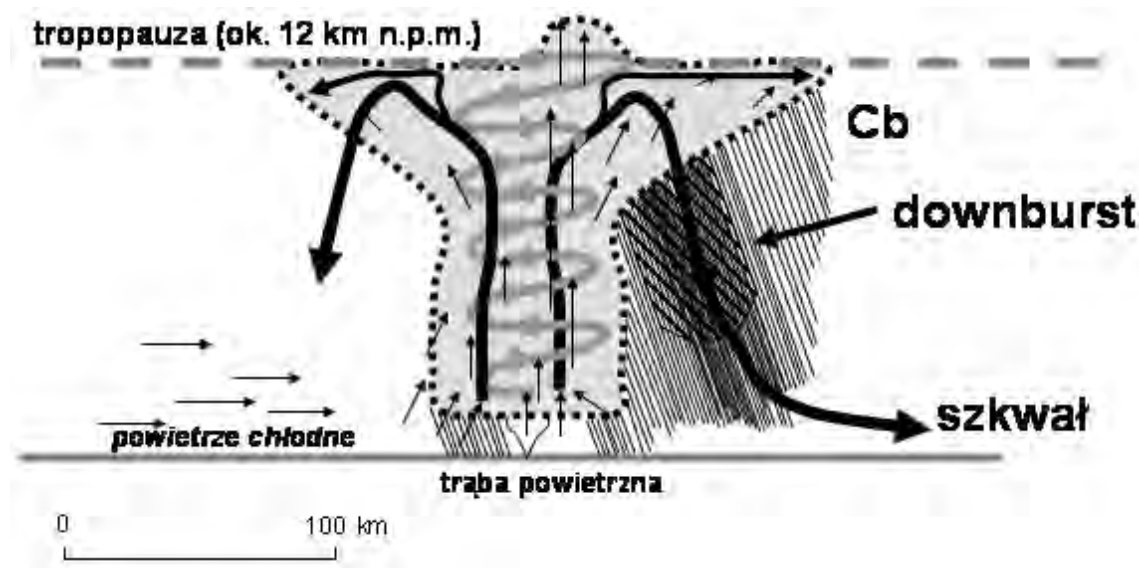
Ryc. 3.16. Zdjęcie satelitarne wykonane 7 listopada 2002 r. obejmujące pogranicze Polski, Czech i Niemiec. Strzałkami zaznaczono szlaki wędrówki bory przez Sudety Środkowe oraz obniżenie pomiędzy Górami Łużyckimi i Rudawami. Źródło: *Rapidfire data*, 2008 – data dostępu

kilku do kilkudziesięciu kilometrów. Mezoskalowe Systemy Konwekcyjne (MCS) w odróżnieniu od mocno wypiętrzonych chmur Cumulonimbus cechują się nie tylko większą intensywnością i pionowym zasięgiem prądów wstępujących (12–15 km; Maddox, 1980, Morel, Senesi, 2002, Ashley i in. 2003), ale przede wszystkim znacznie większymi rozmiarami horyzontalnymi, które w przypadku MCS na ogół przekraczają 100 km (Browning, Ludlam 1962, Lemon, Doswell 1979). Ponadto w przedniej części MCS występuje zorganizowana cyrkulacja rotacyjna z prądem wznoszącym powietrza, którego prędkość może przekraczać nawet $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (ryc. 3.17). W tylnej części pojawia się silny prąd opadający. Są one od siebie wyraźnie oddzielone, dzięki czemu układ jest znacznie dłużej oraz intensywniej zasilany energią uwalnianą w wyniku kondensacji pary wodnej (Braham 1952, Srivastava 1985). Ponadto w takim przypadku, opad atmosferyczny i prądy zstępujące tylko w małym stopniu wpływają na wygaszanie konwekcji.

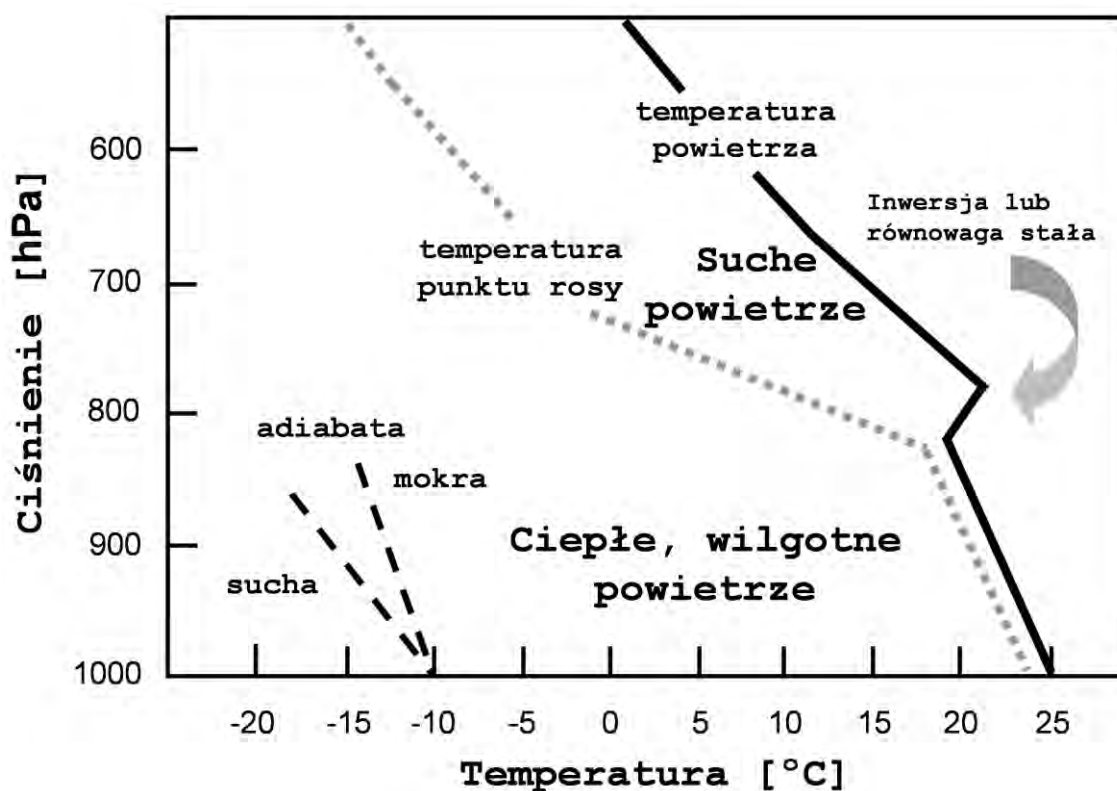
Czynnikami sprzyjającymi silnej konwekcji jest obecność ciepłej i wilgotnej warstwy powietrza przy gruncie oraz duża chwiejność masy powietrza występująca na froncie zimnym, albo wskutek nagrzania powierzchni ziemi przez insolację. Chmura Cb i towarzyszące jej burze, powstają najczęściej na froncie zimnym i przed nim w ustępującej na wschód ciepłej i wilgotnej masie powietrza kontynentalnego, zwrotnikowego czy też przetransformowanego polarnego morskiego. Kontrast temperatury po obu stronach frontu wynosi zwykle więcej niż $6\text{--}8^\circ\text{C}$, a temperatura w ciepłej masie powietrza przed frontem przekracza na ogół 20°C (często sięgając $30\text{--}35^\circ\text{C}$). Podstawowym mechanizmem napędowym w powstawaniu superkomórek oraz mezocyklonów (MCS) jest uwalnianie się ciepła utajonego kondensacji, dzięki czemu wzrasta prędkość

prądów konwekcyjnych. Poza wiatrem o ekstremalnej prędkości (szkwał, trąba powietrzna) może im także towarzyszyć zjawisko burzy z wyładowaniami elektrycznymi oraz intensywne opady deszczu, gradu i kry, a zimą także śniegu.

Jednym z czynników umożliwiających powstanie MCS jest duży potencjał opadowy PWAT. W analizowanych przypadkach wystąpienia MCS, wartość PWAT w wilgotnej masie powietrza zwrotnikowego ustępującej przed frontem chłodnym przekraczała 30 mm. Drugim i kluczowym czynnikiem jest obecność warstwy hamującej (warstwy z równowagą stałą lub inwersją termiczną w ciepłej masie powietrza, przy równowadze chwiejnej poniżej i powyżej (ryc. 3.18). Warstwa hamująca ogranicza spontaniczną konwekcję jedynie do chwiejnej warstwy poniżej, przez co brak jest warunków do rozwoju chmur Cb. Jednak w miejscach, gdzie prądy konwekcyjne są szczególnie intensywne, może dochodzić do punktowego „przebicia” warstwy hamującej i dalszego intensywnego rozwoju konwekcji w warstwie powyżej. Skutkuje to tym, że pojedynczy, izolowany Cb ma praktycznie nieograniczoną strefę zasilania w formie zasysania ciepłego i wilgotnego powietrza z warstwy granicznej atmosfery, drenowanego na obszarze sięgającym nawet kilku tysięcy km^2 . Te niezwykle korzystne warunki, brak konkurencji ze strony sąsiednich Cb, przekładają się na powstanie mezocyklonu (MCS). Dzięki wykorzystaniu metod satelitarnych wykazano, że w skali Europy tego typu zjawiska są bardzo częste (Morel, Senesi 2002). W latach 1993–1997 zarejestrowano ponad 6000 komórek konwekcyjnych o rozmiarach przekraczających $10\,000 \text{ km}^2$. Mezoskalowe Systemy Konwekcyjne najczęściej są obserwowane w basenie Morza Śródziemnego oraz nad Alpami i Karpatami, gdzie orografia terenu sprzyja intensyfikacji procesów konwekcyjnych (Morel, Senesi 2002).



Ryc. 3.17. Schemat mezoskalowego systemu konwekcyjnego (MCS)



Ryc. 3.18. Profil pionowy temperatury powietrza oraz temperatury punktu rosy w dniach z obserwowanymi mezoskalowymi systemami konwekcyjnymi (MCS)

Szkwał. Szkwał (ang. *squall*) to obserwowany przy powierzchni Ziemi gwałtowny i krótkotrwały poryw wiatru połączony z nagłą zmianą jego kierunku (Sobíńek i in. 1993). Jest on końcowym etapem zjawiska

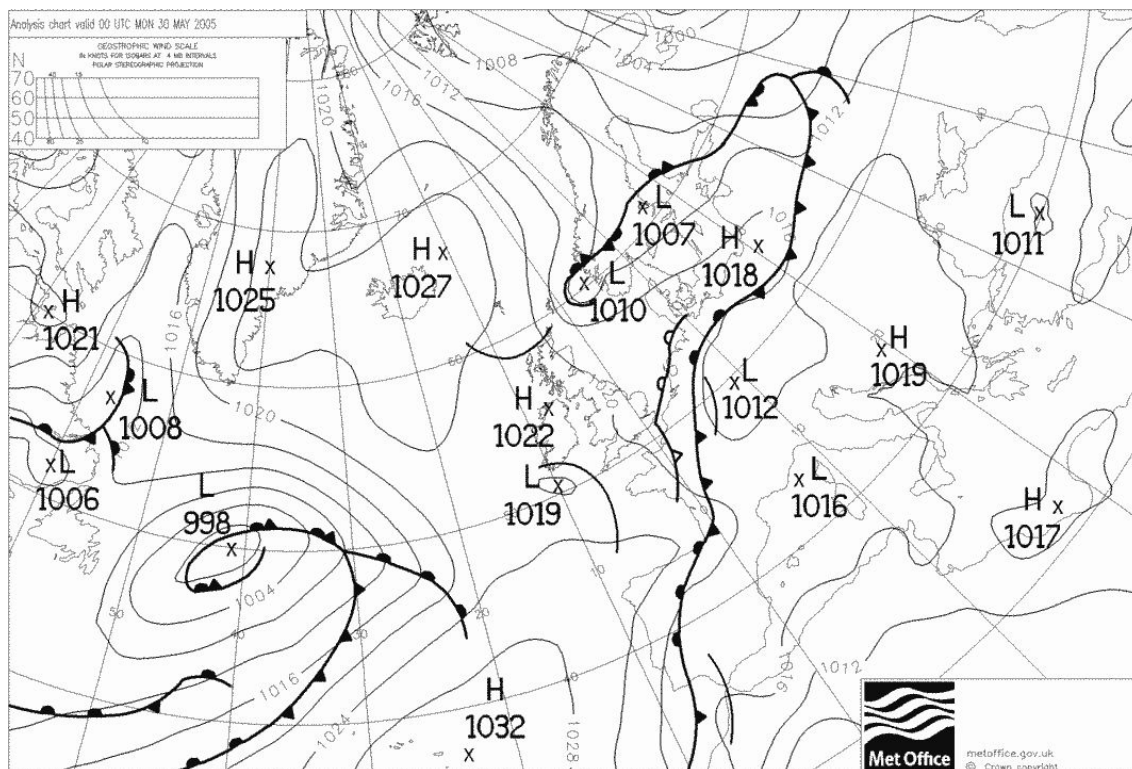
zwanego w literaturze przedmiotu downburst (ryc. 3.17). Powstaje w wyniku zetknięcia się opadającej kolumny chłodniejszego powietrza z powierzchnią Ziemi i dlatego jest zaliczany do kategorii wiatru opadającego (Fuji-

ta 1981, 1985, Wilson, Wikimoto 2001). Powiązany jest z chmurą Cumulonimbus, czasami także Cumulus congestus, które generują opad atmosferyczny. Ma zasięg lokalny i jest szczególnie niebezpieczny dla lotnictwa ze względu na gwałtowny uskok wiatru. Stanowi także realne zagrożenie dla ludzi i może powodować ogromne straty materialne ze względu na osiąganą prędkość wiatru $30\text{--}40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Fujita 1981, 1985, Dossell 2001). Strefa oddziaływania szkwału obejmuje na ogół pas o szerokości do kilkunastu kilometrów i długości do kilkudziesięciu kilometrów.

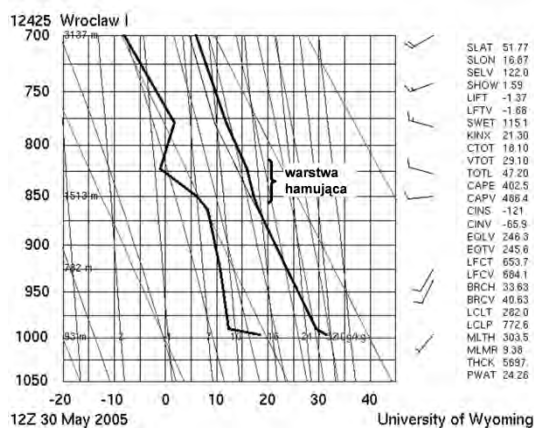
Pierwszym etapem w rozwoju każdej chmury Cb jest tzw. faza wzrostu, która charakteryzuje się intensywną konwekcją i odprowadzaniem ogromnych porcji wilgoci z przyziemnej warstwy powietrza w górne części chmury. W efekcie obserwuje się postępującą rozbudowę oraz przyrost masy chmury Cb downburst i w konsekwencji szkwał pojawia się na ogół tam, gdzie komórka konwekcyjna osiąga kolejne stadium swojego rozwoju tj. „fazę dojrzałości”. Na tym etapie prądy wstępujące słabną pod ciężarem, nagromadzonej w środkowych i górnych partiach chmury, masy lodu i wody (Fujita 1985). Dodatkowym obciążeniem są także masy wychładzającego się powietrza pod wpływem sublimacji lodu. Zwieńczeniem fazy dojrzałości Cb jest etap, w którym dochodzi do równowagi pomiędzy wypornością prądów konwekcyjnych oraz sumaryczną masą wody, lodu i wychłodzonego powietrza. Od tego momentu rozpoczyna się ruch zstępujący. Prędkość opadania rośnie pod wpływem siły grawitacji oraz dalszego wychładzania się powietrza pod wpływem przyspieszonej sublimacji lodu i parowania kropelek wody pod podstawą chmury. Uruchomiona porcja powietrza wraz z lodem i wodą porusza się na ogół z prędkością $20\text{--}30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a nawet $50\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ i pcha przed sobą słup suchego powietrza, który jako pierwszy uderza w powierzchnię Ziemi. W dalszej

kolejności dociera porcja powietrza, która niesie ze sobą gwałtowne opady deszczu, gradu i krupy śnieżnej.

Sytuacja, która miała miejsce 30 maja 2005 r. we Wrocławiu jest klasycznym przykładem opisanego powyżej szkwału. Tego dnia nad obszarem południowych Niemiec i Czech utworzył się płytki niż, który przesunął się stopniowo na północny wschód obejmując swoim zasięgiem także Dolny Śląsk (ryc. 3.19). Zimny front atmosferyczny, który przemieszczał się z zachodu na wschód, rozdzielał ciepłe i wilgotne powietrze zwrotnikowe od znacznie chłodniejszego powietrza polarnego morskiego. Temperatura maksymalna 30 maja 2005 r. na przeważającym obszarze Dolnego Śląska przekraczała 30°C (Wrocław-Strachowice 32°C). W tym samym czasie w środkowej części Niemiec maksymalna temperatura mieściła się w przedziale $14\text{--}17^{\circ}\text{C}$. Masa powietrza zwrotnikowego, napływająca nad obszar Dolnego Śląska charakteryzowała się dużym ładunkiem wilgoci. Temperatura punktu rosy rejestrowana w stacjach meteorologicznych w Czechach i Polsce przekraczała 20°C , ciśnienie pary wodnej $20\text{--}24\text{ hPa}$, a PWAT $24\text{--}30\text{ mm}$. Te fakty świadczą o doskonałych warunkach do rozwoju konwekcji i pojawiania się chmur Cb. Jednak do godziny 15 UTC na Dolnym Śląsku odnotowano brak zachmurzenia. Rozwój spontanicznej konwekcji był ograniczony obecnością równowagi stałej w warstwie pomiędzy 1300 a 1800 m n.p.m. , widocznej na diagramie aerologicznym z godz. 12 UTC 30 maja 2005 r. we Wrocławiu-Strachowicach (ryc. 3.20). Występowanie warstwy hamującej dokumentują także diagramy aerologiczne z Warszawy ($2100\text{--}2500\text{ m n.p.m.}$) i Pragi ($1800\text{--}2100\text{ m n.p.m.}$), pochodzące z tego samego terminu synoptycznego. Należy przyjąć, że taka sytuacja utrzymałaby się aż do momentu, w którym warstwa hamująca zostałaby zniwelowana przez zbliżający się front chłodny,



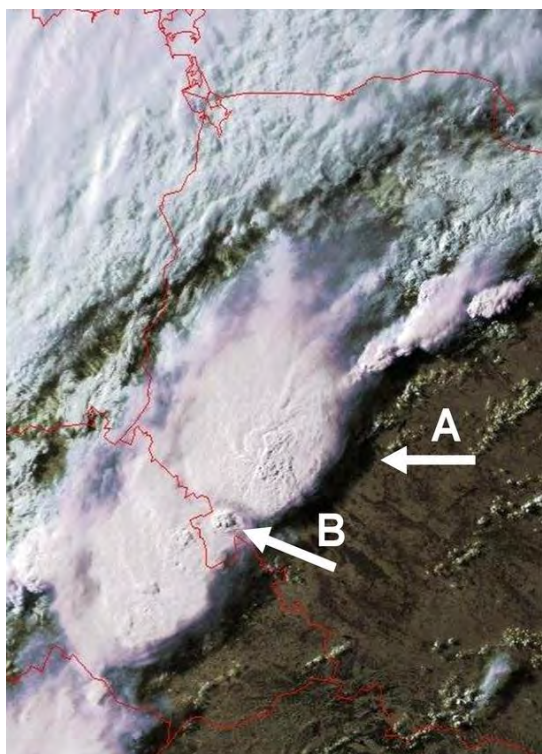
Ryc. 3.19. Mapa synoptyczna z 30 maja 2005 r. o godz. 00 UTC. Źródło: Karten Archiv, 2008 – data dostępu



Ryc. 3.20. Diagram aerologiczny dla Wrocławia z 30 maja 2005 r. dla godz. 12 UTC. Źródło: DAS, 2008 – data dostępu

wzdłuż którego pojawiałyby się liczne komórki Cb i towarzyszące im burze. Jednak jeszcze przed zbliżającym się frontem, w miejscach, gdzie warstwa hamująca miała mniejszą miąższość, bądź wystąpiły najintensywniejsze prądy konwekcyjne, doszło do jej przebicia. Wtedy pojawiły się

dogodne warunki do rozwoju izolowanych mezocyklonów, których partie szczytowe osiągały 12–13 km wysokości (Słomska 2005). Na zdjęciu satelitarnym widoczne są trzy takie systemy, z których jeden o średnicy około 150 km obejmuje swoim zasięgiem znaczną część obszaru Niziny Śląskiej i część Niziny Wielkopolskiej (ryc. 3.21). Drugi, o nieco mniejszej średnicy, pokrywa wschodnie Czechy wraz ze środkową częścią Sudetów. Pierwszy z wymienionych osiągnął fazę dojrzałości około godz. 17.30, zbliżając się od południowo-zachodu do granic Wrocławia. W efekcie, downburst ze swoją największą siłą niszczącą pojawił się dokładnie w granicach miasta. Maksymalny poryw wiatru w stacji synoptycznej Wrocław-Strachowice wyniósł $104 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$. Jednak późniejsza analiza skutków wichury uprawnia do stwierdzenia, że w rejonie południowo-zachodniej części Wrocławia, gdzie stwierdzono największe straty materialne,



Ryc. 3.21. Zdjęcie satelitarne z widocznymi mezo-skalowymi systemami konwekcyjnymi (30 maja 2005 r., godz. 16.30 UTC). Na zdjęciu widoczny cień chmury Cb o szerokości ok. 30 km, który świadczy o jej wyjątkowych rozmiarach pionowych (A). Na uwagę zasługuje także widoczne na zdjęciu zróżnicowanie w pionowej rozbudowie chmury w różnych jej fragmentach (B); widoczny jest jeden z szczególnie rozbudowanych wierzchołków (ang. overshooting top) chmury Cb nad Bardem, gdzie zanotowano największą dobową sumę opadu 83,3 mm. Źródło: Rapidfire data, 2008 – data dostępu

wiatr osiągał prędkość rzędu $150 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ (Słomska 2005). Lokalnie na Dolnym Śląsku wystąpiły także gwałtowne opady deszczu (np. w Bardzie Śląskim, gdzie w ciągu kilku godzin spadło 83,3 mm oraz Łądku Zdroju 50,8 mm). Według Wydziału Zarządzania Kryzysowego Województwa Dolnośląskiego, szacunkowa wielkość strat spowodowana nagłym uderzeniem wiatru oraz intensywnymi opadami deszczu wyniosła ok. 27 mln PLN (ryc. 3.22). Według danych policji na Dolnym Śląsku zginęły 3 osoby, a 6 zostało rannych. W samym Wrocławiu

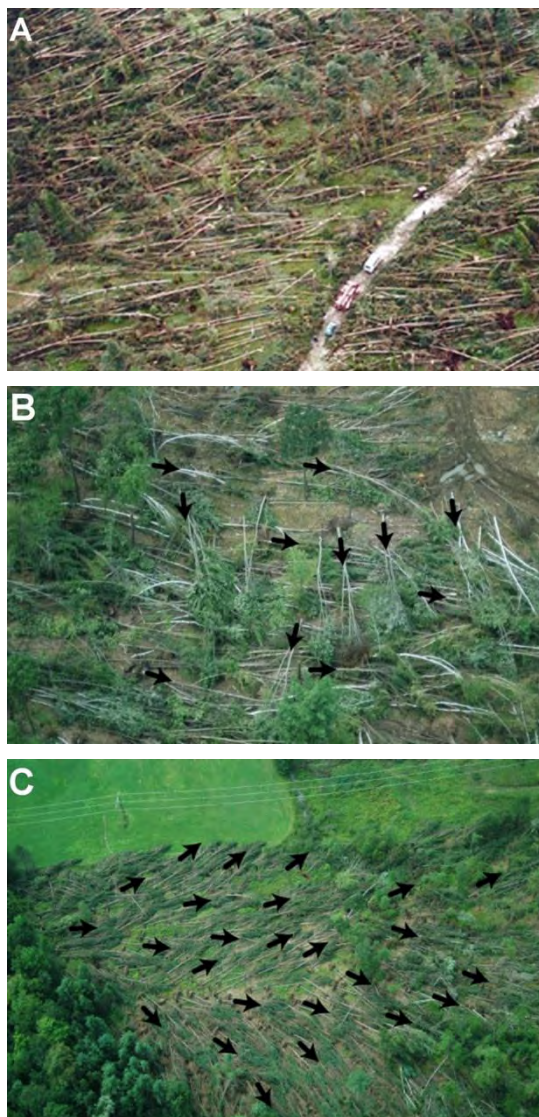


Ryc. 3.22. Skutki szkwału, który 30 maja 2005 r. miał miejsce we Wrocławiu (fot. M. Błaś)

uszkodzeniu uległy 143 samochody, a ponad 1000 drzew zostało powalonych (Słomska 2005).

Warto przy tej okazji nawiązać do dwóch podobnych wydarzeń, które miały miejsce w północno-wschodniej części Polski na terenie Pojezierza Mazurskiego. Są one dobrze udokumentowane, potwierdzają znaczenie tych samych mechanizmów i uwarunkowań w powstawaniu szkwału oraz uświadamiają skalę zagrożenia. Za ich przytoczeniem przemawia również to, że jak dotąd nie doczekały się one pełnej i rzetelnej interpretacji meteorologicznej. W dniu 4 lipca 2002 r. szkwał wystąpił na terenie gmin Pisz i Orzysz. Porywy wiatru osiągające $170 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ spustoszyły duże obszary Puszczy Piskiej powodując znaczne szkody leśne w szesnastu nadleśnictwach na łącznej powierzchni 45,4 tys. ha. Masa połamanych i powalonych drzew została oszacowana na około 2,5–3 mln m^3 . Była to największa klęska wiatrowa w powojennej historii polskiego leśnictwa. O jej rozmiarach świadczy to,

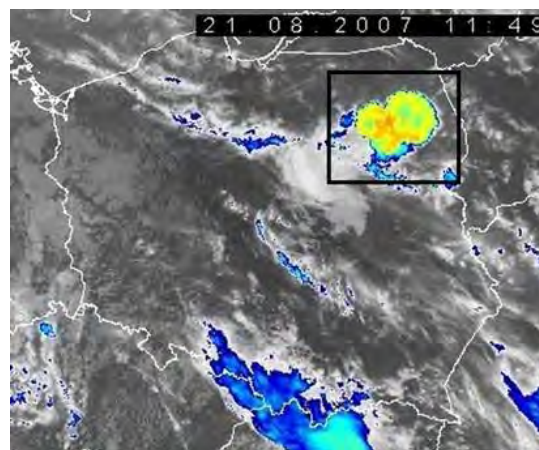
że nadleśnictwa dotknięte szkwałem na likwidację skutków nawałnicy przeznaczyły w latach 2002–2004 około 120 mln zł. Uszkodzeniu uległo także ponad 500 budynków mieszkalnych i inwentarskich. Warto również wspomnieć, że w wielu opracowaniach podsumowujących to wydarzenie, popełniono błąd, wskazując trąbę powietrzną jako sprawcę zniszczeń. Zasięg wyłomów leśnych obejmujących pas o długości 130 km



Ryc. 3.23. Szkody leśne spowodowane przez silny wiatr. A – szkwał w Puszczy Piskiej, 4 lipca 2002 r.; B – szkody leśne po przejściu trąby powietrznej (strzałki pokazują kierunki w jakich są powalone drzewa); C – las po przejściu szkwału. Źródło: Lyndonstate.edu, 2008 – data dostępu

i szerokości 15 km, czas trwania porywów wiatru oraz mniej więcej jednakowy kierunek przewróconych drzew uprawniają do zakwalifikowania tego wydarzenia jako szkwału (tab.3.4; ryc. 3.23A). W przypadku trąby powietrznej typowy jest wąski pas zniszczeń, odpowiadający w przybliżeniu jej rozmiarom poprzecznym. Ponadto wiatr, formując pionowy wir powoduje, że przedmioty są przenoszone, a drzewa poskręcane i łamane wzdłuż linii prądu skierowanych spiralnie do wnętrza wiru (ryc. 3.23B). Przy szkwałe strumień powietrza rozchodzi się prostoliniowo i promieniście od miejsca zetknięcia się opadającego z chmury Cb słupa powietrza z powierzchnią ziemi. W tej sytuacji zdecydowana większość drzew jest połamana i przewracana w jednakowym kierunku (ryc. 3.23C).

Kolejny przypadek, znany z licznych doniesień w mediach jako „biały szkwał”, miał miejsce 21 sierpnia 2007 r. Tego dnia najsilniejsze porywy wiatru dochodzące do $126 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ zmierzono w Mikołajkach. Brak poważniejszych szkód w postaci przewracanych drzew, zniszczonych budynków wynika z tego, że najsilniejsze uderzenie wystąpiło przede wszystkim nad powierzchnią jeziora Śniardwy (ryc. 3.24). Stąd



Ryc. 3.24. Mezoskalowy system konwekcyjny, który spowodował pojawienie się „białego szkwału” nad jeziorem Śniardwy 21 sierpnia 2007 r. (zaznaczony w ramce). Źródło: Rapidfire data, 2008 – data dostępu

też trudno jest dokładnie określić zasięg przestrzenny szkwału. Najtragiczniejszy bilans tego wydarzenia to 12 ofiar śmiertelnych wśród pływających wtedy po jeziorach żeglarzy.

W obu przytoczonych przykładach spełnione zostały podstawowe kryteria powstawania mezocyklonów (MCS), którym towarzyszył szkwał o wyjątkowo silnym natężeniu (tab. 3.4).

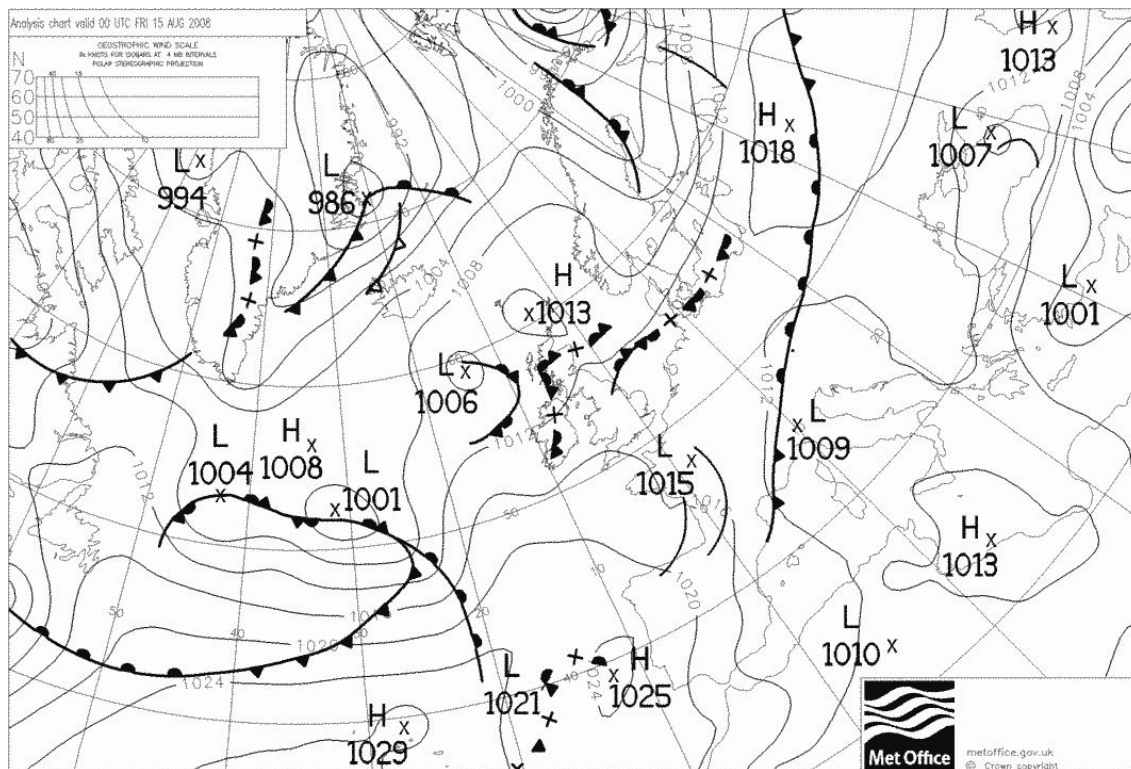
Trąby powietrzne. Trąba powietrzna to wirująca z wielką prędkością kolumna powietrza wokół pionowej lub nachylonej osi, która rozbudowuje się od podstawy potężnej chmury kłębiastej (Cumulonimbus) i może sięgać powierzchni ziemi (ryc. 3.17; Sobiech i in., 1993). Zjawisko to pojawia się w różnych regionach świata, jednak najczęściej w USA na północ od wybrzeży Zatoki Meksykańskiej, gdzie nosi nazwę tornado (przeciętnie notuje się do 1170 tornad rocznie; Dotzek 2001, 2003). W Europie trąby powietrzne pojawiają się rzadziej (169 przypadków rocznie) oraz charakteryzują się mniejszym przekrojem poprzecznym wiru, który na ogół nie przekracza 250 m (Dotzek 2007). W Polsce obserwuje się średnio rocznie około 5–6 takich zdarzeń, choć z roku na rok ich liczba może się wyraźnie zmieniać (Dotzek 2003, Dotzek i in. 2003). Zarówno w Polsce, jak i na Dolnym Śląsku, pojawiają się one przede wszystkim w miesiącach od czerwca do sierpnia, w godzinach popołudniowych, kiedy obserwowane jest maksimum dobowe konwekcji. Trąba powietrzna jest widoczna dzięki wirującemu pyłowi, kropelkom skondensowanej wody i drobnym przedmiotom podniesionym z powierzchni Ziemi. Przypuszcza się, że oś trąby łączy się na pewnej wysokości z poziomą osią szkwału burzowego, tworząc coś w rodzaju zwisającego z niej rękawa. Przemieszczając się, powoduje olbrzymie szkody z uwagi na niszczycielską siłę wiatru. Budynki są wręcz rozsadzane z powodu ogromnej różnicy ciśnienia pomiędzy osią wiru i wnętrzem tych

obiektów. Prędkość przemieszczania się leja trąby powietrznej wynosi przeciętnie 30–40 km·h⁻¹, a czas trwania w danym miejscu mieści się w przedziale od kilku sekund do kilku minut (Morawska 1961, Lorenc 1999). W centralnej części wiru dochodzi do bardzo dużego spadku ciśnienia atmosferycznego, nawet o 100 hPa. Stąd prędkość wiru szacowana na podstawie zniszczeń, może osiągać od 50 do ponad 100 m·s⁻¹. Znany jest w literaturze przypadek trąby powietrznej, która wystąpiła 20 lipca 1931 r. w okolicy Lublina (Lorenc 1999). Wiatr zniszczył wówczas budynki o murach 50 cm grubości, przewrócił stojące na szynach kolejowych załadowane wagony towarowe oraz powyginał żelazne konstrukcje. Prędkość wiatru, oszacowana na podstawie zniszczeń odniesionych do skali Fujity, mogła przekraczać 110 m·s⁻¹.

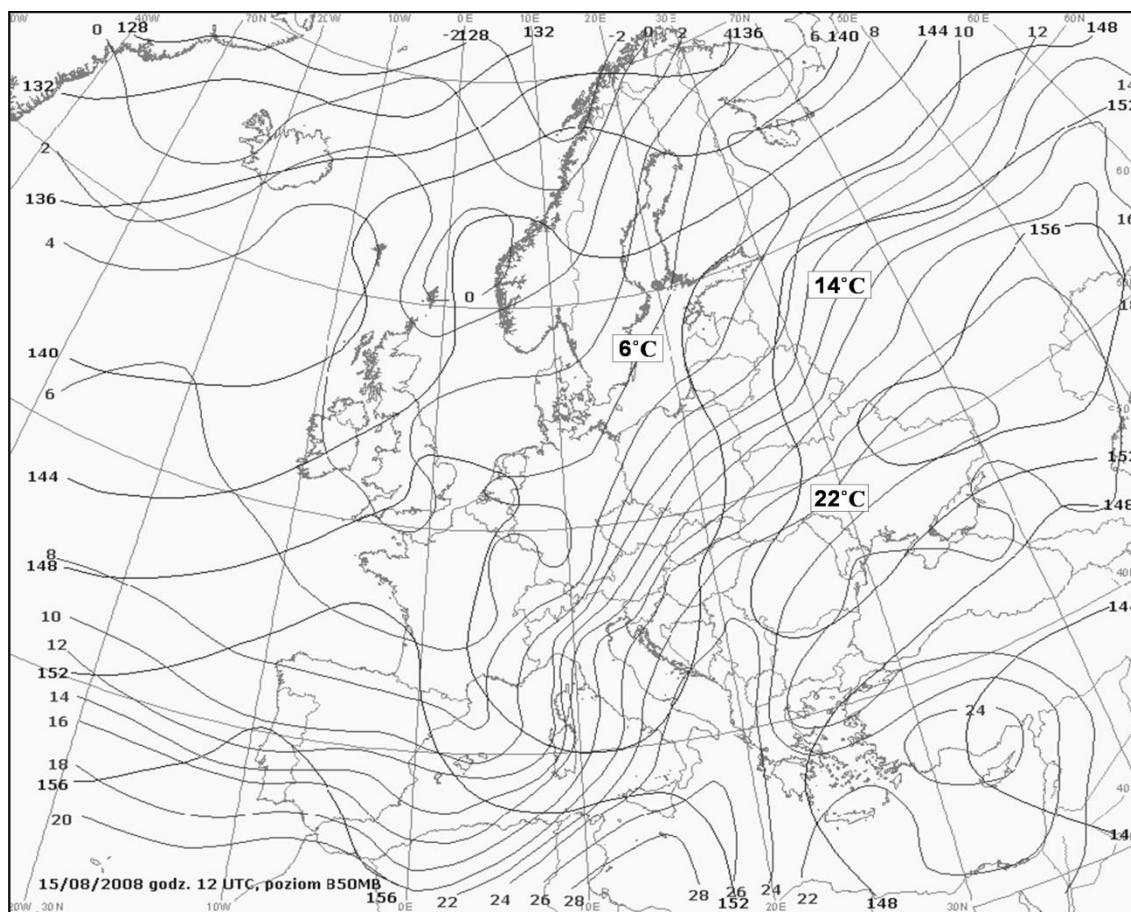
Jednym z przykładów umożliwiających prześledzenie przyczyn powstania trąb powietrznych na Śląsku jest zdarzenie, które miało miejsce 15 sierpnia 2008 r. W tym dniu na terenie województw opolskiego, śląskiego i łódzkiego wystąpiły gwałtowne burze połączone z silnymi porywami wiatru, opadami deszczu i gradu oraz pojawiającymi się trąbami powietrznymi. Polska znajdowała się w zasięgu południkowo zorientowanej bruzdy niskiego ciśnienia oraz quasi-stacjonarnego układu frontów atmosferycznych (ryc. 3.25). Rozdzielały one masy powietrzne o dużym kontraście termicznym: zwrotnikową (obejmującą Karpaty i wschodnią część Polski) od zdecydowanie chłodniejszej masy polarnej morskiej (w zachodniej części kraju). Różnica pomiędzy temperaturą maksymalną zmierzoną w Zielonej Górze i Zamościu wynosiła aż 18°C. Na poziomie 850 hPa kontrast termiczny pomiędzy NW i SE krańcami Polski także był bardzo duży i sięgał 12°C (ryc. 3.26). To oznaczało występowanie potencjalnie bardzo korzystnych warunków do rozwoju konwekcji w strefie frontalnej rozdzielającej te masy powietrzne. Jednocześnie napływające powietrze zwrotnikowe charakteryzowało się

Tab. 3.4. Kryteria powstawania, czas trwania oraz zasięg przestrzenny zniszczeń na przykładzie trzech mezocyklonów (MCS), które wystąpiły w Polsce. Objasnienia: Td – temperatura punktu rosy; PWAT – zapas pary wodnej w całym słupie powietrza; P_{pw} – prężność pary wodnej; W_w – wilgotność właściwa

Kryteria powstawania mezoskalowych systemów konwekcyjnych oraz skutki towarzyszącego im szkwału	Duży ładunek wilgoci w obrębie warstwy granicznej	Obecność warstwy hamującej w ciepłej masie powietrza	Czas trwania i zasięg przestrzenny zniszczeń
4 VII 2002 (Pisz, Orzysz)	Td = 19°C PWAT = 38 mm P _{pw} = 22 W _w = 10–13 g·kg ⁻¹	równowaga stała w warstwie 500–2500 m n.p.m. (Warszawa Legionowo, 12 UTC)	(20 min) wyłomy leśne w pasie o długości 130 km i szerokości 15 km
30 V 2005 (Wrocław)	Td = 20°C PWAT = 30 mm P _{pw} = 23 hPa W _w = 11–12 g·kg ⁻¹	równowaga stała w warstwie 1300–1800 m n.p.m. (Wrocław, 12 UTC)	(20–25 min) pas o szerokości ok. 3–4 km i długości do kilkunastu km (obserwacja własna)
21 VIII 2007 (Jezioro Śniardwy)	Td = 20,5°C PWAT = 34–35 mm P _{pw} = 24 hPa W _w = 10–11 g·kg ⁻¹	równowaga stała wraz z inwersją w warstwie 750–1400 m n.p.m. (Warszawa Legionowo, 12 UTC)	(15–20 min) brak danych



Ryc. 3.25. Mapa synoptyczna z godz. 00 UTC 15 sierpnia 2008 r. Źródło: Karten Archiv, 2008 – data dostępu



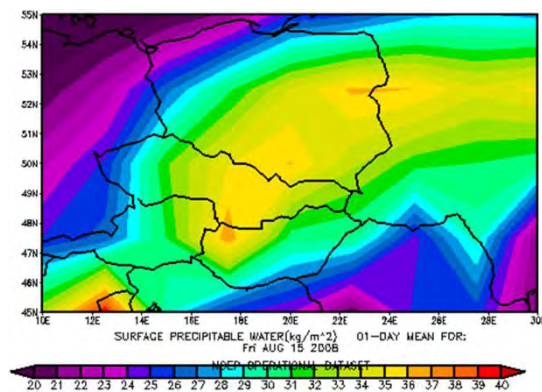
Ryc. 3.26. Rozkład temperatury oraz topografia powierzchni geopotencjalnej na poziomie 850 hPa w dniu 15 sierpnia 2008 r. (zagęszczone linie nad terytorium Polski o przebiegu SW-NE to izotermia z cięciem 2°C)

dużym potencjałem wilgotnościowym. Świadczy o tym prężność pary wodnej na poziomie 20–28 hPa oraz PWAT od 34 do 37 mm (ryc. 3.27). Ponadto temperatura punktu rosy w godzinach popołudniowych (16–19 UTC) mieściła się w przedziale 20–23°C w szerokim na kilkaset kilometrów pasie ciągnącym się od Bramy Morawskiej przez Katowice, Kraków, Częstochowę, Kielce po Radom.

Na podstawie sondaży aerologicznych w napływającej wilgotnej masie powietrza zwrotnikowego stwierdzono obecność warstwy hamującej (świadczy o występującym wcześniej osiadananiu powietrza) oraz równowagi chwiejnej poniżej i powyżej (ryc. 3.28). W stacji Prostějov warstwa o równowadze stałej miała grubość około 700 m i obejmowała przedział wysokościowy od 1500 do

2200 m n.p.m. Ponadto w jej górnej części znajdowała się warstwa inwersyjna o miąższości około 200 metrów. W Warszawie-Legionowo strop warstwy hamującej oraz inwersji znajdowały się na niższym poziomie (1700 m n.p.m.). Obecność warstwy inwersyjnej w zasadniczy sposób ograniczała spontaniczną konwekcję, która mogłaby prowadzić do powstania licznych komórek konwekcyjnych. Przebicie warstwy hamującej było możliwe tylko przez najbardziej intensywne prądy konwekcyjne. W momencie, w którym do tego doszło, został uruchomiony mechanizm powstawania MCS. Rozwijające się mezocyklony przemieszczały się od Bramy Morawskiej w kierunku NE. Nad Śląskiem Opolskim powstała trąba powietrzna, która na swej trasie liczącej ok. 150 km (od okolic Strzelc Opolskich po Piotrków

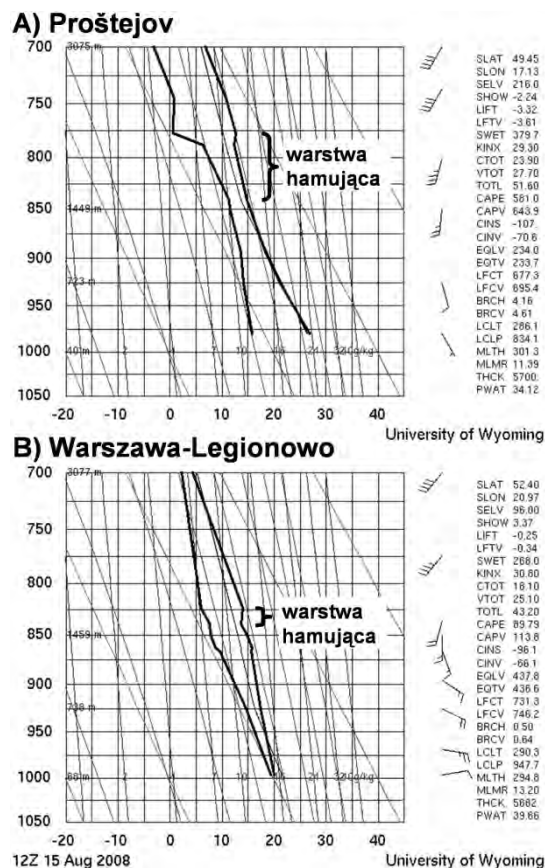
Trybunalski) spowodowała 3 ofiary śmiertelne i ogromne straty materialne (*Aktualności MSWiA*, 2009 – data dostępu). Wskazują one, że prędkość wiatru w wirze mogła osiągać $70\text{--}80\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, co oznacza 3 lub nawet 4 stopień według zmodyfikowanej skali Fujity, obowiązującej od lutego 2007 r.



Ryc. 3.27. Rozkład PWAT (precipitable water content [mm]) nad obszarem Polski w dniu 15 sierpnia 2008 r. Źródło: NOAA 2008 – data dostępu

Niezwykle szybkie tempo rozwoju MCS dokumentują załączone zdjęcia satelitarne (ryc. 3.29). Około godziny 13 UTC 15 sierpnia 2008 r. w rejonie Bramy Morawskiej oraz w okolicach Częstochowy doszło do przebicia warstwy hamującej i powstawania inicjalnych postaci komórek konwekcyjnych (ryc. 3.29A). Długość cienia rzucanego przez chmury Cb świadczy o tym, że po dwóch godzinach osiągały one już ponad 12 km wysokości (ryc. 3.29B). O ile do godz. 15 UTC MCS rozbudowywały się przede wszystkim w pionie, to przez kolejne dwie godziny do 17 UTC (ryc. 3.29C) Cb osiągnęły stadium dojrzałości oraz rozmiary horyzontalne przekraczające $40\,000\text{ km}^2$.

Większe prawdopodobieństwo wystąpienia gwałtownych burz i towarzyszących im trąb powietrznych na terenie Polski dotyczy w pierwszym rzędzie Wyżyny Śląskiej i Krakowsko-Częstochowskiej oraz w drugiej kolejności Dolnego Śląska oraz Polski wschodniej (od Podkarpacia przez Lubelsz-



Ryc. 3.28. Diagramy aerologiczne ze stacji Prostejov (A) oraz Warszawa-Legionowo (B) z godz. 12 UTC, 15 sierpnia 2008 r. Źródło: DAS, 2008 – data dostępu

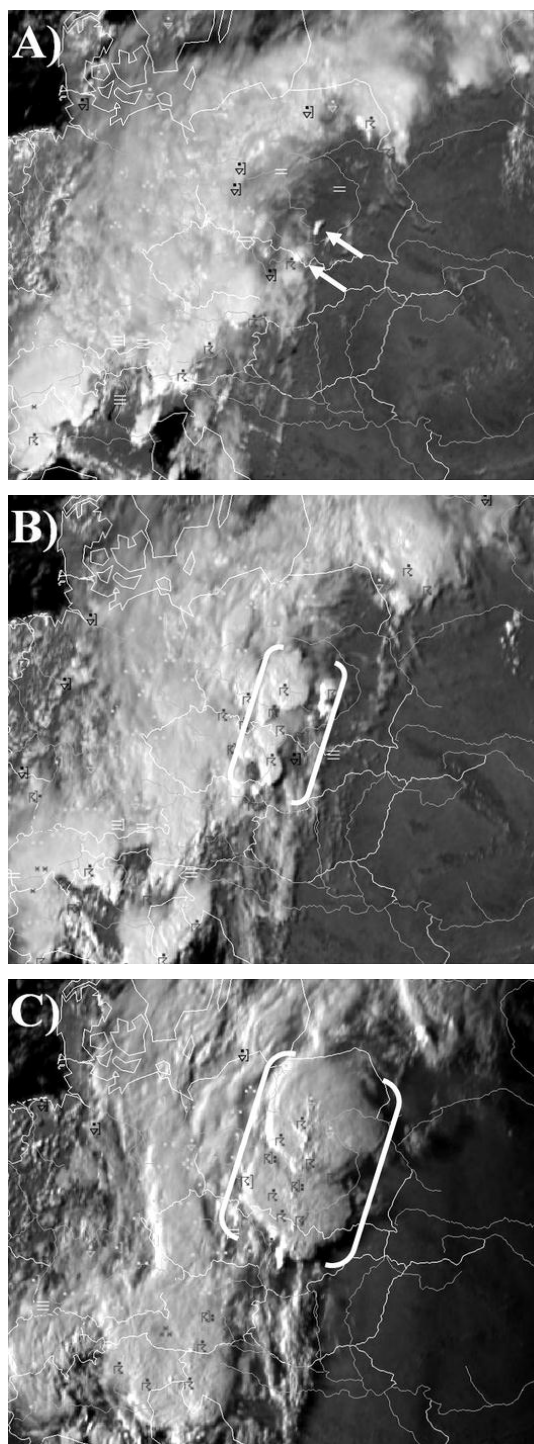
czynną aż po Mazury). Potwierdzają to liczne przykłady z wystąpieniem trąb powietrznych na tym terenie w ciągu ostatniego roku: 20–22 lipca 2007 r. (okolice Częstochowy oraz Lubelszczyzna); 23–24 sierpnia 2007 r. (gmina Koniusza w okolicach Krakowa); 18 maja 2008 r. (okolice Trzebin); 23 maja 2008 r. (okolice Nysy w województwie opolskim). Przemawia to za tym, że przy S i SW kierunku cyrkulacji atmosferycznej oraz obecności warstwy hamującej, transport wilgotnego powietrza nad obszar Polski jest utrudniony z uwagi na obecność Karpat i Sudetów. W związku z tym wzrasta znaczenie przepływu powietrza w szerokim obniżeniu Bramy Morawskiej oraz Bramą Lubawską i Przełęczą Międzyleską, a jego rola rośnie wraz z obniżaniem się wysokości, na której znajduje się spąg warstwy hamowania. Za istotną rolę obniżen terenowych

w transporcie ciepłego i wilgotnego powietrza przemawia również to, że największy ładunek wilgoci (wilgotność właściwa na poziomie $9\text{--}10\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ i więcej) mieści się w warstwie powietrza o miąższości do kilkuset metrów. Podobną rolę dla obszarów Polski wschodniej ma transport powietrza z południa ponad Beskidem Niskim, który stanowi rozległe obniżenie w paśmie Karpat Zachodnich. Drugorzędne znaczenie w transporcie wilgotnego powietrza w głąb terytorium Polski ma opływanie całego bloku Karpat i Sudetów. W podobny sposób Dotzek (2007) tłumaczy powstawanie trąb powietrznych na terenie Badenii i Wirtembergii oraz Hesji. W tym wypadku, wilgotne, zwrotnikowe powietrze przemieszcza się obniżeniem pomiędzy Masywem Centralnym i Alpami, a w dalszej kolejności wzdłuż Niziny Dolno-reńskiej.

Zdaniem części klimatologów frekwencja pojawiania się przypadków z ekstremalnymi prędkościami wiatru wzrasta, a najczęściej wskazywaną przyczyną jest globalne ocieplanie klimatu (Knippertz i in. 2000, Ulbrich, Fink 2001, Dotzek 2003, Leckebusch, Ulbrich 2004). Dotyczy to zarówno przypadków związanych z cyklogenezą w skali synoptycznej, jak i zjawisk lokalnych o podłożu konwekcyjnym. Z drugiej strony trzeba jednak pamiętać, że rosnąca liczba doniesień na temat ekstremalnych warunków pogodowych w dużym stopniu wynika z coraz szerszego dostępu do środków łączności, większego zainteresowania mediów oraz ciągłego rozwoju technik pozwalających na automatyczną i powierzchniową rejestrację elementów meteorologicznych (np. poprzez zastosowanie pomiarów satelitarnych; Dotzek 2007).

Należy dodać, że podczas opracowywania przedstawionej powyżej analizy ekstremalnych zdarzeń pogodowych na obszarze południowo-zachodniej Polski w ujęciu wieloletnim, nie stwierdzono istotnej statystycznie tendencji rosnącej w odniesieniu nie tylko do zdarzeń wiatrowych, ale także do żadnego z pozostałych rozpatrywanych elemen-

tów meteorologicznych. Uwaga ta dotyczy zarówno częstości takich zdarzeń jak i ich intensywności.



Ryc. 3.29. Rozwój mezoskalowych systemów konwekcyjnych (MCS) nad Polską 15 sierpnia 2008 r.: A) godz. 13 UTC; B) 15 UTC; C) 17 UTC. Źródło: NOAA 2008 – data dostępu

Literatura:

- ABI (Association of British Insurers), 2005. Financial risks of climate change: Summary Rep. Climate risk management. URL: http://www.abi.org.uk/Display/File/Child/552/Financial_Risks_of_Climate_Change.pdf. (data dostępu: 2010-06-21).
- Aktualności MSWiA, URL: <http://www.mswia.gov.pl/portal/pl/2/7611/> (data dostępu: 2009-06-07).
- Ashley W.S., Mote T.L., Dixon G., Trotter S.L., Powell E.J., Durkee J.D., Grundstein A.J., 2003. Distribution of mesoscale convective complex rainfall in the United States. *American Meteorological Society* 131 (12), 3003–3017.
- Barry R.G., 1992. *Mountain Weather and Climate*. London and New York.
- Bergeron T., 1965. On the low level redistribution of atmospheric water caused by orography. W: *Proceedings of the International Conference on Cloud Physics*. Tokyo, May 1965, 96–100.
- Błaś M., Sobik M., 2005. Osobliwości klimatu Karkonoszy i Gór Izerskich. W: K. Krzemień, J. Trepińska, A. Bokwa (red.), *Rola stacji terenowych w badaniach geograficznych*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków 29–30 maja 2004, 109–121.
- Borkacki R., 2007: Szaleństwa "Cyryla". *Echa leśne* 03/27.
- Boybeyi Z., Novakovskaia E., MacCracken R., Bacon D.P., Kaplan M.L., 2007. Targeted GOES satellite observations to improve hurricane track forecast: A case study of hurricane Floyd. *Pure and Applied Geophysics* 164, 2083–2100.
- Braham R.R., 1952. The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thunderstorm development. *Journal of Meteorology* 9, 227–242.
- Brooks H.E., Doswell C.A., 2001. Normalized damage from major tornadoes in the United States: 1890–1999. *Weather and Forecasting* 16 (1), 168–176.
- Browning K.A., Ludlam F.H., 1962. Airflow in convective storms. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 88, 117–135.
- Cebulak E., 1991. Wpływ wysokości nad poziomem morza i ekspozycji terenu na maksymalne opady dobowe w Karpatach Zachodnich. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne* 83, 105–117.
- Cornford S.G., 2002. Human and economic impacts of weather events in 2001. *WMO Bulletin*, 51 (3).
- Chomicz K., 1951. Ulewy i deszcze nawalne w Polsce. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej* 2, 3, 5–88.
- Czerwiński J., 1991. Powódzie w rejonie Karkonoszy od XV w. do czasów współczesnych. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1237, *Prace Instytutu Geograficznego* A6, 85–104.
- Czerwiński J., 1998. Geologiczne, geomorfologiczne i antropogeniczne uwarunkowania zagrożeń powodziowych we Wrocławiu. *Czasopismo Geograficzne* 59, 43–63.
- Čadež, M., 1967. Über synoptische Probleme in Südostalpinen Raum, *Veröffentlichungen der Schweiz. Met. Zentralanstalt* 4, 155–175.
- Dore A.J., Choularton T.W., 1992. A three-dimensional model of airflow and orographic rainfall enhancement. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 118, 1041–1056.
- Doswell C.A., 2001. Examination of derecho environments using proximity soundings. *Weather Forecasting* 16, 329–342.
- Dotzek N., 2001. Tornadoes in Germany. *Atmospheric Research* 56, 233–251.
- Dotzek N., 2003. An updated estimate of tornado occurrence in Europe. *Atmospheric Research* 67/68, 153–151.
- Dotzek N., 2007. Tornadoes in Germany 1950–2003 and their relation to particular weather conditions. *Global and Planetary Change* 57, 124–138.
- Dotzek N., Grieser J., Brooks H.E., 2003. Statistical modeling of tornado intensity distributions. *Atmospheric Research* 67/68, 163–187.
- Drukman I., Migala K., Sobik M., 1997. Selected characteristics of wind speed structure in the West Karkonosze Mts. W: K. Migala, J. Pereyma (red.), *Climatological aspects of environment protection in mountain areas*. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1950, *Prace Instytutu Geograficznego* C4, 67–73.
- Dubicki A., 1979. Charakterystyka przyczyn, przebiegu i wielkości powodzi w 1977 roku na obszarze górnego i środkowego dorzecza Odry. W: A. Jahn (red.), *Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku*. Sesja Naukowa 3 marca 1978 r., PAN, Oddz. we Wrocławiu, Kom. Nauk o Ziemi, Wrocław, 27–40.

- Dubicki A., Malinowska-Małek J., 1999. Wysokość, natężenie i przestrzenny rozkład opadów atmosferycznych. W: A. Dubicki, H. Słota, J. Zieliński (red.), Dorzecze Odry. Monografia powodzi. Lipiec 1997, 23–44.
- Dubicki A., Malinowska-Małek J., 2005. Opady nawalne i ich skutki w dorzeczu środkowej Odry na przełomie XX i XXI wieku. W: E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne. PTGeof., IMGW, Warszawa, 103–121.
- Dubicki A., Malinowska-Małek J., Strońska K., 2005. Flood hazards in the upper and middle Odra River basin – A short review over the last century. *Limnologica* 35, 123–131.
- Ergebnisse der Niederschlagsbeobachtungen 1891–1937. Veröffentlichungen des Königlich Preussischen Meteorologischen Instituts.
- Financial risks of climate change. Summary Report. 2005. Association of British Insurers, London, URL: http://www.climatewise.org.uk/storage/610/financial_risks_of_climate_change.pdf (data dostępu: 2010-06-24).
- Fujita T.T., 1981. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *Journal of the Atmospheric Science* 38 (8), 1511–1534.
- Fujita T.T., 1985. The downburst, microburst and macroburst. SMRP Research Paper 210, University of Chicago, pp. 122.
- Girguś R., Strupczewski W., 1965. Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI. Wyd. Kom. I łączności, Warszawa.
- Głowicki B., 1970. O niektórych cechach mikroklimatu Kotliny Jeleniogórskiej. *Rocznik Jeleniogórski* 8, 147–160.
- Głowicki B., 1979. Intensywność opadów w Sudetach w okresie powodzi w sierpniu 1977 roku. W: A. Jahn (red.), Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku. Sesja Naukowa 3 marca 1978 r., PAN, Oddz. we Wrocławiu, Kom. Nauk o Ziemi, Wrocław, 41–48.
- Heino R., Brazdil R., Forland E., Tóumenvirtla H., Alexandersson H., 1999. Progress in the study of climatic extremes in northern and central Europe. *Climatic Change* 42, 151–181.
- Hellmann G., 1906. Die Niederschläge in den Norddeutschen Stromgebieten. Berlin.
- Die Hochwasser-Katastrophe im Riesengebirge am 29 bis 30 Juli 1897. 1987. Hirschberg.
- Jahn A., 1969. Niveo-eoliczne procesy w Sudetach i ich działanie na glebę. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 5, 53–92.
- Juniewicz S., 1979. Powódź na Dolnym Śląsku w 1977 roku i jej skutki w świetle opinii urzędów wojewódzkich. W: A. Jahn (red.) Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku. Sesja Naukowa 3 marca 1978 r., PAN, Oddz. we Wrocławiu, Kom. Nauk o Ziemi, Wrocław, 9–26.
- Karten Archiv, URL: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsfaxsem.html> (data dostępu: 2008-03-03).
- Klimakunde des Deutschen Reiches – B. II. Tabellen. 1939. Reichsamt für Wetterdienst, Berlin.
- Knippertz P., Ulbrich U., Speth P., 2000. Changing cyclones and surface wind speeds over the North Atlantic and Europe in a transient GHG experiment. *Climate Research* 15, 109–122.
- Kosiba A., Gajdowska G., 1979. Opady o większej intensywności. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 395, Prace Obserwatorium Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Wrocławskiego 20 (1965), 137–157.
- Kottmeier D., Schmoedel C.J., Schmitt C., Bocher A., 2002. Sturm Lothar: Schadenanalyse und Risikokartierung aus meteorologischer Sicht. W: G. Tetzlaff, T. Trautmann, K.S. Radtke (red.), Zweites Forum Katastrophenvorsorge. Institut für Meteorologie, Universität Leipzig, 421–427.
- Kunkel K., Pielke Jr. R.A., Changnon S.A., 1999. Temporal fluctuations in weather and climate extremes that cause economic and human health impacts: A review. *Bulletin American Meteorological Society* 80 (6), 1077–1098.
- Kupczyk I., 1968. Warunki synoptyczne występowania wezbrań roztopowych w Polsce Południowej. *Przegląd Geofizyczny* 13 (2).
- Kupczyk E., Suligowski R., Kasprzyk A., 2005. Typowe warunki meteorologiczne pojawiania się wysokich opadów i wezbrań rzek zachodnich Beskidów i środkowych Sudetów. W: E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.). Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne, PTGeof., IMGW, Warszawa, 131–152.
- Kuziemska D., 1983. O zakresie zmienności temperatury w Polsce. *Przegląd Geofizyczny* 28, 329–343.
- Kwiatkowski J., 1969a. Klimatologiczna geneza wyłomów leśnych w Karkonoszach. *Czasopismo Geograficzne* 40, 365–373.

- Kwiatkowski J., 1969b. Próba klimatologicznej interpretacji przyczyn wiatrołomów na północnych stokach Karkonoszy w dniach 4 i 5 listopada 1966 r. *Opera Corcontica* 6, 25–33.
- Kwiatkowski J., 1972. Feny w Kotlinie Jeleniogórskiej. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 173, 3–46.
- Kwiatkowski J., 1975a. Rola fenów karkonoskich w gospodarce leśnej Kotliny Jeleniogórskiej. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 162, 527–540.
- Kwiatkowski J., 1975b. Zasięg fenów sudeckich i ich wpływ na mezoklimat regionów południowo-zachodniej i środkowej Polski. *Przegląd Geofizyczny* 20, 15–30.
- Kwiatkowski J., 1979. Zjawiska fenowe w Sudetach i na przedpolu Sudetów. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 20, 243–280.
- Kwiatkowski J., 1984. Związki opadów atmosferycznych w polskich Sudetach i na ich przedpolu z czynnikami cyrkulacyjnymi. Ossolineum, Wrocław.
- Kwiatkowski J., Hołdys T., 1985. *Klimat*. W: A. Jahn (red.), Karkonosze Polskie. Ossolineum, 87–116.
- Leckebusch G.C., Ulbrich U., 2004. On the relationship between cyclones and extreme windstorms events over Europe under climate change. *Global and Planetary Change* 44, 181–193.
- Lemon L.R., Doswell Ch.A., 1979. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Monthly Weather Review* 107 (9), 1184–1197.
- Lityński J., 1969. Liczbowa klasyfikacja typów cyrkulacji i typów pogody dla Polski. *Prace Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego* 97, 3–15.
- Lorenc H., 1999. Wiatr jako element zagrożenia. *Wiadomości IMGW* 22 (2).
- Lyndonstate.edu, URL: www.meteorology.lyndonstate.edu (data dostępu: 2008-02-14).
- Maddox R.A., 1980. Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society* 61, 1374–1387.
- Mega A., 2001. Charakterystyka wiatru opadającego po polskiej części Sudetów Zachodnich w Świecie wyników pomiarów na Szrenicy i w Lubawce. Praca magisterska (maszynopis), Zakład Meteorologii i Klimatologii UW, Wrocław.
- Michalczewski J., Mycielska H., 1962. Meteorologiczne przyczyny powodzi w Polsce w lipcu 1960 roku. Wyd. Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego.
- Migała K., Pereyma J., Sobik M., Szczepankiewicz-Szmyrka A., 1995. Współczesne warunki klimatyczne i zróżnicowanie topoklimatyczne Karkonoszy. W: Fiszer Z. (red.), *Problemy ekologiczne wysokogórskiej części Karkonoszy*. Oficyna Wyd. Instytutu Ekologii PAN, 51–78.
- Mikułowski M., 1999. Klimatyczne uwarunkowania zamierania i restytucji lasu w Górach Izerskich. W: E. Feliksik (red.), *Klimatyczne uwarunkowania życia lasu*. Wyd. PTL, 39–49.
- Milata W., 1935. Meteorologiczne przyczyny powodzi w Polsce w lipcu 1934 roku. *Czasopismo Geograficzne* 13, 273–283.
- Morawska M., 1961. Huragan nad Polską w dniu 13 lipca 1961 roku. *Gazeta Obserwatora Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego* 14.
- Morel C., Senesi S., 2002. A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery II: Characteristic of European mesoscale convective systems. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society* 128B (584), 1973–1995.
- Müller M., Kašpar M., Matschullat J., 2009. Heavy rains and extreme rainfall-runoff events in Central Europe. *Natural Hazards Earth Systems Science* 9, 441–450.
- Mycielska H., 1967. Meteorologiczne przyczyny powodzi na lewych dopływach Odry w sierpniu 1964 r. *Gospodarka Wodna* 27 (8), 289–291.
- Global Daily Summary. 2000. National Climatic Data Center, URL: www.ncdc.noaa.gov/ol/climate/climatedata.html (data dostępu: 2009-01-20).
- Niedźwiedź T., 1972. Heavy rainfall in the Polish Carpathians during the flood in July 1970. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 6, 194–199.
- Niedźwiedź T. (red.), 2003. *Słownik meteorologiczny*. Polskie Towarzystwo Geofizyczne, IMGW, Warszawa.
- NOAA Monthly/Seasonal Climate Composites. National Oceanic & Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce, Earth System Research Laboratory, URL: www.cdc.noaa.gov/Composites/Day (data dostępu: 2008-05-20).
- NRC (National Research Council, Committee on Assessing the Costs of Natural Disasters), 1999. *The Impacts of Natural Disasters: A Framework for Loss Estimation*. National Academy Press, Washington, D.C.
- Olszowicz A., Salomonik S., Słomska A., 1999. Meteorologiczne przyczyny powodzi w dorzeczu Odry. W: A. Dubicki, H. Sota, J. Zieliński (red.), *Powódź w dorzeczu Odry*. IMGW, 13–46.

- Otop I., 2004. Maksymalne dobowe opady atmosferyczne w Karkonoszach w drugiej połowie XX wieku. *Opera Corcontica* 41, 25–29.
- Rapidfire data, URL: www.rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov (data dostępu: 2008-04-15).
- Řezáčová D., Hanslian D., Kakos V., Káspár M., Müller M., Pešice P, Sokol Z., 2003. Posouzení hydrometeorologických podmínek vzniku významných letních povodní na území ČR. AV ČR.
- Richter A, 1882. Klima in Carlsberg. *Vierteljahrsschrift für Geschichte und Heimatskunde der Grafschaft Glatz*, J. Francke, Habelschwerdt, II Jahrgang 1882/1883 (2), 142–143.
- Schmuck A., 1953. Klimat Sokołowska jako przykład klimatu miejscowości leczniczych w Sudetach. *Czasopismo Geograficzne* 23/24, 148–165.
- Sienkiewicz R., 1968. Przyczyny i skutki wystąpienia opadu nawałnego w Komarnie w dniu 29 maja 1968 r. *Gazeta Obserwatora Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego* 11.
- Słomska A., 2005. Szkolenie służb zarządzania kryzysowego w Oddziale IMGW we Wrocławiu. *Gazeta Obserwatora* 5, 29–30.
- Sobik M., 2005. Klimat. W: J. Fabiszewski (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*. PAN, Oddz. we Wrocławiu, 39–57.
- Sobik M., Miszuk B., 2005. Zróżnicowanie temperatury powietrza w Górach Bystrzyckich w sezonie wegetacyjnym na przykładzie 2001 roku. *Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie* 5, 1 (13), 117–132.
- Sobik M., Urban, G., 2000. Warunki termiczne zlewni Kamionka w Górach Izerskich. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 2269, *Studia Geograficzne* 74, 144–157.
- Sobíšek B. i in., 1993. Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha
- Srivastava R.C., 1985. A simple model of evaporatively driven downdraft: Application to microburst downdraft. *Journal of the Atmospheric Science* 42, 1004–10023.
- Štekl J., Brázdil R., Kakos V., Jež J., Tolasz, R. Sokol Z., 2001. Extrémní denní srážkové úhrny na území ČR v období 1879-2000 a jejich synoptické příčiny. *Národní klimatický program České republiky* 31, Praha.
- Strachota J. (red.), 2003. Vyhodnocení katastrofální povodně v srpnu 2002. 1. etapa. Meteorologické příčiny katastrofální povodně v srpnu 2002 a vyhodnocení extremity příčinných srážek. Project report, CHMI, Praha.
- Szlak niżów Vb według W. Van Bebbera.
URL: http://pl.wikipedia.org/w/index.php?title=Szlak_ni%C5%BC%C3%B3w_Vb_wg_W._Van_Bebbera&oldid=4162520 (data dostępu: 2006-08-05).
- Ulbrich U., Fink A.H., 2001. Three extreme storms over Europe in December 1999. *Weather* 56, 70–80.
- DAS (Department of Atmospheric Science), University of Wyoming, URL: <http://www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (data dostępu: 2008-04-11).
- Van Bebber J., 1883. Typische Witterungserscheinungen. *Zeitschrift zur Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie* 16, 447–458.
- Verbout S. M., Schultz D. M., Leslie L. M., Brooks H. E., Karoly D. J., Elmore K. L., 2007. Tornado outbreaks associated with landfalling hurricanes in the North Atlantic Basin: 1954–2004. *Meteorology and Atmospheric Physics* 97, 255–271.
- Wicker L.J., Wilhelmson R.B., 1995. Simulation and analysis of tornado development and decay within a three-dimensional supercell thunderstorm. *Journal of Atmospheric Science* 52, 2675–2703.
- Wilson J.W., Wakimoto R.M., 2001. The discovery of the downburst – T.T. Fujita contribution. *Bulletin American Meteorological Society* 82, 49–62.
- Wussow G., 1920. Häufigkeit und Verbreitung grosser Tagesmengen des Niederschlages in Norddeutschland. *Veröffentlichungen des Preussischen Meteorologischen Instituts* 7 (1), *Abhandlungen*, Behrend & Co.
- Yoshino M., 1975. Climate in a small area – an introduction to local meteorology. University of Tokyo.
- Zawiślak T., 2005. Warunki synoptyczne występowania intensywnych opadów deszczu w Polsce południowo-zachodniej na przykładzie lat 2001-2003. W: E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*. PTGeof., IMGW, Warszawa, 166–176.
- Żurański J.A., Jaśpińska B., 1996. Directional analysis of extreme wind speeds in Poland. *Journal of Wind Engineering* 65, 13–20.

4. Wezbrania i powodzie na rzekach Dolnego Śląska

Marek Kasprzak

4.1. Wezbrania, powodzie, zdarzenia ekstremalne i katastrofalne – definicje

Wiele terminów stosowanych do opisu zjawisk fluwialnych rozumianych jest w języku potocznym jako synonimy. W rzeczywistości bywa inaczej, a w świecie nauki trwa ciągle dyskusja nad prawidłowymi definicjami, w tym także definicjami zjawisk, zdarzeń i procesów o charakterze ekstremalnym. W syntetycznym opracowaniu Zwolińskiego (2008) zjawiska ekstremalne definiowane są jako niezwykle fakty empiryczne obserwowane za pomocą dostępnych metod i środków. Wyróżnia się wśród nich ekstremum absolutne o najwyższych lub najniższych dotąd notowanych wartościach, zjawiska ekstremalne bliskie ekstremom absolutnym o prawdopodobieństwie przekroczenia mniejszym niż 10% (okres powtarzalności 10 lat), zjawiska ekstremalne wyjątkowe o prawdopodobieństwie przekroczenia mniejszym niż 1% (okres powtarzalności 100 lat) i klęski żywiołowe, czyli zdarzające się losowo katastrofy naturalne lub spowodowane ingerencją człowieka, wywołujące zniszczenia, a w niektórych przypadkach pociągające za sobą ofiary śmiertelne (Niedźwiedz i in. 2004, za: Zwoliński 2008).

Zdarzenia ekstremalne to, jak podaje Zwoliński (2008), zjawiska umiejscowione w czasoprzestrzeni opisanej czterema wymiarami (położeniem poziomym x , y i pionowym z oraz czasem t). Ozga-Zielińska i Ozga-Zieliński (2006) proponują, aby za zdarzenie ekstremalne uznawać takie, na

którego wystąpienie nie jesteśmy przygotowani (zabezpieczeni) technicznie, ekonomicznie lub psychicznie. Jest to ujęcie relatywistyczne i pojawia się obawa, że nie będzie niosło treści, których ocena byłaby identyczna i niezależna od kontekstu. Wymienieni autorzy uznają jednak, że wielkość zagrożenia wywołanego ekstremalnymi zjawiskami hydrologicznymi zależy od warunków lokalnych, więc zamiast arbitralnie ustalonych wartości progowych trzeba stosować wartości progowe wynikające z rzeczywistych zagrożeń. Proponują oni ponadto klasyfikację zdarzeń ekstremalnych w oparciu o różne kryteria. Do podstawowych kryteriów zalicza się genezę analizowanego zjawiska, liczbę i wartości przyjętych progów, liczbę wymiarów (czyli charakterystyk, którymi opisuje się zjawisko) oraz stosowane metody badawcze.

Procesy ekstremalne definiowane są jako ukierunkowane ciągi następujących po sobie w czasoprzestrzeni i powiązane przyczynowo określone zmiany, które można rozpatrywać w kontekście przyczyn (geosygnalów), wejścia (uwarunkowań, relacji, sprzężeń, okoliczności), przebiegu (faz, etapów, okresów) oraz wyjścia (skutków, konsekwencji, zagrożeń) (Zwoliński 2008). Procesami ekstremalnymi w hydrologii są wyjątkowe w okresie prowadzonych obserwacji nizinówki i wezbrania.

Wezbrania cieków polegają na podniesieniu stanu wody w wyniku zwiększonego zasilania lub utrudnienia odpływu (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1999). W umiarkowanej strefie klimatycznej wyróżnia się wezbrania opadowe, roztopowe, zatorowe

śryżowe lub lodowe oraz wezbrania sztor-mowe. Wezbrania opadowe mogą powsta-wać po deszczach nawalnych³, opadach fron-talnych, a także opadach rozlewnych. W klasyfikacji hydrologicznej wezbrania dzielą się na zwykłe – sięgające poziomu tzw. wody brzegowej (stan pełnokorytowy bez podtopienia równi zalewowej) lub po-ziomu niskiej wielkiej wody (stan zbliżony do pełnokorytowego, jednak z podtopieniem równi zalewowej) oraz na katastrofalne, przekraczające poziom średniej wysokiej wody. W podziale zastosowanym przez Pun-zeta (1977, 1998–1999) dla karpackiej części dorzecza Wisły, wezbrania podzielono na katastrofalne wielkie (o przepływie kulmina-cyjnym $Q_{kulm} > Q_{5\%}$), wielkie ($Q_{5\%} > Q_{kulm} > Q_{10\%}$), średnio-wielkie ($Q_{10\%} > Q_{kulm} > Q_{50\%}$) i zwyczajne ($Q_{50\%} > Q_{kulm} > (Q_{sr} + Q_{50\%})/2$).

W literaturze funkcjonuje także poję-cie wezbrania standardowego, zwanego także maksymalnym możliwym wezbraniem (ang. *maximum probable flood*). Termin ten ozna-cza największe wezbranie, jakie może się zdarzyć podczas równoczesnego wystąpienia najbardziej niekorzystnych czynników, od-powiadających za dostawę wody i kulmina-cję fali (Magnuszewski, Soczyńska 2001). W ujęciu inżynierskim, po określeniu wszyst-kich istotnych danych hydrologicznych, me-teorologicznych i geomorfologicznych, sto-suje się termin maksymalnego prawdopo-dobnego wezbrania, inaczej fali projektowej.

Fala wezbraniowa ma w korycie rzeki wyraźny początek, fazę wznoszenia, punkt kulminacyjny i fazę opadania. Formuje się ona zazwyczaj w górnej części dorzecza i przemieszcza w dół rzeki na ogół z prędko-ścią $2\text{--}3\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ na rzekach nizinnych oraz $13\text{--}15\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ na rzekach górskich (Bajkie-wicz-Grabowska 2005).

Przejście fali wezbraniowej może spowodować powódź. Według lakonicznej definicji zawartej w *Dyrektywie 2007/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z 23 paź-dziernika 2007 r. w sprawie oceny ryzyka powodziowego i zarządzania nim*, powódź oznacza „czasowe pokrycie wodą terenu, który normalnie nie jest pokryty wodą” (Pyt-kowska 2007). W *Ustawie z dnia 18 lipca 2001 r. Prawo wodne*, przez powódź rozumie się „takie wezbranie wody w ciekach natu-ralnych, zbiornikach wodnych, kanałach lub na morzu, podczas którego woda po przekro-czeniu stanu brzegowego zalewa doliny rzeczne albo tereny depresyjne i powoduje zagrożenie dla ludności lub mienia”. Powo-dzie zalicza się więc do klęsk żywiołowych, przy czym zjawisko to ma charakter przy-rodniczo-gospodarczy, przynoszący straty człowiekowi i powodujący naruszenie stanu środowiska. Wezbranie nabiera cech powo-dzi, gdy woda przekracza poziom tzw. wody brzegowej na obszarze użytkowanym przez człowieka. Separacja znaczeniowa wyrazów wezbranie – powódź nie zawsze ma odbicie w tłumaczeniu na język angielski, gdzie oba terminy określa się jako *flood* lub *flooding*, rzadziej *inundation*. W innych językach wy-stępują natomiast podobne różnice: franc. *Hautes eaux* – *inondation*, hiszp. *crecida* – *inundación*, niem. *Hochwasser* – *Über-schwemmung* (syn. *Überflutung*), ros. паводок – затопление (syn. наводнение).

4.2. Źródła informacji na temat wezbrań i powodzi

4.2.1. Opracowania materiałów historycznych i oryginalne prace sprzed 1945 r.

Najstarsze informacje o minionych zdarzeniach powodziowych w Polsce znajdu-ją się w *Rocznikach, czyli kronikach sławne-go Królestwa Polskiego* Jana Długosza, który informował o licznych i długotrwałych po-

³ W skali Chomicza (1951a,b) deszcz nawalny ($B_{1.7}$) to opad o numerze 6 i większym, czyli współczynniku wydajności $\alpha \geq 5,66$, zgodnie z wzorami $\alpha = 2^{\frac{k}{2}}$ i $u = \alpha\sqrt{t}$, gdzie: u – wydaj-ność deszczu [mm]; α – współczynnik wydajno-ści; k – numer skali Chomicza; t – czas trwania opadu [min].

wodziach w 988 r. Podobne przekazy dotyczące obszaru Śląska pochodzą z kronikarskich zapisków od połowy XII w. Są one zazwyczaj wplecione w sprawozdawcze opisy zniszczeń lub przytaczane razem z innymi wiadomościami i dotyczą zazwyczaj poszczególnych miast regionu. Ich zestawienia ujęto w opracowaniach, jakie w każdym mieście tworzono na polecenie śląskich władz od początku XIX w. (Inglot 1986). Opracowania te powstawały w oparciu o rękopisy, dokumenty i źródła drukowane. Sporządzane były przez osoby znające topografię obszaru, którego dotyczyły. Najwięcej z nich powstało w pierwszej połowie XIX w. (Czapliński 2004, za: Łaborewicz 2008). Przykładowo Jelenia Góra posiadała cztery takie kroniki, np. autorstwa Vogta (1876), Kamienna Góra i Lwówek Śląski po dwie, np. Bergemanna (1824), Bolków posiada zachowaną kronikę autorstwa Teichmanna (1870), natomiast Bogatynia kronikę Roeslera (1823, za: Lipin 2010a, 2010b). Dla Wrocławia najpełniejszy rejestr średniowiecznych powodzi, z których najstarsza datowana jest na 1179 r., opracował u progu XVII w. Mikołaj Pol, archidiacon wrocławskiego kościoła pw. św. Marii Magdaleny (Wójcik 2008). Jego spis kataklizmów, choć nie całkiem kompletny, uważany jest za źródło kompetentne (Kamiński i in. 1998).

Od drugiej połowy XVIII w. pojawiły się w czasopiśmie historycznych kroniki wypadków, zawierające informacje o przyrodniczych zjawiskach ekstremalnych. Na początku XIX w. rozpoczęto na Śląsku także systematyczne obserwacje meteorologiczne, które były podstawą do sporządzania regularnych raportów, przesyłanych władzom centralnym Prus (potem Cesarstwu Niemieckiemu) od 1810 r. co miesiąc, a od 1843 r. co dwa miesiące. Raporty sporządzano dla trzech rejencji: opolskiej, legnickiej i wrocławskiej na podstawie obserwacji stacjonarnych i informacji dostarczanych przez landraty poszczególnych starostw.

Niektóre z donioślejszych w skutkach zdarzeń powodziowych stały się tematem

osobnych opracowań. Jedną z najobszerniejszych prac tego typu anonimowego autora *Die Hochwasser-Katastrophe...* (1897) dotyczy wezbrań rzek górskich w Karkonoszach i Kotlinie Jeleniogórskiej po największej ze znanych powodzi regionu, jaka miała miejsce pod koniec lipca 1897 r. Zdarzeniom tym w ujęciu dorzecza Odry poświęcony jest tekst Fischera (1898), obszerny opis znajduje się także u Partscha (1911). Wśród innych prac warto wymienić dzieła Petraka (1882) dotyczące wezbrania w dorzeczu Bobru z połowy lipca 1882 r., Knothego (1939), opisujące powódź w dorzeczu Nysy Kłodzkiej z 1938 r. oraz Ragsta (1938), zdającego relację ze spowodowanych przez tę powódź zniszczeń w mieście Nysa. Wydarzenie z 1938 r. stało się także tematem albumu *Hochwasserkatastrophe in Schlesien 1938...* (Schmidt 1939), zawierającego doskonale zdjęcia oraz opisy dokumentujące przebieg zdarzenia, straty i usuwanie zniszczeń powodziowych. Pozycja ta nie jest jednak wolna od nazistowskiej propagandy.

Najszerze i najpełniejsze opracowania naukowe dotyczyły Odry. Już pod koniec XIX w. wydawano publikacje hydrologiczne analizujące zdarzenia powodziowe, np. tomy *Hochwasser-Melde-Ordnung für Oder...* (1896), *Hochwasser-Meldeordnung für Oder...* (1900). Zawierały one opisy zdarzeń wezbraniowych oraz tabelarycznie zestawione wyniki pomiarów dziennych stanów wód dla posterunków wodowskazowych objętych państwowym monitoringiem w systemie wczesnego ostrzegania powodziowego. System taki działał na wybranych rzekach Niemiec od 15 grudnia 1889 r. (Deutsch i in. 2002). Szczegółową, meteorologiczno-hydrologiczną analizę zdarzeń powodziowych na Odrze i jej dopływach znaleźć można także w publikacji Hellmanna i Elsnera (1911), w której przedstawiono charakterystyki 20 wezbrań lat 1888–1907 oraz dla porównania opis katastrofalnego wezbrania z 1854 r. W tekście znajdują się ponadto odnośniki do wcześniejszych, idących dziś w zapomnienie, prac z zakresu przedmiotu.

Straty powodziowe były także komentowane w literaturze branżowej związanej ze szlakami żeglugi śródlądowej, np. *Wasserwirtschaft des Odergebiets...* (Freymark 1929).

W XIX i XX w. powódzie były już regularnym tematem artykułów prasowych, dostarczających cennych informacji, odnośnie przebiegu zdarzeń i strat materialnych, choćby na stokach górskich (np. Althans 1898). Niektóre z czasopism w swoich numerach jubileuszowych zamieszczały także kroniki zdarzeń ekstremalnych, w których nie mogło zabraknąć opisów wezbrań: Nentwig (1897), Schubert (1898), Jestel (1932).

Historyczne dane dotyczące powodzi na ziemiach śląskich doczekały się kilku opracowań polskojęzycznych. W 1932 r. ukazała się we Lwowie „Kronika klęsk elementarnych w Polsce i w krajach sąsiednich” Walawendera. Zapewne najpełniejsze zestawienie danych powodziowych wykonał Szczegielniak (1979a), obejmując lata od 1100 do 1903. Podobne wypisy znalazły się w pracy Inglota (1986), popularnonaukowej książce Łuczyńskiego (2000), który dodał rozszerzone relacje ze zdarzeń z 1897 i 1926 r. czy w przeglądowym artykule Mikulskiego (1954). W ujęciu mezo- i mikroregionalnym opisy takie zawarte są w artykułach Czerwińskiego (1991) – dla rejonu Karkonoszy, Margasa i Szymczaka (1969) – dla Karkonoszy i obszaru jeleniogórskiego, Bugaja (1988) i Sawickiego (2004) – dla miasta Kowar, Beny i Paczosa (2000) – dla Kwisy, Kamińskiego i in. (1998), Piskorza (1999), Dubickiego (2006) i Wójcika (2008) – dla Odry we Wrocławiu lub Żerelika (2008) dla Odry w okolicy Malczyc.

Wzmianek o historycznych zjawiskach powodziowych szukać można także w monografiach miast śląskich. Przykładowo, w tomie pod redakcją Michalkiewicza (1985) znajdują się informacje o największych wezbraniach Bobru i Zadrnej poczynając od 1567 do 1958 r. Obraz historycznych śląskich powodzi uzupełniają prace obcojęzyczne. Na uwagę zasługują np. artykuły Munzara (2000, 2001) dotyczące zdarzeń z 1813 oraz

1930 r., fragmenty pierwszej części monografii Gór Izerskich poświęconej przyrodzie nieożywionej (Hudousková 2009, Karpań 2009, Kulasowá, Bubeníčková 2009), obszerne opracowanie dla całych Czech wykonane przez zespół pod kierunkiem Brázdila (2005a) czy też raporty powstałe po powodziach w dorzeczu Łaby *Souhrnná zpráva o povodni...* (2003, 2006). Publikacje z obszarów transgranicznych są istotne dla rozważań o powodziach w Sudetach.

Zasięgi powodzi były także znaczone na mapach hydrograficznych. Pierwsze mapy Odry Śląskiej wykonywano w XVIII w. (Born 1948). Obszar zalewowy tej rzeki miały obejmować zdjęcia terenu zarządzane przez władze pruskie w 1811 r. Obszary zalane wodami jednych z największych odrańskich powodzi z 1854 i 1903 r. zostały wykreślone na mapach *Karte des Ueberschwemmungsgebiet der Oder im Jahre 1903* w skali 1:100 000. Mapy te zostały wykorzystane we współczesnym, obszernym opracowaniu kartograficznym wylewów Odry, ujętym w ramach II wydania *Atlasu Śląska Dolnego i Opolskiego* (Pawlak W., Pawlak J. 2008). Poszukiwanie zasobów kartograficznych z XVIII i XIX w. dla dorzecza Odry ułatwia obszerny katalog wraz z opisem Janczaka i in. (1985).

4.2.2. Dane ze stacji pomiarowych

Historia obserwacji hydrologicznych na rzekach Dolnego Śląska rozpoczyna się od notowania maksymalnych stanów wód. Ich śladem są tzw. znaki wielkiej wody umieszczane na podtapianych budynkach, konstrukcjach mostów czy nadbrzeżach. Znajdują się one np. w Jarkowicach na ścianie domu nr 16 przy moście, pokazując stany Białego Strumienia (dopływ Bobru) z powodzi w latach 1809, 1810, 1816, w Piechowicach nad Kamienną, dokumentujące wydarzenia z lat 1785 i 1804, na budynku starego młyna w Złotoryi nad Kaczawą z lat 1608

i 1702 (ryc. 4.1.) oraz w wielu innych miejscowościach.

Regularne pomiary hydrologiczne zaczęto prowadzić na przełomie XIX i XX w. w związku z rozbudową drogi żeglownej na Odrze i tworzeniem systemu przeciwpowodziowego rzek sudeckich. Pierwsze systematyczne odczyty stanów Odry pochodzą jednak już z 1810 r. (Opole, Zwanowice, Brzeg – śluza) (Szczegielniak 1997). We Wrocławiu obserwacje prowadzono od 1811 r. przy śluzach Piaskowej i Mieszczańskej. W następnych latach sieć wodowskazową rozbudowywano. Dobrze udokumentowany materiał obserwacyjny obejmuje jednak okres od 1901 r. W Sudetach jeden z pierwszych posterunków wodowskazowych istniał nad Nysą Kłodzką w Kłodzku, gdzie odczyty z łaty wodowskazowej prowadzono od 1854 r. Pełne serie pomiarowe większości współcześnie istniejących wodowskazów dostępne są dla okresu po 1951 r.

Aktualnie wrocławski oddział Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW) prowadzi obserwacje na 108 posterunkach wodowskazowych. Monitorowane są rzeki: Barycz (3 posterunki), Biała Głuchowska (2), Biała Łądecka (2), Bóbr (12), Budzówka (1), Bystrzyca (6), Bystrzyca Dusznicka (1), Czarna Woda (3), Czarny Potok (1), Czarna Mała (1), Czarna Wielka (1), Czerwona Woda (1), Jedlica (1), Kaczawa (5), Kamienica (1), Kamienna (3), Krynka (1), Kuroch (1), Kwisa (5), Lubsza (1), Łomnica (1), Miedzianka (1), Nysa Kłodzka (7), Nysa Łużycka (5), Nysa Szalona (2), Odra (11), Oława (2), Orla (1), Pełcznica (1), Piława (2), Polska Woda (1), Rów Polski (1), Sasicznica (1), Skora (3), Strzegomka (3), Szprotawa (1), Szybka (1), Ścinawa Niemożlińska (1), Ścinawka (2), Ślęza (3), Widawa (3), Wilczka (1), Witka (2) (*Stacje i posterunki Oddziału Wrocław, IMGW*). Wiele z posterunków zostało odbudowanych lub przebudowanych po powodzi z 1997 r. Działające limnigrafy analogowe zastąpiono urządzeniami automatycznymi, przekazującymi co godzinę wyniki pomiarów stanów

wody prowadzonych w odstępach 10-minutowych (Dubicki 2007). Wartości przepływów odczytywane są z krzywych konsumcyjnych tworzonych dla każdego profilu poprzecznego koryta. Dla wielu rzek nie ustalono jak dotąd stanów i przepływów pełnokorytowych niezbędnych w analizach formowania wylewów. Na posterunkach nie prowadzi się częstych pomiarów transportu rumowiska.



Ryc. 4.1. Zabytkowe znaki wielkich wód (powodzie w 1608 i 1702 r.) wmurowane w fasadę starego młyna w Złotorii nad Kaczawą (fot. M. Kasprzak)

Od 1961 do 1983 r. dla każdego posterunku wodowskazowego IMGW publikowało dane pomiarowe w *Rocznikach hydrologicznych wód powierzchniowych dorzecza Odry i rzek Przymorza między Odrą i Wisłą*. Aktualnie ich szczątkową pozostałością są miesięczne biuletyny IMGW. Inne polskie opracowania hydrograficzne z przeszłości zostały wymienione w podręczniku Ozgizelińskiej i Brzezińskiego (1994). Wśród nich na uwagę zasługują publikowane co 5 lat *Przebiegi charakterystyczne rzek Polski* i *Atlas Hydrologiczny Polski*. Zestawienia pomiarowe wraz z komentarzem znajdują się także w objaśnieniach do *Mapy Hydrograficznej Polski* w skali 1:50 000.

W ostatnich latach IMGW uruchomiło internetowy system informacji – *Ostrzeżenia hydrologiczne i komunikaty o zagrożeniach*

*długotrwałych*⁴. Powstał także *Lokalny System Ochrony Przeciwpowodziowej dla Powiatu Kłodzkiego*⁵, który udostępnia obraz aktualnego stanu wód dla 7 spośród 20 posterunków wodowskazowych w regionie. Działa również serwis mapowy⁶ powstały w ramach *Systemu Informacji Przestrzennej Dorzecza Odry* SIPDO (Poprawski i in. 2004). Mimo takich inicjatyw daje się odczuć wyraźny brak łatwego dostępu do danych pomiarowych, w przeciwieństwie np. do Czech, gdzie w sieci internetowej aktualne dane hydrologiczne zamieszcza Český hydrometeorologický ústav⁷. Umożliwia się tam też dostęp do obszernych raportów z przebiegu wezbrań poszczególnych cieków lub opracowań z zakresu ochrony przeciwpowodziowej, np. dla miasta Trutnova⁸, kraju libereckiego⁹, dorzecza Łaby¹⁰.

4.2.3. Prace dotyczące współczesnych powodzi

Za współczesne powódzie będą w tym opracowaniu uznawane zdarzenia, jakie obserwowano w okresie po 1945 r. Ich zestawienia dla większych rzek znajdują się w materiałach opracowanych na podstawie serii pomiarowych IMGW, np. w pracy Stachego i in. (1996), obejmując lata 1951–1990. Kilka z największych powodzi w dorzeczu Odry zostało kompleksowo opisanych w odrębnych monografiach, zawierających tło meteorologiczne, przebieg hydrologiczny,

skutki geomorfologiczne i podsumowanie strat gospodarczych.

Dubicki (1972) opisał przebieg wezbrań Olzy i górnej Odry w lipcu 1970 r., porównując przy okazji notowane stany wody kilku dolnośląskich rzek z poprzednimi wezbraniami w latach 1960, 1965, 1970. Kolejne opracowania (Jahn, Kowaliński 1979, Komar 1979, Szczegielniak 1979b) powstały po powodzi w 1977 r., uznawanej za największe wezbranie w dorzeczu Bobru po 1945 r.

Największa ilość publikacji dotyczy jednak powodzi z lipca 1997 r. Najszerzej zrelacjonowana została ona w bogato ilustrowanym opracowaniu pod redakcją Dubickiego i in. (1999). Obszerną relację dali także Stachy i Bogdanowicz (1997), Szczegielniak (1999a), Migoń i Żurawek (1999), dla województwa wrocławskiego zespół Zaleskiego (1997), dla miasta Wrocławia Szponar i Zalewski (2001), a dla wrocławskiego osiedla Kozanów Żurawek (1998). Społeczny i ekonomiczny wymiar oddziaływania powodzi został gruntownie opracowany przez Grykienia i Szmytkiego (2008). Zagadnienia tejsze powodzi były także omawiane na kilku spotkaniach naukowych, owocując publikacjami pokonferencyjnymi, np. Szamałek (1997). Na temat powodzi 1997 r. powstało wiele raportów organizacji rządowych i pozarządowych, w tym bogate w dane publikacje Międzynarodowej Komisji Ochrony Odry przed Zanieczyszczeniem: *Dorzecze Odry. Powódź 1997* (1999) oraz *System ochrony przeciwpowodziowej i prognoz w dorzeczu Odry...* (2001). Ukazały się również albumy z cenną dokumentacją fotograficzną wydarzeń i zniszczeń powodziowych na ziemi kłodzkiej (Kostecka 1998), we Wrocławiu i jego okolicach (Kizny i in. 1998) oraz w dolinie Odry (Okólska, Kot 2007). Ostanią z publikacji urozmaicającą wywiady z ludźmi odpowiedzialnymi za akcję przeciwpowodziową, np. z byłym wojewodą wrocławskim Januszem Zaleskim czy z ówczesnym prezydentem miasta Bogdanem Zdrojewskim. Do interesujących inicjatyw

⁴ URL: <http://www.imgw.pl> (data dostępu: 2008-08-22)

⁵ URL: <http://www.lsop.powiat.klodzko.pl> (data dostępu: 2008-08-22)

⁶ URL: <http://www.programodra.pl/> (data dostępu: 2008-09-01)

⁷ URL: http://www.chmi.cz/hydro/hyd_main.html (data dostępu: 2008-09-01)

⁸ URL: <http://www.trutnov.cz/dpp/> (data dostępu: 2008-09-01)

⁹ URL: <http://maps.kraj-lbc.cz/mapserv/dpp/> (data dostępu: 2008-09-01)

¹⁰ URL: <http://www.pla.cz/planet/default.aspx> (data dostępu: 2008-09-01)

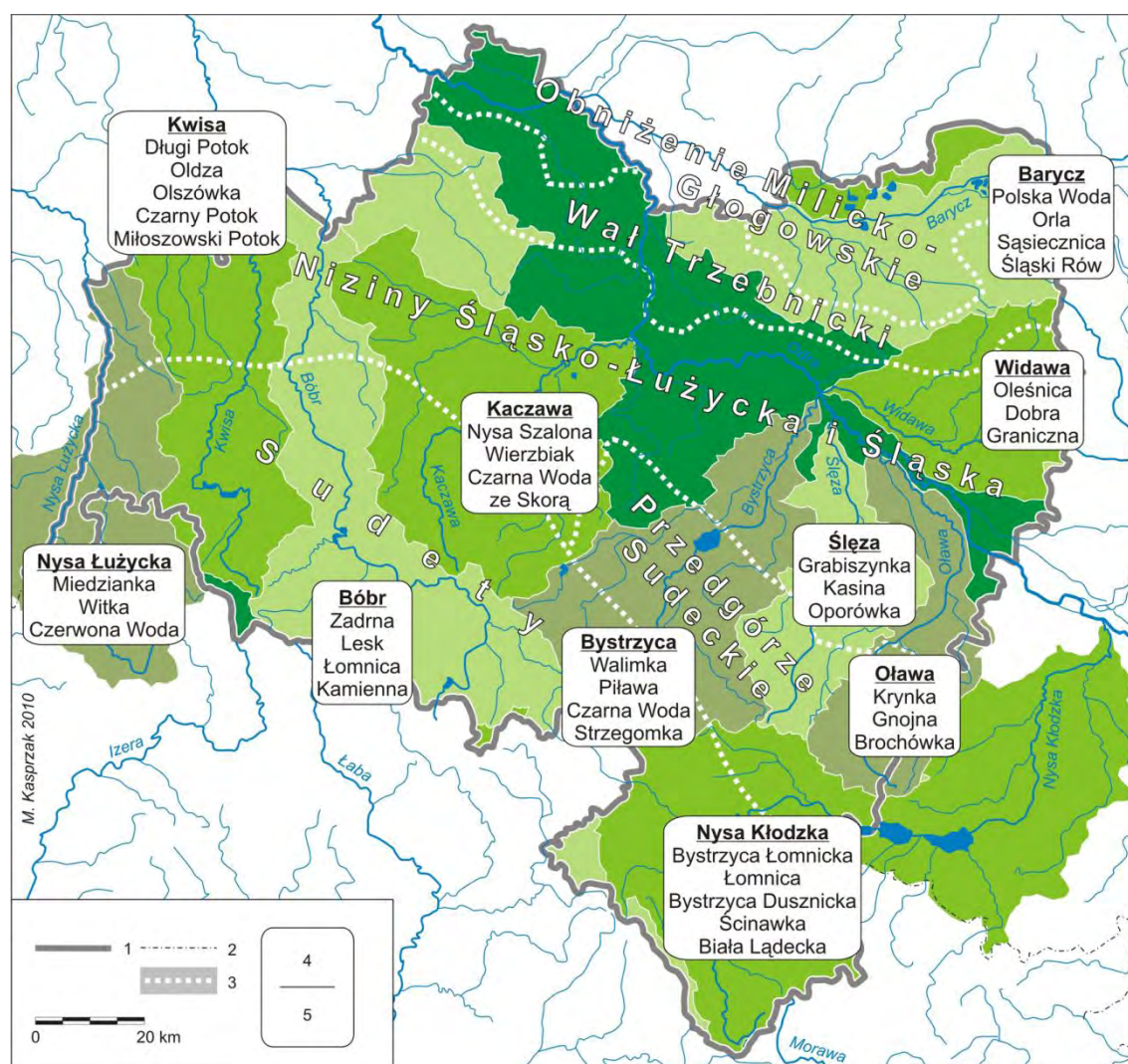
wydawniczych i badawczych należy także *Atlas zalewowych obszarów Odry* (Rast i in. 2000), wyznaczający na podstawie badań materiałów kartograficznych oraz bioindykatorów zasięg rejestrowanych i potencjalnych wylewów Odry w Czechach, Polsce i Niemczech. Atlas ten opatrzony został obszernym, trójjęzycznym komentarzem.

Szczegółowe relacje lub prace badawcze dotyczące ekstremalnych wezbrań rozproszone są w czasopismach naukowych i tomach pokonferencyjnych. Wiele ze zdarzeń powodziowych, z uwagi na lokalny charakter wystąpienia, wymyka się sieci monitoringowej IMGW, a jedyna relacja

o ich przebiegu i skutkach pojawia się w lokalnej prasie, coraz częściej również dostępnej *on-line*.

4.3. Sieć rzeczna na Dolnym Śląsku – ogólna charakterystyka

Urozmaicenie rzeźby Dolnego Śląska oraz różnice w budowie geologicznej podłoża sprawiają, że regionalny układ hydrograficzny tworzą ciekły o odmiennych cechach koryt oraz zróżnicowanych reżimach i charakterystykach przepływów. Głównym ciekim regionu jest Odra, przyjmująca więk-



Ryc. 4.2. Dorzecza dopływów Odry na tle podziału fizyczno-geograficznego w województwie dolnośląskim. Objasnienia: 1 – granica województwa, 2 – granica państwowa, 3 – granica między wydzieniami regionalnymi, 4 – rzeka główna, 5 – ważniejsze dopływy

szość swoich dopływów od strony południowo-zachodniej (ryc. 4.2). Górne partie zlewniowych dopływów Odry biegną wzdłuż europejskiego działu wodnego w Sudetach – typowych górach średniogórza europejskiego. Najwyższy punkt całej zlewni znajduje się w Karkonoszach (Śnieżka 1602 m n.p.m.). Na północ od progu Sudetów ciek nabierają charakteru rzek podgórskich, a w dnach pradolinnych Odry lub Baryczy mają charakter typowych rzek nizinnych. Najniższy położony punkt w województwie dolnośląskim (ok. 90 m n.p.m.) znajduje się w Obnie Milicko-Głogowskim u brzegów Odry między Głogowem a Bytomiem Odrzańskim, w rejonie wsi Drogomil i Dobrzejowice.

Obszar województwa dolnośląskiego obejmuje także ciek spoza granic historycznych Śląska – Kwisa, jako rzeka graniczna, oraz Nysa Łużycka i część ich górnych dopływów mieszczą się w granicach Łużyc. Podziały geopolityczne nie są jednak priorytetem w rozważaniach środowiskowych, gdzie podstawowym wydzieleniem powierzchni jest zlewnia. W takim ujęciu bardziej odznaczają się fragmenty Sudetów

(239,8 km²) należące do dorzecza Łaby i zlewiska M. Północnego – zlewnie Izery z Tracznikiem, Łącznikiem, Jagięcym Potokiem, Kobylą, Kamionkiem i Mielnicą, zlewnia Ostrożnicy (dopływ Úpy), zlewnia Żydawki, Czermnicy, Kliklawy i ich mniejszych dopływów (w dorzeczu Metui) oraz Dzikiej Orlicy z Czerwonym Strumieniem (Czarnecka i in. 2005). Pod kątem tego opracowania wszystkie wymienione ciek zostały uwzględnione. Niewielki fragment w polskiej części Masywu Śnieżnika należy także do zlewiska M. Czarne. Znajduje się on po przeciwnej stronie wododziału niż źródła Wilczki. Nie ma na nim jednak stałego cieku.

Gęstość sieci rzecznej na obszarze Dolnego Śląska jest największa w jego zachodniej części, szczególnie na ziemi kłodzkiej (do 1,4 km·km⁻²), a najmniejsza po obu stronach Odry poniżej Głogowa, na północnych stokach Wzniesień Żarskich i Wzgórz Dalkowskich oraz w Sudetach Zachodnich (miejscami poniżej 0,2 km·km⁻²) (Młodziejowski 1948). Podstawowe parametry głównych cieków podano w tab. 4.1.

Tab. 4.1. Podstawowe parametry wybranych rzek dolnośląskich. Objaśnienia: L_D, A_D–wartości: długość cieku i powierzchnia dorzecza dla obszaru Dolnego Śląska; S–spadek (dla Odry odcinek Odry środkowej), SQ–wartość średnia przepływu dla wielolecia 1951–1990 na posterunku najbliższym ujściu rzeki (dla Odry na posterunku wodowskazowym w Głogowie). Według: Dubicki i in. (2005b), *Dorzecze Odry. Powódź 1997* (1999)

Rzeka	L [km]	L _D [km]	A [km ²]	A _D [km ²]	S [‰]	H max-min [m n.p.m.]	SQ [m ³ ·s ⁻¹]
Odra	854,3	204	118 861	19 707	0,28–0,19	643–0	193
Nysa Łużycka	252	78,7	4 297	627	5,72–3,43	780–33	31,0
Kwisa	127	b. d.	1 026	b. d.		1020–105	10,8
Bóbr	272	161,1	5 876	4 163		600–39	39,2
Kaczawa	83,9	83,9	2 261	2 261		640–95	9,8
Bystrzyca	95,2	95,2	1 768	1 768		690–110	9,41
Nysa Kłodzka	182	99,7	4 566	2 050	3,10–0,42	845–140	38,3
Ślęza	78,6	78,6	972	972		349–112	2,97
Oława	91,7	91,7	1 003	870		280–116	3,43
Widawa	103	83,9	1 716	1 245		200–110	7,39
Barycz	133	108,8	5 534	2 640		126–74	15,7

4.3.1. Rzeki nizinne

Dolnośląski odcinek Odry należy do biegu Odry środkowej, wydzielanej według różnych klasyfikacji od Koźła, ujścia Nysy Kłodzkiej lub ujścia Widawy do ujścia Warty. Zasobność w wodę Odry odpowiada Łabie, jest 1,7 razy mniejsza od zasobności Wisły, 3-krotnie mniejsza niż Dunaju i 5-krotnie niż Renu (Grochulski 1985, Pusch i in. 2009). W cyklu rocznym wahań wartości przepływu Odry i jej nizinnych dopływów są znaczne. Przepływy maksymalne na wodowskazach Odry środkowej przewyższają przepływy minimalne nawet 30 razy. Okresy przepływów niskich mogą się przedłużać. Przykładowo, przepływy nienaruszalne i niższe od nienaruszalnych trwają na Baryczy w przekroju Osetno przeciętnie 33 dni w roku (Kostrzewa 1972).

Odra płynie po Nizinie Śląskiej dnem Pradoliny Wrocławskiej. Na wysokości Malczyc zmienia ona kierunek z równoleżnikowego na południkowy i z powrotem na równoleżnikowy niedaleko Głogowa, gdzie po przekroczeniu przełomowego odcinka wśród wzniesień Wału Trzebnickiego koło Ścinawy, natrafia na kolejne obniżenie Pradoliny Barucko-Głogowskiej. W jej korycie zaznaczają się naprzemienne odcinki plos i przełomów.

Odra przyjmuje lewobrzeżne dopływy rzek sudeckich i przedsudeckich oraz z obu stron dopływy mniejszych rzek nizinnych, takich jak Średzka Woda ze swym dopływem Jezioraką, Nowy Rów, Zimnica z Młynówką, Barycz i Widawa. Procesy glacialne i fluwioglacialne w plejstocenie, a także regionalna sytuacja tektoniczna (Markiewicz 2004) sprawiły, że tworzą one układ kratowy. Bardziej szczegółowy opis sytuacji geomorfologicznej doliny środkowej Odry znaleźć można w pracach Galona (1948), Szczepankiewicza (1959, 1968) i Kozarskiego (1974) oraz dla odcinka wrocławskiego u Czerwińskiego (1998), Czerwińskiego i in. (1999) oraz Szponara (1998, 2008). Najnow-

szy stan wiedzy na ten temat zaprezentowano w opracowaniu Przybylskiego i in. (2004) oraz w *Bazie danych geologiczno-inżynierskich...* (Goldsztein 2009).

Bieg współczesnej Odry nie odpowiada naturalnemu układowi koryta. Pierwotnie rzeka przerzucała je na całej szerokości dna doliny, tworząc system migrujących meandrów o promieniach zakoli poniżej 600 m długości i odciętych starorzeczy. Ruszyczka-Mizera (1978) wydzieliła dwa, a miejscami cztery generacje paleomeandrów oraz dwie grupy wiekowe starorzeczy. Obrazem stanu pierwotnego są zakola poniżej uregulowanego odcinka rzeki w strefie przygranicznej z Niemcami lub między Raciborzem a Ostrawą w Czechach, np. w okolicach Krzyżanowic. Nawet współcześnie dochodzi tam do niekontrolowanych zmian geometrii koryta – migracji bocznej i przecięć szyi meandrów. Podczas wezbrania w 1966 r. nastąpiło przerwanie meandra koło miejscowości Nunychl (Szynochel), a w lipcu 1997 r. w okolicy Starého Bohumína (Dister 2003). Na odcinku wrocławskim Odra ma cechy rzeki anastomozującej¹¹. Niektóre z jej wysp

¹¹ Wrocławski odcinek Odry tworzą: ODRA GÓRNA – odcinek Odry od ujścia Oławy powyżej Mostu Grunwaldzkiego do jej rozwidlenia przed Wyspą Piaskową na Odrę Północną i Południową; ODRA PÓLNOCNA – opływa od północy Wyspy Piaskową i Bielarską, przed Mostem Uniwersyteckim łączy się z Odrą Południową, przepływa przez elektrownię Wrocław II i łączy się z kanałem przeciwpowodziowym; ODRA POŁUDNIOWA – opływa od południa Wyspę Piaskową, główny nurt płynie między Wyspą Słodową i Tamką na elektrownię Wrocław I, po raz drugi łączy się z Odrą Północną na wysokości stoczni rzecznej; ODRA DOLNA – odcinek o długości ok. 2 km powstały w wyniku połączenia Odry Północnej i Odry Południowej do miejsca ujścia Starej Odry; ODRA STARA – płynie od jazu Szczytnickiego do połączenia z Odrą Dolną (do XIV w. odwrotny zwrot nurtu), poniżej osiedla Zacisze rozdziela się na Starą Odrę i Kanał Miejski, powyżej mostu Trzebnickiego ponownie rozdziela się na Starą Odrę i Kanał Różanka. Stara Odra, Kanał Różanka oraz Kanał Miejski łączą się z Odrą Dolną powyżej mostu kolejowego na Popowicach; ODRA OLBİŃSKA – nie istniejąca już odnoga Odry, której pozosta-

to jednak nie utrwalone aluwia rzeczne, a ostańce rozcinanej wysoczyzny morenowej (Chmał, Traczyk 2001).

Obecny przebieg koryta Odry wynika w dużej mierze z prac regulacyjnych rozpoczętych w XIII w. na potrzeby żeglugi śródlądowej (Grochulski 1985). Żegluga ta, prowadzona prawdopodobnie już 4500 lat p.n.e., służyła pierwotnie wymianie handlowej między ludami rolniczymi, zamieszkującymi dorzecze Odry a plemionami skandynawskimi (Filipowiak 1992, Pyś 2008 – data dostępu). Spławiano głównie płody rolne, a w okresie 1900–1300 r. p.n.e. także pochodzące z terenu Węgier rudy miedzi oraz brąz, ładowane na czołna¹² w Bramie Morawskiej. W górę rzeki płynęły m.in. bursztyny trafiające na Śląsk i Morawy.

Początkowo warunki żeglowne na Odrze polepszano, umacniając brzegi drewnianymi palami oplatanymi faszyną. Konstrukcje takie towarzyszyły także przyczółkom mostów. Wrocławskie wyspy Ostrów Tumski i Wyspa Piaskowa były, jak to uwieczniono na perspektywicznych planach miasta z XVI w. (Okólska, Szykuła 2003), otoczone drewnianymi nadbrzeżami. Prace ułatwiające żeglugę często stały w sprzeczności z funkcjonowaniem kół młyńskich, stąd np. 8 października 1349 r. cesarz Karol IV wydał przepis nakazujący rajcom miasta Wrocławia usunięcie istniejących w mieście jazów (Pyś 2004).

W połowie XVIII w. pojawiła się kompleksowa koncepcja regulacji Odry Alexandra Nouwertza, pracującego od 1782 r. na stanowisku inspektora budów wodnych i wałów. Jego dzieło kontynuował syn – Nouwertz młodszy (Szczegielniak 1997). Pierwszy przekop zmieniający trwale i w istotny sposób bieg rzeki wykonano na

Dolnym Śląsku w 1786 r. koło Głogowa – wraz z jazem piętrzącym kierował nurt do lewego koryta opuszczonego przez rzekę w 1583 r. Kolejne przekopy wykonywano w latach 1770–1780 od ujścia Nysy Kłodzkiej do Urazu, także w Ścinawie. Do 1782 r. oddano ich na Śląsku 48, skracając bieg Odry o 60 km. Jeden z najlepszych przykładów wymuszonych zmian hydrograficznych w omawianym okresie oraz w czasach późniejszych dotyczy okolic Wrocławia i został zaprezentowany na ryc. 4.3.

Wraz z przekopami wykonywano zawiklanie odsypisk oraz tworzone opaski brzegowe. Około 1750 r. dla wykształcenia nurtu Odry rozpoczęto budowę ostróg faszynowych, stosowanych wcześniej w dorzeczu na mniejszych rzekach, np. Bobrze (Kosicki 2004). Budowa ostróg była na szerszą skalę realizowana od 1787 r., a głównie od roku 1791. Po uchwaleniu protokołu bogumińskiego w 1819 r., określającego główne cele i zasady regulacji Odry, wykonano do 1843 r. 5432 ostrogi i 262,5 tys. tam regulacyjnych. Prowadzono również oczyszczanie koryta z pni tzw. czarnych dębów (Kosicki 2003). Po kolejnych zmianach, dostosowujących koryta do zwiększonego obciążenia barek, prace regulacyjne na Odrze ukończono w 1885 r. Następne prace, w tym wykonanie słuz komorowych do spławiania barek, prowadzono dzięki ustawie pruskiej z 6 czerwca 1888 r. Między Koźlem a Wrocławiem powstało wtedy 12 stopni wodnych, a we Wrocławiu kanał obwodowy, tzw. miejski. Jednocześnie prowadzono meliorację terenów nadrzecznych, której pełny program znaleźć można w pracy Freymarka (1929).

W latach 1892–1897 zmodernizowano drogę wodną we Wrocławiu. Poniżej istniejącego jazu Szczytniki zbudowano jaz Psie Pole i wykopano szlak okrążający zamulone koryta Starej Odry o długości 3,5 km (Kanał Miejski) wyposażony w Śluzę Miejską i wrota przeciwpowodziowe. Dla wyrównania poziomów między Starą Odrą i Kanałem Miejskim powstała śluza Szczytniki. Od

łością jest staw w Ogrodzie Botanicznym, zasypany w latach 1425–1529 (Migoń 2000, Dubicki 2006).

¹² Odnajdowane czołna pochodzące z X w. n.e., kiedy rosło znaczenie gospodarcze Odry, miały długość 15,6 m, szerokość 1,1 m i zanurzenie rzędu 0,9 m (Filipowiak 1988).



1905 do 1917 r. skanalizowano odcinek Odry między ujściem Nysy Kłodzkiej i stopniem Opatowice a potem stopniem Rędzin (4 nowe stopnie piętrzące i 2 długie kanały derywacyjne). We Wrocławiu wykonano okrężny kanał żeglowny wraz z równoległym kanałem ulgi. Powstał Wrocławski Węzeł Wodny (WWW), zdolny przeprowadzić przez miasto kulminację fali powodziowej rzędu $2400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Jego szczegółowy opis podali Gołaszewski (1998), Malkiewicz (1999) oraz Bakuliński i in. (2008). Sieć hydrograficzną Wrocławia uzupełniło ponad 1000 km koryt cieków, kanałów i rowów odwadniających (Sapkowski 1999). Nie wszystkie planowane głównie w latach 1921 i 1940 inwestycje zrealizowano (Majewicz 2004). Nie powstały m.in. odnoga Kanału Żeglugowego w kierunku Śluzy Rędzin, okrążająca od północy

Kanał Różankę, czy też kanał Odra – Elba ze służą Stabłowice i połączeniem z Odrą nad stopniem rędzińskim. Niemiecką historię wykorzystania śląskiej sieci wodnej szeroko podsumował Partsch (1896).

W latach powojennych przepustowość Wrocławskiego Węzła Wodnego malała m.in. wskutek zamulenia kanałów oraz nieprawidłowego zagospodarowania międzywa-
ła. W roku 1995 określono ją na zaledwie $1850 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, co okazało się zbyt małą warto-
ścią przy przepływie z lipca 1997 r. szaco-
wanym na $3200\text{--}3500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Bobiński, Że-
laziński 1997). Co ważne, WWW został za-
projektowany do osłony przeciwpowodzio-
wej osiedli przewidzianych w przedwojen-
nych planach zagospodarowania przestrze-
nnego – np. w planie zabudowy Wrocławia
projektu F. Behrendta z lat 1924–1925, czy

generalnym planie zabudowy Wrocławia G. Trauera i H. Boehma z 1938 r. (Kononowicz 1997). Osłona części Kozanowa czy Popowic, położonych poniżej połączenia głównego koryta Odry ze Starą Odłą, możliwa jest tylko przy wykorzystaniu tzw. przewалу widawskiego, czyli skierowania na wysokości Strachocina części wód Odry do Widawy (Żurawek 1998).

Prace regulacyjne sprawiły, że Odra w przeciągu kilkuset ostatnich lat straciła więcej niż 20%, a lokalnie ponad 30% swojej początkowej długości. Koryto meandrujące stało się proste lub kręte (współczynnik krętości – parametr będący ilorazem długości rzeczywistej koryta do długości osi doliny – o wartości poniżej 1,5). Transformacje te są dobrze udokumentowane w materiałach kartograficznych, przeanalizowanych przez Ruszczycką-Mizerę (1978). Dla odcinków poniżej Oławy i w okolicach Ścinawy pogładowe plany odcinania zakoli opublikowali także Kolago i in. (1972).

Istotne zmiany stosunków wodnych, m.in. usunięcie uciążliwych dla żeglugi jazów młyńskich piętrzących Odrę, czy prowadzenie na szeroką skalę w drugiej połowie XIX w. melioracji, doprowadziły do zaniku większości przepływowych zbiorników na pojezierzu między Chojnowem, Legnicą, Środą Śląską i Wrocławiem (Walczak 1970, 1974), udokumentowanych na mapie księstwa legnickiego Jana Babtysty Homanna z 1736 r.

4.3.2. Rzeki podgórskie

Rzeki podgórskie to kolejna grupa cieków na Dolnym Śląsku. W jej skład wchodzi środkowe biegi Nysy Kłodzkiej, Bystrzycy, Nysy Szalonej, Kaczawy, Bobru i Kwisy na północ od progu Sudetów oraz źródłowe i górne biegi Oławy, Ślęzy i Nysy Łużyckiej wraz z mniejszymi dopływami. Szersze opisy tych cieków znajdują się w publikacjach Walczaka (1970), Staśko (2005) i innych,

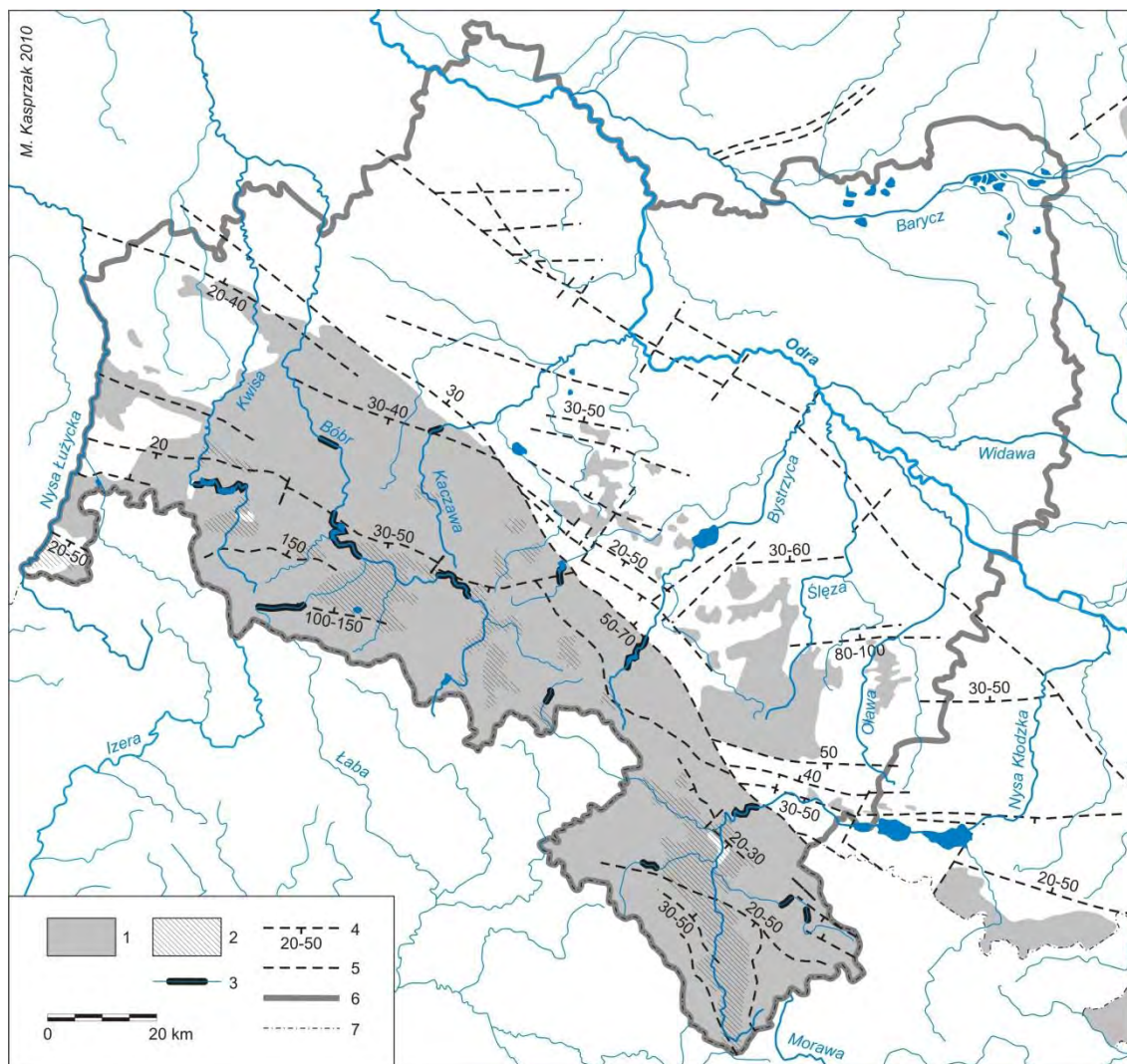
tutaj zostaną zaprezentowane tylko ich charakterystyczne cechy.

Rzeki podgórskie są ciekami zasobnymi w wodę, szybko reagującymi na zmiany zasilania z górnych części zlewni. Wartości przepływów korygują sudeckie zbiorniki retencyjne. Generalny zwrot rzek z południowego-zachodu na północny-wschód kieruje się ku granicy Przedgórza Sudeckiego z powierzchnią monokliny przedsudeckiej, nachylonej łagodnie w stronę północno-wschodnią. Opływają one krystaliczne wzniesienia Przedgórza Sudeckiego, a o ich układzie decydowały w szczegółach plejstoceńskie czynniki glacialne i fluwioglacialne oraz aktywność neotektoniczna podłoża. Zagadnienia te zostały omówione dla analizowanego obszaru w pracach Walczaka (1954), Szponara (1986), Migonia i in. (1998), Przybylskiego (1998) i innych.

Koryta rzek podgórskich z uwagi na prędkość przepływu i obciążenie rumowiskiem cechuje duża dynamika. Wskutek działań człowieka większość z nich ma przebieg kręty, miejscami prosty, jednak z tendencją do awulsji i roztokowania, szczególnie na powierzchniach piedmontowych stożków napływowych. W przeszłości niektóre odcinki Bobru, Kwisy (odcinek lubański) i Oławy miały według Teisseyre'a (1992) układ anastomozujący z kilkoma równoległymi korytami, przedzielonymi trwałymi wypami. Charakter meandrowy na odcinku Ziębice – Strzelin zachowała rzeka Oława, podobnie jak Bystrzyca między Świdnicą a zbiornikiem Mietków oraz między Kątami Wrocławskimi a Wrocławiem.

4.3.3. Rzeki górskie

Układ sieci rzecznej w Sudetach nawiązuje do głównych cech rzeźby tych gór. Osią Sudetów są śródgórskie kotliny o założeniach denudacyjno-tektonicznych (ryc. 4.4) otoczone masywami góorskimi o zróżnicowanej budowie geologicznej i odporności



Ryc. 4.4. Tektonika Dolnego Śląska oraz rozkład głównych kotlin i przełomów rzecznych w Sudetach. Objasnienia: 1 – wschodnie podłoża przedczwartorzędowego, 2 – dna kotlin śródgórskich, 3 – większe przełomy rzeczne, 4 – uskoki stwierdzone i przypuszczalne, czynne w czwartorzędzie, z ustalonym kierunkiem zrzutu, 5 – uskoki czynne w czwartorzędzie o nieustalonym kierunku zrzutu, 6 – granica województwa, 7 – granica państwowa. Według: Dyjor (1997a, 1997b), zmienne

na erozję. Odnaczają się tutaj dwa obszary występowania skał osadowych i wylewnych w synklinorium śródsudeckim i północnosudeckim oraz elewacje pasm górskich zbudowanych ze skał krystalicznych. Masywy są poprzecinane przełomami o genezie antecendentnej, epigenetycznej, strukturalnej lub regresyjnej (tab. 4.2). Od czasu arbitralnego założenia pochodzenia tychże przełomów w popularnonaukowej pracy Klimaszewskiego (1952) pojawiają się jedynie pojedyncze głosy prezentujące nowe dane lub koncepcje

na temat ich rozwoju, np. Wilczyńskiego (1991), Traczyka (2007), Kasprzaka i Traczyka (2008). W systemie hydrograficznym zwraca uwagę koncentryczny układ cieków łączących się w dnach kotlin oraz progowy układ profilów podłużnych (Dumanowski 1950/1951, Jahn 1980), na który wpływ mają czynniki neotektoniczne.

Większość koryt ma przebieg prosty lub kręty, choć np. Bóbr tworzył niegdyś w dnie Kotliny Jeleniogórskiej szerokie rozlewiska, zlikwidowane dopiero przekopem

Tab. 4.2. Ważniejsze przełomy rzeczne w Sudetach. Według: Klimaszewski (1952), Szczepankiewicz (1952), Walczak (1968), Traczyk (2007), uzupełnione

Rzeka	Odcinek	Typ przełomu
Kwisa	Gryfów Śląski – Leśna	epigenetyczny
Kamienna	Szklarska Poręba – Piechowice	strukturalny
Bóbr	Bukówka	strukturalny / regresyjny?
	Marciszów	strukturalny
	Ciechanowice – Janowice Wielkie	epigenetyczny
	Jelenia Góra – Siedlęcin	epigenetyczny
	Lwówek Śląski	strukturalny
Nysa Szalona	Bolków	epigenetyczny
Kaczawa	Kaczorów – Wojcieszów	epigenetyczny
	Sędziszowa – Nowy Kościół	strukturalny
Ścinawka	Unisław Śląski - Mieroszów	strukturalny
	Tłumaczów	strukturalny
Rybna	Rybnica Leśna	regresyjny
Pełcznica i Szczawnik	Pogórze Wałbrzyskie	epigenetyczny
Bystrzyca	Zagórze Śląskie	epigenetyczny
Nysa Kłodzka	Bardo Śląskie	antecedentny
Bystrzyca Dusznicka	Bystra – Polanica Zdrój	regresyjny?
Biała Łądecka	Stójków – Łądek Zdrój	poligenetyczny
	Radochów	poligenetyczny

w 1778 r. (Budyh, Majewicz 1999). Meandrowanie odnosi się do odcinków przełomowych Nysy Kłodzkiej koło Barda oraz Bobru w przełomie Janowickim i w dnie Kotliny Jeleniogórskiej. W tej ostatniej sytuacji są to według Jahna (1980) zakola wymuszone strukturą granitowego podłoża. W górnych częściach zlewni potoki mają charakter cieków dolinnych lub dolinno-jarowych z wyraźnie wykształconymi zboczami lub w wypadku cieków wyższego rzędu¹³ potoków stokowych bez wyraźnego zagłębienia dolin-

nego (Tomaszewski 1994). W górnych odcinkach koryt pojawia się także przepływ śródrumowiskowy. Spadki profilu podłużnego górskich koryt rzecznych w dolinach górskich przekraczają 5‰, a w najwyższych odcinkach 1‰ i więcej. W korytach występuje sekwencja typu bystrze-przeźębienie, a dla ich stromych odcinków także próg-przeźębienie. Przy erozyjnej tendencji cieku funkcjonują także koryta skalne, jak np. na Kamiennej między Szklarską Porębą i Piechowicami.

Wyjątkowy w warunkach sudeckich układ krętych, zwirowodnych koryt mają rzeki przecinające pokrywy torfowe na zrównaniu wierzchowinowym Gór Izerskich. Największe z nich – Izera ze swoimi dopły-

¹³ Rzędowość cieków wyrażona zgodnie z tradycyjnym podziałem hydrograficznym, gdzie cieki I rzędu mają bezpośrednie ujście do morza (np. Odra), cieki II rzędu (np. Bóbr, Nysa Kłodzka) są ich dopływami itd.

wami Jagnięcym Potokiem i Kobylą tworzą zakola o charakterze typowych meandrów (krętość powyżej 1,5).

Przepływ wody w rzekach górskich ma burzliwy, turbulentny charakter. W cyklu rocznym zaznaczają się duże wahania stanów wody, np. rzeki karkonoskie cechują się głębokimi niżówkami w okresie jesiennym i trzykrotnym cyklem intensywnego zasilania: deszczowo-roztopowego w zimie – w grudniu lub pierwszej dekadzie stycznia, roztopowego wiosną – od marca do początku maja oraz opadowego w lecie – w trzeciej dekadzie lipca lub w sierpniu (Dubicki i in. 2005a).

Wezbrania ekstremalne mogą pojawić się na rzekach górskich wielokrotnie w ciągu roku, podczas każdej jego pory. Znane są przypadki dwóch powodzi w ciągu jednej zimy z przełomu lat 1774–1775 w rejonie jeleniogórskim (Czerwiński 1991). Na wielu wodowskazach, np. na rzece Łomnicy we wsi Łomnica, stany ostrzegawcze, a nawet alarmowe przekraczane są niemal corocznie, głównie jednak w okresie wiosennym podczas spływu wód zmagazynowanych w pokrywie śnieżnej. Najgwałtowniejsze bywają wezbrania letnie, kiedy górskie potoki prowadzą przeciętnie kilkadziesiąt razy więcej wody niż wynoszą przepływy średnie z wielolecia (Biała Łądecka w Łądku Zdroju podczas wezbrania w lipcu 1997 r. miała ok. 160 razy większy przepływ ponad wartość średnią). Podczas największej z zachodniosudeckich powodzi z 1897 r. obfite opady spowodowały 31 lipca przepływ na profilach Kwisy w Leśnej i Bobru w Pilchowicach odpowiednio $110 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Bachmann 1925a) i $1187 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Spoz 1978), przy średnich z wielolecia 1976–1980 dla tych posterunków $5,44 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ i $18,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Rocznik hydrologiczny 1983).

4.4. Podział rzek dorzecza Odry według zaleceń Ramowej Dyrektywy Wodnej

Najnowsze podziały hydrograficzne kraju opierają się na zaleceniach włączonych w skład Ramowej Dyrektywy Wodnej 2000/60/WE (RDW) Unii Europejskiej (Il-nicki i in. 2008). Próbę podziału rzek obejmującą także obszar Dolnego Śląska, sporządzoną w oparciu o systemy przedstawione w załączniku II RDW, podjęli Błachuta i Witkowski (2005). W klasyfikacji pod uwagę brano poziom wysokościowy i rozmiary zlewni, powierzchniowe utwory geologiczne (3 rodzaje) oraz 15 opcjonalnych czynników, np. przepływ cieku, formę i kształt koryta głównego rzeki, średni spadek koryta, kształt doliny czy średni skład podłoża (Maciejewski i in. 2004, za: Błachuta, Witkowski 2005). Spośród 26 typów rzek wyróżnionych dla obszaru Polski w dorzeczu Odry znalazło się 20 z nich: 1 typ dla krajobrazu górskiego (potok sudecki), 9 typów dla krajobrazu wyżynnego, 7 typów dla krajobrazu nizinnego oraz 3 typy niezależne od rodzaju krajobrazu (np. rzeki w dolinach zatorfionych). Tytułem komentarza należy zwrócić uwagę, że metodyka wydzielania „ekoregionów i typów części wód powierzchniowych” według Ramowej Dyrektywy Wodnej jest niezwykle schematyczna i nie ma odbicia w nowoczesnych badaniach hydrologicznych czy geomorfologicznych. Kontrowersje wzbudza zarówno dobór parametrów, jak ich dosłowne tłumaczenie w polskiej wersji dokumentu (porównaj *Directive 2000/60/EC* oraz *Dyrektywa 2000/60/WE*) oraz finalne klasyfikacje, nie odpowiadające rzeczywistym cechom środowiska geograficznego, np. czy kategoria rzek wyżynnych jest rzeczywiście odpowiednia dla Przedgórza Sudeckiego?

4.5. Typy powodzi

Na obszarze Dolnego Śląska trudno omówić typy powodzi jedynie według funkcjonującej w literaturze hydrologicznej klasyfikacji na wezbrania roztopowe, opadowe i z zatorów lodowych. Sytuacja komplikuje się z uwagi na różnice w typach rzek, geologiczne i geomorfologiczne cechy ich zlewni, uwarunkowania meteorologiczne i klimatyczne, w tym sam charakter opadów¹⁴, oraz działania człowieka. Różny jest także zasięg terytorialny epizodów wezbraniowych, stąd wyróżnia się powodzie o zasięgu krajowym, regionalnym lub lokalnym. W większości ogólnych opracowań brakuje szczególnie podziału na zdarzenia rozgrywające się na nizinach i na obszarach górskich. Osobne zagadnienie tworzą także burzowe podtopienia obszarów miejskich w sytuacji tworzenia rozległych, nieprzepuszczalnych powierzchni i niewydolności systemu kanalizacyjnego czy też potencjalne katastrofy budowli piętrzących.

Podział regionu dolnośląskiego pod względem występowania wezbrań w różnych porach roku przedstawiono na ryc. 4.5. Na rycinie przedstawiono także stosowany przez IMGW wskaźnik zagrożenia powodziowego (WZP), ustalony oddzielnie dla każdego profilu według lokalnych uwarunkowań (Dubicki i in. 2005b). Na tej podstawie można stwierdzić, że relatywnie najmniejsze zagrożenie niosą za sobą wezbrania w dnie doliny Odry (głównie letnie i roztopowe) oraz wezbrania w Bramie Lubawskiej (opadowe). Największe zagrożenie powodziowe dotyczy górskich rzek ziemi kłodzkiej i rzek

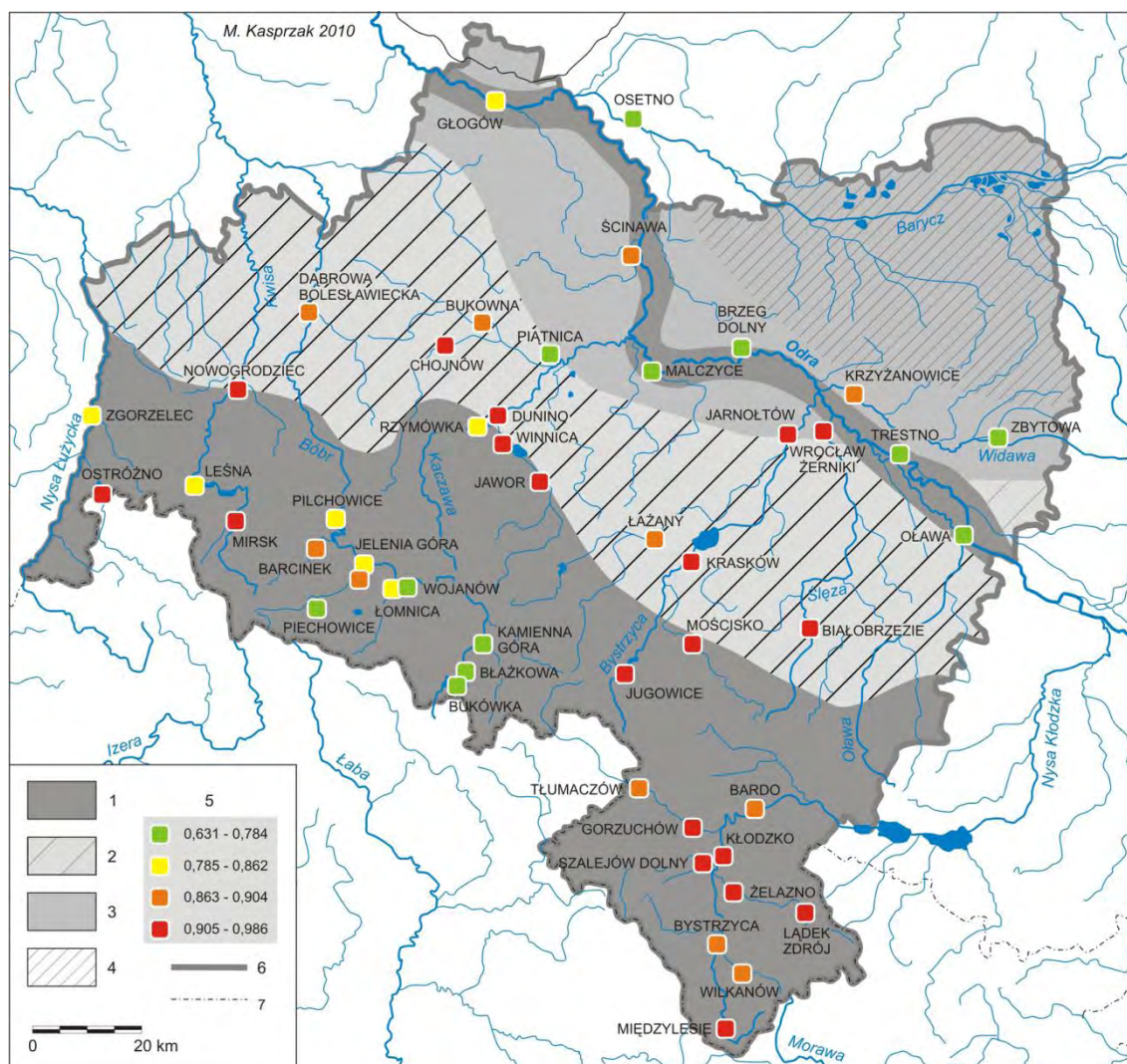
na Przedgórzu Sudeckim (powodzie opadowe i wiosenne).

4.5.1. Powodzie nizinne a powodzie górskie

Wezbrania rzek na nizinach i na obszarach górskich mają kilka zupełnie odrębnych cech wynikających ze zróżnicowania warunków naturalnych: ukształtowania wysokościowego terenu, głębokości profili glebowych, sumy opadów czy szerokości dna dolin (Knapp 1986). Na nizinach małe deniwelacje i niewielkie spadki podłużne koryt generują niższe prędkości przepływu wody w porównaniu z korytami rzek górskich, a wiele ze zdarzeń hydrologicznych wynika z sytuacji na rzece głównej – pospolite są wezbrania z podpiętrzeń i wylewy wskutek cofek, również w obrębie obszarów miejskich odsuniętych od koryta głównego, poprzecinanych siecią kanałów i rowów przydrożnych. Wystąpienia wody z koryta w wyniku zjawiska cofki znane jest choćby z odcinka doliny Czarnej Wody w północno-zachodniej części Legnicy. W czasie wysokich stanów wody w Kaczawie jej dopływ, Czarna Woda wykorzystuje poza obszarem zabudowanym miasta swoją rozległą (do 900 m szerokości), naturalnie ukształtowaną równię zalewową.

Wezbrane wody rzek wylewają na depresje znajdujące się za wałami przykorytowymi, a powstałe rozlewiska mogą utrzymywać się przez wiele dni. Przykładowo po wylewach Odry w lipcu 1997 r. woda stagnowała nie tylko w obrębie podwrocławskich polderów, ale także na osiedlach Kozanów, Maślice, Kowale, Zacisze, Jarnołtów i Złotniki. Ponad 4 tygodnie pod wodą znajdowały się także fragmenty nadodrzańskich lasów w okolicach Urazu, między Brzegiem Dolnym a Malczycami czy w dolinie Jezierzycy (Adamkiewicz i in. 1998). Na rzekach nizinnych częściej dochodzi także do wezbrań w okresie zimowym i wczesnowiosen-

¹⁴ W opracowaniach naukowych stosuje się z reguły stworzony przez Lambora (1953) podział opadów, będących przyczyną wezbrań rzecznych, na opady rozlewne, trwające wiele dni i obejmujące swym zasięgiem duży obszar oraz na opady nawalne – krótkotrwałe, o dużym natężeniu i lokalnym zasięgu. Niekiedy wyróżnia się również opady frontalne, związane z oddziaływaniem frontów atmosferycznych.



Ryc. 4.5. Główne okresy występowania wezbrań na Dolnym Śląsku i wskaźnik zagrożenia powodziowego (WZP). Objaśnienia: wezbrania 1 – letnie (lipiec – sierpień), 2 – wiosenne (marzec – maj), 3 – roztopowe (styczeń i marzec), 4 – jesienne (październik), 5 – WZP dla wybranych wodowskazów, określony wzorem $WZP = (MWW - Q_{dow}) \cdot MWW^{-1}$, gdzie Q_{dow} przepływ dozwolony to Q_{gr} przepływ graniczny bezpieczeństwa, MWW maksymalne wiarygodne wezbranie, 6 – granica województwa; 7 – granica państwowa. Według: Dubicki i in. (1997), Dubicki i in. (2005), zmienne

nym. Na ten okres przypada wybitna większość powodzi Baryczy (Kwiatkowski 1976).

Powstające wały przeciwpowodziowe, których zadaniem było ograniczenie tworzenia się rozlewisk, zmodyfikowały przebieg wezbrań na Odrze. Ograniczenie światła łóżyska skutkuje zestromieniem czoła fali. Zapobiegać temu mają rezerwy pojemności zbiorników retencyjnych. Wraz ze zmianami w pokryciu roślinnym zlewni, czynniki te utrudniają analizę porównawczą największych

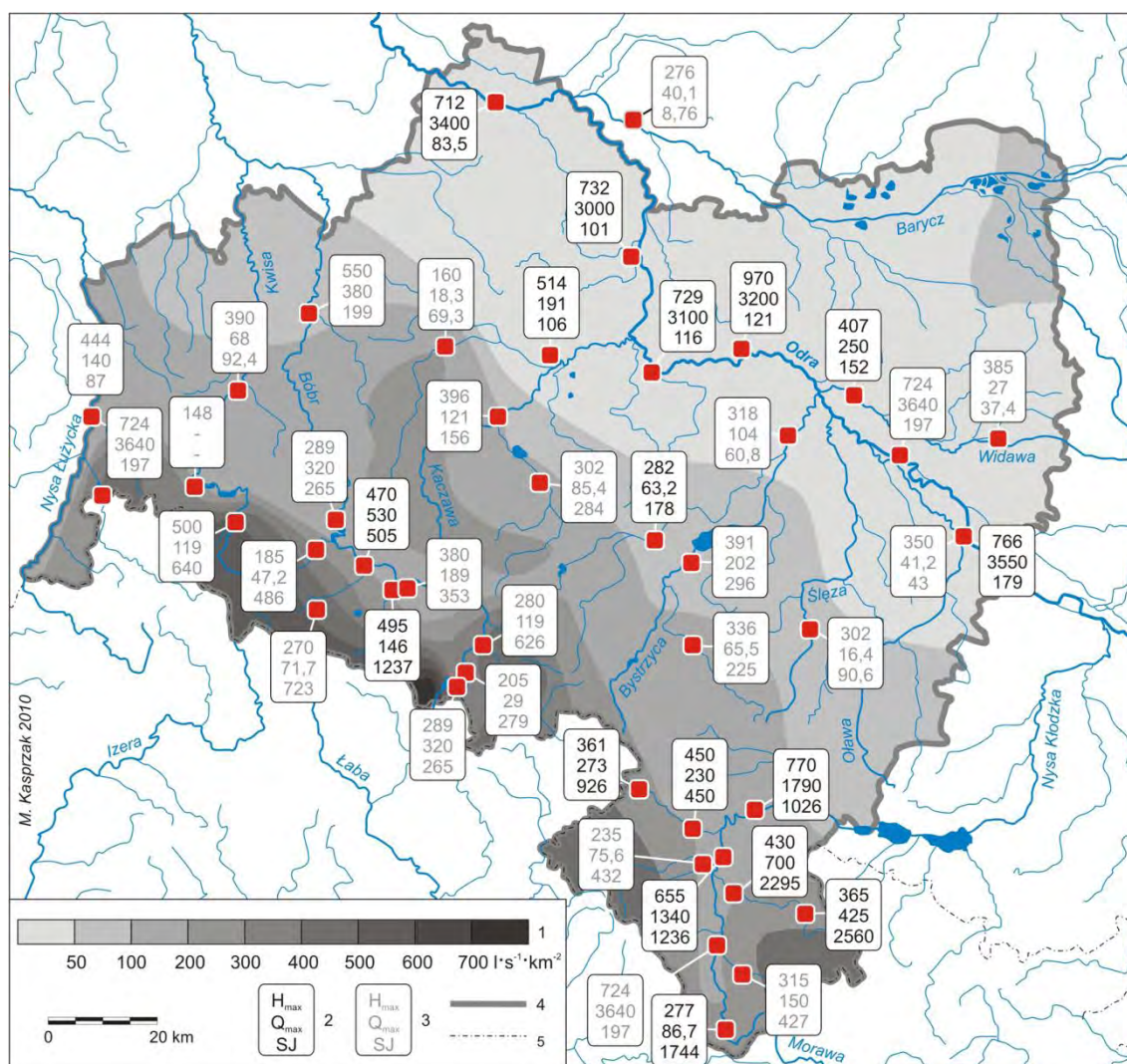
największych z nizinnych powodzi z lat 1854, 1903 i 1997.

Do charakterystycznych cech wezbrań na rzekach górskich należą duża prędkość wody (kilka $m \cdot s^{-1}$) i szybkie postępowanie fali wezbraniowej. Skutkuje to zdolnością cieków do transportowania grubofrakcyjnego rumowiska rzeczno i dynamicznymi zmianami rzeźby dna doliny. Zagrożenie powodziowe nie wynika więc tylko z zalania wodą, lecz z narażenia na bezpośrednie zniszczenie infrastruktury procesami geomorfolo-

gicznymi. Dodatkowo powódzie górskie z racji nagłego formowania fali powodziowej, zazwyczaj jeszcze w trakcie epizodu opadowego lub odwilży, sprawiają trudności w trafnym prognozowaniu ich wystąpienia i zasięgu. W trakcie powodzi górskich, a właściwie nawet wcześniej od aktywizacji procesów fluwialnych, wzrasta także aktywność procesów stokowych. Dlatego amerykańscy badacze górskie regiony zagrożone nagłymi powodziami i osuwiskami nazywają

hazardscape lub *riskscape* (Kirchner, Lacina 2004).

Jak wyraźne są różnice w warunkach naturalnych zlewni nizinnych i górskich na Dolnym Śląsku informują choćby dysproporcje między liczbą dni, w których występuje odpływ ekstremalnie wysoki (Sobolewski 2008) lub między średnim wysokim odpływem jednostkowym. W Sudetach jest on nawet kilkunastokrotnie wyższy niż w dolinie Odry (ryc. 4.6).



Ryc. 4.6. Średni wysoki odpływ rzeczny z obszaru Dolnego Śląska i maksymalne zmierzone parametry hydrologiczne dla wybranych posterunków wodowskazowych. Objasnienia: 1 – średni wysoki odpływ jednostkowy; parametry Q – przepływ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], H – stan wody [cm], SJ – spływ jednostkowy [$\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$], 2 – maksima absolutne ustanowione w lipcu 1997 r.; 3 – maksima absolutne nie przekroczone w lipcu 1997 r.; 4 – granica województwa; 5 – granica państwowa. Według: Dubicki, Maciejowska (1997), Dubicki i in. (1999), zmienione

Katastrofalne powodzie sudeckie charakterystyczne są szczególnie dla pory letniej. Spośród 73 analizowanych przez Partscha (1911) powodzi w górskich odcinkach Kwisy i Bobru, jakie zdarzyły się w XIX w., 19 z nich przypadło na lipiec, 17 na sierpień, 16 na czerwiec, 7 na maj, 5 na wrzesień, po 2 na luty, kwiecień i grudzień oraz po 1 na styczeń, marzec i listopad. Autor ten nie stwierdził ekstremalnych wezbrań występujących w październiku.

4.5.2. Powodzie z deszczów rozlewnych

Przedłużające się opady o zasięgu regionalnym powodują przekroczenie zdolności retencyjnych gruntu i formowanie się wzmożonego spływu powierzchniowego w zlewniach. Na Odrze 75% wezbrań notowanych jest po długotrwałych, wydajnych deszczach w okresie od czerwca do sierpnia (Dubicki 1972). Przebieg powstałej fali powodziowej determinują wydarzenia na jej górnych dopływach: Ostrawicy, Opawie i Olzie. Wzrost fali powodziowej o 50% może wystąpić po przyjęciu wezbranych wód Nysy Kłodzkiej, zwłaszcza przy nakładaniu się kulminacji fal (Dubicki 1972). Potwierdzają to badania Radczuk i Jakubowskiego (2005), którzy do rzek mogących znacząco wpływać na kształt odrzańskiej fali wezbraniowej zaliczają także Osłobogę, Bystrycę i Bóbr. Znacznie mniejszy udział w tworzeniu fali wezbraniowej Odry mają Barycz i Kaczawa. Natomiast wpływ Oławy i Widawy jest minimalny i mieści się w zakresie błędów metod obliczeniowych stosowanych przez autorów.

Fale wezbraniowe wywołane deszczami rozlewnymi bywają podwójne lub potrójne, także na rzekach górskich i podgórskich, co wielokrotnie zostało zaobserwowane choćby na Nysie Kłodzkiej (Suwalski 1980). Wynika to nie tylko z sytuacji opadowej i warunków przedwezbraniowych, ale także ze sposobu formowania się odpływu wskutek specyficznego kształtu zlewni

i rozmieszczenia dopływów. W Sudetach odnotowano także przypadki powodzi wywołanych przedłużającymi się opadami deszczu i deszczu ze śniegiem w miesiącach zimowych.

4.5.3. Powodzie z deszczów nawałnych

Deszcze nawałne, zazwyczaj burzowe, są przyczyną gwałtownych wezbrań o znaczeniu lokalnym. Przy większym zasięgu i wystąpieniu po okresie mokrym (deszczach rozlewnych) decydują o powstawaniu największych powodzi na Dolnym Śląsku. Dubicki (1972) założył, że jeśli w ciągu trzech dni pojawią się opady o łącznej sumie 160–320 mm, to bez względu na warunki hydrologiczne poprzedzające okres pluwialny należy się liczyć z katastrofą powodziową.

Obserwacje największych wydajności opadów na Dolnym Śląsku pochodzą głównie z Gór Izerskich (uwaga – częściowo poza zlewiskiem Bałtyku). Jak podają Brządził i in. (2005a), po czeskiej stronie gór, w niewielkiej odległości od granicy zanotowano sudeckie rekordy: 29 lipca 1897 r. 345,1 mm – Nová louka (780 m n.p.m.) i 300 mm – Jizerka (970 m n.p.m.), a 13 sierpnia 2002 r. 278 mm – Knajpa (967 m n.p.m.) i 271,1 mm – Smědavská hora (1006 m n.p.m.). Po stronie śląskiej notowania z 1897 r. były niewiele niższe: 239 mm na Śnieżce (1602 m n.p.m.), 225 mm przy schronisku księcia Henryka (niestniejący dziś obiekt nad krawędzią Kotła Wielkiego Stawu w Karkonoszach, 1410 m n.p.m.) oraz 220 mm przy Świątyni Wang w Karpaczu Górnym (885 m n.p.m.) (Regell 1905, Munzar i in. 2008). Ilustracja przestrzennego rozkładu pola opadowego z tamtego okresu znajduje się w pracy Partscha (1911). Na przedstawionym obszarze Sudetów Zachodnich autor wyróżnił dwa centra o maksymalnych sumach opadów w dniach 29 i 30 lipca: rozleglejsze znajdowało się w rejonie Gór Izerskich a mniejsze przy Śnieżce.

Analiza meteorologicznych i morfologicznych uwarunkowań powstawania ekstremalnych opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej i środkowej Odry, oparta m.in. na obserwacjach meteorologicznych z lat 1980–2004, pozwoliła Wronie (2008) wyróżnić 3 regiony narażone na tego typu zdarzenia, w tym na Dolnym Śląsku wymienione już Góry Izerskie i Masyw Śnieżnika. W badanym przez autorkę okresie wszystkie opady o sumie dobowej ≥ 100 mm wystąpiły w okresie letnim.

Badania rozkładu opadów w Sudetach obarczone są jednak pewnym błędem, polegającym na lokalizacji zdecydowanej większości punktów pomiarowych w dolinach lub kotlinach. Z materiałów obserwacyjnych niewiele wynika na temat rzeczywistego rozkładu opadów na wypukłych formach terenu (Kwiatkowski 1984).

4.5.4. Powódzie roztopowe

Wezbrania roztopowe dolnośląskich rzek mają miejsce niemal każdej wiosny podczas topnienia pokrywy śnieżnej. Wyjątkowo mogą zdarzyć się także w czasie śródzimowej odwilży. Powódzie roztopowe mają burzliwy przebieg w sytuacji zalegania pokrywy śnieżnej o dużej miąższości i nadejścia nagłego, wyraźnego ocieplenia. W górach czynnikiem sprzyjającym zanikaniu pokrywy śnieżnej jest wiatr fenowy. Zasilanie roztopowe rzek może wykazywać wahania dobowe. Do formowania wzmoczonego odpływu wód powierzchniowych przyczyniają się nasiąknięty, pozbawiony zdolności infiltracyjnych grunt, okres przedwegetacyjny, a także ewentualne, dodatkowe zasilanie z opadów deszczu. Powstające fale powodziowe są stosunkowo niskie i długie. Wiosenne wylewy występują zarówno na rzekach górskich, podgórskich jak i nizinnych. Jak podaje Bajkiewicz-Grabowska (2005), w dorzeczu Odry 27% wszystkich kulminacji zdarza się w marcu. Zjawisko wezbrań wiosennych sprawia, że ryzyko przekroczenia

stanów alarmowych na wybranych ciekach Sudetów przekracza 90%, np. 93,1% na Łomnicy w przekroju Łomnica.

Osobliwą, lokalną odmianą powodzi związaną ze zjawiskami śnieżnymi są nagłe wezbrania wymienionej już rzeki Łomnicy w Karkonoszach, spowodowane wypchnięciem masy wody z jezior karowych przez lawiny śnieżne, zstępujące ze ścian kotłów polodowcowych i kruszące lód pokrywający taflę wody (odnotowane zdarzenia historyczne z 1827 i 1844 r. dotyczą kotła Wielkiego Stawu). Zdarzenia takie mogą wystąpić zarówno wiosną, jak i zimą, są jednak niezwykle rzadkie.

4.5.5. Powódzie z zatorów lodowych lub śryżowych

Do powodzi powstałych z zatorów lodowych dochodzi podczas tzw. pochodu lodów wskutek zatrzymania i spiętrzania kry. Poziom napływającej wody wzrasta przed przeszkodą, szuka ona ujścia po bokach zatoru i występuje z koryta. Podobny scenariusz dotyczy zatorów śryżowych. Choć powódzie powstałe w wyniku formowania się zatorów lodowych i śryżowych to domena głównie rzek nizinnych, zdarzają się one także w górskich odcinkach jej dopływów. Przykładowo znane są przypadki tworzenia kilkusetmetrowej długości zatorów na rzece Bóbr w Ciechanowicach. Na Odrze zatory lodowe notowano powszechnie od końca XVIII do połowy XX w. (Chmał, Kasprzak 2008), m.in. przed wrocławskimi mostami, co powodowało niejednokrotnie uszkodzenie konstrukcji przepraw. Z uwagi na zachodzące zmiany klimatyczne, a więc odczuwalne złagodzenie temperatur zimowych, można się spodziewać mniejszego natężenia tych zjawisk w przyszłości.

4.5.6. Powódzie po suszy

Wezbrania formujące się w wyniku intensywnych opadów występujących po okre-

się posusznym nie były dotąd dla Dolnego Śląska szerzej opisywane. Znane są za to doskonale z obszarów okresowo suchych w innych rejonach świata, gdzie susza glebowa jest naturalną konsekwencją pojawiających się corocznie susz atmosferycznych i następnie hydrologicznych. Wielodniowa lub wielotygodniowa posucha może powodować zmiany w strukturze gleby i zasklepienie jej górnych poziomów, prowadzące do zmniejszenia zdolności infiltracyjnych utworu. Podczas opadu deszczu uzupełnienie wilgoci glebowej może trwać kilkanaście, kilkadziesiąt minut, zanim dojdzie do przesuwania się cząsteczek wody po ziarnie gruntu odbywającego się w błonie o grubości ułamków mikrona. W tym czasie na powierzchni pojawia się spływ przedinfiltracyjny (Słupik 1973, Werner-Więckowska 1996). W konsekwencji ma to podobne skutki do spływu nadinfiltracyjnego, zachodzącego przy przesyleniu gruntu wodą podczas okresu wilgotnego.

Ekstremalne wezbranie opisywanego typu było obserwowane przez autora w sierpniu 2006 r. w dorzeczach Kwisy, Kamiennej i Małej Kamiennej w Sudetach Zachodnich (Kasprzak 2006). Na wodowskazie w Mirsku stany wody Kwisy przekroczyły wtedy wszystkie notowania po 1945 r., a w opinii poszkodowanych mieszkańców Świeradowa Zdroju przebieg wezbrania cechował się gwałtownością większą niż podczas poprzednich wezbrań w 1977 czy 1997 r.

4.5.7. Burzowe podtopienia terenów zurbanizowanych

W przestrzeni miejskiej i na terenach podmiejskich intensywne opady burzowe mogą powodować lokalne podtopienia piwnic i niższych kondygnacji domów oraz przyczyniają się do tworzenia chwilowych zbiorników wodnych. Dzieje się tak na sztucznie utworzonych, nieprzepuszczalnych powierzchniach przy niewydolności systemu

kanalizacyjnego, odprowadzającego deszczówkę i pospolitemu brakowi odpowiednich zbiorników buforowych na terenie odwadnianych posesji. Problemy gromadzenia się wód deszczowych dotyczą z reguły ciągle tych samych miejsc i znane są mieszkańcom większości dolnośląskich miast.

Stosunkowo nowym zjawiskiem jest tworzenie chwilowych zastoisk wody na terenach parkingów i dróg w pobliżu wielkich centrów handlowych. Przykładowe zdarzenie tego typu miało miejsce na Bielanych Wrocławskich 30 maja 2005 r., kiedy opad burzowy połączony z łamiącą drzewa i wywracającą konstrukcje reklamowe wichurą spowodowały na kilkadziesiąt minut paraliż komunikacyjny. Nieprzejezdne stały się zalane fragmenty wielkopowierzchniowych parkingów zlokalizowanych przy supermarketach oraz odcinki dróg dojazdowych.

4.5.8. Powodzie w wyniku katastrof budowli piętrzących

Zalewy powodziowe powstałe w wyniku katastrof budowli piętrzących lub awarii urządzeń upustowych to jedne z najrzadszych, najgwałtowniejszych i jednocześnie najbardziej niebezpiecznych dla człowieka fluwialnych zdarzeń ekstremalnych. Ich przyczynami mogą być zarówno błędy konstrukcyjne i wady materiałowe budowli, erozja w wyniku przelewania się wody ponad koroną budowli, nieprzewidziana utrata stabilności podłoża geologicznego, działania militarne czy w rozpatrywanym coraz częściej scenariuszu ataki terrorystyczne. Jak podała Międzynarodowa Komisja Wielkich Zapor, od końca XVIII w. do połowy XX w. na świecie zniszczeniu uległo 2,2% konstrukcji tego typu¹⁵, a od połowy XX w. jedynie 0,5 % i to mimo dynamicznego wzrostu ich liczby (ICOLD-CIGB 1973 i ICOLD

¹⁵ Analizowane dane dotyczą jedynie budowli o wysokości większej niż 15 m lub wyższych niż 5 m przy pojemności zbiornika co najmniej 3 mln m³.

1995, za: Fiedler i in. 2007). Katastrofy zdarzają się głównie na obiektach nowych (w pierwszym roku po oddaniu ich do użytku) lub obiektach starych, ponad 40-letnich.

W historii Dolnego Śląska katastrofa budowli piętrzącej, pociągająca za sobą 18 ofiar śmiertelnych, miała miejsce 13 grudnia 1967 r. na zbiorniku poflotacyjnym „Iwiny” przy nieczynnej dziś kopalni miedzi „Konrad” położonej na południowy-wschód od Bolesławca. Oficjalnie przyczyną przerwania wałów upatruje się w niedostatecznym rozpoznaniu geologicznym podłoża i zaprojektowaniu osi grobli nad prostopadłym do niej uskokiem tektonicznym, prowadzeniem w pobliżu zapory robót górniczych łączonych z odpompowywaniem wody, co prowadziło do infiltracji wód gruntowych do strefy uskokowej oraz w inicjującym ruch podłoża lokalnym wstrząsie sejsmicznym¹⁶ (Fiedler i in. 2007). Przez wyrwę powstała wale ziemnym bezpośrednio nad strefą uskokową wydostała się masa błotna składająca się z wody i osadów poflotacyjnych, zalewając niżej położone wsie.

Znany jest także incydent zniszczenia w 1956 r. jednej z zasuw odrzańskiego jazu w Brzegu Dolnym. Zamknięcie wykonane ze zbyt kruchej stali nie wytrzymało wtedy drgań, jakim poddana została konstrukcja. Zdarzenie to nie spowodowało jednak poważnego zagrożenia powodziowego w dalszym biegu rzeki.

Rozpatrując czynniki zagrażające stabilności dolnośląskich budowli piętrzących,

należy podkreślić, że część z największych obiektów zlokalizowanych w Sudetach znajduje się w strefach uskokowych. Dotyczy to np. zbiornika Dobromierz czy zbiornika Pilchowice. Zapora drugiego z nich posadowiona została ponadto nie na litej skale, ale silnie przepuszczalnych żwirach i zwietrzelinie skalnej o miąższości 12 m (Baecker 1909). 2 lata po oddaniu zbiornika, podczas powodziowego wypełnienia w 1907 r., obserwowano przy jego podstawie liczne plamy i smugi z przesiąkania, a następnie przepuszczające wodę pionowe pęknięcia biegnące od szczytu kanału eliptycznego aż po górną krawędź korony. Osiadanie konstrukcji na betonowym fundamencie było jednak przez konstruktorów przewidziane i nie zagrażało jego stabilności, podobnie jak w przypadku pęknięć powstających w środkowej części posadowionej na łożach płyty doku budowli upustowej zapory w Mietkowie. Spękania betonu na zaporze w Mietkowie pojawiły się tuż po jej ukończeniu, jeszcze przed pierwszym piętrzeniem wody (Fiedler i in. 2007).

Niemale dylematy wynikają także z potrzeby rozbudowy należącego do KGHM Polska Miedź S.A., największego w Europie zbiornika poflotacyjnego „Żelazny Most” o aktualnej¹⁷ powierzchni 1410 ha i objętości ok. 350 mln m³. Zbiornik jest ograniczony groblami o wysokości 25–45 m posadowionymi na luźnych osadach czwartorzędowych, które zalegają na trzeciorzędowych, zlustrowanych łożach. Taki materiał podłoża, w tym zlustrowanie tworzące potencjalne powierzchnie poślizgu, wymaga stosowania przy podwyższaniu korony wałów odpowiednich technik budowlanych i dokładnego monitoringu stanu konstrukcji. Ewentualne przerwanie wałów skutkowałoby wylewem osadu sięgającym według Zajberta i Wrzosa (2004) koryta Odry na odcinku od wysokości Wyszanowa do Głogowa. Odcinek ten dzieli od zbiornika dystans 15,5–18,5 km.

¹⁶ Opisane przyczyny katastrofy wykazane zostały w wyniku prowadzonej 10 lat po zdarzeniu ekspertyzy prof. B. Rossińskiego z PAN. Ekspertyza ta budzi jednak wątpliwości, m.in. ze względu na brak potwierdzenia odnośnie obserwacji aktywności sejsmicznej podłoża – w jedynej faktycznie działającej w ówczesnym okresie stacji sejsmologicznej, uruchomionej próbnie przez kombinat miedziowy w Lubinie (ok. 38 km od Iwin), domniemanego wstrząsu nie zarejestrowano (Semczuk 2008). Według informacji nieoficjalnych bezpośrednią przyczyną katastrofy mogła być podziemna detonacja 160 kg ładunku wybuchowego podczas prac górniczych prowadzonych w strefie pod zaporą.

¹⁷ Dane KGHM z 2003 r., URL: <http://www.kghm.pl/index.dhtml?module=articles&id=237&back=true>

4.6. Ochrona przeciwpowodziowa województwa dolnośląskiego

Pierwsze obwałowania dolnośląskich rzek tworzyli we własnym interesie właściciele terenów nadrzecznych. Wały przeciwpowodziowe wzdłuż Odry środkowej wznoszono najwcześniej od XV w. na wysokości Opola, a w granicach dzisiejszego województwa dolnośląskiego zaistniały w Brzegu i Głogowie od XVI w. (Grochulski 1985). Po powodzi w 1736 r. rozpoczęto w myśl protokołu bogumińskiego z 1819 r. regulację rzeki na szeroką skalę, nasiloną po katastrofalnych wezbraniach z 1854 r. Zgodnie z ustawą z 12 sierpnia 1905 r. prowadzono na Odrze środkowej prace mające na celu ułatwienie spływu wód powodziowych. We Wrocławiu wykonano kanał ulgi o długości 6 km i przepustowości $600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Na obszarach górskich do XVIII w. z reguły nie prowadzono prac hydrotechnicznych innych niż usuwanie przeszkód w korytach, przekopywanie zakoli i osuszanie łąk (Budych, Majewicz 1999). Umocnienia brzegowe tworzone w pobliżu jazów doprowadzających wodę do kół młyńskich i zakładów rzemieślniczych. Wały przeciwpowodziowe zaczęto budować z inicjatywy państwa od końca XVIII w., np. w Kamiennej Górze, Wleniu, Lwówku Śląskim. Straty gospodarcze po powodziach w 1888 i 1897 r. wymusiły opracowanie i realizację kompleksowego programu ochrony przeciwpowodziowej górskich dolin.

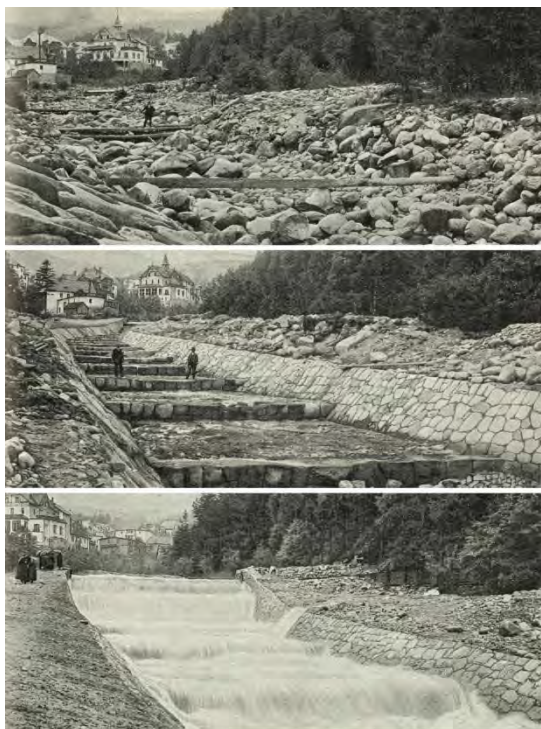
Z inicjatywy ówczesnego nadprezydenta Śląska, Hermanna von Hatzfeldta, projekt regulacji górskich dopływów Odry opracował wybitny hydrotechnik niemiecki prof. Otto Intze. Jego projekt szeroko propagowany w latach 90. XIX w. doczekał się rozwinięcia i realizacji w biurze Hermanna Dewidowa w Hannoverze (Budych, Majewicz 1999). Gwarancję realizacji planów i pokrycie w 4/5 kosztów związanych z pracami hydrotechnicznymi zapewnił parlament niemiecki, uchwalając 3 lipca 1900 r. ustawę

o ochronie przeciwpowodziowej (*O regulacji...* 1909). Pozostałe środki fundowane były z kasy prowincji śląskiej. Ustawa zakładała jednak pokrywanie kosztów budowy przez wykonawców i ich opłacanie dopiero po zakończeniu prac. Przedsięwzięcia finansowano mimo przekroczenia planowanych wydatków, zakładając zyski z budowanych elektrowni wodnych.

Szybko powstały zbiorniki retencyjne w Leśnej (1901–1905 r.) i Pilchowicach (1903–1912 r.) (Bachman 1925b). Do czasu II wojny światowej wybudowano i oddano do użytku kolejnych 5 takich obiektów. Pierwsze zbiorniki suche zbudowano w jeden rok i oddano w 1906 r. w dolinie Zadrnej. Wśród innych inwestycji warto wymienić stworzony w latach 1910–1912 system zapór przeciwrumowiskowych i kaskadowej zabudowy koryt Łomnicy, Łomniczki i Jedlicy, rozwiązujący problem kumulowania się fal wezbraniowych na tych ciekach (ryc. 4.7).

Aktualnie na obszarze Dolnego Śląska funkcjonuje 12 dużych zbiorników retencyjnych (tab. 4.3), wśród których największą pojemność ma zbiornik Mietków na Bystrzycy ($70,56 \text{ mln m}^3$). Największą pojemność powodziową posiada zbiornik Pilchowice (30 mln m^3). Na poziom Odry szczególny wpływ mają także zbiorniki w woj. opolskim: Otmuchów (135 mln m^3) i Nysa (124 mln m^3) na Nysie Kłodzkiej oraz Turawa (108 mln m^3) na Małej Panwi. Do mniejszych zbiorników, także o funkcji energetycznej lub technologicznej, należą Jezioro Modre (5 mln m^3) na Bobrze, zbiornik w Karpaczu ($0,3 \text{ mln m}^3$) na Łomnicy i zbiornik Sudety ($1,46 \text{ mln m}^3$) na Brzęczku w Bielawie. Po wydarzeniach z lipca 1997 r. zwiększono w niektórych z wymienionych wcześniej obiektów rezerwę powodziową (Kosierb 2007).

W Sudetach, objętych granicami województwa, zlokalizowano 11 suchych zbiorników przeciwpowodziowych (tab. 4.4.). Największy z nich o pojemności maksymalnej $6,74 \text{ mln m}^3$ to zbiornik Sobieszów na



Ryc. 4.7. Koryto Łomnicy w Karpaczu. Seria zdjęć przedstawia stan z początku XX w. Można zauważyć stan pierwotny z grubofrakcyjnym kamieńcem o szerokości kilkudziesięciu metrów i etapy zabudowy kaskadowej. Źródło: Sommer (1913, autor fot. nieznanym)

rzece Kamiennej powyżej Jeleniej Góry. Dwunasty sudecki suchy zbiornik znajduje się na Złotym Potoku w Jarnołtówku (województwo opolskie).

Na terenie województwa są w użyciu 3 spośród 13 odrzańskich polderów: Lipki – Oława (powierzchnia 3000 ha i pojemność 30,0 mln m³), Oławka (1070 tys. ha; 12,0 mln m³), Blizanowice – Trestno (210 ha; 3,8 mln m³), ale ich wpływ na osłabienie fali powodziowej jest stosunkowo mały (Dendewicz 2000). Większym rozlewiskom rzek zapobiegają wały przeciwpowodziowe wzdłuż Odry, Oławy, Baryczy, fragmentarycznie wzdłuż Bystrzycy, Widawy, Ślęzy, Nysy Szalonej czy Kaczawy oraz miejscowo wzdłuż rzek górskich, np. nad Kwisą, Bobrem, dolnym biegiem Łomnicy. Powstawały one głównie w okresie ostatnich 100 lat, przecinając nierzadko obszary starorzeczy,

Tab. 4.3. Największe zbiorniki retencyjne na obszarze Dolnego Śląska. Źródło: *Barier i zagrożenia powodziowe*

Rzeka	Zbiornik	Pojemność całkowita [mln m ³]	Pojemność powodziowa [mln m ³]
Bystrzyca	Mietków	70,56	4,10
Bóbr	Bukówka	18,20	1,85
	Pilchowice	54,00	30,00
Nysa Szalona,	Słup	38,40	7,30
Kwisa	Leśna	18,00	8,00
	Złotniki	12,40	1,90
Strzegomka	Dobromierz	11,35	1,35
Bystrzyca,	Lubachów	8,00	2,00
Witka	Niedów	4,92	–
Czerwonka	Sosnówka	14,00	–
Nysa Kłodzka	Topola	25,40	–
	Kozielno	16,00	–

a czasami przegradzając dno doliny, jak np. w pobliżu wsi Rzymówka nad Kaczawą.

W istniejącym systemie ochrony przeciwpowodziowej wały ochronne są słabym ogniwnem. Ich średnia wysokość wynosi 2,5–4 m, jednak wykonanie w przestarzałej technice budowlanej oraz mała odporność na rozmywanie i infiltrację stawiają pod znakiem zapytania ich funkcjonowanie w przyszłości. Złą kondycję potwierdziły wydarzenia z lipca 1997 r., narażające groble na długotrwałe oddziaływanie wody – czas pogotowia alarmowego lub alarmu trwał we Wrocławiu 35 dni (9 lipca – 12 sierpnia), w gminie Stronie Śląskie – 17 dni (6 lipca – 23 lipca), w Jeleniej Górze – 22 dni (7 lipca – 29 lipca), Legnicy – 26 dni (7 lipca – 2 sierpnia) (*Dorzecze Odry...* 1999). Obszerną analizę skuteczności wałów i innych obiektów hydrotechnicznych zawiera opracowanie Dubickiego i in. (1999). System przeciwpowodziowy uzupełniają obiekty małej retencji

(Radczuk i in. 1996, Drabiński i in. 2005) oraz naturalna retencja leśna i glebowa (tzw. retencja niesterowana).

Tab. 4.4. Suche zbiorniki przeciwpowodziowe w Sudetach. Źródło: *Bariera i zagrożenia powodziowe*, Norko (2007)

Rzeka	Zbiornik	Pojemność maksymalna [mln m ³]	Data oddania do użytku [rok]
Długi Potok	Mirsk	3,92	1910
Kamienna	Sobieszów	6,74	1909
Wrzosówka	Cieplice	4,93	1919
Łomnicy	Mysłakowice	3,56	1913
Meta	Krzeszów I	0,61	1906
Zadrna	Krzeszów II	0,52	1906
Rachowicka Woda	Bolków	0,87	1912
Kaczawa	Kaczorów	1,08	1930
Kamiennik	Świerzawa	1,90	1911
Wilczka	Międzygórze	0,83	1909
Morawka	Stronie Śląskie	1,38	1911
Złoty Potok	Jarnołtówek	2,25	1908

4.7. Wyjątkowe zdarzenia hydrologiczne z przeszłości

W podrozdziale zebrano informacje o zdarzeniach powodziowych na rzekach Dolnego Śląska. Pochodzą one w większości z opracowań wymienionych w podrozdziale 4.2., a także Trzebińskiej i Trzebińskiego (1955), artykułu Lesiewskiego (1958), publikacji Krygowskiego (1959), Girgusia i Strupczewskiego (1965), Maleczyńskiej i Michalkiewicza (1974), Haisiga (1977), Nawrockiego (1979), Orłowskiej (1979), Kwaśnego (1989), Korty (1995), Sanockiego (1997), Dąbrowskiego (1998), Matwijowskiego (1998, 2001), Łacha (2000, 2006,

2009), Bugaja (2001), Olearczyk i Tokarczyk (2002), Zahradnika (2003), Komady (2006), Ciszewskiego i Dubickiego (2008), Munzara i in. (2008), Nřra i in. (2008), Weijisa (2009) oraz tekstów Pacaka (2008 – data dostępu), Lipina (2010a, 2010b) i *Powódź w 1997 r.* (...). Uzupełnione zostały one o dane zbierane na bieżąco przez autora z opracowań historycznych i archeologicznych, np. Schmidta (2003) dla miejscowości sudeckich oraz własnych obserwacji z ostatnich lat. Sporządzona kronika najważniejszych wydarzeń odnosi się do poszczególnych dorzeczy dopływów Odry oraz zdarzeń powodziowych na Odrze, głównie dla Wrocławia. Informacje odnośnie dorzeczy Ślęży, Widawy, Oławy i Baryczy są niezwykle skąpe i zawierają jedynie przesłanki o kilku zdarzeniach wezbraniowych. Z uwagi na to, że są to rzeki płynące częściowo w dnie doliny Odry, ich kulminacje w odcinkach ujściowych wiążą się często z wezbraniem rzeki głównej.

W zamierzeniu autora umieszczono tutaj tylko sygnał o rozmiarach i skutkach wezbrań, powstrzymano się od szerokiej charakterystyki zdarzeń. Dla powodzi z zamierzonej przeszłości brakuje zresztą bardziej dokładnych informacji. W opisach pojawiają się określenia, które nie niosą konkretnych treści, np. „wielka powódź”, „duże zniszczenia”, „wysoka fala”. Są one jednak powieleniem oryginalnego, często jedyne zachowanego przekazu. Opisy zdarzeń współczesnych zostały także mocno zgeneralizowane i uogólnione, aby dopasować je do konwencji sporządzonej, z pewnością nie całkiem kompletnej, listy. Korzystając z wielu nieoryginalnych źródeł, trudno także przyjąć pełną odpowiedzialność za poprawne datowanie wezbrań. W przypadku pojawiających się w literaturze rozbieżności podano dwie wersje opisu.

Należy także zwrócić uwagę, że obserwacje jakościowe, pozbawione czynnika obiektywizmu, zmieniający się w czasie pogląd na skalę zjawisk ekstremalnych, a także antropogeniczne przekształcenia zlewni sprawiają, że wymienione poniżej powodzie

są niejednokrotnie trudne do porównania. Oparte na podstawie poniższego spisu analizy traktować trzeba z odpowiednią rozważą.

Rzeka Odra i jej małe dopływy na Dolnym Śląsku:

- powódzie na wrocławskim odcinku Odry w latach 1158 i 1179;
- 1253 r. – powódź wiosenna wskutek odwilży i opadów deszczu;
- VII–VIII 1270 r. – wielka powódź na Odrze;
- 1281 r. – podczas powodzi we Wrocławiu dochodzi do zerwania dwóch mostów;
- 1312 r., 1349 r. – powódzie we Wrocławiu;
- 1350 r. – powódź na Odrze, według opisu źródłowego (kroniki) miała skalę wody stuletniej;
- 1372 r. – zniszczenia dzielnic miasta Wrocławia i terenów rolniczych;
- powódzie Odry z 20 VIII 1387 r., 1400 r. 1405 r., 1415 r., 1417 r., 1427 r., 1428 r., 1432 r., 1434 r., 1440 r., 1444 r.;
- 1445 r. – wezbranie Odry trwające od 11 VI do 25 VII;
- 1451 r., 1452 r., 1453 r. – powódzie na Odrze;
- 10 VIII 1454 r. – zalanie ulic Kuźnicznej, Odrzańskiej i Żydowskiej (dziś Uniwersyteckiej) we Wrocławiu, wielkie straty na terenach rolnych;
- wezbrania Odry 10 VIII 1456 r., 13 VII – 1 VIII 1462 r.;
- 14–16 VIII 1464 r. – powódź po ulewnych deszczach, zniszczenia domostw wzdłuż Odry, zalanie placu Nowy Targ we Wrocławiu, fale powodziowe Widawy i Oławy niszczyły mosty i młyny, poziom Leśnicy przekroczył wysokość mostów, wylew Widawy;
- 29 VIII 1468 r. – nagły przybór wód Odry o dwa łokcie w ciągu jednej nocy (1 łokieć wrocławski = 57,6 cm);
- powódzie na Odrze z 25 VII 1470 r., 1475 r., 1493 r., 7 VII 1495 r.;
- VIII 1496 r. – wielka powódź pustosząca obszar Śląska wywołana nieprzerwanym deszczem w dniach 12–16 VIII, we Wrocławiu zalane ulice Kuźnicza i Odrzańska, straty w uprawach rolnych, powódź wywołała szalejącą do 24 XII zarazę, która pochłonęła w mieście ok. 2,9 tys. ofiar;
- 24 VIII 1500 r. – wezbranie Odry i zalanie ołbińskich przedmieść Wrocławia po przerwaniu tzw. Glinianej Grobli chroniącej klasztor św. Wincentego w okolicach dzisiejszej ul. Bolesława Prusa;
- VIII 1501 r. – 13–14 VIII niezwykle ulewne deszcze przyczyniły się do powstania wspólnej fali powodziowej Odry i Oławy, która 20 VIII wtargnęła do Wrocławia, zalewając go na 6 dni. Ucierpiał teren wewnątrz murów miejskich oraz Ołbin po rozmyciu tzw. Glinianej Grobli chroniącej klasztor św. Wincentego w okolicach dzisiejszej ul. Bolesława Prusa, zalane zostały tereny aż po Sandberg, czyli Nową Karczmę na Praczech Odrzańskich, 21–22 VIII we Wrocławiu pojawiła się druga fala powodziowa, której wody przelewały się przez groblę na Ołbinie przy nie istniejącym dziś kościele pod wezwaniem Wszystkich Św., zalane Nowe Miasto na odcinku od dzisiejszej ul. Frycza-Modrzewskiego do ul. Koziej;
- 1508 r. – wezbranie Odry we Wrocławiu;
- 24 VIII 1515 r. – powódź na Odrze po 6 tygodniach opadów, wielkie straty w uprawach rolnych, zniszczenia we Wrocławiu, zalanie większej części miasta;
- 14 V 1522 r. – wezbrane wody Odry niszczą we Wrocławiu obwałowania na Ołbinie i powodują dotkliwe straty materialne;
- VI 1523 r. – wezbranie Odry po nieprzerwanych opadach deszczu między 14 a 23 VI;
- 1525 r. – wezbranie Odry;
- 1539 r. – powódź pod Wrocławiem spowodowana 14-dniowym opadem deszczu i roztopami grubej pokrywy śnieżnej;
- 1542 r. – gwałtowne wezbranie Odry;
- 16–21 III 1543 r. – wezbranie zatorowe Odry na wysokości Wrocławia;
- 6 VIII 1543 r., 1550 r. – wezbrania opadowe na Odrze;
- 1551 r. – wezbrania roztopowe na Odrze i jej dopływach;
- 1559 r. – od końca V do VII liczne powódzie na Odrze;
- 1569 r. – od końca V do końca VII liczne wylewy na Odrze;
- 1570 r. – na Śląsku wystąpiło 20 powodzi, największa kulminacja Odry 21 X w Brzegu;
- powódzie z 1571 r., III–IV 1572 r., 1574 r., 1583 r.;
- III–IV 1586 r. – powódź roztopowa w dorzeczu Odry;
- 15 VI 1591 r. – powódź na Odrze we Wrocławiu;
- 7 VII, 27 VII, 5 VIII 1593 r. – 3 kulminacje Odry, 14 wylewów w ciągu lata;
- 19 III 1595 r. – powódź roztopowa na Odrze;
- 1598 r. – kilkukrotne wezbranie Odry, zniszczenia wałów ochronnych i mostów;
- 1650 r. – wezbranie na Odrze;
- 1652 r. – wody Odry zatopiły wiele wsi i przerwały w 3 miejscach tamę na wrocławskim Ostrowie Tumskim;
- powódzie na Odrze w latach 1654 i 1667;
- powódzie na Odrze i jej lewobrzeżnych dopływach w latach 1685, 1691, 1701, 1702, 1708, 1709, 1710, 1711–1713, 1714, 1729;
- 20 VI – 27 VIII 1736 r. – rekordowa powódź we Wrocławiu po opadach z okresu 10 V – 22 VII, kiedy deszcz trwał nieprzerwanie 73 dni, 14 VII

- poziom wody przekroczył dotychczasowe znaki powodziowe, na Nowym Mieście woda dotarła do Bramy Ceglarskiej (w pobliżu dzisiejszego skrzyżowania ul. J. E. Purkyniego z ul. Frycza Modrzewskiego), zatapiając okolice na głębokość 1–2 m, zalane zostały przedmieścia Odrzańskie i Piaszkowe, Wrocław otoczony wodą miał jedyne połączenie komunikacyjne po usypanej grobli w kierunku Świdnicy, zdewastowane zostały pola, łąki i ogrody;
- 13 III 1751 r. – po gwałtownej odwilży na Odrze ruszyły lody, zniszczeniu uległo wiele mostów, 19 III stan wodowskazów był jedynie o 2 (ok. 5 cm) cm niższy niż podczas powodzi w 1936 r.;
 - II 1780 r. – odwilż i deszcze po obfitych opadach śniegu powodują ruch lodu na Odrze, w okolicy Wrocławia rzeka przerwała obwałowania, zalane przedmieścia miasta, dewastacja Starych i Nowych Szczytnik;
 - IV 1785 r. – wielka powódź roztopowa na Odrze, po mroźnym okresie trwającym do 11 IV ocieplenie z południowym, ciepłym wiatrem, w dniach 18–19 IV w wyniku ruchu kry na Odrze doszło do wezbrania rzeki, zerwania licznych (niemal wszystkich podlegających zarządowi miasta Wrocławia) mostów i rozmywania wałów, w nadbrzeżnych osiedlach Wrocławia budynki zalewane były do poziomu piętra lub po dachy, pod wodą znalazło się Nowe Miasto i wszystkie przedmieścia na czas 8 dni, nadbrzeżne ogrody zostały pozbawione erozyjnie gleby a następnie zasypane piaskiem rzeczonym, w dniach 20–22 IV poziom wody na wodowskazie przy szańcu św. Macieja przewyższał o 8 i ½ cali (ok. 22 cm) stan z 1736 r., pod wodą znalazły się wsie Dolny Szczepanów, Kobylniki, Jaśkowice, Zakrzów, Odyniec, zniszczeniu uległy wsie Maślice, Marszowice, Złotniki, Stabłowice i wiele innych;
 - VIII–IX 1813 r. – po wyjątkowo mokrym okresie letnim i 5 dniach obfitych opadów rekordowe do tamtego czasu stany Odry w Krapkowicach i Opolu, kulminacja powodziowa powstała wskutek wyprzedzających się fal górskich potoków oraz fal Oławy, Ślęzy i Widawy (według innych źródeł bez udziału rzek nizinnych), we Wrocławiu po przerwaniu wałów zalane zostały wschodnie i północne dzielnice;
 - 1820 r. – wezbranie Odry;
 - III 1826 r. – po długotrwałych opadach deszczu i śniegu w górach, poziom Odry osiągnął we Wrocławiu stan z 1813 r., przez 12 godzin odczyt wodowskazowy wynosił 7,30 m;
 - 6–7 III 1827 r. – powódź roztopowo-zatorowa na Odrze, we Wrocławiu odczyty wodowskazowe wynosiły 7,20 m (wodowskaz górny) i 4,80 m (dolny);
 - VI 1829 r. – powódź na Odrze i jej dopływach, najwyższy stan we Wrocławiu 14 VI, odczyty dwóch wodowskazów wynosiły 7,38 i 5,29 m;
 - 29 III 1830 r. – wezbranie Odry wskutek zatoru lodowego na moście we Wrocławiu, zalanie części miasta, odczyty dwóch wodowskazów wynosiły 7,51 i 5,37 m;
 - 1831 r. – powódź na Odrze;
 - 30–31 III 1845 r. – pochód lodu na Odrze spowodował straty gospodarcze, spiętrzenie wody we Wrocławiu do odczytywanego na wodowskazach poziomu 7,85 i 5,37 m, zalane północne i wschodnie dzielnice miasta;
 - większe wezbrania na Odrze w latach 1847, 1849, 1850, 1851, 1853;
 - VII–VIII 1854 r. – najbardziej katastrofalna powódź na Odrze w XIX w., dla przekroju w Trestnie woda 300-letnia, zasilanie rzeki także wezbranymi dopływami nizinnymi, całkowicie zalane dno doliny na wysokości Brzegu, od 21 VIII zalane dzielnice Wrocławia na zachód od fosy aż poza dworce kolejowe, według szacunków na Śląsku pod wodą znalazła się powierzchnia łącznie 1600 km²;
 - 1855 r. – wezbranie Odry;
 - IV – V 1865 r. – wiosenne wezbranie na Odrze;
 - VII 1880 r. – gwałtowne wezbranie na górnej Odrze;
 - wezbrania Odry z VIII–X 1888 r., 26–27 XI 1889 r., 29 VIII – 4 IX 1890;
 - III 1891 r. – jedna z największych powodzi roztopowych na Odrze;
 - VII – VIII 1891 r. – przedłużające się do miesiąca wezbranie Odry;
 - wiosenne wezbrania Odry z III 1893 r., III 1894, IV–V 1896 r.;
 - VII–IX 1896 r. – 7 wezbrań Odry, stany brzegowe nie zostały jednak przekroczone;
 - IV–V 1897 r. – wezbranie wiosenne o wysokim poziomie fali;
 - VII–IX 1897 r. – niegroźne wezbrania Odry, mimo krytycznej sytuacji na dopływach górskich;
 - V 1899 r. – wiosenne wezbranie Odry;
 - 7–13 IX 1900 r. – wezbranie Odry i jej dopływów;
 - VI 1902 r. – jedno z największych wezbrań Odry, fala powodziowa miała kilka kulminacji, stan wody na dwóch wodowskazach we Wrocławiu 7,66 i 5,50 m, przepływ rzeki przed Wrocławiem wynosił 1150 m³·s⁻¹ a w mieście 1000,9 m³·s⁻¹;
 - VII 1903 r. – największa powódź na Odrze od 1854 r., na odcinku górnym i środkowym przekroczone wszelkie zimowe wysokie stany, a także stany wody notowane podczas wezbrań w 1813 i VIII 1854 r., mimo mniejszych przepływów (efekt oddziaływania obwałowań), fala z dwoma szczytami, najwyższa kulminacja we Wrocławiu w nocy 15/16 VII;
 - wezbrania Odry 13–15 VII 1907 r.;

- wiosenne wezbrania Odry w latach 1909, 1910, 1911, 1915, 1922, 1925;
- V 1926 r. – powódź na Odrze;
- 23 X 1930 r. – po opadach nawalnych podtopione wsie nad Średzką Wodą, Odra zalała Rzęczycę, Chomiąż, Lipnicę i Słup;
- 1931 r. – wiosenne wezbranie na Odrze;
- 1938 r. – Średzka Woda zniszczyła most przed dworcem kolejowym w Środzie Śląskiej;
- 1939 r. – wiosenne wezbranie Odry;
- 1940 r. – wezbranie Średzkiej Wody i Czarnej Strugi spowodowały straty gospodarcze w Środzie Śląskiej, Szczepanowie, Miękini, Chomiąży, Komornikach, Lipnicy;
- 25–26 III 1945 r. – zator lodowy na Odrze między Mostem Lessiga (w miejscu obecnego Mostu Pokoju) we Wrocławiu a Blizanowicami powoduje wezbranie Odry, uszkodzenie mostów;
- 1946 r. – wezbranie Odry;
- III 1947 r. – 5 III gwałtowna odwilż spowodowała podtopienie centrum Wrocławia m.in. wskutek braku udrożnienia zapchanych lub uszkodzonych studzienek kanalizacyjnych, ponowna odwilż 16 III spowodowała wezbranie Odry i zalanie drogi Blizanowice – Mokry Dwór, w nocy 18–19 III przed Wrocławiem utworzył się 3 km zator lodowy, odrywający się z jego masy lód zniszczył jeden z dźwigarów mostu Młyńskiego oraz prowizoryczną podporę mostu Tumskiego, zalana została część miasta między pl. Strzeleckim a Dworcem Nadodrze na wysokość kilkunastu cm, woda zalała łąki powyżej Biskupina, gdzie wydostawała się z systemu kanalizacyjnego i płynęła ulicami, duże straty gospodarcze w okolicy Głogowa, zdarzenie uznaje się za największą powódź wiosenno-roztopową XX w.;
- VII i VIII 1949 r. – w dniach 3–6 i 20 VII oraz 17 VIII kulminacje Odry po intensywnych opadach deszczu, wylew sięgnął trawnika przed Urzędem Wojewódzkim;
- wezbrania Odry w latach 1954, 1958, 1960, 1965, 1970, 1972;
- VII 1977 r. – największe od 40 lat wezbranie spowodowane opadami w górnej części zlewni (powódź Olzy), długi czas trwania, 2 fale kulminacyjne, przerwanie wałów przeciwpowodziowych w Krzyżanowicach;
- VIII 1985 r. – powódź na Odrze, na odcinku do Krapkowic (poza obszarem Dolnego Śląska) równorzędna do powodzi z 1903 r.;
- VII 1997 r. – największa powódź Odry w XX w., prawdopodobieństwo przepływu dla przekroju w Treśnie określono na 0,01%;
- przełom III i IV 2006 r. – roztopy i opady deszczu spowodowały wezbranie Odry, na wodowskaziu w Oławie zanotowano stan 762 cm, zaledwie 40 cm niżej niż w VII 1997 r., przy zagrożeniu za-

laniem miasta Oławy otwarto służę w Lipkach i zalano polder, ewakuowano mieszkańców wsi Stary Górnik, Stary Otok oraz Janików. Podtopieniu uległy także wsie Groblice, Łany, Łęg oraz fragment Jelcza.

Dorzecze Nysy Łużyckiej:

- powódzie na Nysie Łużyckiej z 21 VII 1432 r., 13 VII 1433 r., 1529 r., 1591 r.;
- 18 VIII 1595 r. – rzeka Miedzianka (Kipera) uszkodziła 2 domy mieszkalne w Bogatyni i 1 dom w Markocicach;
- 7 X 1596 r. – wezbranie Miedzianki;
- 23 VIII 1598 r. – liczne szkody wskutek wezbrania Miedzianki w czasie ogólnie mokrego lata;
- I 1602 r. – dwie gwałtowne odwilże w zlewni Miedzianki;
- IV 1604 r. – powódź na Miedziance w wyniku opadów burzowych;
- VI 1608 r. – wezbranie Miedzianki, później deszczowe lato w okresie żniw;
- 29 VII 1609 r. – powódź w Bogatyni;
- 1614 r. – wezbrania podczas wilgotnego lata;
- 13 VII r. 1622 r. – silne wezbranie Smędy (Witki) wskutek oberwania chmury między Větrovem a Děřichovem w Czechach, liczne zniszczenia zabudowań i upraw ogrodowych;
- 12 X 1653 r. – wezbrania w wyniku przedłużających się opadów deszczu;
- 1694 r. – liczne wezbrania rzek;
- 14 VII 1702 r. – wezbranie Witki;
- 31 VII 1703 r. – wielka powódź w Bogatyni, zniszczeniu uległy kładki i drogi nad Miedzianką, ogrody i łąki pokryła warstwa mułu, rzeka w miejscach powstałych zatorów drzewnych utorowała sobie nowe koryta, podmyła lub porwała wiele domów, przy jedynej zachowanej kładce spiętrzenie drewna spowodowało ogromny napór wody na budynek karczmy, w tym miejscu rzeka zmieniła bieg, doszczętnie niszcząc pobliskie domy, między godziną trzecią i czwartą po południu, po przerwaniu grobli doprowadziła do zawalenia się karczmy, w żytańskiej części Bogatyni woda porwała jeden z budynków wraz z jego podłogą i poniosła go aż do środkowego młyna, gdzie rozbił się on o pnie olchowe, obyło się bez ofiar śmiertelnych;
- 13 V 1723 r. – powódź w Bogatyni;
- 23 VI 1759 r. – wezbrania wskutek opadów burzowych;
- 17 i 23 VII 1766 r. – wezbrania rzek;
- 2 IX 1767 r. – duże, nocne wezbranie Miedzianki, w Bogatyni powstały szkody wyrządzone przez porwane przez rzekę w Heřmanicach (Czechy) drewniane kłocę;
- VII 1769 r. – zniszczenia po wezbraniu Miedzianki wskutek ulewnych opadów;

- powódzie na rzece Witce – 20 VII 1780 r. 17 VII 1803 r.;
- koniec IV 1785 r. – wezbrania rzeczne w trakcie gwałtownej odwilży;
- 10 VI 1788 r. – liczne zniszczenia wskutek wezbrania Miedzianki;
- 18 VII 1789 r. – straty wskutek wezbrania Miedzianki;
- 16 VII 1803 r. – nocna nawałnica spowodowała wezbranie Miedzianki, sytuacja powtórzona kilkakrotnie w ciągu lata;
- 2 V 1804 r. – o 18.00 nieoczekiwana, wielka powódź w Bogatyni (największa od 100 lat) wskutek opadów burzowych nad Detřichovem i północnymi Heřmanicami, Miedzianka wystąpiła z brzegów, porywała drewniane kłody, które piętrzyły się następnie na moście w Bogatyni, aż do jego zerwania, rzeka rozgałęziła się na trzy odnogi, z których jedna prowadziła przez teren szkolny, a pozostałe obok zabudowań i przez pobliski ogród zagrodnika kościelnego, nie było ofiar;
- 10–17 VI 1804 r. – powódź spowodowała wielkie szkody w Zgorzelcu, wezbrania na Witce i Miedziance (13, 14, 15 VII);
- 27 VI 1808 r. – wezbranie Miedzianki po opadach burzowych;
- Powódzie w górnej części dorzecza Nysy Łużyckiej 28 IX 1808 r., II 1813 r., 3 II 1850 r.;
- 2 VIII 1858 r. – kulminacja powodzi po wielodniowych opadach w górnej części zlewni, między 31 VII a 3 VIII notowano do 430 mm deszczu;
- 8 VIII 1888 r. – wezbranie Nysy Łużyckiej po intensywnych opadach;
- 30 VIII 1897 r. – spustoszenia w górnym biegu Nysy Łużyckiej, przepływ w czeskim Libercu (18 km w linii prostej do przebiegu rzeki wzdłuż granicy polskiej) $140 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, przepływ w Łęknicy (woj. lubuskie) $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- 1907 r. – powódź na Nysie Łużyckiej i jej dopływach;
- 1916 r. – letnie wezbranie rzeki Miedzianki, poważne zniszczenia zabudowań w Bogatyni;
- wezbrania Nysy Łużyckiej i jej dopływów z 1920 r., 1938 r., 1948 r. i VII 1951 r.;
- 3–4 VII 1958 r. – powódź w dorzeczu Nysy Łużyckiej po silnych opadach w czasie ogólnie mokrego lata, Smědá (Witka) w czeskim Frydlandzie osiągnęła stan 360 cm;
- VIII 1964 r. – wezbranie na Witce;
- 2 IX 1977 r. – stan wody Nysy Łużyckiej w Libercu 152 cm, a w Hrádku (przy granicy z Polską) 236 cm;
- 8 VII 1980 r. – odczyt wodowskazowy na Nysie Łużyckiej w czeskim Libercu 152 cm;
- 20–21 VII 1981 r. – wyjątkowo wysoka elewacja fali na Nysie Łużyckiej i duży przepływ kulmina-

cyjny o prawdopodobieństwie 1%, w Hrádku stan wody 261 cm;

- 6 I 1982 r. – zimowe wezbranie Nysy Łużyckiej, w Libercu stan wody 154 cm;
- wezbrania rzek w VII 1997 r.;
- 9–10 III 2000 r. – roztopowe wezbranie Nysy Łużyckiej, w Libercu stan wody 150 cm i przepływ $33 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, w Hrádku odpowiednio 253 cm i $75 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- 13–14 VII 2002 r. – wezbranie Nysy Łużyckiej, w Libercu stan wody 168 cm i przepływ $43 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, w Hrádku odpowiednio 315 cm i $137 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, stan Smědy (Witki) we Frydlandzie wyniósł 275 cm przy przepływie $246 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- 1 IV 2006 r. – wiosenne wezbranie Nysy Łużyckiej, w Hrádku stan wody wynosił 215 cm przy przepływie $49 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Dorzecze Izery (system Łaby):

- 13 VII 1501 r. – powódź na Izerze;
- 1–2 VIII 1858 r. – wezbranie Izery po nocnych opadach, objęło także niżej położoną część dorzecza, rejestrowane m.in. w mieście Mladá Boleslav (ponad 50 km w linii prostej od granicy polsko-czeskiej);
- 3 VIII 1888 r. – powódź na Izerze, przepływy po czeskiej stronie w przekrojach Vilémov (ok. 5 km od granicy polsko-czeskiej) $340 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ i Nlezný Brod $664 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- wielkie wezbranie VII/VIII 1897 r., sudeckie rekordy opadu dobowego przekraczające lokalnie 300 mm, przepływy po czeskiej stronie na przekrojach Vilémov $330 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ i Nlezný Brod $630 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- 10–13 IX 1899 r. – wezbranie Izery po opadach przekraczających 100 mm w ciągu doby;
- 15–18 VIII 1913 r. – wezbranie Izery po obfitych opadach – na Hali Izerskiej 16 VIII dobową sumę opadu wynosiła 108 mm;
- 5 IX 1915 r. – powódź na Izerze, dobową sumę opadu w czeskiej wsi Jizerka wynosiła 220,5 mm;
- 27 VI 1919 r. – wezbranie Izery;
- 26–28 VIII 1920 r. – powódź po opadach o łącznej wydajności do 300 mm;
- wezbrania Izery 25–27 V 1928 r., 26–28 VI 1934 r., 24–26 VIII 1938 r.;
- 14 VIII 1948 r. – powódź na Izerze, na przekroju Nlezný Brod zanotowano stan wody 430 cm;
- 3–5 VII 1958 r. – wezbranie Izery po jednych z najbardziej wydajnych opadów od końca XIX w.;
- 8 XII 1974 r. – zimowa powódź na Izerze, w przekroju Nlezný Brod stan wody wynosił 412 cm;
- 1 VIII 1977 r. – wezbranie Izery;
- 9 VIII 1978 r. – jedna z największych notowanych powodzi Izery, rekordowy przepływ po czeskiej

stronie zlewni w przekroju Nieleżny Brod wynosił $704 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ przy stanie wody 534 cm;

- wezbrania Izery 18–21 VIII 1981 r., 20 VII 1997 r. i w VII 1998 r.;
- 8–9 III 2000 r. – wezbranie roztopowe Izery, stan wody w Jabloncu 286 cm przy przepływie $140 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- 21 VII 2001 r. – stan wody na Izerze w Jabloncu 299 cm przy przepływie $161 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- 13 VIII 2002 r. – powódź na Izerze i jej dopływach (tzw. powódź tysiąclecia w Czechach), opady dobowe w zlewni rzędu 150–200 mm, 212-krotne zwiększenie przepływu Izery w Jabloncu z 1,14 do $242 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ przy stanie wody 377 cm, na przekroju Nieleżny Brod stan wody 457 cm przy przepływie $433 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, zmiany korytowe Izery i Jagnięcego Potoku;
- 7–8 VIII 2006 r. – zmiany korytowe Jagnięcego Potoku, stan wody na Izerze w przekroju Nieleżny Brod wynosił 476 cm przy przepływie $395 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Dorzecze Kwisy:

- 1351 r. – powódź na Kwisie;
- 8 VII lub 8 VIII 1432 r. – skutek wezbrania Kwisy ucierpiały okolice Leśnej, w miasteczku zniszczeniu uległo 48 domów mieszkalnych i wiele stodoł, woda sięgała do poziomu ołtarza w miejscowym kościele, rzeka zmieniła swój bieg na wysokości Baworowa, były ofiary śmiertelne;
- powódzie w latach 1469 i 1496 – ucierpiały miejscowości nad Kwisą: Mirsk i Gryfów Śląski;
- 1529 r. – wezbranie Kwisy;
- powódzie Kwisy w latach 1550 i 1556 – Kwisa zalała w Lubaniu Przedmieście Mikołajskie, ul. Rybacką i cmentarz;
- powódzie Kwisy w latach 1567, 1570, 1591;
- koniec VII 1609 r. – wezbrana Kwisa zrywała mosty w okolicach Gryfowa Śląskiego., zanotowano wiele ofiar ludzkich;
- VII 1613 r. – powódź po opadach deszczu i gradu o wielkości orzecha włoskiego zabijającego bydło;
- 24–28 VI 1622 r. – Kwisa uniosła budynek mieszkalny w Gryfowie Śląskim;
- 14 VII 1649 r. – wezbrania Kwisy i Miłoszowskiego Potoku spowodowały zalanie niemal wszystkich domów w południowej części Leśnej oraz rynku do poziomu okien ratusza;
- 11 X 1653 r. – zalanie Leśnej przez Kwisę;
- 1667 r. – powódź na Kwisie;
- 2 VII 1675 r. – wezbrania Kwisy, Bruśnika i Miłoszowskiego Potoku, zerwanie mostu sprzed Bramy Żytawskiej w Gryfowie Śląskim, zniszczenia w Leśnej i Smolniku;
- powódzie na Kwisie w latach 1686 i 1688;
- 17 VIII 1692 r. – podczas kilkudniowego wezbrania Miłoszowskiego Potoku zginęły 2 osoby, Czarny Potok zmienił bieg na wysokości Łęczyny;
- 4 VII 1694 r. – wezbranie Miłoszowskiego Potoku doprowadziło do zrujnowania 4 budynków mieszkalnych w Miłoszowie i znacznych strat w Leśnej;
- lato 1702 r. – wraz z rokiem następnym nazwane *Śląskim Potopem*, Kwisa utworzyła nowe koryto na wysokości Mroczkowic i Krobicy, 14 VII rzeka zniszczyła w Mirsku 5 domów, wszystkie kładki, mosty i śluzy, utonęła tam 1 osoba, w Gryfowie Śl. straty powiększyło wystąpienie z brzegów Oldzy, 19 ofiar śmiertelnych;
- 1703 r. – Kwisa zniszczyła ujęcia wody i wodociągi w Kliczkowie oraz tamę i most w Ławszowej;
- letnie i wiosenne powodzie w latach 1714, 1723, 1732, 1750, 1766;
- 1795 r. – powódź na Kwisie spowodowana piętrzeniem kry lodowej;
- 1797 r. – powódź na Kwisie;
- 16 VI 1803 r. – Kwisa wraz z Oldzą podtopiła część Gryfowa Śl., a Miłoszowski Potok Leśną, zginęły 2 osoby;
- 16 VI 1804 r. – Kwisa zniszczyła w Mirsku 7 budynków oraz mosty i jazy młyńskie, w Gryfowie Śl. zalane zostały Jeleniogórskie i Żytawskie Przedmieścia, w Nowogrodźcu i Osiecznicy stan rzeki osiągnął poziom 7–8 m;
- VIII 1858 r. – poziom Kwisy przekroczył stan z 1804 r., między Świeradowem Zdrój a Nowogrodźcem ostały się jedynie 2 mosty w Gryfowie Śl. i Kościelniku, zalane zostały niemal wszystkie domostwa w Leśnej;
- 3 VIII 1888 r. – rekordowe opady w zlewni Kwisy, zalanie Leśnej jednocześnie przez Kwisę, Miłoszowski Potok i Bruśnik, w Lubaniu Kwisa przekroczyła swój normalny poziom o 3,5 m, wyrządzając szkody szczególnie w okolicach dworca kolejowego, zalała niemal całą wieś Księginki (obecnie w granicach Lubania), niszcząc nasyp kolejowy;
- 29–31 VII 1897 r. – zalanie najniższych kondygnacji domów nad Kwisą i Oldzą w Gryfowie Śl, katastrofa podmytego gryfowskiego mostu kolejowego, w rejonie Leśnej powstało rozległe jeziorzysko z domami zanurzonymi po dach, przepływ w dolnym biegu rzeki wynosił $1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- VI 1926 r. – duże wezbranie Kwisy, przepełniony zbiornik na Kwisie;
- VII 1958 r. – wezbranie Kwisy;
- 1–2 VIII 1977 r. – ewakuacja mieszkańców Mirska i Gryfowa Śląskiego, podtopienie zakładów odzieżowych „Gryfex” i zakładu produkcji azbestu w Gryfowie, przepływ Kwisy na przekroju w Mirsku wynosił $196 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ i był 43 razy większy od przepływu średniorocznego;

- 20 VII 1981 r. – powódź na Kwisie, na przekroju w Mirsku przepływ rzędu $75,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ był 16,5 razy większy od przepływu średniorocznego;
- 12–13 VIII 2002 r. – wezbranie Kwisy i Czarnego Potoku, suma opadów w Świeradowie Zdroju wynosiła 225,4 mm;
- 8 VIII 2006 r. – największe wezbranie górnego odcinka Kwisy po 1945 r., straty powodziowe w Świeradowie Zdroju, Orłowicach, Kamieniu i Mirsku, m.in. podmyte fundamenty domów mieszkalnych i zburzone zabudowania gospodarcze, zerwane kładki, poważnie uszkodzony 80-metrowy fragment drogi ze Świeradowa do Szklarskiej Poręby;
- 23–24 VII 2007 r. – po nocnych ulewach wezbrały strumienie między Nowogrodzcem i Lubaniem, ucierpiały wsie Milików, Gościszów (rzeka Iwnica), Kościelnik (Kwisa), Jałowiec, Radostów, Mściszów, Zabłocie i część Nowogrodzka. W Mili-kowie zalanych zostało 100 gospodarstw. W Mściszowie wezbrany nurt zerwał 3 mostki, szkody oceniono na kilkaset tys. zł.
- 21 lub 25 V 1596 r. – katastrofalne w skutkach wezbranie Kamiennej i Podgórznej, zniszczeniu uległo 11 domów w Cieplicach i 6 w Malinniku (obecnie w obrębie Jeleniej Góry);
- 23 VIII 1596 r. – wylew rzek w rejonie jeleniogórskim wskutek oberwania chmury, zniszczenia w zabudowie;
- 2 VI 1608 r. – wezbranie Kamiennej i Podgórznej w wyniku kilkudniowych opadów, ponad 150 po-walonych drzew tworzyło zatory doprowadzając do przelewania się wody ponad mostem, 3 ofiary śmiertelne, w tym niemowlę, 2 i 3 VI zalany Bolesławiec, 143 ofiary;
- 8 VI – 25 VII 1622 r. – padający niemal bez prze-rwy przez 50 dni deszcz wywołał w regionie jeleniogórskim kilka powodzi;
- powódzie w regionie jeleniogórskim w latach 1653, 1667;
- 14 VII 1702 r. – powódź na rzece Kamiennej wskutek popołudniowej i nocnej ulewy, w Cieplicach porwany skład drewna i zniszczony most, poziom wody sięgał w niektórych zabudowaniach pierwszego piętra, na wysokości Górzyńca rzeka Mała Kamienna utorowała sobie nowe koryto z ujściem do Kamiennej w Piechowicach (wcześniej koryto co najmniej 4 km dłuższe z ujściem w Cieplicach), wezbranie Kamienicy i Kamieniczki spowodowało destrukcję 22 domów w Starej Kamienicy oraz 18 w Nowej Kamienicy i Barcinku, utonęło tam ponad 20 osób, we wsi Kwieciszowice nad Jaroszkowskim Strumykiem (inaczej Jaroszkowski Potok – prawy dopływ Kamienicy) po ulewie i gradobiciu zniszczeniu uległo 9 domów, 3 stodoły, ok. 5 ha grun-tów rolnych uległo rozmyciu, obserwowano spływy błotne powstające po przerwaniu tworzących się zatorów z rumoszu drzewnego, rzeka uformowała nowe koryto wzdłuż drogi, było kilka ofiar śmier-telnych;
- koniec VII 1715 r. – katastrofalne wezbranie Wrzo-sówki zniszczyło zabudowania w Jagniątkowie i Sobieszowie;
- 1736 r. – podtopione okolice Jeleniej Góry w wy-niku wezbrania Bobru;
- 11 XII 1774 r. – wezbrania rzek wskutek gwałtow-nej odwilży, niebezpieczeństwo zwiększała niesio-na nurtem kra, odnotowano zniszczenia zabudo-wań;
- 5 II 1775 r. – zimowa powódź wskutek długotrwa-łego i obfitego opadu deszczu, zniszczenia budyn-ków w kilku miejscowościach Kotliny Jeleniogór-skiej;
- 3 VII 1778 r. – niezwykle gwałtowne wezbrania rzek w regionie jeleniogórskim, ofiary w ludziach;
- V 1785 r. – nawalne deszcze wraz z roztopami po śnieżnej zimie wywołały powódź na Bobrze, mieszkańcy wiosek na prawym brzegu rzeki rato-wali się ucieczką na dachy domów, a żywność do-wożono łodziami;

Dorzecze Bobru:

- V 1351 r. – powódź na Bobrze;
- 1412 r. – gwałtowna ulewa w Czerwonej Dolinie i wezbranie potoku Czerwonka na Pogórzu Karko-noskim zniszczyły wieś Broniów, zmuszając jej mieszkańców do przeniesienia i założenia nowej osady Płóczki;
- powódzie w latach 1428, 1462, 1468, 1472 – wy-lewy Bobru;
- 1496 r. – Bóbr zniszczył mosty, młyny i nadrzecz-ne spichlerze, zalał część Żagania;
- 1501 r. – trzykrotny wylew Bobru;
- późna wiosna 1563 r. – wskutek wezbrania Bobru osunęła się część domów na Piasku w Bolesławcu, zniszczeniu uległ most, 2 ofiary śmiertelne;
- V 1567 r. – rzeka Kamienna przybrała do poziomu dachów domostw w Cieplicach;
- IX 1567 r. – wielotygodniowe opady przyczyniły się do powodzi na Bobrze, informacje o ofiarach w rejonie Kamiennej Góry;
- 1570 r. – wezbrany Bóbr uszkodził groble zabez-pieczające Kamienną Górę, a także mury miejskie, uniósł wiele domów na przedmieściach Jeleniej Góry, zamułał pola uprawne, na rzece Kamiennej wystąpiły po sobie 3 powódzie rujnujące rolników;
- 1573 r. – Bóbr wylał 21 razy;
- 1582 r. – wezbranie Kamiennej;
- 1587 r. – powódź na Bobrze;
- 1590 r. – wezbranie Kamiennej;
- 1591 r. – powódź na Bobrze;
- 24 VI 1592 r. – rzeka Kamienna zalała Cieplice, całkowicie zniszczyła 5 domów;

- VI 1785 r. – wylały Bóbr i Zadrna; zniszczeniu uległy obwałowania i mosty w Kamiennej Górze;
- 16 VIII 1786 r. – wielodniowe opady spowodowały wezbrania rzek, 21 VIII w Miłkowie doszło do obsunięcia gruntu;
- VI 1792 r. – wody Bobru zalały w Kamiennej Górze wnętrza domów, wysoki stan rzeki utrzymywał się przez 4 dni;
- 12–15 VII 1795 r. – w Miłkowie rzeka Łomnica osiągnęła nie notowany nigdy wcześniej stan i zerwała wszystkie mosty, droga między Ściegnami a Kowarami zamieniła się w rwący potok, doszło do awulsji Łomniczki, która w pobliżu Wilczej Poręby utorowała sobie nowe koryto, niszcząc domy i drogi, w Karpaczu i Ściegnach straty przyniosła intensywna erozja gleb, rzeka Kamienna zniszczyła most w Jeleniej Górze, we Wleniu nad Bobrem woda sięgnęła łuków podcieni w kamienicach otaczających rynek, kilka ofiar utonąć;
- VI 1804 r. – jedna z największych powodzi Bobru na wysokości Kamiennej Góry, kulminacje fali powodziowej po opadach trwających od 8 VI obserwowano od 12–13 VI na Jedlicy w Kowarach do 15 VI w Żaganii;
- 23–24 V 1810 r. – po oberwaniu chmury Jedlica zniszczyła w Kowarach 12 a poważnie uszkodziła 64 domy, zginęło 11 osób, ulice pokryte zostały grubofrakcyjnym rumowiskiem, którego największe elementy ważyły 15–20 cetnarów (750–1000 kg), szkody dotknęły również sąsiednie wioski;
- 27 VIII 1813 r. – wezbranie Bobru po przedłużających się opadach spowodowało zerwanie mostu w Jeleniej Górze, ofiary wśród żołnierzy napoleońskich;
- I 1827 r. – lawina w kotle Wielkiego Stawu przełamała lód i wypchnęła wodę, która wystąpiła z koryta Łomnicy;
- 10–11 VI 1829 r. – opady deszczu trwające 10 dni wywołały powódź na Bobrze, który zmienił swój bieg w Dąbrowicy, zalał Wleń falą wyższą o 6,9 m ponad normalny stan i zasypywał piaszczystym osadem nadbrzeżne łąki;
- wiosna 1844 r. – powódź w dolinie Łomnicy spowodowana lawiną, która skruszyła lód na powierzchni Wielkiego Stawu i wypchnęła z misy jeziora masy wody, uformowana fala omal nie zniosła młyna wodnego w Karpaczu Górnym;
- 4 VII, 11 VIII, 14 VIII 1854 r. – niewielkie fale powodziowe na Bobrze;
- 29 VII – 2 VIII 1858 r. – wezbranie wszystkich dopływów Bobru, stan Bobru niewiele niższy niż w 1829 r., miała miejsce intensywna erozja użytkowanych rolniczo stoków, co przełożyło się na wzmożony transport fluwialny i akumulację rumowiska rzecznoego wzdłuż biegu rzek, destrukcji uległo wiele dróg, m.in. odcinek drogi w dolinie Kamiennej przy ujściu Czarnej Płóczki, w Kowarach Jedlica zniszczyła 1 i uszkodziła wiele innych domów, do 200 ofiar śmiertelnych;
- 1867 r. – po kilkudniowych opadach wezbrały Kamienna i Bóbr, zalewając przybrzeżne łąki, rozmyciu uległy umocnienia brzegów;
- 18 VIII 1872 r. – wezbrane wody Podgórznej zerwały most w Podgórzynie, powodując śmierć 5 osób;
- 17 VII 1882 r. – potężna burza nad Karkonoszami spowodowała wezbranie potoków, obsunięcia gruntu i spływy gruzowo-błotne (udokumentowane po czeskiej stronie gór) a także intensywny transport i akumulację rumowiska rzecznoego w dnie dolin;
- 18–19 VI 1883 r. – wezbrania rzek karkonoskich, największe straty materialne w dolinie Kamiennej i Jedlicy, poziom Bobru w Jeleniej Górze wynosił 5,25 m;
- 3 VIII 1888 r. – największe, gwałtowne wezbranie Kamiennej od początku XIX w. zniszczyło wszystkie mosty w Szklarskiej Porębie, destrukcji uległy obmurowania brzegów rzeki, pola i łąki zostały zasypane rumowiskiem rzecznoym, w domach położonych nad brzegiem rzeka zalewała pomieszczenie parterowe, poziom wody przekraczał o 1 m stan notowany w 1883 r., w Jagniątkowie straty powodowała Wrzosówka zasilana po oberwaniu chmury, potok Kamienica zamulił pola i łąki na wysokości Chromca, niszczył wyposażenie domów w Starej i Nowej Kamienicy;
- 29–31 VII 1897 r. – największa klęska żywiołowa w regionie jeleniogórskim, Bóbr podtopił Lubawkę, zalał część Kamiennej Góry, w tym okolice dworca kolejowego, w Kotlinie Jeleniogórskiej utworzyło się jezioro obejmujące tereny poniżej Kowar, Mysłakowice, Łomnicę, Miłków, Podgórzyn, Sobieszów, Piechowice (tutaj nastąpił zalew najniższych kondygnacji domów) i Cieplice Śląskie (poziom wody 2 m), w Jeleniej Górze koło wiaduktu kolejowego poziom wodowskazowy wyniósł ok. 7,7 m, woda przelewała się nad mostami, o ile nie zostały wcześniej zniszczone, przy dzisiejszej ul. Grunwaldzkiej sięgała pięter lub po dachy, w dolnych Kowarach Jedlica utorowała sobie nowe koryto, podobnie jak to czyniły Łomnica i Łomniczka, zalane miasto Wleń, najbardziej ucierpiały miejscowości na granicy Pogórza Karkonoskiego i Kotliny Jeleniogórskiej, podczas zdarzenia zginęły 4 osoby;
- 20 IX 1906 r. – wezbranie Łomnicy spowodowało podmycie brzegów w Karpaczu a we wsi Łomnica wody znajdowały sobie nowe drogi odpływu, zalewając domy, Kamienna zalała część Cieplic, niosła także duże ilości drewna, wysoki stan Bobru zakłócił prace nad budową zapory w Pilchowicach, niszcząc część konstrukcji;
- 5–6 IX 1915 r. – podczas gwałtownego wezbrania spowodowanego kilkudniowymi opadami doszło w niektórych miejscach do wyrównania rekordów

wych stanów z 1897 r., m.in. na Kamiennej w Piechowicach i Bobrze w Strupicach, sprawdziły się nowe budowle przeciwpowodziowe;

- 2–3 VI 1926 r. – wezbranie na Bobrze i jego dopływach, szczególnie Kamiennej, nastąpiło wypełnienie zbiorników przeciwpowodziowych, akumulacja na dużą skalę rumowiska rzecznej Łomnicy w Karpaczu, Wrzosówki w Jagniątkowie, Podgórznej w Podgórzynie czy Jedlicy w Kowarach, w Płóczkach Dziki Potok i jego dopływy utworzyły system rynien erozyjnych, w miejscowościach regionu jeleniogórskiego zniszczeniu uległy kilometry murów nadbrzeżnych, wiele mostów, zabudowania;
- 8 VII 1926 r. – wystąpienie z koryt karkonoskich potoków wskutek oberwania chmury, w Sobieszowie fala wody o szerokości 100 m zniszczyła betonowy most i hotel Tietzego, deponując piaszczysty osad, ofiary śmiertelne, w Podgórzynie fala wezbraniowa o wysokości 5–6 m także deponowała drobnofrakcyjne rumowisko, zniszczenia w Jagniątkowie, Kowarach, Karpaczu, Bukowcu, Szklarskiej Porębie, Piechowicach;
- 28 X 1930 r. – trwający 55 godzin opad deszczu i śniegu spowodował wezbrania potoków górskich, w dniu Kotliny jeleniogórskiej podtopione zostały m.in. Grabary, Strupice i Cieplice;
- przełom VIII/IX 1938 r. – duża powódź, której skutki w niektórych miejscowościach u podnóża Karkonoszy były bardziej dotkliwe niż podczas zdarzenia w 1897 r., zaporą Pilchowice na Bobrze nie zapobiegła zalaniu Wlenia;
- 3–6 VII 1958 r. – podtopienia wodami Bobru Kamiennej Góry, Janowic, Trzcińska, Wojanowa, zniszczenia w Piechowicach (zerwane dwa mosty), Pakoszowie, Cieplicach, Piastowie, Jagniątkowie, Jeżowie i Jeleniej Górze, zalane miasta Wleń i Lwówek Śląski, podtopione pola wzdłuż Jedlicy na wysokości Kostrzycy, łącznie zalanych 3,5 tys. ha gruntów rolnych, uszkodzonych 2,2 tys. budynków;
- wezbrania Bobru notowane na przekroju Pilchowice z 14–16 VII 1948, 28 X – 9 IX 1956, 3–8 VII 1958, 10–16 VIII 1964, 28 V – 7 VI 1965 r.;
- 13 XII 1967 r. – w nocy, ok. godz. 3:00 doszło do przerwania grobli na zbiorniku poflotacyjnym przy nieczynnej dziś kopalni miedzi w zlewni cieków Bobrzyca. W zbiorniku zgromadzone było wtedy ok. 11 500 tys. m³ wody i drobnofrakcyjnego osadu. Przez powstałą w wale ziemnym wyrwę wydostał się potok błotny, zalewając na dystansie 19 km pas terenu o szerokości 50–200 m. W jego zasięgu znalazły się wsie Iwiny, Raciborowice Dolne, Lubków, Tomaszów Bolesławiecki, Kraśnik i Dąbrowa. W wyniku katastrofy śmierć poniosło 18 osób a 570 osoby zostały ranne. Zalanych zostało 121 budynków mieszkalnych i 407 zabudowania gospodarcze. Zniszczeniu uległy także drogi, tory, sieć energetyczna. Gleba pokryta szlamem z osadów

poflotacyjnych, miejscami o miąższości 1,5 m, nie dawała plonów przez kolejne 20 lat. Przyczyną katastrofy nie była sytuacja meteorologiczna a niedostateczne rozpoznanie geologiczne podłoża, błędy lokalizacyjne budowli piętrzącej, złe wykonanie zapory z niewalcowanego piasku, stały kontakt wałów z wodą, nierównomierny nacisk osadów na wały oraz inicjalny wstrząs (wstrząs tektoniczny lub podziemny wybuch dynamitu w kopalni miedzi).

- V 1968 r. – w miejscowości Komarno w ciągu 1,5 godz. zanotowano opad 182,6 mm, potok Komar i cieki stokowe zalały domy, a drogi zamieniły się w potoki o głębokości 1,5 m;
- 31 VII – 2 VII 1977 r. – największa do tego czasu powojenna powódź w dorzeczu Bobru, w górnej części zlewni Kamiennej łączna suma opadów przekraczała 300 mm – na posterunku Jakuszyce w dniach 31 VII – 2 VIII zanotowano 316,3 mm, przybór wody w zbiorniku w Mysłakowicach nad Łomnicą wynosił 1 m w ciągu 3 godzin, doszło do ewakuacji Osiedla Łomnickiego w Jeleniej Górze, woda sięgnęła poziomu jezdnii na koronie bobrzańskiej zapory w Pilchowicach (dopływ do zbiornika rzędu 528 m³·s⁻¹), zalane miasto Wleń, w Kowarach upłynnienie materiału zwałowego nad Jedlicą, dotkliwe straty powodziowe m.in. w gminie Czarny Bór nad Leskiem;
- 7–8 VIII 1978 r. – wezbranie Kamiennej, w Jakuszycach suma opadu 210,5 mm;
- VII 1981 r. – wyjątkowo wysoka elewacja fali wezbraniowej na Bobrze, wezbranie Kamiennej i Kamienicy;
- 31 VII – 1 VIII 1997 r. – wezbrania rzek w dorzeczu Bobru, na posterunku w Jakuszycach zanotowano sumę opadu 272,9 mm;
- VI 2002 r. – wezbranie Kamiennej i Bobru, podtopione Cieplice;
- 8 VIII 2006 r. – wezbranie Kamiennej i Bobru, między Piechowicami a Szklarską Porębą uszkodzona i nieprzejezdna międzynarodowa trasa E65, straty gospodarcze w Szklarskiej Porębie, podtopione Cieplice;
- 1 VII 2009 r. – po popołudniowych ulewnych opadach deszczu doszło do gwałtownego wezbrania Karpnickiego Potoku w Rudawach Janowickich (lewy dopływ Bobru z ujściem na wysokości Wojanowa), wzrost poziomu wody w rzece o 2 m oraz intensywny spływ wód stokowych spowodowały podtopienie niemal 90% zabudowań we wsiach Strużnica i Karpniki, nurt cieków pozrywał mosty w Strużnicy i podmył biegnącą przez miejscowość drogę, gwałtowność przyboru wody całkowicie zaskoczyła mieszkańców, trwające od godzin przedpopołudniowych opady spowodowały również wezbrania innych cieków w rejonie Kotliny Jeleniogórskiej, m.in. Wrzosówki, wskutek wezbrań ucierpiały miejscowości Miłków, Ściegny i Bronowice oraz Mysłakowice i Łomnica (zlewnia rzeki Łomnicy).

Dorzecze Kaczawy:

- 1445 r. – powódź na Kaczawie spowodowała zniszczenie domów i utonięcia ludzi w okolicach Złotoryi;
- 14–16 VIII 1464 r. – uszkodzenie przez Kaczawę fortyfikacji w pobliżu Bramy Wrocławskiej w Legnicy, ofiary śmiertelne nad Nysą Szaloną w Bolkowicie;
- 1480 r. – wylew Kaczawy notowany w rejonie Złotoryi;
- powódzie na Kaczawie w Legnicy w latach 1501 i 1515;
- 17 VI 1568 r. – duża powódź na Kaczawie;
- 1569 r. – powódź zniszczyła most na Nysie Szalonej w Jaworze;
- 7 VI 1587 r. – wezbranie Kaczawy, zniszczenia w Złotoryi spowodowały, że miasto na 10 lat zostało zwolnione z podatku na rzecz księstwa;
- wezbrania Nysy Szalonej w latach 1567–1570, 1573;
- 1593 r. – powódź roztopowa na Kaczawie stała się przyczyną strat w Złotoryi, na jej przedmieściach i w okolicznych folwarkach;
- 2 VII 1608 r. – jedna z największych historycznych powodzi Kaczawy na odcinku Złotoryjskim, woda wznosiła się 1,5 m ponad poziom ulic, niszczyła pola i zagrody, porwała 16 domów, 10 stodół i młyn Willenberga, zdewastowała wieś Przymówkę, spowodowała śmierć 16 osób, w Podgórniku i Jerzmanicach 86 ofiary, w Legnicy 123 ofiary wielkiej wody;
- 1667 r. – powódź na Kaczawie;
- 1702 r. – powódź na Nysie Szalonej i Kaczawie, poziom wody przy młynie w Złotoryi wynosił 120 cm;
- 1725 r. – wezbranie Nysy Szalonej;
- 17 VII 1736 r. – ciągłe opady od V do IX, szkody w południowej części Jawora zalanego przez Nysę Szaloną;
- 1755 r. – wylew Kaczawy;
- IV 1785 r. – wezbrania Nysy Szalonej spowodowały ogromne straty gospodarcze we wsi Roztoka;
- 1797 r. – wezbranie Kaczawy w Złotoryi;
- 1804 r. – powódź na Kaczawie powoduje straty w Złotoryi;
- 1813 r. – wylew Kaczawy, m.in. w Złotoryi i w Legnicy;
- 1829 r. – duże straty gospodarcze w Legnicy wskutek powodzi na Kaczawie;
- 18–19 VI 1833 r. – Nysa Szalona zalała Roztokę i sąsiednie miejscowości;
- wezbrania Kaczawy w latach 1854 i 1871;
- 29–31 VII 1897 r. – wylew Nysy Szalonej i Kaczawy, zalane najniższe kondygnacje budynków w centrum Legnicy;

- 1898 r. – powódź na Nysie Szalonej, zniszczona tama w Roztoce;
- 18–19 IV 1903 r. – Nysa Szalona tworzyła rozlewiska podtapiające Jawor, Roztokę i Bolków;
- 9 V 1903 r. – wylew Nysy Szalonej w Jaworze wyrządził szkody na Przedmieściu Bolkowskim (ul. Mickiewicza i Chrobrego zalane na wysokość 1 m);
- 7–9 V 1903 r. – Nysa Szalona zerwała kamienny most w Górnej Roztoce, w Jaworze wyrządziła szkody na Przedmieściu Bolkowskim, zalewając je do wysokości 1 m;
- VI 1907 r. – wysoka fala powodziowa Nysy Szalonej zatopiła wiele domów w Roztoce, w Jaworze ofiary utonięły;
- 1909 r. – wezbranie Nysy Szalonej;
- 1926 r. – powódź na Kaczawie i Nysie Szalonej, w Jerzmanicach uszkodzony jaz;
- 31 VII – 2 VII 1977 r. – podczas powodzi w dorzeczu Kaczawy ewakuowani zostali mieszkańcy Rzymówki (ewakuacja także 3000 zwierząt z chlewni), Świerzawy i Nowego Kościoła, zalane również Stara Kleśnica i Sędziszowa, w Legnicy Kaczawa przerwała wały powodziowe i zatopiła m.in. ul. Jaworzyńską, Hanki Sawickiej (obecnie Łukasińskiego), Szkolną, Mickiewicza, Lampego (Skarbka), pl. Słowiański, Nowodworską, Marchlewskiego, Obrońców Stalingradu, Poczтовую, Wrocławską, Lenina (Witelona), Skarbową, Parkową, Powstańców Śląskich, Obrońców Pokoju, Hetmańską, Zieloną, Konopnickiej, Armii Czerwonej (Andersa) i pl. Przyjaźni Polsko-Radzieckiej (Orląt Lwowskich), pod wodą znalazła się część parku miejskiego, jej poziom w pobliżu dworca kolejowego wynosił 1–1,5 m, ucierpiały także Jawor, Złotoryja, Niedźwiedzice w gminie Chojnów, Piekary Stare, w dawnym woj. legnickim uszkodzeniu uległo 500 domów, zanotowano 1 ofiarę śmiertelną wskutek wywrócenia łodzi ratowniczej;
- 1981 r. – wezbranie Kaczawy w Złotoryi przekracza poziom notowany w 1977 r.;
- 14 VIII 2002 r. – przekroczenie stanu alarmowego na Kaczawie o 70 cm, zalanie pól przy ul. Legnickiej w Złotoryi;
- III 2005 r. – powódź roztopowa na świerzawskim odcinku Kaczawy, podczas której utonęło dwóch chłopców.

Dorzecze Bystrzycy:

- 14 VIII 1454 r. – wezbranie wód Bystrzycy po 3 dobowych opadach deszczu, zerwanie mostu w Świdnicy przy dzisiejszej ul. Westerplatte;
- 14–16 VIII 1464 r. – Bystrzyca w Świdnicy zerwała kamienny most, w Leśnicy przelewała się nad mostem;
- V 1493 r. – zalanie niżej położonych dzielnic Świdnicy;

- 12–15 VIII 1496 r. – Bystrzyca w Świdnicy uszkodziła kilka domów przy ul. Garbarskiej, a także mosty i młyny, Strzegomka w Strzegomiu zniszczyła szpital, zniszczenia domów wzdłuż Pelcznicy;
- VIII 1500 r. – trwająca w Świdnicy 6 dni powódź spowodowała zniszczenia upraw i zabudowań;
- 13–14 VIII 1501 r. – w Świdnicy zniszczenia domów przy ul. Garbarskiej oraz młyna;
- wylewy Bystrzycy w Świdnicy z 1505 r., 1508 r., 15 VIII 1515 r., 3 VII 1530 r., 23 VII 1537 r.;
- 14 VII 1560 r. – uszkodzony most i zniszczony jaz na Bystrzycy w Świdnicy, kilka ofiar śmiertelnych;
- 30 VII 1567 r. – oberwanie chmury spowodowało wezbranie Bystrzycy z podobnymi skutkami jak w 1560 r.;
- 21 VII 1573 r. – zniszczenia domów i utonięcie człowieka w Świdnicy;
- wezbrania Bystrzycy w Świdnicy – 13 VII 1574 r., 13 V i VIII 1578 r., 12 VII 1588 r.;
- VI–VIII 1593 r. – 14 kolejnych wezbrań Bystrzycy;
- 15–18 VIII 1598 r. – wielkie wezbranie Bystrzycy, zerwane zostały mosty;
- wezbrania Bystrzycy z 1 VIII 1609 r., VIII 1688 r., 1702 r.;
- 21 VII 1734 r. – Bystrzyca zerwała w Świdnicy wszystkie mosty i kładki, uszkodziła jazy i śluzy, zalała niżej położone domy, spowodowała utonięcie kilku osób;
- 1785 r. – wezbranie Bystrzycy;
- 17–18 IV 1786 r. – Bystrzyca wraz ze Ślężą zalała Maślice Wielkie, Złotniki, Stabłowice i Marszowice, spowodowały śmierć 6 osób;
- 13–14 VI 1804 r. – po kilkudniowych opadach deszczu powódź na Strzegomce, zalane okolice Dobromierza i dolna część tej miejscowości, zniszczona droga do Chwaliszowa i Bogaczowic, wezbrana Piława zalała gospodarstwa;
- 1829 r. – 9 VII wylew Bystrzycy w Świdnicy, VI oraz 15 VIII wylewy Piławy i podtopienia wsi Pelcznica i Ciernie;
- wezbrania Bystrzycy z 13 VI 1860 r., 20 VI 1883 r., 21 VI 1886 r.;
- VII 1907 r. – ofiary śmiertelne w Świdnicy w wezbranych wodach Bystrzycy;
- powódzie na Bystrzycy z 1910 r., X 1922 r.;
- 17 VI 1926 r. – zalany Mietków nad Bystrzycą oraz Stróża i Kąty Wrocławskie nad Strzegomką;
- 31 V 1928 r. – wysoki poziom Bystrzycy i Strzegomki;
- 23 X 1930 r. – wylew Bystrzycy i Strzegomki po opadach nawałnicowych;
- wezbrania Bystrzycy z 26 VIII 1938 r., 21 VI 1939 r.;
- wylewy Bystrzycy z 8–12 VIII 1964 r., 4 VIII 1976 r.;
- 31 VII – 2 VIII 1977 r. – zalanie wodami Bystrzycy hali fabrycznej w Zakładach Elektrotechniki Motoryzacyjnej w Świdnicy, wezbranie na Strzegomce, wezbrana Pelcznica zalała dzielnice Piławę i Ciernie w Świebodzicach, w Dzierżoniowie nad Piławą podmyte fundamenty bloku przy ul. Kopernika, ewakuacja mieszkańców Grodziszcz i Mościsk;
- VI 1979 r. – 5 godzinna ulewa w dorzeczu Bystrzycy o sumach 150–206 mm spowodowała wezbranie Pelcznicy, powstały znaczne szkody drogowe, na hałdach górniczych miały miejsce osunięcia gruntu;
- wezbrania Bystrzycy z 17 VII 1979 r. i VII 1981 r. – zalane fragmenty Świdnicy;
- powódzie z 5 V i 5 VIII 1984 r., 16 VIII 1986 r., 28 VI 1991 r., 22 VIII 1995 r., 9 VI i 8 VII 1996 r. – lokalne podtopienia po ulewnych deszczach;
- 7 VII i 19 VII 1997 r. – w Świdnicy zalane tereny nad brzegami Bystrzycy, ulice: Kraszowicka, część Okrężnej, Śląskiej, Wrocławskiej, Częstochowskiej, Willowej, Krakowskiej, Szarych Szeregów, zniszczona oczyszczalnia ścieków, uszkodzone mosty na ul. Kraszowickiej, Westerplatte i Wodnej, nasyp kolejowy, Strzegomka podtopiła okolice wsi Olszany;
- VII 2002 r. – wezbrania Bystrzycy i jej dopływów, w Świebodzicach wody Pelcznicy przelewały się ponad kładką przy ul. Kościuszki;
- III 2005 r. – podczas wiosennych roztopów Piława zalała pola we wsiach Mościsko i Nowizna;
- VIII 2006 r. – straty powodziowe nad Bystrzycą w Burkatowie, Bystrzycy Dolnej i Górnej, Lubachowie, w Świebodzicach nad Pelcznicą, rzeka Piława zalała okolice wsi Ostroszowice, Mościsko, Piława Dolna, Nowizna, a jej dopływ wieś Dobrocin;
- 23 VI – 1 VII 2009 r. – wielodniowe deszcze powodujące liczne wezbrania w dorzeczu Bystrzycy, doszło do wezbrania cieków Czarna Woda w powiecie świdnickim i zalaniu 130 domów w gminach Sobótka i Marcinowice, największe straty odnotowano we wsi Strzelce Świdnickie, a także Świątnikach i Nasławicach, gdzie uszkodzeniu uległy drogi, pobocza, rowy i przepusty, podtopione zostały dziesiątki gospodarstw a zalaniu uległo setki hektarów upraw rolnych, na Zalewie Sulistrowskim (potok Sulistrowski) woda przelewała się ponad tamą, wezbrały wody Piławy i potoku Jawłonec, 26 VI po południu w Kątach Wrocławskich nie można było dojechać do trzech budynków na północy miasta, woda gromadziła się na odcinku jezdnii założonym w starorzeczu Bystrzycy, rzeka wystąpiła z koryta na odcinku 100–150 m, rozlewając się na okoliczne pola i łąki, rzeka Strzegomka zalała drogę powiatową we wsi Stróża (gmina Mietków), nieprzejezdna była droga powiatowa łącząca Pelcznicę z Kozłowem, po opróżnianiu zbiornika

w Mietkowie (zrzut w wymiarze $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ był ponad dwukrotnie mniejszy od bieżącego dopływu do zbiornika $87 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) Bystrzyca w rejonie Jarnołtowa przekroczyła stan alarmowy o metr, w okolicach Karczmy Rzym utworzyło się rozlewisko, woda zalała drogę prowadzącą od ul. Jarnołtowskiej w stronę ul. Gromadzkiej, gdzie podtopione zostały 2 gospodarstwa, ulewa 1 VII trwająca w godzinach 13.00–14.30 zagraziła mieszkańcom Głuszycy, podtopione zostały także wsie Łomnica, Olszynec i Jugowice, w Łomnicy woda spływająca ze stoków i przelewająca się z koryta rzeki Bystrzycy uszkodziła jezdnię i podmyła kilka domów (w całej okolicy ok. 40 zabudowań), podobna sytuacja miała miejsce ok. godz. 15.00 w gminach Pieszycy oraz Dzierżoniów, wezbrał Potok Pieszycki, a drogi zamieniły się w rwące strumienie, wody wdarły się do Rościszowa oraz Bielawy, krytyczna sytuacja zaistniała w Bratoszowie (dzielnica Pieszycy), w gminie Jaworzyna Śląska na wysokości wsi Pasieczna wylała Pełcznica, zalewając także Las Grochotowski po zachodniej stronie drogi wojewódzkiej Świdnica – Strzegom.

Dorzecze Nysy Kłodzkiej:

- 1270 r. – powódź na Nysie Kłodzkiej;
- 25–26 VII 1310 r. – w konsekwencji opadu deszczu trwającego 2 doby wezbrane wody Nysy Kłodzkiej niszczyły zabudowania przed Kłodzkiem, drugiego dnia powodzi zatopione zostało całe przedmieście Kłodzka, 1,5–2 tys. ofiar;
- 1333 r. – wezbranie Białej Głucholskiej (rzeka poza granicami województwa);
- powódź na Nysie Kłodzkiej i jej dopływach w latach 1387, 1400;
- 1403 r. – wiosenna powódź na Nysie Kłodzkiej po obfitych opadach śniegu, przerwanie tam uszkodzone wszystkie mosty i duże zniszczenia, szczególnie w Kłodzku i Paczkowie, podobna sytuacja w Głucholazach nad Białą Głucholską;
- powódź na Nysie Kłodzkiej i jej dopływach w latach 1405, 1432;
- 1441 r. – od IV sześciomiesięczny okres opadów z niską temperaturą i przymrozkami, brak klimatycznego lata spowodował nieurodzaj, deszcze wywoływały powodzie;
- 15 VIII 1460 r. – wielka powódź na Białej Głucholskiej, 7 ofiar śmiertelnych, zniszczenia budynków i upraw po obu stronach rzeki;
- wezbrania Nysy Kłodzkiej i jej dopływów w latach 1463, 1464;
- 1472 r. – wezbranie Białej Głucholskiej;
- wezbrania Nysy Kłodzkiej i jej dopływów w latach 1474, 1475, 1500, 13–14 VIII 1501, 1520, 1522, 1523, 1524, 1548, 1560, 1566, 1570;
- 1578 r. – zniszczenia zabudowy, młyna i mostów w Łądku Zdroju przez Białą Łądecką,
- wezbrania Nysy Kłodzkiej i jej dopływów w latach 1587, 1587 (powódź roztopowa), 1589;
- 1591 r. – powódź na Nysie Kłodzkiej;
- 16 VIII 1598 r. – destrukcja mostu Św. Jana w Łądku Zdroju przez Białą Łądecką, Nysa Kłodzka zniszczyła kamienny mosty i kilka domów w Kłodzku, zniszczony cmentarz przy kościele na Piasku, woda w kościele na wysokość pół łokcia ponad górny ołtarz, wysoki stan wody utrzymywał się przez 10 dni, 25 ofiar śmiertelnych, na wysokości Barda Śląskiego na stokach Bardzkiej Góry (Kalwarii) 24 VIII (?) powstało osuwisko, którego jęzor zatamował odpływ Nysy Kłodzkiej;
- wezbrania Nysy Kłodzkiej i jej dopływów w latach 1599; 1602, 1603, 1605, 1606, 1610;
- 1611 r. – duże zniszczenia w Łądku Zdroju przez Białą Łądecką;
- wezbrania rzek dorzecza Nysy Kłodzkiej w latach 1612, 1619, 1622, 1625, 1628, 1642, 1646, 1652, 1655, 1675 – straty na Przedgórzu Sudeckim;
- 4 VIII 1689 r. – zniszczenia niżej leżących terenów i kamiennego mostu w Bystrzycy Kłodzkiej;
- wezbrania Nysy Kłodzkiej i jej dopływów w latach 1693, 1695, 1696, 1702, 1703, 1713, 1724, 1729, 1735;
- 1736 r. – okres powodziowy od 10 V do 22 VI;
- wezbrania w dorzeczu Nysy Kłodzkiej w latach 1740, 1743; 1746; 1755, 1763, 1767, 1768; 1775;
- 1763 r. – duże szkody w wyniku powodzi, w Kamieńczyku nad potokiem Kamionka 6 ofiar śmiertelnych;
- 12 VI 1773 r. – powódź w regionie kłodzkim;
- 22 VI 1783 r. – po deszczach i burzach trwających od 18 VI stan Nysy Kłodzkiej w Kłodzku wynosił 630 cm, w mieście Bystrzyca Kłodzka rzeka zniszczyła 122 domy, w wyniku wezbrania Białej Łądeckiej śmierć poniosło 4 mieszkańców Ołdrzychowic i wiele sztuk bydła, powódź także na Białej Głucholskiej, łączna liczba ofiar to 25 osób, pod wodą znalazło się 37,5 tys. ha pól uprawnych;
- wezbrania Nysy Kłodzkiej i jej dopływów w latach 1787, 1789, 1799, 1804 (opad burzowy), 1806;
- 1813 r. – powódź na Nysie Kłodzkiej;
- 11 VI 1827 r. – po intensywnych opadach burzowych w Masywie Śnieżnika wezbrane potoki i niesione nimi rumowisko skalne i rumosz drzewny zniszczyły wsie Gaworówka i Jodłów, dotkliwe straty materialne poniosły miejscowości w górnej części doliny Nysy Kłodzkiej aż do Bystrzycy, destrukcji uległy 63 domy, np. kuźnia w Roztokach oraz mosty, m.in. kamienny most koło Bramy Wodnej w Bystrzycy Kłodzkiej, podtopiony został kościół Braci Franciszkanów w Kłodzku, utonęły 82 osoby (11 w Roztokach, 11 w Pisarach, 2 w Domaszkowie, 26 w Długopolu), zginęło 400 sztuk bydła;

- 12 VI 1829 r. – wezbranie Nysy Kłodzkiej, zniszczenia nad Białą Łądecką w gminie Stary Gierałtów, zasypianie rumowiskiem rzeczny ogrodu szkolnego i uszkodzenie budynku szkoły, straty na łąkach i polach, szacowany przepływ na profilu Byczeń $1800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, rekordowy poziom Nysy Kłodzkiej zaznaczony na murach Dworu Biskupiego w mieście Nysa, powódź na Białej Głuchołaskiej;
- 19–20 VI 1833 – powódź na Nysie Kłodzkiej i jej dopływach, oberwanie chmury nad Biellicami, stan wody Białej Łądeckiej wynosił kilka metrów, rzeka utorowała sobie nowe koryto, zerwane wszystkie mosty i kładki, akumulacja rumowiska rzecznoego w strefie brzegowej miejscami do 1 m miąższości, powódź na Białej Głuchołaskiej;
- wezbrania Białej Głuchołaskiej w latach 1844 (powódź roztopowa), 1845, 1846, 1847;
- powódzie na Nysie Kłodzkiej w latach 1850, 1854;
- wezbrania Białej Głuchołaskiej w latach 1863, 1864.
- 1879 r. – w okolicach Łądku Zdroju wielkie zniszczenia pól w wyniku nawałnych deszczów i wezbranie Białej Łądeckiej;
- 5–12 III lub VIII 1880 r. – wezbranie Nysy Kłodzkiej;
- 1881 r. – wezbranie Nysy Kłodzkiej i jej dopływów;
- 5 V 1882 r. – burzowy opad z gradobiciem nad Wójtowicami i Zalesiem w zlewni Bystrzycy spowodował gwałtowne wezbranie lokalnych potoków, wskutek spływu powierzchniowego na polach zmyta została wierzchnia warstwa gleby, wytworzyły się metrowej głębokości rynny erozyjne, dna dolin pokryły się warstwą żwiru, grad uszkodził dachy domów, w Wójtowicach woda zmyła 2 gospodarstwa i uszkodziła 17 kolejnych, wody potoku przepływającego przez tę wieś po 45 minutach połączyły się w dolinie Bystrzycy z kulminacją Drwiny i w efekcie spiętrzenia powodziowego destrukcji uległa szczytowa ściana dwupiętrowego budynku przy fabryce papieru w Nowej Bystrzycy, a niższe kondygnacje zabudowań zostały pokryte warstwą mułu, w dolnej części miejscowości utworzyło się zwałowisko z niesionego prądem rumoszu drzewnego i materiału skalnego;
- 19–20 VII 1883 r. wezbranie Nysy Kłodzkiej, powódź na Białej Łądeckiej po opadach burzowych z centrum nad Biellicami, stan wody w potoku wynosił kilka metrów, rzeka erodowała brzegi, tworzyła nowe koryto, zerwała mosty i kładki, zniszczyła jeden budynek, zasypała pola i ogrody rumowiskiem o miąższości do 1 m;
- 1888 r. – szacowany przepływ Nysy Kłodzkiej na profilu w Byczeniu $1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- 1891 r. – wezbrania w dorzeczu Nysy Kłodzkiej;
- VI 1893 r. – powódź w Kotlinie Kłodzkiej;
- 27–31 VII 1897 r. – powódź na Nysie Kłodzkiej i jej dopływach, drewno porwane z tartaku w Bielicach przez Białą Łądecką tamowało prześwity mostów, prowadząc do ich uszkodzenia, zerwane zostały wszystkie kładki, naruszone jazy młyńskie;
- 1900 r. – wezbrania w dorzeczu Nysy Kłodzkiej;
- 9–10 VII 1903 r. – powódź na Nysie Kłodzkiej i jej dopływach, po opadach trwających od 6 VII Biała Łądecka tworzyła nowe koryta, strefa brzegowa nadbudowana rumowiskiem skalnym, zerwane zostały mosty w Bielicach oraz w Nowym i Starym Gierałtowie, całkowitemu zniszczeniu uległa droga, największa z historycznych powodzi na Białej Głuchołaskiej trwająca od 10 do 14 VII, woda zalała Głuchołazy do poziomu 2 m, zerwane wszystkie mosty, w Jarnołtówku runął kościół, a obszar cmentarza uległ erozji, zalane zostały wsie Bodzanów, Rudawa i Nowy Świątów, gdzie destrukcji uległo 8 zabudowań mieszkalnych, rzeka deponowała duże ilości drobnofrakcyjnego materiału;
- 3–4 XII 1903 r. (1904?) – powódź na Nysie Kłodzkiej, w nocy wichura i śnieżycy spowodowały zasypianie koryta Białej Łądeckiej w Łądku Zdroju i skierowanie jej nurtu na ogród szkolny, łąki i drogę;
- 15 VIII 1907 r. – podczas wezbrania Nysy Kłodzkiej przepływ na posterunku wodowskazowym w Byczeniu wynosił $592 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- 14 V 1910 r. – w wyniku intensywnych opadów doszło do gwałtownej erozji na użytkowanych rolniczo stokach okolic Łądku Zdroju, tworzyły się głębokie wcięcia erozyjne;
- wezbrania Nysy Kłodzkiej z 4 IX 1915 r., 10 X 1915 r., 17 IV 1917 r., 1924, 28 VI 1928 r.;
- 24 VIII – 2 IX 1938 r. – trójkulminacyjna powódź na Nysie Kłodzkiej po długotrwałych i intensywnych opadach, Kłodzko zalane 7 m falą wezbraniową, zasypany został dworzec kolejowy osadem o miąższości 1,75 m, dotkliwe straty w mieście Nysa, poziom Białej Łądeckiej wzrósł o 2 m, w wielu miejscach woda wystąpiła z brzegów, kamienne umocnienia koryta w Łądku Zdrój zapobiegły większym zniszczeniom, dewastacja brzegów Białej Głuchołaskiej;
- 1942 r. – wezbranie spowodowane oberwaniem chmury w regionie kłodzkim;
- 1943 r. – powódź na górnym odcinku Nysy Kłodzkiej, zalana wieś Roztoki Bystrzyckie, podtopione zostało 30 gospodarstw, w których zginęły zwierzęta hodowlane, uszkodzeniu uległy pojedyncze zabudowania;
- wezbrania Nysy Kłodzkiej i jej dopływów w latach 1952, 1967, 1970, 1972;
- 2–3 VIII 1977 r. – zagrożenie powodziowe w okolicach Łądku Zdroju, Stronia Śląskiego, Radkowa, Ścinawki, trudna sytuacja na Nysie Kłodzkiej między Bardem a zbiornikiem Otmuchowskim, podczas kolejnej fali opadowej 11 VIII wezbranie

Bystrzycy Dusznickiej powoduje zniszczenie mostu i chodników oraz podmycie budynku zabytkowej papirni w Dusznikach Zdroju;

- 5 VII 1958 r. – wezbranie opadowe Ścinawki, przepływ Nysy Kłodzkiej w Byczeniu wynosił 430 cm;
- 1961 r. – zniszczenie 3 budynków i podtopienie 15 kolejnych w wyniku wezbrania górnego odcinka Nysy Kłodzkiej, straty we wsi Roztoki Bystrzyckie;
- 30 V 1965 r. – jedno z największych wezbrań Nysy Kłodzkiej w czasach powojennych, na wodowskazie w Byczeniu stan wody wynosił 845 cm;
- 7 VII 1997 r. – jedna z największych powodzi w czasach historycznych w dorzeczu Nysy Kłodzkiej;
- 22–23 VII 1998 r. – nocne, niezwykle gwałtowne wezbranie Bystrzycy Dusznickiej z katastrofalnymi skutkami dla Dusznik Zdroju, Szczytnej, Polanicy i Szalejowa;
- 8 VIII 2006 r. – tygodniowe opady po miesiącu posuchy doprowadziły do wystąpienia Białej Łądeckiej z koryta w jej środkowym i dolnym biegu, zalane zostały Trzebieszowice i Ołdrzychowice, wieś Żelazno, Krosnowice Kłodzkie;
- 6 IX 2007 r. – powódź na Białej Głuchołaskiej, liczne podtopienia budynków w Głuchołazach,
- 23–27 VI 2009 r. – sytuacja powodziowa w Kotlinie Kłodzkiej wskutek wielodniowych opadów deszczu, po nawałnych opadach 26 VI wezbrały m.in. Nysa Kłodzka, Biała Łądecka i Bystrzyca Dusznicka, woda poważnie uszkodziła 33 kilometry dróg i zerwała 41 mosty, podtopieniu uległo kilkanaście gospodarstw w Międzyzlesiu, Smreczynie i Roztokach, ulice centrum Kłodzka zamieniły się w rwące strumienie, w mieście i na jego peryferiach ucierpiało ok. 100 zabudowań, 27 VI po południu z koryta wystąpiła Biała Łądecka, powodując przekroczenie stanów alarmowych we wszystkich punktach kontrolnych, podtopienia zanotowano w Łądku Zdroju, Radochowie, Ołdrzychowicach, Trzebieszowicach, Żelaźnie, Krosnowicach, między godz. 23.00 a północą po kolejnej ulewie Biała powtórnie zalała wsie leżące wzdłuż jej biegu, odcięta od świata były wsie Jaskowa Dolna i Jaskowa Górna, podtopienia zanotowano także w Polanicy Zdroju, Szalejowie Dolnym, Wojciechowicach, w części dorzecza Nysy Kłodzkiej znajdującej się w województwie opolskim stany ostrzegawcze lub alarmowe ogłoszono w wyniku zwiększonego zrzutu wody ze zbiornika nyskiego (o godz. 11.00 27 VI wynosił on $350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), w wyniku lokalnych wezbrań ucierpiały wsie Jasienica (gmina Otmuchów), Gierałcice (gmina Głuchołazy) i Dziewiętlice (gmina Paczków), w tej ostatniej miejscowości ciek Świdna uchodzący do zbiornika nyskiego zalał 60 domostw, wyrządzając

poważne straty materialne, szkody odniosła także wieś Burgarbice nad Morą (gmina Głuchołazy).

Dorzecze Ślęzy:

- 17–18 IV 1786 r. – jedno z większych znanych wezbrań Ślęzy, która wraz z wodami Bystrzycy zalała m.in. Maślice;
- VIII 1854 r. – w dorzeczu Ślęzy wylały nawet najmniejsze strumienie, Żurawka zamieniła się w rwący potok,
- 26–28 VI 2009 r. – wezbrania Ślęzy i jej dopływów dorównujące lub przekraczające stan obserwowany w VII 1997 r., do najbardziej poszkodowanych gmin w powiecie wrocławskim należały Sobótka i Czernica, zalaniu uległy fragmenty Księgienic Małych (gdzie drogą płynęła struga wody o głębokości do 1,5 m) i Żórawiny nad Żurawką, prześwit pod mostem Żernickim nad Śląz we Wrocławiu zmniejszył się do zaledwie 20 cm, podtopieniu uległ park na Klecinie.

Dorzecze Oławy:

- 14–16 VIII 1464 r. – zniszczenia domostw wzdłuż Oławy;
- 13 V 1516 r. – wylew Oławy przed bramą św. Mikołaja we Wrocławiu (nurt Czarnej Oławy kierujący się fosą miejską), zawalenie części baszty obronnej i inne szkody gospodarcze;
- 1757 r. – wezbranie Oławy;
- wezbrania Oławy z 4 IX 1938 i 3 III 1940,
- wiosna 1947 r. – roztopowe wody rzeki Oławy zalały ulice i piwnice w Strzelinie;
- V 1971 r. – wezbranie Oławy;
- 12 V 1990 r. – gwałtowna ulewa na obszarze 8 km^2 między Henrykowem, Starym Henrykowem i Wadochowicami spowodowała intensywny spływ stokowy na polach uprawnych, spływ jednostkowy wynosił $1\text{--}20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ z maksimum $q = 39,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, doszło do wezbrania w dolinach potoków odwadniających obszar centrum opadowego oraz w lewej części doliny Oławy między Brukalicami a Wadochowicami (przepływ Oławy był niższy niż pełnokorytowy, $Q_{\max} = 11,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ na przekroju Wadochowice);
- VII 1997 r. – w dolnym odcinku Oławy nastąpiło pokrycie wodą równi zalewowej i połączenie z wodami Odry.

Dorzecze Widawy:

- 5–6 VII 1958 r. – Widawa przerwała wał przeciwpowodziowy i zalała osiedla Kowale;
- 14–16 VIII 1464 r. – zniszczenia domostw nad Widawą;
- VII 1958 r. – po kilkudniowej fali opadów wody Widawy zalały Kowale oraz Mokry Dwór we Wro-

clawiu. Od wysokości Księża Małego podtopione zostały pola.

Dorzecze Baryczy:

- III 1924 r. – powódź roztopowa na Baryczy;
- powódzie roztopowe w marcu 1940 r i 1947 r.

4.8. Zmienność ekstremalnych wezbrań rzecznych w czasie

Największe ze znanych dolnośląskich powodzi od początku XIV w. zestawiono schematycznie na ryc. 4.8. Dla Odry przedstawiono osobno jej wezbrania roztopowe i zatorowe. Wykres słupkowy ogólnej liczby powodzi na wszystkich dorzeczach dowodzi, że w ciągu ostatnich wieków istniało zaledwie kilka dekad lub kilkuletnich odstępów, podczas których nie zanotowano większych wezbrań. Gdy starsze z luk pokrywają się z donioślejszymi wydarzeniami historycznymi, może zachodzić obawa, że zjawiska naturalne zostały pominięte przez kronikarzy na rzecz informacji politycznych. W celu pokazania, że w historii całego regionu notowano mniej lub bardziej wilgotne okresy podsumowano także wyłącznie letnie wezbrania Odry (wykres punktowy), bez uwzględnienia lokalnych powodzi, roztopów czy zatorów lodowych.

Wykresy pokrywają się częściowo z krzywą wykreśloną przez Szczegielniaka (1999b) dla częstotliwości powodzi na ziemiach południowo-zachodniej Polski z lat 1314–1986, choć da się zauważyć także niezgodności, głównie dla przełomu XVII i XVIII w. oraz przełomu XVIII i XIX w. Może to wynikać z faktu, że Szczegielniak nie uwzględniał wezbrań mniejszych cieków i bogatszego katalogu zdarzeń zidentyfikowanych przez autora niniejszej publikacji. Na prezentowanych wykresach zaznaczają się okresy zwilgotnienia klimatu, o których pisał m.in. Inglot (1986). Największa ilość powodzi miała miejsce w XVI, XVIII i XIX w. Powyższe stwierdzenie wpisuje się w przebieg historycznego ochłodzenia klimatu Eu-

ropy, tzw. małej epoki lodowej. Miała ona trzy fazy (Czerwiński 1991):

- od początku XVI w. do połowy XVI w. występowały chłodne, suche zimy oraz zmienne, często skrajnie odmienne warunki opadowe w lecie;
- od połowy XVI w. do początku XVIII w. nadchodziły ostre zimy oraz chłodne i wilgotne lata (na wiek XVII przypada maksimum małej epoki lodowej);
- od połowy XIX w. do czasów obecnych trwa najcieplejszy okres w historii nowożytnej.

Przyczyn okresowych zmian w nasileniu zjawisk meteorologicznych i hydrologicznych upatruje się w zmianach aktywności słonecznej (mały cykl aktywności Słońca to 11 lat) (Szczegielniak 1979c), w oddziaływaniu oscylacji północnoatlantyckiej NAO (ang. *North Atlantic Oscillation*) (Chmal 2004), wędrówce głębokich ośrodków niżowych z zachodu na wschód Europy (Mudelsee i in. 2002, 2004), działaniu ENSO (ang. *El Niño-Southern Oscillation*) (Fraedrich 1990, Fraedrich, Müller 1994) i innych czynnikach. Przegląd istniejących teorii i opis holocenów zmian klimatycznych na kontynencie został już wielokrotnie opracowany, m.in. w publikacjach Mayewskiego i in. (2004) czy Brázdila i in. (2005b).

Wśród przyczyn powodzi nie bez znaczenia pozostają działania człowieka, w tym zmiany w użytkowaniu obszaru dorzecza. Uważa się, że nasilenie niekorzystnych zjawisk hydrologicznych w XVIII w. było spowodowane w znacznej mierze zmianami w składzie gatunkowym drzewostanów i sposobem użytkowania terenu w górnych częściach zlewni (Czerwiński 1991).

Wydaje się, że obecnie żyjemy w czasie wzmożonej aktywności ekstremalnych zjawisk hydrologicznych, rozpoczętej już w XVIII w. W tym okresie udokumentowano na Dolnym Śląsku kilka katastrofalnych powodzi, a sam wiek XIX określany jest w Europie mianem „wieku wielkich powodzi” (Munzar i in. 2008). Dla Odry wyzna-

czono parametry hydrologiczne większości wezbrań z tego okresu (tab. 4.5 i 4.6). Jak pokazują dane ujęte w tabelach, maksymalnych stanów wody i przepływów nie muszą dotyczyć tego samego zdarzenia. Działo się tak

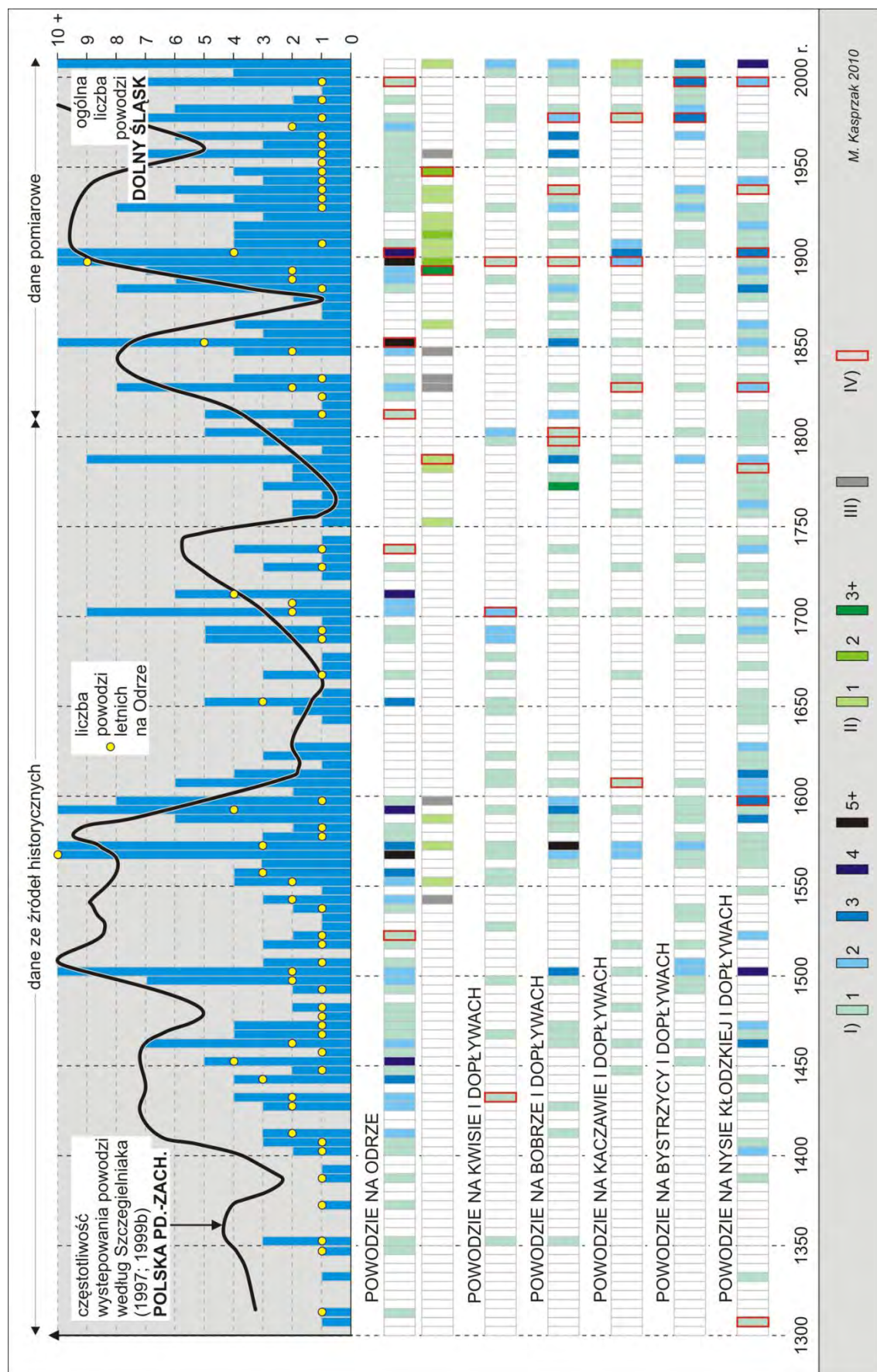
podczas ekstremalnych wezbrań z lat 1854 i 1903, kiedy zestromienie fali powodziowej w 1903 r. wynikało z wcześniejszej rozbudowy obwałowań przeciwpowodziowych (ryc. 4.9).

Tab. 4.5. Maksymalne stany wody na Odrze podczas wybranych powodzi. Według: Dubicki i in. (1999)

Wodowskaz	H max [cm] w latach:									
	1813	1831	1854	1880	1902	1903	1965	1977	1985	1997
ujście Nysy	–	–	–	620	619	709	620	652	656	768
Brzeg	554	591	700	–	570	658	588	629	634	730
Oława	–	557	754	654	688	694	692	712	722	766
Trestno	549	534	582	–	557	616	556	602	586	724
Wrocław (wodowskaz górny)	727	766	764	–	638	766	–	–	–	–
Wrocław (wodowskaz dolny)	549	534	557	–	368	550	–	–	–	–
Brzeg Dolny	–	–	920	–	771	946	634	780	756	970
Malczyce	–	–	772	638	633	715	546	560	664	792
Ścinawa	–	–	626	555	556	657	573	606	577	732
Głogów	502	539	673	545	540	657	593	612	595	712

Tab. 4.6. Przepływy maksymalne podczas wybranych powodzi. Według: Dubicki i in. (1999), Fischer (1907)

Rzeka	Wodowskaz	Q max [m ³ ·s ⁻¹] w latach:							
		1854	1902	1903	1965	1977	1985	1997	
Odra	ujście Nysy	–	1150	2500	925	1191	1233	3540	
	Oława	–	–	–	1040	1250	1380	3550	
	Trestno	–	–	–	1210	1650	1480	3640	
	Wrocław	2450	1100	2200	–	–	–	3640	
	Brzeg Dolny	–	–	–	1330	1580	1440	3200	
	Malczyce	–	–	–	1330	1470	1510	3100	
	Głogów	–	–	–	1240	1430	1260	3040	
Nysa Kłodzka	Skorogoszcz	–	–	1300	–	–	–	1200	

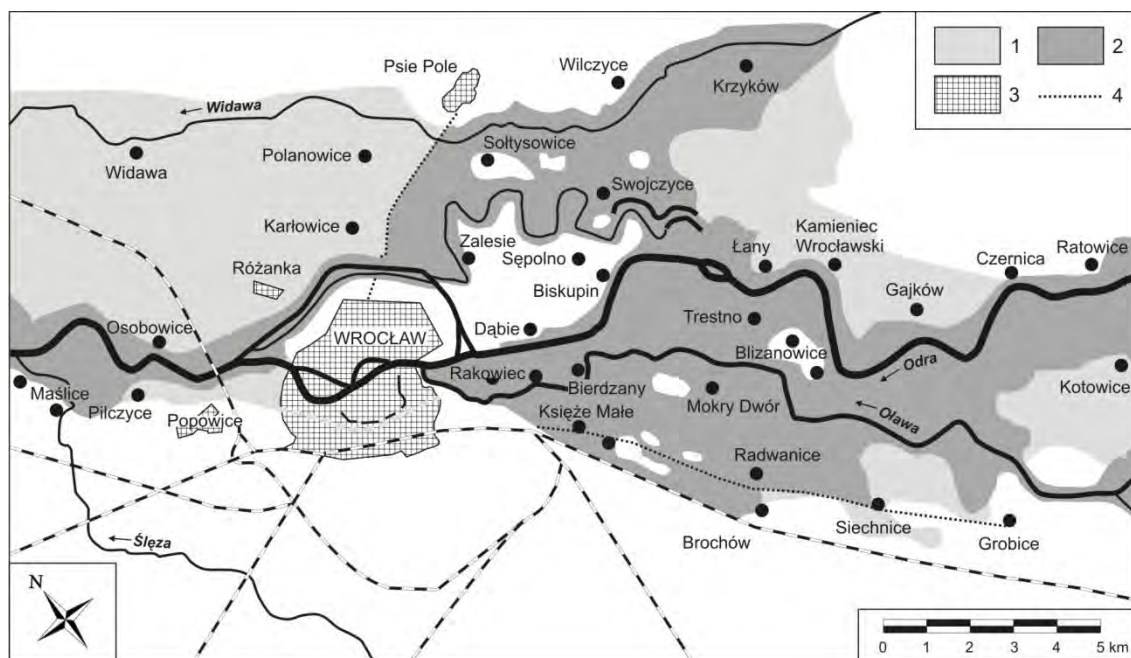


Ryc. 4.8. Schematyczny podział czasowy epizodów powodziowych sumarycznie i według wybranych dorzeczy dla przedziałów czasowych 5 lat. Dla porównania dodano krzywą częstości występień powodzi w południowo-zachodniej Polsce według Szczeglińskiego (1997, 1999b).
 Objaśnienia: I – liczba epizodów powodziowych; II – liczba powodzi roztopowych; III – powódź zatorowa; IV – wystąpienie szczególnie katastrofalnej powodzi

W ostatnim stuleciu duże wezbrania zdarzały się co 6, 7, 8, 10, 12 i 31 lat (Dubicki 2006). W świadomości mieszkańców regionu ciąży głównie obraz tragicznych zdarzeń powodziowych z lipca 1997 r. Okazuje się jednak, że w tym okresie absolutne zmierzone maksima zostały przekroczone na mniej niż połowie wodowskazów rejestrujących dolnośląskie dopływy Odry (tab. 4.7).

Nie można oczekiwać, że w przyszłości podobny scenariusz już się nie powtórzy.

Współcześnie, całkowicie nieporównywalna z przeszłością, mnogość łatwo dostępnych informacji na temat powodzi i zjawisk pokrewnych nie ułatwia identyfikacji ich faktycznego natężenia w odniesieniu do czasów minionych i może prowadzić do pochopnych wniosków w tym zakresie.



Ryc. 4.9. Zasięgi wód powodziowych Odry. Objasnienia: 1 – powódź z 1854 r., 2 – powódź z 1903 r., 3 – obszar miejski, 4 – groble; dla orientacji dodano elementy współczesnej sieci kolejowej. Według: *Karte des Ueberschwemmungsgebiet der Oder im Jahre 1903* w skali 1:100 000, zmienił

Tab. 4.7. Maksymalne zmierzone stany i przepływy rzek (niekoniecznie najwyższe w czasach historycznych). Podkreślono maksima stanów wody, które nie zostały przekroczone podczas powodzi w lipcu 1997 r. Według: *Dorzecze Odry. Powódź 1997* (1999), Dubicki i in. (1999).

Rzeka	Wodowskaz	Pow. zlewni [km ²]	Stan alarm. [cm]	Max absolut. przed 1997 r. [cm]	Data wystąpienia wezbrania	Lipiec 1997 r.	
						H max [cm]	Q max [m ³ ·s ⁻¹]
Nysa Kłodzka	Międzyzlesie	49,7	70	<u>290</u>	20 VII 1959	277	86,7
	Bystrzyca Kłodzka	260	180	390	1 IX 1952	638	424
	Kłodzko	1 048	240	585	20 VI 1883	655	1340
	Bardo	1 744	250	635	2 IX 1938	770	1790
	Skorogoszcz	4 514	250	542	12 VI 1829	562	1200
Wilczka	Wilkanów	351	140	<u>360</u>	1 IX 1952	315	150

Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki

Rzeka	Wodowskaz	Pow. zlewni [km ²]	Stan alarm. [cm]	Max absolut. przed 1997 r. [cm]	Data wystąpienia wezbrania	Lipiec 1997 r.	
						H max [cm]	Q max [m ³ ·s ⁻¹]
Bystrzyca	Bystrzyca Kłodzka	64	60	200	29 V 1965	313	46,1
Biała Łądecka	Łądek Zdrój	166	120	286	20 VI 1883	365	425
	Żelazno	305	140	347	3 VIII 1977	430	700
Bystrzyca Dusznicka	Szalejów Dolny	175	80	<u>265</u>	5 III 1956	235	75,6
Ścinawka	Tłumaczów	256	120	359	18 VI 1979	361	237
	Gorzuchów	511	160	450	18 VI 1979	450	230
Biała Głucho- łaska	Jesenik	116,9	160	224	2 VIII 1977	365	220
	Głuchołazy	283	120	377	10 VII 1903	380	490
Oława	Oława	957	250	<u>415</u>	3 III 1940	350	41,2
Ślęza	Białobrzegie	181	120	<u>349</u>	10 VII 1980	302	16,4
	Ślęza	869,2	240	319	19 VI 1979	344	25,4
Bystrzyca	Krasków	683	250	<u>394</u>	20 VI 1883	391	202
	Jarnołtów	1710	230	<u>423</u>	5 VIII 1990	318	104
Piława	Mościsko	291	130	<u>365</u>	18 VI 1979	336	65,5
Strzegomka	Łazany	356	140	<u>338</u>	30 V 1965	282	63,2
Widawa	Zbytowa	721	300	<u>430</u>	8 I 1982	385	27
Kaczawa	Świerzawa	134	150	360	1 VII 1977	400	106
	Rzymówka	314	200	<u>407</u>	1883	360	129
	Dunino	774	200	<u>540</u>	16 IV 1917	396	121
	Piątnica	1 807	370	510	1 I 1987	514	191
Nysa Szalona	Jawor	298	150	<u>380</u>	27 X 1930	302	85,4
	Winnica	398	100	<u>420</u>	1903	70	4,4
Skora	Zagrodno	162	150	<u>284</u>	20 VII 1981	226	47
	Chojnów	264	150	<u>440</u>	28 X 1930	160	18,3
Barycz	Osetno	330	477	252	20 III 1940	276	40,1
Bóbr	Bukówka	58,5	150	<u>224</u>	6 I 1982	149	8,62
	Błażkowa	104	150	<u>322</u>	29 VII 1897	205	29
	Kamienna Góra	190	120	<u>290</u>	14 VII 1907	280	119
	Wojanów	535	200	<u>419</u>	14 II 1987	380	189
	Jelenia Góra	1 049	160	433	2 VIII 1977	470	530
	Pilchowice	1 209	120	<u>436</u>	14 VII 1907	289	320
	Dąbrowa Bole- sławiecka	1 910	250	<u>586</u>	3 VIII 1977	550	380
Łomnica	Łomnica	118	320	470	2 VIII 1977	495	146
Kamienna	Jakuszyce	5,8	80	<u>166</u>	1 VII 1977	138	10,7

Rzeka	Wodowskaz	Pow. zlewni [km ²]	Stan alarm. [cm]	Max absolut. przed 1997 r. [cm]	Data wystąpienia wezbrania	Lipiec 1997 r.	
						H max [cm]	Q max [m ³ ·s ⁻¹]
	Piechowice	99,2	150	<u>420</u>	4 VII 1958	270	71,1
	Jelenia Góra	255	160	<u>410</u>	21 VII 1981	357	116
Kamienica	Barcinek	97,2	80	<u>270</u>	4 VII 1958	185	47,2
	Mirsk	186	400	<u>598</u>	20 VII 1981	500	119
Kwisa	Leśna	304	100	<u>413</u>	21 VII 1981	148	–
	Nowogrodziec	736	280	<u>548</u>	21 VII 1981	390	68
Czarny Potok	Mirsk	55,9	160	338	20 VII 1981	341	75,6
Witka	Ostróżno	268	200	<u>300</u>	1 VIII 1977	298	207

4.9. Charakterystyka wybranych zdarzeń powodziowych

4.9.1. Powódź 1854 r.

W ciągu lata na Odrze zanotowano kilkanaście fal wezbraniowych, m.in. we Wrocławiu w dniach 6 i 24 lipca oraz 13 i 21 sierpnia. Podczas ostatniej z nich przepływ na wysokości miasta oszacowano na 2450 m³·s⁻¹ (Piskorz 1999). Zalane zostały obszary na południowy-wschód od fosy miejskiej aż za dworce kolejowe, część Nowego Miasta, Ostrowa Tumskiego. Uszkodzeniu uległy bastiony Sakwowy i Ceglarski. W północnym fragmencie Wrocławia powstało rozlewisko obejmujące dno doliny poza Osobowice i Psary. Po rozmyciu wałów przeciwpowodziowych zalana została także cała nadodrzańska część powiatu średzkiego. Powodzi towarzyszyły wylewy rzek nizinnych i podgórskich: Oławy, Widawy, Ślęzy i Bystrzycy, a także mniejszych cieków i kanałów. Na Śląsku pod wodą znalazło się ok. 1600 km². Według opinii hydrologów była to najbardziej katastrofalna z powodzi XIX w.

4.9.2. Powódź 1897 r.

Wezbrania z końca lipca 1897 r. uznawane są za największe zdarzenia tego typu w dorzeczu Bobru (Grześ i in. 1997). Były one skutkiem przedłużających się opadów deszczu, które 30 lipca wyznaczyły dotychczasowe rekordy dobowej wydajności w Sudetach Zachodnich. Jak podaje Czerwiński (1991), w samym dorzeczu Łomnicy spadło w ciągu doby 20 mln m³ (średnio 171 mm). Na Bobrze w Jeleniej Górze od południa 29 do rana 30 lipca przybyło 5 m wody (stan 700 lub według innych źródeł 773 cm przy wiadukcie kolejowym). Wartość przepływu dla przekroju Pilchowice oszacowano na 1187 m³·s⁻¹, czyli ok. 9 razy więcej niż wynosi średni przepływ Odry we Wrocławiu (!). Poniżej Wlenia wynosił on aż 1360 m³·s⁻¹, a dalej, powyżej Bolesławca 1560 m³·s⁻¹ (*O regulacji...* 1909). Dla porządku można podać, że w Żaganiu zanotowano maksymalnie 1750 m³·s⁻¹, jednak kulminacja fali powodziowej była zmniejszona od wysokości Leszna Górnego (1900 m³·s⁻¹) na skutek przerwania wałów przeciwpowodziowych. Przepływ Łomnicy wynosił 400 m³·s⁻¹, a Kamiennej 500 m³·s⁻¹ (Partsch 1911). W Jeleniej Górze wody utworzyły szerokie rozlewisko. Zalany został obszar wzdłuż dzisiejszej ul. Grunwaldzkiej po

Wzgórze Krzywoustego, gdzie po opadnięciu wód pozostał miąższy osad mułkowo-piaszczysty. Poziom wody sięgał dachów najniższych domów. Woda przelewała się ponad Wielkim Mostem na Bobrze i mostem na Kamiennej na wschód od stacji kolejowej. We Wleniu woda zalała ratusz i kamienice okalające Rynek, całkowicie zatapiając pomieszczenia parterowe.

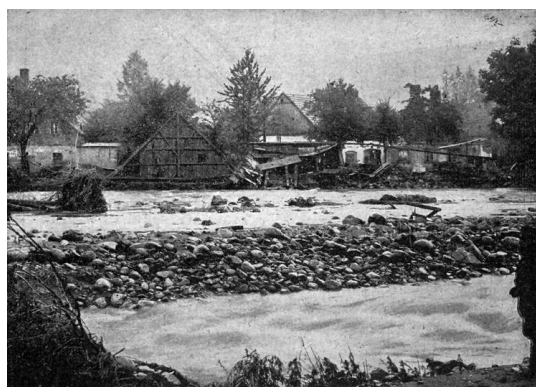
Najbardziej ucierpiały miejscowości na granicy Pogórza Karkonoskiego i Kotliny Jeleniogórskiej, gdzie dochodziło do gwałtownych procesów korytowych. Duże straty poniosły Kowary (29 domów zniszczonych całkowicie, 14 częściowo), w których Jedlica uformowała sobie nowe koryto (ryc. 4.10). Podobne zmiany korytowe dotyczyły Łomniczek w Płóczkach. W Karpaczu uszkodzonych zostało 5 domów i młyn, a we wsi Łomnica – 9 domów. Straty notowano także w Ściegnach, Piechowicach (ryc. 4.11), Wrzeszczynie, Siedlęcinie oraz Starej Kamienicy i Barcinku nad Kamienicą. Położone wyżej w górach Borowice, Jagniątków czy Przesieka nie odniosły poważniejszych strat, za wyjątkiem pojedynczych gospodarstw. Uszkodzeniu uległo natomiast większość dróg górskich, w tym nowe szlaki turystyczne w Karkonoszach.

Opisywanym zdarzeniom towarzyszyły także powodzie wywołane przez ciek w dorzeczu Kwisy i Nysy Łużyckiej. Wśród udokumentowanych zniszczeń wymienić można m.in. podmycie najniższych kondygnacji domów i katastrofę mostu kolejowego w Gryfowie Śląskim. W rejonie Leśnej powstało rozległe jeziorzysko z domami zanurzonymi po dach (ryc. 4.12). Dotkliwe straty poniosły miejscowości wzdłuż górnego odcinka Nysy Łużyckiej.

Powódź 1897 r. zebrała 4 ofiary śmiertelne (po stronie czeskiej gór, w zależności od źródła, było od 120 do 135 ofiar). Strat materialne szacowano na 10 mln marek po stronie pruskiej (według późniejszych kalkulacji wynosiły one ok. 18 mln marek) i 7 mln guldenów po stronie czeskiej (Regell 1905).



Ryc. 4.10. Zniszczenia wzdłuż Jedlicy w Kowarach (Schmiedeberg) wskutek powodzi 1897 r. Źródło: *Die Hochwasser-Katastrophe...* (1897, autor fot. nieznanym)



Ryc. 4.11. Dynamiczne procesy korytowe i zniszczenia domów w Piechowicach (Petersdorf) nad Kamienną podczas powodzi w 1897 r. Źródło: *Die Hochwasser-Katastrophe...* (1897, autor fot. nieznanym)



Ryc. 4.12. Rynek w Leśnej (Markllissa) 30 lipca 1897 r. Źródło: Bachmann (1925a, autor fot. nieznanym)

4.9.3. Powódź 1903 r.

Niemal 50 lat po powodzi w 1854 r. dolinę Odry nawiedziło kolejne ekstremalne wezbranie, poddające próbie intensywnie powstający w tym okresie system przeciwpowodziowy. Wystąpiło ono po długotrwałych letnich opadach i nawałnicach o wydajności przekraczającej 100 mm w ciągu 48 godzin, obejmujących w przewadze Sudety Wschodnie. Na falę powodziową Odry nałożyła się fala powodziowa Nysy Kłodzkiej z przepływem przy ujściu $1300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Partsch 1911). We Wrocławiu w dniach 15/16 lipca przepływ Odry wynosił ok. $2400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Absolutne maksima notowano też na Oławie. Wezbrana Odra przerwała w okolicy Wrocławia wały przeciwpowodziowe w 16 miejscach i zalała ok. 900 km^2 gruntów.

4.9.4. Powódź 1938 r.

Późnym latem 1938 r. doszło do wezbrania Nysy Kłodzkiej i jej dopływów z kulminacjami rzeki głównej w dniach 25 sierpnia, 1–2 września i 11 września. Sumy opadowe przekraczały lokalnie 140 mm w ciągu doby, a spływ jednostkowy ok. $500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. W Międzygórzu, zanotowano 25 sierpnia opad 197 mm a 2 września – 137 mm, w Drogosławiu (obecnie dzielnica Nowej Rudy, przez którą przepływa Włodzica, dopływ Ścinawki) odpowiednio 120 mm i 147 mm (Wołoszyn 1974). W górnej części doliny Nysy Kłodzkiej doszło do dewastacji pól uprawnych w wyniku intensywnego zmywu gleb (np. po niezwykle silnym opadzie burzowym 3 września w Różance). W konsekwencji rzeka niosła duże ilości drobnofrakcyjnego rumowiska, deponowanego m.in. przed Bystrzycą Kłodzką. Zasypany ok. 1,75 metrową warstwą osadu zostały także okolice kłodzkiego dworca kolejowego. Koryto ciekłu zmieniało swój bieg. Kompletnie zalane zostało Długopole Dolne.

Rozległe podtopienia wynikały m.in. z zatoków tworzących się na mostach.

Na wodowskazu w Kłodzku stan wody wynosił 560 cm (podczas poprzedniej dużej powodzi w 1883 r. – 585 cm), a przepływ $960 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. 2 września zanotowano w Byczeniu stan wody 1100 cm, rzeka przerwała w okolicy tej wsi wały przeciwpowodziowe. Na wodowskazu w Nysie zanotowano 530 cm (stan normalny wynosił tam 30 cm). Spośród trzech fal kulminacyjnych Nysy Kłodzkiej pierwsza została spłaszczona przez zbiornik w Otmuchowie. Kolejne dwie przeszły przez niego przy otwartych przepustach w stanie kulminacyjnym, zalewając miasto Nysę na kilka dni: w poczekalni dworca kolejowego było 1,75 m wody, miejscowość została pozbawiona wody wodociągowej, straty oszacowano na 13 mln marek, z czego doraźne odszkodowania wyniosły jedynie 6,2 mln marek. Fala Nysy Kłodzkiej podwyższyła falę wezbrania na Odrze, natomiast drugie wezbranie Nysy przedłużyło czas opadania fali na Odrze. Do usuwania dotkliwych szkód gospodarczych skierowano oddziały wojska. Powodzi na Nysie towarzyszyły wezbrania Bystrzycy i Piławy, a także Baryczy (2 września opad 120 mm w Wińsku). We Wrocławiu przez trzy tygodnie utrzymywał się wysoki poziom Odry.

4.9.5. Powodzie 1997 i 1998 r.

Bezpośrednią przyczyną powodzi w 1997 r. były opady deszczu w dniach 5–9 lipca w trakcie ogólnie wilgotnego lata. Miały one największą wydajność 6, 7 i 8 lipca, przekraczając lokalnie sumę 500 mm. Maksymalne opady dobowe zanotowano wtedy nad czeskimi dopływami Odry: 230 mm w Ćmierzach i 214 mm w Rejvízie i Zlatých Horach (Ciszewski, Dubicki 2008). Po stronie polskiej zanotowano 200 mm w Międzygórzu, 214 mm w Głucholazach (poza granicami województwa dolnośląskiego), 176 mm w Kamienicy i 160 mm w Łądku Zdroju. W Karpaczu wynosiły one 121 mm, w Jaku-

szycach 105 mm, Kowarach 100 mm, Boguszowie 123 mm. Na opad zareagowały w pierwszej kolejności ciekę górskie.

Od 6 lipca podwyższony był poziom Białej Łądeckiej. Ponad koroną zbiornika retencyjnego przelał się jej dopływ Morawka. W Łądku Zdroju 7 lipca stan Białej wynosił 400 cm, a przepływ ok. $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Wezbrały jej dopływy, np. Jadwiżanka, Luty Potok, Potok Czerwony. Tworzyły się także nowe strumienie na stokach. 19 lipca nadeszło ponowne wezbranie. W samym Łądku ewakuowano 800 osób, 131 gospodarstw poniosło szkody powodziowe, w tym 14 gospodarstw zostało doszczętnie zniszczonych. Uszkodzonych zostało 47 budynków, woda zdewastowała 210 ha upraw, w tym 60 ha uległo erozji bądź zostało zasypanych rumowiskiem rzeczny. Straty miasta oszacowano na 31,5 mln zł przy rocznym budżecie gminy 7,5 mln. Poniżej miejscowości potok rozlał się, zatapiając wsie począwszy od Radochowa. Podobne sytuacje rozgrywały się także na innych dopływach Nysy Kłodzkiej.

Na Nysie Kłodzkiej fala powodziowa miała dwie kulminacje. Pierwsza z nich zalała Kłodzko w godzinach południowych 7 lipca, druga w nocy z 7 na 8 lipca, dewastując nadbrzeża i uszkodzając kamienice. Dopływ do zbiornika Otmuchów oszacowano na $2100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Zbiornik Nysa wypełniał się w tempie do $10 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$. Uruchomiony awaryjny zrzut w wymiarze 1350–1500 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ przekraczał wartość dopuszczalną techniczną. Miasto Nysa nie zostało uchronione przed zalaniem (ryc. 4.13).

Fala kulminacyjna Nysy Kłodzkiej nałożyła się z czołem fali górnej Odry. Przed Wrocławiem doszło do koncentracji wezbrania. W nocy z 11 na 12 lipca połączyły się wody spływające z polderu Lipki – Oława z falą przepływającą przez Oławę Odry. Zostały przekroczone wszystkie stany wody i przepływy notowane na Odrze w XIX i XX w. Rzeka przelała się przez wały od Kotowic do Siedlec. Wskutek wyrw w obwałowaniu zalane zostały Siechnice, Radwani-

ce, Księżę Małe. Część wód zalewowych przedostała się następnie w kierunku ul. Traugutta i dalej w kierunku ul. Piłsudskiego. Zabytkowe dzielnice Wrocławia zostały ocalone dzięki budowie liniowych umocnień. W nocy z 12 na 13 lipca rozmywaniu ulegał wał między zoo a Jazem Szczytnickim (Majewicz 1998), wzrósł przepływ Starą Odrą i po przerwaniu prawego wału poniżej Mostu Szczytnickiego woda zalała Zalesie. Po przerwaniu wału przy ul. Międzyzyleskiej doszło do zalania Kozanowa. Podobny los spotkał część osiedli Kowale, Rędzin, Maślice oraz inne obszary. Istniało realne zagrożenie zalaniem Biskupina, Śródmieścia i Ostrowa Tumskiego. Mimo takiej skali wylewów, z koryt i kanałów Odry wydostało się zaledwie ok. 10% objętości fali wezbraniowej. Podczas powodzi we Wrocławiu utonęły 4 osoby. Zalanych lub podtopionych zostało 2583 budynków mieszkalnych. Straty gminy Wrocław oszacowano na 99,2 % jej budżetu na rok 1997. Dokładne dane odnośnie strat zaprezentowane zostały w publikacji Urzędu Miejskiego *Powódź – raport strat we Wrocławiu* (1997).



Ryc. 4.13. Zrzut wody ze zbiornika nyskiego i zalanie zachodnich fragmentów miasta Nysy w lipcu 1997 r. (fot. J.B. Kot, za zgodą autora)

Na skutek powodzi w 1997 r. zginęło łącznie 55 osób. Straty w całym dorzeczu Odry oszacowano na 5 574 mln zł, w tym w ówczesnych województwach wrocławskim, legnickim, jeleniogórskim i wałbrzyskim łącznie na 2 550 mln zł. Zniszczone

zostało 20% znajdującego się w korytach rzek lub na terenie zalewowym majątku Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej i Wojewódzkiego Zarządu Melioracji i Urządzeń Wodnych (Kosierb 2007).

W następnym roku miało miejsce kolejne, nocne, bardzo gwałtowne wezbranie w dorzeczu Nysy Kłodzkiej. 22 lipca 1998 r. nad Górami Bystrzyckimi i Orlickimi pojawiło się centrum opadowe, dające dobowe sumy deszczu w Dusznikach-Słoszowie 170 mm i Polanicy 137,6 mm. Natężenie opadów sięgało $30\text{--}40\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Na Bystrzycy Dusznickiej pojawiła się fala powodziowa przewyższająca w Dusznikach Zdroju stan alarmowy o 2,5 m, a w Szalejowie o 3 m. Dolina rzeki została objęta zalewem o szerokości 200–300 m. Zniszczeniu uległy nadbrzeżne zabudowania w Dusznikach, Szalejowie, Polanicy Zdroju (zdevastowany park zdrojowy). Poważnie uszkodzonych zostało 10 mostów drogowych i jeden kolejowy. Pierwsze straty powodowane były jednak nie od strony koryt rzecznych, a przez wody spływające po stokach. Śmierć poniosło 9 osób (7 osób w Dusznikach Zdroju, 2 osoby w Szczycnej).

4.9.6. Powódź 2006 r.

W sierpniu 2006 r. doszło do wezbrań rzek w Sudetach Zachodnich. Przyczyną były przedłużające się opady deszczu (5 dni), których intensywność mogła lokalnie wynosić 98 mm w ciągu 3 godz. (Świeradów Zdrój, 7 sierpnia, dane IMGW). Największe opady zanotowano nocą z 7 na 8 sierpnia. W Jakuszycach opad dobowy wyniósł wtedy 204 mm (średnia wieloletnia miesięczna norma to 90 mm). Od nocy 3/4 sierpnia do 8 sierpnia spadło tu 360 mm deszczu, w tym czasie w Jeleniej Górze spadło 166 mm (opad dobowy 61 mm przy średniej miesięcznej z wielolecia 80 mm). Opady spowodowały przekroczenie stanów ostrzegawczych, a następnie alarmowych Bobru i Kwisy oraz większości ich górskich dopływów

w dniu 7 sierpnia. Wysokie stany wody utrzymywały się także następnego dnia, w niższych odcinkach Bobru do 10 sierpnia.

Maksymalne przepływy górskich potoków zanotowano pierwszego dnia powodzi. Wystąpiły wtedy dwie wyraźne kulminacje przepływów – w godzinach wczesnego popołudnia oraz wieczorem. W tym czasie Kwisa według danych IMGW przekroczyła w Mirsku stan alarmowy o 167 cm (stan wody 637 cm), Czarny Potok na wodowskazie w Karłowcu o 190 cm (stan wody 390 cm), Kamienica w Barcinku o 290 cm (stan wody 400 cm), Kamienna w Piechowicach o 200 cm (stan wody 400 cm). Wzrost poziomów wody potoków we wschodniej części dorzecza Bobru był mniejszy. Oprócz wysokich stanów na uwagę zasługuje dynamika przyboru wody: Kamienica w Barcinku wezbrała 200 cm w ciągu 3 godzin.

Opisywane wydarzenia poprzedził czterotygodniowy okres posuchy. Wysokość opadów przekroczyła zdolności infiltracyjne podłoża, czego efektem stał się intensywny spływ wody po stokach wykorzystujący system drenażowy w postaci dróg, ścieżek oraz rynien erozyjnych. Obserwowano także spływ powierzchniowy po całkowicie zadarnionych powierzchniach.

Efektem wezbrań były dotkliwe zniszczenia wzdłuż Kwisy na odcinku Świeradów Zdrój – Mirsk. Zniszczeniu uległy m.in. zabudowania we wsiach Mładz, Krobica i Kamień. W Świeradowie na odcinku 80 m uszkodzona została droga w kierunku Szklarskiej Poręby, zerwane zostały kładki, w Mirsku zniszczeniu uległ most przy ul. Fabrycznej i kładka, zniszczone zostały umocnienia brzegowe, szczególnie w Mroczkowicach, Kamieniu i Krobicy. Rzeką Kamienną zerwała jeden most i uszkodziła budynek na osiedlu Huta w Szklarskiej Porębie, zniszczyła w dwóch miejscach fragmenty jezdni, odcinając miasto od najkrótszego połączenia z Piechowicami. Dotkliwe straty odniosły nadleśnictwa Świeradów i Szklarska Poręba (łącznie ok. 13,5 mln zł).

4.10. Spojrzenie w przyszłość

Wezbrania rzek, w tym także epizody uznawane za ekstremalne, nie są w środowisku przyrodniczym niczym nadzwyczajnym. Można nawet powiedzieć, że przyczyniają się do rozwoju dolin, na pewno w znaczeniu geomorfologicznym jak i ekologicznym (Krukowski i in. 1999, Witkowska, Piwo-warczyk-Ogórek 1999). Z punktu widzenia gospodarki człowieka niosą jednak realne zagrożenie.

Na podstawie analizy materiałów dotyczących minionych zdarzeń powodziowych można odnieść wrażenie, że jak dotąd zrobiono zbyt mało odnośnie ochrony przeciwpowodziowej. Razi nieodpowiednie lokalne zagospodarowanie zlewni, w tym posadowienie zabudowy w skrajnie niekorzystnych warunkach, które stają się czytelne podczas wysokich stanów wody. Nasuwają się tu słowa jednego z amerykańskich geologów, że nie ma katastrof naturalnych, są tylko katastrofy budowlane, ale to oczywiście skrajny pogląd. W rzeczywistości problem jest bardzo złożony i wynika z długoterminowego rachunku ekonomicznego. Faktem jest jednak, że na Dolnym Śląsku szereg domów wybudowano na naturalnych, funkcjonujących niemal corocznie terenach zalewowych. Znane są z tego miejscowości: Korzeńsko nad Orlą, Łąki nad Baryczą, Białobrzezie i Borów nad Ślężą, fragment Oławy, Zbytowa nad Widawą, Krasków nad Bystrycą, Mościsko i Nowizna nad Piławą, zbieg Nysy Szalonej, Kaczawy i Czarnej Wody – Dunino, a także część Zgorzelca czy Dąbrowa Bolesławska. Problem ten dotyczy i fragmentu wrocławskiego osiedla Kozanów. Podobnie w obrębie Sudetów zagrożone alarmami przeciwpowodziowymi na gminnie bywają: Cieplice nad Kamienną, Czarny Bór nad rzeką Lesk, Żelazno nad Białą Łądecką czy też Krosnowice Kłodzkie u wylotu do Nysy Kłodzkiej rzek Białej Łądeckiej, Ścinawki i kilku mniejszych potoków. Narażone są także posesje w wąskich

dnach dolin wciosowych położone w bezpośrednim sąsiedztwie koryt.

Wśród projektów, w jaki sposób minimalizować straty wynikające z wezbrań rzecznych, które z reguły są rekompensowane przez Skarb Państwa, znajdują się m.in. idee obowiązkowych ubezpieczeń społecznych od skutków powodzi (Łasut 2006). Mimo wielu kontrowersji, umowa zawarta z ubezpieczycielem, tradycyjnie obostrzona dyktowanymi przez niego warunkami, może być najskuteczniejszym bodźcem do zwiększania świadomości mieszkańców dolin rzecznych i zniechęcać do ryzykownego inwestowania na terenach potencjalnie zagrożonych zalaniem.

Nakłady finansowe na techniczną ochronę przeciwpowodziową nie gwarantują bezpieczeństwa. Na zachodzie Europy już dawno za część działań prewencyjnych uznano wysiłek na rzecz edukacji i rozwoju świadomości społecznej. Są one doskonale znane z dorzecza Renu w Niemczech, gdzie kampania informacyjna prowadzona jest na szeroką skalę. Wydziela się tam precyzyjnie obszary zalewowe, a informacje publikuje, także w sieci internetowej, bez względu na konsekwencje dla zmian cen na rynku nieruchomości.

Na Dolnym Śląsku impulsem do podobnych działań była powódź z lipca 1997 r., która obnażyła niedoskonałości systemu przeciwpowodziowego, znane oczywiście już wcześniej, choćby z pracy Banacha (1979) inspirowanej zdarzeniami z 1977 r. Zaczęto publikować programy informacyjne, np. *Program prewencyjnego zapobiegania powodzi w dorzeczu Odry...* (Zaleski 2006) oraz wypracowywać metody i definiować główne kierunki działań dla zapobiegania powodzi z uwzględnieniem gospodarki przestrzennej całego dorzecza w ramach międzynarodowych projektów *OderRegio* i *OderRegio II* (Sieradzka-Stasiak, Zaleski 2004). Na forum naukowo-technicznym rozgorzała natomiast dyskusja wokół programu *Odra 2006* i jego późniejszej wersji *Program dla Odry – 2006*. W skrócie zakłada on budowę zbiornika Ra-

cibórz, modernizację Wrocławskiego Węzła Wodnego, przebudowę systemu wałów przeciwpowodziowych oraz nowe standardy w zarządzaniu powodziowym i monitoringu sytuacji hydrologicznej (*Wstępne Studium Wykonalności...* 2000, Bożek i in. 2002, Kosierb i in. 2005). Rozważa się także lokalizację nowych zbiorników retencyjnych (29 propozycji lokalizacyjnych na ziemi kłodzkiej) oraz polderów. Dla projektu ochrony powodziowej powstała ocena jego oddziaływania na środowisko (*Projekt ochrony przeciwpowodziowej doliny Odry...* 2005). Zadania wynikające z *Programu dla Odry – 2006*, a także cele, kierunki i zasady realizacji polityki przestrzennej w ujęciu ochrony przeciwpowodziowej zostały ujęte w *Planie Zagospodarowania Przestrzennego Województwa Dolnośląskiego* (2002).

Projektowane inwestycje osłony przeciwpowodziowej budzą wiele kontrowersji,

głównie ze strony stowarzyszeń ekologicznych. Alternatywy dla dużych budowli hydrotechnicznych szuka się w zwiększaniu małej retencji, renaturyzacji dolin rzecznych czy relokacji zagrożonych obiektów (Janowski 1997, Jermaczek i in. 2008). Propozycje te trafiają z kolei na kontrargumenty, zarzucające takim działaniom niezgodność z wyliczeniami hydrologicznymi oraz ograniczone efekty w zakresie ochrony przeciwpowodziowej (Miłkowski 1998).

Obok przerywania argumentów i eskalacji demagogii między stroną technokratyczną i stroną proekologiczną, pojawiły się także rzeczowe diagnozy przyczyn i stanu zagrożenia przeciwpowodziowego w dorzeczu Odry, choćby w raporcie Bobińskiego i Żelaźńskiego (1997). Powstały także inne opracowania z zakresu ochrony przeciwpowodziowej: Nalberczyńskiego (1999), Putowskiego (2003), Buttsa i in. (2007).

Literatura:

- Adamkiewicz A., Chodak T., Dębowski M., Kabała C., Kaszubkiewicz J., Karczewska A., Kwiatkowska-Szygulska B., Lachowicz M., Lewcio M., Mainhardt B., Siwka A., Szerszeń L., Tomaszewska K., Wrona J., Żyniewicz Ś., 1998. Ocena stanu środowiska na obszarach objętych powodzią w 1997 roku. PIOŚ, Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska we Wrocławiu, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Wrocław.
- Althans E., 1898. Die Hochwasserfrage. Der Wanderer im Riesengebirge 18 (2).
- Bachmann C., 1925a. Talsperren im Queis bei Marklissa und Goldentraum. Hirschberg.
- Bachmann C., 1925b. Die Talsperre bei Mauer am Bober. 3 Aufl. Provinzial-Elektrizitätswerk, Hirschberg in Schlesien.
- Baecker T., 1909. O zaporze betonowej na rzece Bober obok Buchwaldu, Czasopismo Techniczne 27 (4), Organ Towarzystwa Politechnicznego we Lwowie.
- Bajkiewicz-Grabowska E., 2005. Wezbranie. W: Wielka Encyklopedia PWN 29, PWN S.A. Warszawa, 117–118.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1999. Hydrologia ogólna. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Bakuliński G., Książkiewicz M., Januszewski S. (red.), Majewicz R., 2008. Wrocławski Węzeł Wodny. Przewodnik turystyczny. Fundacja Otwartego Muzeum Techniki, Ośrodek Pamięć i Przyszłość, Wrocław.
- Banach W., 1979. Charakterystyka i ocena obecnego systemu ochrony przeciwpowodziowej w dorzeczu Górnej Odry. W: A. Jahn, S. Kowaliński (red.), Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku. Sesja Naukowa 3 marca 1978 r., PAN Oddz. Wrocław, Komisja Nauk o Ziemi, Wrocław, 163–172.
- Bariery i zagrożenia powodziowe. W: Studium zagospodarowania przestrzennego pasma Odry, Wojewódzkie Biuro Urbanistyczne we Wrocławiu, URL: http://www.wbu.wroc.pl/INFOR_OPR/SZPPO/SZPPO_TXT/B_1_POWODZIOWE.pdf (data dostępu: 2008-09-01).
- Bena W., Paczos A., 2000. Dolina rzeki Kwisy. Album – Monografia. Lubią.

- Bergemann J.G., 1824. Historische topographische Beschreibung der Kreisstadt Löwenberg und Umgegend. Hirschberg.
- Błachuta J., Witkowski A., 2005. Typy rzek w dorzeczu Odry. W: L. Tomiałojć, A. Drabiński (red.), Środowiskowe Aspekty Gospodarki Wodnej. Komitet Ochrony Przyrody PAN, Wydział Inżynierii Kształtowania Środowiska i Geodezji AR we Wrocławiu, 209–225.
- Bobiński E., Żelaziński J. 1997. Ocena przyczyn lipcowej powodzi. Wnioski do programu ochrony przeciwpowodziowej w przyszłości. Ekspertyza opracowana dla Sejmowej Komisji Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa. W: K. Smolnicki (red.), Ekologiczne metody zapobiegania powodziom, Fundacja Oławy i Nysy Kłodzkiej, Wrocław, 39–55.
- Born A., 1948. Regulacja Odry i rozbudowa urządzeń technicznych. W: A. Grodek, M. Kiełczewska Zaleska, A. Zierhoffer (red.), Monografia Odry. Instytut Zachodni, Poznań, 479–445.
- Bożek A., Dubicki A., Dziewanowski M., Kwiatkowska-Szygulska B., 2002. Wody powierzchniowe. W: Środowisko Wrocławia. Informator 2002. Dolnośląska Fundacja Ekorozwoju, Wrocław, 50–65.
- Brázdil R., Dobrovolný P., Elleder L., Kakos V., Kotyza O., Květoň V., Macková J., Muller M., Štekl J., Tolasz R., Valášek H., 2005a. Historické a současné povodně v České Republice. Historie počasí a podnebí v českých zemích 7, Brno – Praga.
- Brázdil R., Pfister Ch., Wanner H., Storch H. von, Luterbacher J., 2005b. Historical climatology in Europe – the state of the art. Climatic Change 70 (3), 363–430.
- Budych L., Majewicz R., 1999. Strategia ochrony przeciwpowodziowej Bobru w ujęciu historycznym. Rocznik Jeleniogórski 31, 45–54.
- Bugaj T., 1988. Klęski żywiołowe (w XVIII i XIX w.). W: Kowary. Szkice z dziejów miasta 1, Prace Karkonoskiego Towarzystwa Naukowego 39, 111–122.
- Bugaj T., 2001. Bolesławiec. Zarys monografii miasta. Monografie regionalne Dolnego Śląska, Wyd. DTSK Silesia.
- Butts M., Dubicki A., Strońska K., Jørgensen G., Nalberczyński A., Lewandowski A., Kalken T. van, 2007. Flood forecasting for upper and middle Odra river basin. W: S. Begum i in. (red.), Flood Risk Management in Europe. Springer, 353–384.
- Chmal H., 2004. Nowa metoda prognozowania powodzi w dorzeczu Odry. Przegląd Geologiczny 52 (11), 1096–1097.
- Chmal H., Kasprzak M., 2008. Czy grozi nam kolejna powódź? Gospodarka wodna na ziemi średzkiej – stan obecny i perspektywy. Urząd Miejski w Środzie Śląskiej, konferencja 21 III 2008 r., 20–25.
- Chmal H., Traczyk A., 2001. Uwagi o geomorfologii wrocławskiego Rynku. W: C. Buśko (red.), Rynek wrocławski w świetle badań archeologicznych 1, Studia z dziejów Wrocławia 3, Wratislavia Antiqua, 7–14.
- Chomicz K., 1951a. O najwyższych opadach krótkotrwałych i dobowych w Polsce. Gospodarka Wodna 1, 10–17.
- Chomicz K., 1951b. Ulewy i deszcze nawalne w Polsce. Odbitka z Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej 2 (3), Warszawa.
- Ciszewski D., Dubicki A., 2008. Reżim hydrologiczny i współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Odry. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), Współczesne przemiany rzeźby Polski. IGI GP UJ, Kraków, 371–383.
- Czapliński M., 2004. Niemieckie kroniki lokalne na Śląsku i Dolnym Śląsku w XIX i na początku XX w. Sobótka 59 (3), 391–403.
- Czarnecka H. (red.), Dobrowolski A., Głowacka B., Hołdakowska J., Krupa-Marchlewska J., Lebiecki M., Sawicka E., Zaniewska M., 2005. Atlas podziału hydrograficznego Polski. Część I mapy w skali 1:200 000, Seria Atlasy IMGW, Warszawa.
- Czerwiński J., 1991. Powódzie w rejonie Karkonoszy od XV w. do czasów współczesnych. Acta Universitatis Wratislaviensis 1237, Prace Instytutu Geograficznego A6, 85–104.
- Czerwiński J., 1998. Geologiczne, geomorfologiczne i antropogeniczne uwarunkowania zagrożeń powodziowych we Wrocławiu. Czasopismo Geograficzne 69 (1), 43–63.
- Czerwiński J., Miszewska B., Pawlak W., 1999. Dzieje Wrocławia i Odry. W: G. Roman, J. Waszkiewicz, M. Miłkowski (red.), Wrocław a Odra. Urząd Miejski Wrocławia, 13–32.
- Dąbrowski S. (red.), 1998. Dzierżoniów. Zarys monografii miasta. Monografie regionalne Dolnego Śląska, Wyd. DTSK Silesia.
- Dendewicz S. (red.), 2000. Ochrona przeciwpowodziowa. W: Strategia rozwoju województwa dolnośląskiego. Synteza uwarunkowań. Wojewódzkie Biuro Urbanistyczne we Wrocławiu, 58–61.

- Deutsch M., Pörtge K.-H., 2002. Die Hochwassermeldeordnung von 1889 – ein Beitrag zur Geschichte des Hochwasserwarn und Meldedienstes in Mitteldeutschland. W: G. Tetzlaff, T. Trautmann, K.S. Radtke (red.) *Zweites Forum Katastrophenvorsorge „Extreme Naturereignisse Folgen – Vorsorge – Werkzeuge*, 24–26 IX, Leipzig, Deutsches Komitee für Katastrophenvorsorge e.V. (DKKV), Bonn und Leipzig, 396–405.
- Die Hochwasser-Katastrophe im Riesengebirge am 29. bis 30. Juli 1897. Vierte Auflage. 1897. Hirschberg.
- Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy. OJ L 327. 22.12.2000. URL: <http://eur-lex.europa.eu/LexUriServ/LexUriServ.do?uri=CONSLEG:2000L0060:20090625:EN:PDF> (data dostępu: 2009-11-16).
- Dister E. (red.), 2003. Graniczne meandry Odry – fenomen o znaczeniu europejskim (raport za okres od marca 2001 do kwietnia 2003). WWF, Rastatt.
- Dorzecze Odry. Powódź 1997. 1999. Międzynarodowa Komisja Ochrony Odry przed Zanieczyszczeniem, Wrocław, URL: <http://www.mkoo.pl/gfx/pdf/3PL.pdf> (data dostępu: 2008-09-01).
- Drabiński A., Radczuk L., Nyc K., Mokwa M., Olearczyk D., Markowska J., Bac-Bronowicz J., Chmielewska I., Jawecki B., Gromada O., Pikul K., Malczewska B., Goździk M., 2005. Program małej retencji wodnej w województwie dolnośląskim. Dolnośląski Zarząd Melioracji i Urządzeń Wodnych, Wrocław.
- Dubicki A., 1972. Przebieg wezbrania w lipcu 1979 r. w dorzeczu Odry. W: *Powódź w lipcu 1970 r. Monografia*. IMGW, Warszawa, 100–112.
- Dubicki A., 2006. Sieć hydrograficzna w obszarze Wrocławia. W: Z. Cichocki (red.), *Środowisko Wrocławia. Informator 2006*. Agencja Wyd. „Argi” s.c., Wrocław, 37–51.
- Dubicki A., 2007. System monitoringu hydrologiczno-meteorologicznego osłony przeciwpowodziowej po powodzi 1997 r. w górnym i środkowym dorzeczu Odry. *Gospodarka Wodna* 7, 295–300.
- Dubicki A., Maciejowska B., 1997. Średni wysoki odpływ rzeczny. Mapa 1:1 500 000. W: W. Pawlak, J. Pawlak (red.), *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*. UW., Pracownia Atlasu Dolnego Śląska, Wrocław.
- Dubicki A., Maciejowska B., Mordalska B., 1997. Odpływ rzeczny – wezbrania. Mapa 1:3 000 000. W: W. Pawlak, J. Pawlak (red.), *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*. UW., Pracownia Atlasu Dolnego Śląska, Wrocław.
- Dubicki A., Mordalska H., Tokarczyk T., Adynkiewicz-Piragas M., 2005a. Wody powierzchniowe Karkonoszy. W: M. P. Mierzejewski (red.), *Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek*. Wyd. UW., Wrocław, 399–425.
- Dubicki A., Radczuk L., Adynkiewicz-Piragas M., Tokarczyk T., Mordalska H., Maciejowska B., Lisowski J., Bogusz A., Krzyścin K., 2005b. Wody powierzchniowe. W: *Opracowanie ekofizjograficzne dla województwa dolnośląskiego*. Wojewódzkie Biuro Urbanistyczne we Wrocławiu, 79–92, z załącznikami.
- Dubicki A., Słota H., Zieliński J., 1999. Dorzecze Odry. Monografia powodzi lipiec 1997. Seria Atlasy i Monografie, IMGW Warszawa.
- Dumanowski B., 1951. Morfologia doliny Bobru w okolicy Jeleniej Góry. *Czasopismo Geograficzne* 21/22 (1950/1951), 403–411.
- Dyjur S., 1997a. Neotektonika. Mapa 1:1 000 000. W: W. Pawlak, J. Pawlak (red.), *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*. Uniwersytet Wrocławski, Pracownia Atlasu Dolnego Śląska, Wrocław.
- Dyjur S., 1997b. Paleogeografia starszego czwartorzędu. Mapa 1:1 000 000. W: W. Pawlak, J. Pawlak (red.), *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*. Uniwersytet Wrocławski, Pracownia Atlasu Dolnego Śląska, Wrocław.
- Dyrektywa 2000/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z dnia 23 października 2000 r. ustanawiająca ramy wspólnotowego działania w dziedzinie polityki wodnej. Parlament Europejski i Rada Unii Europejskiej, Dz.U. L 327 z 22.12.2000, URL: <http://eur-lex.europa.eu/LexUriServ/LexUriServ.do?uri=CONSLEG:2000L0060:20090625:PL:PDF> (data dostępu: 2009-11-16).
- Fiedler K. (red.), Gamdzyk J., Jankowski W., Oprychał L., Selerski S., Wita A., Wróblewski M., 2007. Awarie i katastrofy zapór – zagrożenia, ich przyczyny oraz działania zapobiegawcze. Seria: Monografie IMGW, Warszawa.
- Filipowiak W., 1988. Początki żeglugi słowiańskiej u ujścia Odry. W: *Studia nad etnogenezą Słowian i kulturą Europy wczesnośredniowiecznej* 2. Ossolineum, Wrocław – Warszawa – Kraków – Gdańsk – Łódź, 29–46.

- Filipowiak W., 1992. Z najstarszych dziejów Odry jako szlaku komunikacyjnego i handlowego. *Rzeki – kultura – cywilizacja – historia* 1, 65–82.
- Fischer K., 1898. Die Sommerhochwasser vom Juli bis August 1897 im Oderstromgebiet. *Zeitschrift für Bauwesen*, Berlin, 307–346.
- Fischer K., 1907. Sommer Hochwasser der Oder von 1813–1903. Berlin.
- Fraedrich K., 1994. An ENSO impact on Europe? A review. *Tellus* 46A, 541–552.
- Fraedrich K., Müller K., 1992. Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *International Journal of Climatology* 12, 25–31.
- Freymark H., 1929. Die Wasserwirtschaft des Odergebiets. Ziele und Wege. *Schriften der Industrie- und Handelskammer Breslau*, H. II, Verlag von M. & H. Marcus, Breslau.
- Galon R., 1948. Morfologia doliny Odry. W: A. Grodek, M. Kiełczewska Zaleska, A. Zierhoffer (red.), *Monografia Odry*. Instytut Zachodni, Poznań, 130–154.
- Girguś R., Strupczewski W., 1965. Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI. *Wyd. Komunikacji i łączności*, Warszawa.
- Goldsztejn J. i in., 2009. Baza danych geologiczno-inżynierskich wraz z opracowaniem Atlasu geologiczno-inżynierskiego aglomeracji wrocławskiej. Przedsiębiorstwo Geologiczne Proxima S.A. we Wrocławiu, Państwowy Instytut Geologiczny, Wrocław.
- Gołaszewski J., 1998. Budowle i urządzenia ochronne wrocławskiego węzła wodnego w XIX i XX wieku. *Rocznik Wrocławski* 5, Tow. Przyjaciół Ossolineum, Wrocław, 41–52.
- Grochulski J. (red.), 1985. *Monografia dróg wodnych śródlądowych w Polsce*. IMGW, Wyd. Komunikacji i łączności, Warszawa.
- Grykień S., Szmytkie R., 2008. Społeczny i ekonomiczny wymiar powodzi we Wrocławiu w 1997 roku. ZANTE, Zębice.
- Grześ M., Rachocki A.H., Rolka A.-M., 1997. Poland. W: C. Embleton, Ch. Embleton-Haman (red.), *Geomorphological Hazards of Europe. Developments in Earth Surface Processes* 5, Elsevier, 367–389.
- Haisig M. (red.), 1977. Legnica. *Monografia historyczna miasta. Monografie Regionalne Dolnego Śląska*, Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wyd.
- Hellman G., Elsner G. v., 1911. Meteorologische Untersuchungen über die Sommerhochwasser der Oder. *Text. Veröffentlichungen des Königlich Preußischen Meteorologischen Instituts* 230, Behrend & Co., Berlin.
- Hochwasser-Melde-Ordnung für die Oder und Ihre Nebenflüsse. 1896. Verlag von Wilh. Gottl. Korn., Breslau.
- Hochwasser-Meldeordnung für die Oder und Ihre Nebenflüsse. Zweite vollftändig umgearbeitete Ausgabe. 1900. Verlag von Wilh. Gottl. Korn., Breslau.
- Hudousková I., 2009. Povodně na Frýdlantsku. W: R. Karpaš (red.), *Jizerské hory. O mapách, kamení a vodě*. Nakladatelství RK, Liberec, 399–400.
- ICOLD-CIGB, 1973. *Lessons from Dam Incidents*. Paris.
- ICOLD, 1995. *Dam failures, statistical analysis*. Bulletin 99, Paris.
- Illicki P., Lewandowski P., Olejnik M., 2008. Metody hydromorfologicznej oceny rzek stosowane w Europie przed i po ustanowieniu Ramowej Dyrektywy Wodnej. *Gospodarka Wodna* 10, 393–396.
- Inglot S., 1986. Zjawiska klimatyczno-meteorologiczne na Śląsku od XVI do połowy XIX wieku. W: *Z dziejów wsi polskiej i rolnictwa*. Ludowa Spółdzielnia Wyd., Warszawa, 95–136.
- Jahn A., Kowaliński S., 1979. Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku. *Sesja Naukowa* 3 marca 1978 r., PAN Oddz. Wrocław, Komisja Nauk o Ziemi, Wrocław.
- Jahn A., 1980. Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. *Czasopismo Geograficzne* 51, 129–154.
- Janczak J., Domański J., Kalfas-Piotrowska S., Wysocki W. (red.), 1985. *Katalog map Zarządu Regulacji rzeki Odry (XVIII–XIX w.)*. Naczelna Dyrekcja Archiwów Państwowych, PWN, Warszawa.
- Jankowski W., 1997. Czy można pogodzić ochronę przyrody z ochroną przeciwpowodziową. W: K. Smolnicki (red.), *Ekologiczne metody zapobiegania powodziom*. Fundacja Oławy i Nysy Kłodzkiej, Wrocław, 56–76.
- Jermaczek A., Misztal K., Wasiak P., 2008. Przyczyny i skutki powodzi na Dolnym Śląsku – propozycje ekologicznych działań przeciwpowodziowych. *Wyd. Klubu Przyrodników*, Świebodzin.
- Jestel, 1932. Das Hochwasser im Tale Krassenbach vor 50 Jahren. *Glatzer Land* 12, 73–74.
- Kamiński A., Tyszkiewicz J., Wójcik M.L., Ziątkowski L., 1998. Tysiąc lat powodzi we Wrocławiu. *Rocznik Wrocławski* 5, Towarzystwo Przyjaciół Ossolineum, Wrocław, 9–40.

- Karpaš R., 2009. Povodně do konce 19. Století. W: Jizerské hory. O mapách, kamení a vodě, Nakladatelství RK, Liberec, s. 364.
- Kasprzak M., 2006. Floods after droughts: geomorphic changes in the valley floors of the Western Sudetes Mountains caused by a catastrophic flood event in August 2006. W: Extreme hydrometeorological events in Poland and their impacts – European context. International Conference, Warsaw, 7–9 XII 2006, Book of Abstracts, 118–119.
- Kasprzak M., Traczyk A., 2008. Morfologia przełomowego odcinka Bobru między Marciszowem a Wojanowem. *Przyroda Sudetów* 11, 127–142.
- Kirchner K., Lacina J., 2004. Slope movements and floods as the disturbance agents increasing heterogeneity and biodiversity of landscape: an example from central and eastern Moravia. W: D. Drobná, J. Kalvoda, V. Voženilek (red.), *Czech Geography at the Dawn of the Millennium*. Olomouc, Palacky University in Olomouc, 199–209.
- Kizny T., Błahut-Biegańska D., Braun G., 1998. *Żywioł. Powódź we Wrocławiu i na Dolnym Śląsku*. Lipiec 1997. Wyd. Nauk. PWN Warszawa – Wrocław.
- Klimaszewski M., 1952. Typy przełomów rzecznych. *Geografia w Szkole* 4, 200–215.
- Knapp B.J., 1986. *Elementy geograficzne hydrologii*. PWN, Warszawa.
- Knothe H., 1939. Das schlesische Sommerhochwasser 1938. *Veröffentlichungen der schlesische Gesellschaft für Erdkunde* 28.
- Komada D., 2006. Płynie rzeka płynie... Kalendarium wydarzeń związanych z Kaczawą. *Echo Złotoryi. Miesięcznik Towarzystwa Miłośników Ziemi Złotoryjskiej* 4 (17), 12–14.
- Komar K., 1979. Zapis sytuacji (powódź w województwie legnickim). *Rocznik Dolnośląski* 5–6, Dolnośląskie Towarzystwo Społeczno-Kulturalne, PWN Warszawa – Wrocław, 413–424.
- Kononowicz W., 1997. Wrocław. Kierunki rozwoju urbanistycznego w okresie międzywojennym. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej.
- Korta W. (red.), 1995. Świdnica. Zarys monografii miasta. *Monografie Regionalne Dolnego Śląska*, Wyd. DTSK Silesia.
- Kosicki M., 2003. Zapiski o Odrze i żegludze odrzańskiej. Część IV. Niebezpieczne dno. Prosto z Pokładu 3, s. 8.
- Kosicki M., 2004. Zapiski o Odrze i żegludze odrzańskiej. Część VIII. Regulacja koryta rzeki. Prosto z Pokładu 7, s. 6.
- Kosierb R., 2007. Określenie wartości zrzutów nieszkodliwych w dolinie Nysy Kłodzkiej ze zbiornika retencyjnego Nysa. *Infrastruktura i Ekologia terenów wiejskich* 4 (2), Komisja Technicznej Infrastruktury Wsi, PAN, Kraków, 113–122.
- Kosierb R., Barański P., Popek M., 2005. Flood Damages and their Recovery after 1997 Flood in the Oder River-Basin. ICID 21st European Regional Conference 2005, 15–19 V 2005, Frankfurt (Oder) and Ślubiice, URL: http://www.zalf.de/icid/ICID_ERC2005/HTML/ERC2005PDF/Topic_2/Popek.pdf (data dostępu: 2008-10-12).
- Kostecka I. 1998. Powódź w Kotlinie. *Prasowe Zakłady Graficzne*, Wrocław.
- Kostrzewa H., 1972. Przepływy nienaruszalne w profilach kontrolnych rzek Polski. *Seria Gospodarowanie Zasobami Wodnymi* 17, Materiały Badawcze, Instytut Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Kozarski S., 1974. Przewodnik wycieczki. *Krajowe Sympozjum „Rozwój den dolinnych rzek niżowej części dorzecza Odry i wydmy śródlądowych w holocen z nawiązaniem do schyłku ostatniego glacjału”* (Wrocław – Poznań, 16–21 września 1974). Komitet Badań Czwartorzędu PAN, ZG UAM.
- Krukowski M., Dunajski A., Świerkosz K., 1999. Możliwości pogodzenia konfliktów pomiędzy ochroną przeciwpowodziową, a zachowaniem walorów przyrodniczych doliny Górnej i Środkowej Odry. W: *Przyczyny i skutki wielkich powodzi (aspekty hydrologiczne, gospodarcze i ekologiczne)*. Materiały pokonferencyjne, Kraków, 29–30 XI 1999, Muzeum Przyrodnicze ISiEZ PAN, Kraków, 101–112.
- Krygowski W., 1959. Wielka powódź na Podkarpaciu i w Sudetach. W: *Kronika. Wierchy* 27 (1958), 223–224.
- Kulasová A., Bubeníčková L., 2009. Podnebí a počasí Jizerských hor. W: R. Karpaš (red.), *Jizerské hory. O mapách, kamení a vodě*. Nakladatelství RK, Liberec, 344–383.
- Kwaśny Z. (red.), 1989. *Jelenia Góra. Monografia historyczna miasta*. *Monografie Regionalne Dolnego Śląska*. Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wyd.
- Kwiatkowski J., 1976. Zarys hydrologii dorzecza Odry. W: *Odra i Nadodrze*. Wyd. Książka i Wiedza, Warszawa, 116–132.

- Kwiatkowski J., 1984. Związki opadów atmosferycznych w polskich Sudetach i na ich przedpolu z czynnikami cyrkulacyjnymi. PAN Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Wyd. PAN.
- Lambor J., 1953. Możliwość przewidywania powodzi. *Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny* 3/4.
- Leonhard R., 1901. Die Entwicklung der Stromlage der Oder bei Breslau nach den Untersuchungen. W: Lage, Natur und Entwicklung. Eine Festgabe dem XIII. Deutschen Geographentage, 39–47.
- Lesiewski A., 1958. Powódź! Nowiny Jeleniogórskie 15, Jelenia Góra 10–16 VII 1958, 4–5.
- Lipin A., 2010a. Drapieżna woda – izerska powódź 2010. URL: http://www.goryizerskie.pl/?file=art&art_id=286&page=0 (data dostępu: 2010-08-29).
- Lipin A., 2010b. Skąd ta woda. URL: http://www.e-bogatynia.pl/index.php?option=com_content&task=view&id=4962&Itemid=478 (data dostępu: 2010-08-29).
- Łaborewicz I., Kroniki lokalne regionu jeleniogórskiego po 1945 r.. Archiwum Państwowe we Wrocławiu Oddział w Jeleniej Górze, URL: http://www.archiwa.gov.pl/repository/wydarzenia/Ivo_Laborewicz.pdf (data dostępu: 2008-09-01).
- Łach J., 2000. Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy i powodzi w dolinie Bystrzycy Dusznickiej w lipcu 1998 r. Środowisko przyrodnicze i gospodarka Dolnego Śląska u progu trzeciego tysiąclecia. Referaty, Komunikaty i Postery, 49 zjazd PTG, Szklarska Poręba, 20–24 IX 2000, 33–35.
- Łach J., 2006. Historia wezbrań powodziowych na Ziemi Kłodzkiej i ich wpływ na kierunek przekształceń den dolinnych Nysy Kłodzkiej i Białej Łądeckiej. W: A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych 4. Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym, Kołobrzeg 20–22 IX 2006, 132–133.
- Łach J., 2009. Historia wezbrań powodziowych na Ziemi Kłodzkiej i ich wpływ na kierunek przekształceń den dolinnych Nysy Kłodzkiej i Białej Łądeckiej. *Nauka Przyroda Technologie*, Dział: melioracje i Inżynieria Środowiska 3 (3), 1–7.
- Łasut A., 2006. Koszty i korzyści z wprowadzenia w Polsce systemu ubezpieczeń obowiązkowych od skutków powodzi. Praca doktorska, AGH w Krakowie, Wydz. Zarządzania, URL: <http://winntbg.bg.agh.edu.pl/rozprawy/9776/full9776.pdf> (data dostępu: 2008-09-01).
- Łuczyński R.M., 2000. Katakлизmy. W: Tropami śląskiego dziedzictwa. Oficyna Wyd. ATUT, Wrocław, 142–162.
- Maciejewski M., Barszczyńska M., Błachuta J., Cydzik D., Czocho K., Długosz M., Kruk-Dowgiałło L., Florczyk-Gołowin H., Gajewski L., Gajewski Ł., Gołub M., Kałas M., Kamińska M., Kolada A., Kotowicz J., Krzemiński W., Kubacka D., Kulesza K., Łasut E. i in., 2004. Ustalenie warunków referencyjnych odpowiednich dla typów wód powierzchniowych, zgodnie z wymaganiami zał. II do Ramowej Dyrektywy Wodnej 2000/60/WE. Ms IMGW, IOŚ, IM.
- Magnuszewski A., Soczyńska U. (red.), 2001. Międzynarodowy słownik hydrologiczny. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Majewicz R., 1998. Jaz Szczytnicki – 1997. Obrona i odbudowa po powodzi. *Rocznik Wrocławski* 5, Towarzystwo Przyjaciół Ossolineum, Wrocław, 67–73.
- Majewicz R., 2004. Projekty kanałowe we Wrocławiu. *Prosto z Pokładu* 11, s. 4.
- Maleczyńska E., Michalkiewicz S. (red.), 1974. Strzelin. Monografia geograficzno-historyczna miasta i powiatu. Monografie regionalne Dolnego Śląska, Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wyd.
- Malkiewicz T., 1999. Odra jako droga wodna w obrębie Wrocławskiego Węzła Wodnego. W: G. Roman, J. Waszkiewicz, M. Miłkowski (red.), Wrocław a Odra. Urząd Miejski Wrocławia, 48–60.
- Margas Cz., Szymczak H., 1969. Klęski żywiołowe w polskich Karkonoszach i regionie jeleniogórskim (1253–1968). *Wierchy* 38, 55–115.
- Markiewicz A., 2004. Morfotektonika doliny Odry pomiędzy Chobienią a Nową Solą (rejon Środkowego Nadodrza). W: H. Szymańska, S. Cwojdzński, L. Poprawski (red.), Geoekologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry. 18–19 XI 2004 r., Wrocław, PiG, 25–32.
- Matwijowski K. (red.), 1998. Strzegom. Zarys monografii miasta. Monografie regionalne Dolnego Śląska, Wyd. DTSK Silesia.
- Matwijowski K., 2001. Świebodzice. Zarys monografii miasta. Monografie regionalne Dolnego Śląska, Wyd. DTSK Silesia.
- Mayewski P.A., Rohling E.E., Curt Stager J.C., Karlén W., Maasch K.A., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse F., Kreveld S. van, Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R.R., Steig E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243–255.

- Michalkiewicz S. (red.), 1985. Kamienna Góra. Monografia geograficzno-historyczna miasta i okolic. Ossolineum, Wrocław.
- Migoń P., 2000. Odra. W: Encyklopedia Wrocławia. Wyd. Dolnośląskie, 572–573.
- Migoń P., Krzyszkowski D., Gogół K., 1998. Geomorphic evolution of the mountain front of the Sudetes between Dobromierz and Paszowice and adjacent areas, with particular reference to the fluvial systems. *Geologia Sudetica* 31, 289–305.
- Migoń P., Żurawek R., 1999. Flooding in the Odra basin. *Geography Review* 12 (5), 30–36.
- Mikulski Z., 1954. Katastrofalne powodzie w Polsce. *Czasopismo Geograficzne* 25 (4), 379–396.
- Miłkowski M., 1998. Kilka inżynierskich refleksji po powodzi lipcowej 1997 r. *Rocznik Wrocławski* 5, Towarzystwo Przyjaciół Ossolineum, Wrocław, 83–98.
- Młodziejowski J., 1948. Charakterystyka hydrograficzna dorzecza Odry. W: A. Grodek, M. Kiełczewska Zaleska, A. Zierhoffer (red.), *Monografia Odry*. Instytut Zachodni, Poznań, 290–301.
- Mudelsee M., Börngen M., Grünwald U., 2004. Extreme floods in central Europe over the past 500 years: Role of cyclone pathway "Zugstrasse Vb". *Journal of Geophysical Research* 109, D23101, doi:10.1029/2004JD005034.
- Mudelsee M., Börngen M., Tetzlaff G., Feck-Yao W., 2002. Towards predicting catastrophic flood events: an analysis of historical data of rivers Elbe and Oder. W: G. Tetzlaff, T. Trautmann, Radtke K.S. (red.), *Zweites Forum Katastrophenvorsorge "Extreme Naturereignisse – Folgen, Vorsorge, Werkzeuge"*. DKKV, Bonn, 103–111.
- Munzar J., 2000. Floods in Central Europe after the exceedingly severe winter season 1829/1830. *Moravian Geographical Reports* 8 (2), 45–57.
- Munzar J., 2001. Summer floods in Central Europe in 1813 – an analogy to floods of 1997. *Moravian Geographical Reports* 9 (2), 29–41.
- Munzar J., Ondráček S., Elleder L., Sawicki K., 2008. Disastrous floods in Central Europe at the end of July 1897 and the lessons learnt. *Moravian Geographical Reports* 16 (3), 27–40.
- Nawrocki E., Świdnickie powodzie. URL: http://www.swidnica.risp.pl/artykuly_nawrocki_powodzie.htm (data dostępu: 2008-09-01).
- Nalberczyński A., 1999. Generalna strategia ochrony przed powodzią dorzecza górnej i środkowej Odry po wielkiej powodzi lipcowej 1997 r. *Gospodarka Wodna* 12, 411–419.
- Nentwig H., 1897. Die Hochwasserchäden im Riesengebirge vom Ende des fünfzehnten Jahrhunderts bis Juli 1897. *Der Wanderer im Riesengebirge* 11, 163–166.
- Niedźwiedz T., Michalczyk Z., Starkel L., Ustrnul Z., 2004. Prezentacja na konferencji: Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne w Polsce (ocena zdarzeń oraz prognozowanie ich skutków dla środowiska i życia człowieka). Sosnowiec, 13 XII 2004.
- Norko P., 2007. Zbiornik na Kamienniku, suchy, ale interesujący. *Echo Złotoryi, Miesięcznik Towarzystwa Miłośników Ziemi Złotoryjskiej* 3 (16), s. 6.
- O regulacji górskich dopływów Odry. 1909. *Czasopismo Techniczne* 27 (16, 17), Organ Towarzystwa Politechnicznego we Lwowie.
- Okólska H., Kot J.B., 2007. Wrocław – powódź wszech czasów 1997 fotografie i rozmowy. Muzeum Miejskie Wrocławia, Wrocław.
- Okólska H., Szykuła K., 2003. Wrocław na dawnych planach 1562–1946. *Via Nova*, Wrocław.
- Olearczyk D., Tokarczyk T., 2002. Powódź 1997 r. w Kotlinie Kłodzkiej a powodzie historyczne. W: *Wielka Woda*. Subdomena Powiatowego Centrum Zarządzania Kryzysowego w Kłodzku.
- Orłowska E., 1979. Porównanie przebiegu i skutków gwałtownego wezbrania wód w Karkonoszach latem 1897 i 1977 roku. W: A. Jahn, S. Kowaliński (red.), *Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku*. Sesja Naukowa 3 marca 1978 r., PAN Oddz. Wrocław, Komisja Nauk o Ziemi, Wrocław, 79–83.
- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1994. Rodzaje danych hydrologicznych i materiały. W: *Hydrologia stosowana*. PWN, Warszawa.
- Ozga-Zielińska M., Ozga-Zieliński B., 2006. Metody oceny zdarzeń ekstremalnych na przykładzie zjawisk hydrologicznych. W: M. Maciejewski, M. Ostojski (red.), *Zagrożenia środowiska naturalnymi zjawiskami ekstremalnymi*. Monografie IMGW, Warszawa, 58–67.
- Pacak P., Kalendarium historii Jawora. URL: http://www.jawor.pl/jawor/pliki/kalendarium_historii_miasta.pdf (data dostępu: 2008-09-01).
- Partsch J., 1896. Das Wassernetz. W: *Schlesien. Eine Landeskunde für das deutsche Volk, auf wissenschaftlicher Grundlage*, I. Teil. Ferdinand Hirt, Breslau, 173–204.

- Partsch J., 1911. Das hohe Bergland Niederschlesiens. W: Schlesien. Eine Landeskunde für das deutsche Volk, auf wissenschaftlicher Grundlage, II. Teil. Ferdinand Hirt, Breslau, 479–501.
- Pawlak W., Pawlak J. (red.), 2008. Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego. Wyd. II. Uniwersytet Wrocławski, PAN – Oddział we Wrocławiu, Wrocław.
- Petrak E.R., 1882. Die Katastrophe vom 17. Juli 1882. Riesengebirge in Wort und Bild 4, Marschendorf.
- Piskorz L., 1999. Ochrona przeciwpowodziowa Wrocławia. W: G. Roman, J. Waszkiewicz, M. Miłkowski (red.), Wrocław a Odra. Urząd Miejski Wrocławia, 185–190.
- Plan Zagospodarowania Przestrzennego Województwa Dolnośląskiego. 2002. Załącznik nr 1 do uchwały nr XLVIII / 873 / 2002 Sejmiku Województwa Dolnośląskiego z dnia 30 VIII 2002 r., Zarząd Województwa Dolnośląskiego, Wrocław.
- Poprawski L., Dubniański Z., Filip S., Szostek A., 2004. System Informacji Przestrzennej Dorzecza Odry (SIPDO). W: H. Szymańska, S. Cwojdzinski, L. Poprawski (red.), Geoekologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry. 18–19 XI 2004 r., Wrocław, PIG, 97–103.
- Powódź 1997. W: Strategia Rozwoju Gminy Łądek Zdrój na lata 2004–2013. I. Diagnoza stanu istniejącego, analiza SWOT. Łądek Zdrój, 2004.
- Powódź – raport strat we Wrocławiu. Stan na 7.09.1997, Urząd Miejski Wrocławia.
- Projekt ochrony przeciwpowodziowej doliny Odry. Ocena oddziaływania na środowisko. Streszczenie. Wersja robocza. 2005. RZGW Gliwice, RZGW Wrocław, DZMiUW, Rząd RP, Ministerstwo Środowiska.
- Przybylski B., 1998. Glacial and neotectonic constraints on the Quaternary evolution of the Fore-Sudetic reach of the Nysa Kłodzka River. Geological Quarterly 42 (3), 221–138.
- Przybylski B., Badura J., Krąpiec M., 2004. Budowa geologiczna doliny Odry między Oławą a Lubiążem. W: H. Szymańska, Cwojdzinski S., Poprawski L. (red.), Geoekologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry. 18–19 XI 2004 r., Wrocław, PIG, 9–32.
- Punzet J., 1977. Ocena przepływów wielkich wód w małych zlewniach górnej Wisły, Gospodarka Wodna 6 (357), 161–165.
- Punzet J., 1998–1999. Występowanie katastrofalnych wezbrań w karpackiej części dorzecza Wisły. Folia Geographica, Seria Geographica-Physica 29/30, 81–111.
- Pusch M., Behrendt H., Gancarczyk A., Kronvang B., Sandin L., Stendera S., Wolter Ch., Andersen H.E., Fischer H., Hoffman C.C., Nowacki F., Schöll F., Svendsen L.M., Bäche J., Friberg N., Hachol J., Pedersen M.L., Scholten M., Wnuk-Gławdel E., 2009. Rivers of the Central European Highlands and Plains. W: K. Tockner, U. Uehlinger, Ch.T. Robinson (red.), Rivers of Europe. First ed. Elsevier, 525–576.
- Putowski M., 2003. Możliwości awaryjnego przeciwdziałania skutkom katastrofalnej powodzi na przykładzie Wrocławia (Streszczenie). Międzynarodowa konferencja „Problemy ochrony przed powodzią Pragi i Wrocławia”, Wrocław, 29–30 V 2003 r., Streszczenia referatów.
- Pyś J., 2004. Odrzańska Droga Wodna – europejskie dziedzictwo. Uwarunkowania żeglugi na Odrze od XIII–XV w. Cz. I, Prosto z Pokładu 15, 7–8.
- Pyś J., Europejskie dziedzictwo. Żegluga na rzece do XII wieku. URL: <http://powodz.wroclaw.pl/edz.htm> (data dostępu: 2008-09-01).
- Pytkowska M., 2007. Dyrektywa 2007/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z 23 października 2007 r. w sprawie oceny ryzyka powodziowego i zarządzania nim. Woda. Kwartalnik Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej oraz Krajowego Zarządu Gospodarki Wodnej 13, Gospodarka Wodna 3, I–IV.
- Radczuk L., Jakubowski W., 2005. Udział dopływów Odry w formowaniu wezbrań powodziowych. W: L. Tomiałojć, A. Drabiński (red.), Środowiskowe aspekty gospodarki wodnej. Komitet Ochrony Przyrody PAN, Wydział Inżynierii Kształtowania Środowiska i Geodezji AR we Wrocławiu, 163–178.
- Radczuk L., Olearczyk D., Nalberczyński A., 1996. Retencja zbiornikowa w dorzeczu górnej i środkowej Odry. W: Mała retencja w kształtowaniu środowiska. Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu 289, Konferencje 11, Wydział Melioracji i Inżynierii Środowiska, Wrocław 14–15 VI 1996, 195–206.
- Ragst J., 1938. Das Hochwasser zu Neiße 1938. 4 Auflage. Neißer Druckerei, Neiße.
- Rast G., Obrdlik P., Nieznański P., 2000. Atlas zalewowych obszarów Odry. WWF, Kraft-Druck, Ettlingen.
- Regell P., 1905. Das Riesen- und Isergebirge. Land und Leute: Monographien zur Erdkunde 20, Velhagen u. Klasing, Bielefeld, Leipzig.

- Rocznik hydrologiczny wód powierzchniowych Odry i rzek Przymorza między Odrą i Wisłą. 1983. IMGW, Wyd. Komunikacji i Łączności.
- Roesler J.T.D., 1823, Kroniki Bogatyni i wsi w tej parafii: Jasnej Góry, Markocic, Heřmanic na podstawie dawnych i nowych przekazów. Tłumaczenie U. Kawalec., Bogatynia, 2007 r.
- Ruszczycka-Mizera M., 1978. Fotointerpretacja jako metoda analizy rozwoju rzeźby dna doliny dużej rzeki na przykładzie doliny Odry. *Prace Instytutu Geograficznego A, Acta Universitatis Wratislaviensis* 340, 115–151.
- Sanocki J., 1997. Powódź na Nysie. Wyd. NTSK.
- Sapkowski A., 1999. Regulacja stosunków wodnych. Budowle wodne i urządzenia melioracyjne. W: G. Roman, J. Waszkiewicz, M. Miłkowski (red.), Wrocław a Odra. Urząd Miejski Wrocławia, 180–184.
- Sawicki K., 2004. Największa powódź w Kowarach 1897 roku. *Kurier Kowarski*, lipiec – sierpień – wrzesień, 12–13.
- Schmidt E.A., 1939. Hochwasserkatastrophe in Schlesien 1938 und der Einsatz der Technischen Nothilfe. Reichsamt Technische Nothilfe, Berlin-Steglitz.
- Schmidt M., 2003. Hochwasser und Hochwasserschutz in der Historie und Umweltdiskussionen heute. W: Ch.P.J. Ohlig (red.), Wasserhistorische Forschungen: Schwerpunkt Antike, BoD – Books on Demands, s. 26.
- Schubert H., 1898. Die schlesische Sündflut vom Jahre 1702, Jg. 18 (1), 9–10.
- Semczuk P., 2008. Błotna tragedia. *Newsweek*, URL: <http://www.newsweek.pl/artykuly/blotna-tragedia-34949,1,2,3,4> (data dostępu: 2008-09-01).
- Sieradzka-Stasiak A., Zaleski J., 2004. Historyczne uwarunkowania powodzi w dorzeczu Odry i znaczenie przewencyjnego planowania przestrzennego. W: H. Szymańska, S. Cwojdzinski, L. Poprawski (red.), Geoekologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry. 18–19 XI 2004 r., Wrocław, PiG, 177–189.
- Słupik J., 1973. Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich, Dokumentacja Geograficzna IG PAN 2.
- Sobolewski W., 2008. Skrajnie niskie i wysokie przepływy rzek Polski w dwudziestolecie 1986–2005. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Geologia, Mineralogia et Petrographia* 63 (11), 201–212.
- Sommer F., 1913. Schlesien. Eine Landeskunde als Grundlage für den Unterricht. Vierte, durchgesehene Auflage mit 91 Bilden und Karten im Text.
- Souhrnná zpráva o povodni v srpnu 2002 za ucelené povodí Labe. 2003. Povodí Labe, státní podnik Hradec Králové, Vodohospodářský dispečink Povodí Labe s.p. z podkladů Povodí Labe s.p., Povodí Vltavy s.p., Českého hydrometeorologického ústavu, okresních úřadů, HZS, a správců drobných vodních toků, Hradec Králové, Duben.
- Souhrnná zpráva o povodni v srpnu 2006 v oblasti povodí Horního a středního Labe a na vlastním toku Labe v oblasti povodí Ohře a Dolního Labe (6.8. – 10.8.2006). 2006. Povodí Labe, státní podnik Hradec Králové, Vodohospodářský dispečink Povodí Labe s.p. z podkladů Povodí Labe s.p., Povodí Vltavy s.p., Českého hydrometeorologického ústavu, okresních úřadů, HZS, a správců drobných vodních toků, Hradec Králové, Září.
- Spoz J., 1978. Przebieg wezbrania w sierpniu 1977 roku w profilu zbiornika w Pilchowicach na tle innych dużych wezbrań w dorzeczu górnego Bobru. *Gospodarka Wodna* 1, 3–9.
- Stachý J., Bogdanowicz E., 1997. Przyczyny i przebieg powodzi w lipcu 1997 r. *Gospodarka Wodna* 11, 344–351.
- Stachý J., Fal B., Dobrzyńska I., Hołdakowska J., 1996. Wezbrania rzek polskich w latach 1951–1990. Materiały Badawcze IMGW Seria Hydrologia i Oceanologia 20.
- Stacje i posterunki Oddziału Wrocław. Strona Internetowa IMGW Oddz. We Wrocławiu, URL: <http://www.imgw.pl/wl/internet/zz/oddzialy/wroclaw/zasieg/teren.html#> (data dostępu: 2008-09-01).
- Staško S., 2005. Wody powierzchniowe i podziemne. W: J. Fabiszewski (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*. PAN, Wrocław, 267–280.
- Strategia modernizacji Odrzańskiego Systemu Wodnego. Program dla Odry – 2006. Projekt. 2000. Materiały Rządu RP.
- Suwalski H., 1980. Ochrona doliny Nysy Kłodzkiej przed powodzią. W: B. Wiśniewski, S. Ihnatowicz, M. Spaleny, H. Suwalski, S. Ziółkowski, S. Chojnowska, K. Tarnowski, *Monografia zbiornika wodnego Otmuchów*. IMGW, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa, 84–90.

- System osłony przeciwpowodziowej i prognoz w dorzeczu Odry. Opis stanu faktycznego i zalecenia. 2001. Międzynarodowa Komisja Ochrony przed Zanieczyszczeniem, Korab, Wrocław.
- Szamałek K. i in. 1997. Powódź 1997. Forum Naukowo-Techniczne, Ustroń k. Wisły, 10–12 IX 1997.
- Szczegielniak Cz., 1979a. Zjawiska hydrologiczno-meteorologiczne dorzecza Górnej Odry w świetle dokumentów historycznych. Powódź na Opolszczyźnie w sierpniu 1977 r. Materiały i Studia Opolskie 20 (37/38), 9–37.
- Szczegielniak Cz., 1979b. Przebieg wezbrań powodziowych w 1977 roku w dorzeczu Górnej Odry. Powódź na Opolszczyźnie w sierpniu 1977 r. Materiały i Studia Opolskie 20 (37–38), 58–119.
- Szczegielniak Cz., 1979c. Wielowiekowa zmienność występowania ekstremalnych zdarzeń hydrologiczno-meteorologicznych ze szczególnym uwzględnieniem powodzi. Powódź na Opolszczyźnie w sierpniu 1977 r. Materiały i Studia Opolskie 20 (37–38), 39–58.
- Szczegielniak Cz., 1997. Antropogeniczne aspekty oddziaływania na powódzie na przykładzie dorzecza górnej Odry. W: K. Smolnicki (red.), Ekologiczne metody zapobiegania powodziom. Fundacja Oławy i Nysy Kłodzkiej, Wrocław, 7–26.
- Szczegielniak Cz., 1999a. Przebieg powodzi w lipcu 1997 roku w dolinie Górnej Odry. W: G. Roman, J. Waszkiewicz, M. Miłkowski (red.), Wrocław a Odra. Urząd Miejski Wrocławia, 209–227.
- Szczegielniak Cz., 1999b. Wybrane zagadnienia modelowania przejścia fali w systemie ochrony od powodzi Górnej Odry i Wrocławia. W: G. Roman, J. Waszkiewicz, M. Miłkowski (red.), Wrocław a Odra. Urząd Miejski Wrocławia, 191–208.
- Szczepankiewicz S., 1959. Dolina Odry między Wrocławiem i Brzegiem Dolnym. Czasopismo Geograficzne 30 (263), 263–286.
- Szczepankiewicz S., 1968. Rzeźba doliny Odry na Opolszczyźnie. Studia geograficzno-fizyczne z obszaru Opolszczyzny 1, Instytut Śląski w Opolu, 54–86.
- Szponar A., 1986. Chronostratygrafia i etapy deglacji strefy przedgórskiej Sudetów w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. Acta Universitatis Wratislaviensis 963, Studia Geograficzne 45.
- Szponar A., 1998. Rozwój późnowistuliański i holoceni doliny podwrocławskiego odcinka Odry. W: Wybrane problemy czwartorzędu południowo-zachodniej Polski, Studia Geograficzne 71, Wyd. UW, Wrocław, 32–83.
- Szponar A., 2008. Geologia i paleogeografia Wrocławia. Wyd. KGHM Cuprum Centrum Badawczo-Rozwojowe we Wrocławiu, Wrocław.
- Szponar A., Zalewski W., 2001. Powódź na Przedmieściu Odrzańskim we Wrocławiu w 1997 roku. Gospodarka Wodna 7, 280–285.
- Šír M., Tesař M., Fišák J., Lichner L., 2008. Extreme floods in the Krkonose Mts. (Czech Republic) in Summer 2002 and 2006. W: XXIVth Conference of the Danubian Countries on the Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management, Bled, Slovenia 2–4 VI 2008, Ljubljana : Slovenian National Committee for the IHP UNESCO, CD-ROM.
- Teichmann A., 1880. Chronik der Stadt Bolkenhain in Schlesien, von den ältesten Zeiten bis zum Jahre 1870: nebst Nachträgen bis 1908 und Anhang. A. Schubert, Bolkenhain.
- Teisseyre A.K., 1992. Rzeki anastomozujące – procesy i modele sedymentacji. Przegląd Geologiczny 4, 241–249.
- Tomaszewski J., 1994. Rodzaje cieków górskich Karkonoszy. W: Problemy Hydrologii Regionalnej. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej, Karpacz 26–28 IX 1994, 104–110.
- Traczyk A., 2007. Morfologia przełomu Bobru między Jelenią Górą a Siedlęcinem i zagadnienie jego genezy. Przyroda Sudetów 10, 229–240.
- Trzebińska M., Trzebiński J., 1955. Zagadnienie powodzi na Dolnym Śląsku. Gospodarka Wodna 4, 7–11.
- Ustawa z dnia 18 lipca 2001 r. Prawo wodne. Dz.U. 2001 Nr 115 poz. 1229, Tekst ujednolicony, Kancelaria Sejmu.
- Walawender A., 1932. Kronika klęsk elementarnych w Polsce i w krajach sąsiednich w latach 1450–1586. I. Zjawiska meteorologiczne i pomory (z wykresami). W: Bujak Fr. (red.), Badania z dziejów społecznych i gospodarczych 10, Lwów.
- Walczak W., 1968. Wody Sudetów. W: Sudety. Dolny Śląsk 1. PWN, Warszawa, 168–184.
- Walczak W., 1954. Pradolina Nysy i jej plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. Prace Geograficzne IG PAN 2.
- Walczak W., 1970. Stosunki wodne. W: Obszar Przedsudecki. Dolny Śląsk 2. PWN, Warszawa, 138–167.
- Walczak W., 1974. Nad Odrą. Szkice z dziejów przemian krajobrazu geograficznego ziem nadodrzańskich Dolnego Śląska. Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wyd., Wrocław.

- Weijs E., 2009. Niszcząca powódź roku 1702. Kartka z historii Kwieciszowic / Blumendorf. Podróże małe i duże, Izery. Czasopismo Społeczności Lokalnej Gminy Mirsk i okolic 10, s. 6.
- Werner-Więckowska H., 1996. Badanie spływu powierzchniowego i przepuszczalność utworów powierzchniowych. W: M. Gutry-Korycka, H. Werner-Więckowska (red.), Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych. Wyd. II uzupełnione. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 77–88.
- Wilczyński R., 1991. Nowe dane na temat przełomu Nysy Kłodzkiej przez strukturę bardzką. Acta Universitatis Wratislaviensis 1375, Prace Geologiczno-Mineralogiczne 29, 251–268.
- Witkowska H., Piwowarczyk-Ogórek J., 1999. Wpływ powodzi na ekosystem koryta naturalnego. W: Przyczyny i skutki wielkich powodzi (aspekty hydrologiczne, gospodarcze i ekologiczne). Materiały pokonferencyjne, Kraków, 29–30 XI 1999, Muzeum Przyrodnicze ISiEZ PAN, Kraków, 77–85.
- Wołoszyn J., 1974. Największe powódzie w Polsce. W: Regulacja rzek i potoków. PWN, Warszawa, Łódź, 369–370.
- Wójcik M.L., 2008. Chwile strachu i trwogi. Klęski żywiołowe, konflikty zbrojne i tumulty w średnio-wiecznym Wrocławiu. Racibórz.
- Wrona B., 2008. Meteorologiczne i morfologiczne uwarunkowania ekstremalnych opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej i środkowej Odry. Materiały Badawcze, Seria: Meteorologia 41, IMGW Warszawa.
- Vogt M., 1876. Illustrierte Chronik der Stadt Hirschberg in Schlesien enthaltend eine historisch-topographische Beschreibung derselben seit ihrem muthmaßlichen Ursprung bis auf die gegenwärtige Zeit. Bearbeitet und herausgegeben. Hirschberg in Schlesien.
- Zahradník M., 2003. Povodně na Jizeře. Jak docílit včasné informovanosti o nich. Železný Brod, Poštovní 447.
- Zajbert A., Wrzosek K., 2004. Zagospodarowanie odpadów poflotacyjnych w składowisku "Żelazny Most" (prezentacja). Międzynarodowa konferencja "Zrównoważone zarządzanie obszarami poprzemysłowymi", 4–6 XI 2004, Kraków, URL: <http://www.min-pan.krakow.pl/pbs/spilm/prez/Wrzosek.pdf> (data dostępu: 2008-09-01).
- Zaleski J. (red.), 2006. Program prewencyjnego zapobiegania powodzi w dorzeczu Odry ze szczególnym uwzględnieniem dorzecza Warty i Zalewu Szczecińskiego – Odra Region. Wrocławska Agencja Rozwoju Regionalnego.
- Zaleski J. (red.), Zięba S., Szczegielniak Cz., Krochmal W., 1997. Raport Wojewódzkiego Komitetu Przeciwpowodziowego we Wrocławiu z akcji przeciwpowodziowej lipiec 1997.
- Zwoliński Z., 2008. Wybrane zjawiska ekstremalne pojezierzy polskich. Landform Analysis 8, 98–106.
- Żerelik R., 2008. Historyczne powódzie w dziejach ziemi średzkiej. Gospodarka wodna na ziemi średzkiej – stan obecny i perspektywy. Urząd Miejski w Środzie Śląskiej, konferencja 21 III 2008 r., 3–13.
- Żurawek R., 1998. Powódź w lipcu 1997 r. we Wrocławiu – przypadek Kozanowa. Rocznik Wrocławski 5, Towarzystwo Przyjaciół Ossolineum, Wrocław, 53–65.

5. Geomorfologiczne i ekologiczne skutki wezbrań

Marek Kasprzak

5.1. Problemy pojęć i definicji z zakresu geomorfologii fluwialnej

Geomorfologia fluwialna zajmuje się procesami rzeźbotwórczymi związanymi z działalnością wody. Obejmuje ona zagadnienia z pogranicza geomorfologii, sedymentologii i hydrologii, a także mechaniki płynów, inżynierii wodnej, ekologii czy też klimatologii. Słownik pojęć stosowanych w geomorfologii fluwialnej jest więc bogaty i często niejednoznaczny dla specjalistów z węższych dziedzin. Przykładowo, część zwyczajowych sformułowań stosowanych przez geografów nie ma odzwierciedlenia w nowoczesnym nazewnictwie sedymentologicznym, czerpiącym głównie z literatury anglojęzycznej.

Zdarza się także, że w różnych regionach kraju stosowane są równolegle inne oboczności tego samego wyrazu. Powszechnie znany jest problem z wyrazami „terasa” i „taras”. O ile druga forma jest usankcjonowana w publikacjach sygnowanych ministerialnie, choćby w *Instrukcji Opracowania i Wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000*, o tyle pierwsza wydaje się bardziej poprawna językowo (Malicki 1948). Z tego względu wstępna część rozdziału poświęcona zostanie na możliwie krótkie omówienie problemów geomorfologii fluwialnej, a stworzony zarys tematu powinien dać obraz stosowanych terminów.

5.1.1. Zjawiska hydrologiczne a zjawiska geomorfologiczne

Za współczesne modelowanie powierzchni Ziemi w strefie klimatu umiarkowanego odpowiadają takie procesy przewodnie jak ruchy masowe, splukiwanie i deflacja na stokach, a w dnach dolin rozcinanie erozyjne lub agradacja (Starkel 1977, 2008). Ich aktywność może być i z reguły jest silnie determinowana przez człowieka. Wśród czynników morfotwórczych szczególną rolę odgrywa płynąca woda.

Geomorfolodzy przychylają się do stwierdzenia, iż najistotniejsze przemiany rzeźby związane są z fluwialnymi zdarzeniami epizodycznymi o ekstremalnie dużym natężeniu (np. Ziętara 1968 i in., Kaszowski, Kotarba 1970, Izmailow i in. 2004, Hrádek 2005, Langhammer 2006, Starkel 2008). W ujęciu polemicznym, to przepływy seku-larne, działające stale przez długi czas, decydują o wykształceniu charakteru rzeźby dolinnej. Okazuje się jednak, że krótkotrwałe wysokie przepływy cieków mają bardzo duże znaczenie w odprowadzaniu wody. Według przykładowej analizy przeprowadzonej dla warunków sudeckich (Bieroński 2006a) przepływy Bobru wyższe od przepływów wieloletnich średniodobowych na profilu w Bukówce mają udział w czasie trwania 35,2%, a w odprowadzaniu wody niemal dwukrotnie więcej, bo aż 68,5%. Próba rozstrzygnięcia kwestii natężenia i częstotliwości wysokich przepływów w odniesieniu do ilości transportowanego rumowiska są wyniki badań Wolmana i Millera (1960, za: Leopold i in. 1964, Crozier 2004). Autorzy ci

stwierdzili na podstawie analizy przykładów północnoamerykańskich rzek w różnych strefach klimatycznych, że co najmniej 50% rumowiska rzecznoego ulega transportowi podczas wezbrania zdarzającego się nie rzadziej niż raz w roku.

WzmóŜona dostawa wody do cieków, której pierwotnym Źródłem moŜe być atmosfera bądź tająca pokrywa śnieŜna, powoduje wezbrania cieków. Jak wynika z pomiarów na górskich potokach w Austrii, prędkość powstałej fali wezbraniowej wynosi $v=3,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ dla spadku $I>10\%$, ok. $v=3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ dla $I=5-10\%$ i $v=2,12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ dla $I<5\%$. Badania metodą pływakową powierzchniowej prędkości wody na wezbranych ciekach w beskidzkich zlewniach eksperymentalnych dowodzą, Ŝe moŜe ona wynosić nawet i $6,5-7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Froehlich 1999). W takich warunkach prędkość przemieszczania rumowiska rzecznoego o frakcji 20–25 cm wynosiła ok. $1,6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a frakcji 60–70 cm ok. $0,9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Wezbranie moŜe mieć kilka kulminacji w zaleŜności od faz opadowych, kształtu zlewni, układu dopływów i innych czynników.

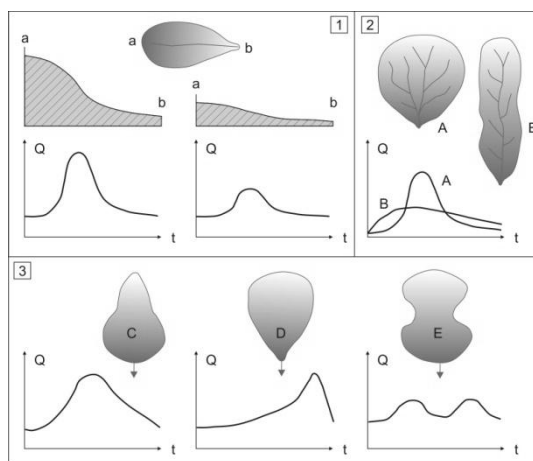
Zasilanie cieków odbywa się w sposób bezpośredni (opad trafiający bezpośrednio do koryt rzecznych), wskutek spływu powierzchniowego lub spływu powierzchniowego, zarówno w warunkach nasycenia i nienasycenia gruntu wilgocią a takŜe po nieprzepuszczalnych powierzchniach antropogenicznych. O ile o rozmiarach przepływów wezbraniowych decyduje ilość opadu efektywnego, o tyle za kształt i przebieg fali kulminacyjnej odpowiadają juŜ uwarunkowania rzeźby, a wiêc i geometria zlewni, co podaje się w podręcznikowych przykładach (ryc. 5.1) za Gregorym i Wallingiem (1973).

W modelowym, wyidealizowanym ujęciu według Schumma (1977) w kaŜdym dorzeczu funkcjonują trzy strefy o odmiennych funkcjach:

- strefa produkcji obejmująca powierzchnie stokowe dostarczające do cieków energii i materii;

- strefa transferu w korycie rzecznoym, gdzie dochodzi do przemieszczania energii i materii, i gdzie występuje redepozycja materiału rzecznoego;
- strefa depozycji przy ujściu cieków, miejsce akumulacji materii.

Podział ten ma się odnosić do systemów rozpatrywanych w różnych skalach, zarówno całego dorzecza, jak i poszczególnych cieków. W rzeczywistości określa jedynie podstawowe tendencje, gdyż odcinki erozyjne i akumulacyjne występują prze-miennie niemal na całej długości cieku i w dłuższym czasie mogą zmieniać swoje połoŜenie i funkcje.



Ryc. 5.1. Schemat różnic w formowaniu się fali wezbraniowej w zaleŜności od rzeźby (1), układu sieci rzecznej (2) i kształtów zlewni (3). Objasnienia: a – górny odcinek cieku, b – dolny odcinek cieku, Q – przepływ, t – czas. Według: Gregory, Walling (1973)

Nie istnieją dwie identyczne zlewnie, choć na podstawie określonych parametrów fizycznogeograficznych moŜna wyróżniać wśród nich zlewnie podobne. Stosowane w klasyfikacjach parametry zlewni dotyczą głównie połoŜenia (np. współrzędne geograficzne), geometrii (powierzchnia, kształt zlewni, wskaźniki zwartości, kolistości, wydłuŜenia, lemniskaty itd.), morfometrii (wysokość maksymalna i minimalna, spadek itd.), sieci hydrograficznej (długość wszystkich cieków, gęstość, jeziorność itd.), pokry-

cia i użytkowania (lesistość, zurbanizowanie itd.), litologii (szorstkość, sorpcja, siła ssąca gleby itd.) i struktury hydrogeologicznej (odsączalność, przewodność hydrauliczna skał itd.). Do szczegółowych badań wybiera się najczęściej zlewnie reprezentatywne, mające zbliżone do przeciętnych w danym regionie własności fizycznogeograficzne.

5.1.2. Praca rzeki w warunkach wezbrania

Rzeka ma zdolność kształtowania swojego koryta, a podczas wezbrań także strefy pozakorytowe. Podczas zwiększonego przepływu znacząco wzrastają prędkości wody, obliczane z reguły w praktyce inżynierskiej według zależności Gaucklera–Manninga–Stricklera¹⁸ (Kubrak 2005) oraz jednostkowa moc strumienia, zgodnie z równaniem:

$$p_s = (\rho \cdot g \cdot Q_b \cdot J) / B_d \text{ [W} \cdot \text{m}^{-2}\text{]},$$

gdzie ρ – gęstość właściwa wody [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$], g – przyspieszenie ziemskie [$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$], Q_b – natężenie przepływu brzegowego [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], J – spadek koryta [–], B_d – szerokość dna koryta [m]. Na podstawie tej wartości wyróżnia się rzeki o małej mocy strumienia $p_s \leq 35 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ i o dużej mocy strumienia $p_s > 35 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (Ward i in. 1994).

¹⁸ Oparta na założeniach wzoru Chézy’ego formuła Gaucklera–Manninga pozwala na estymację prędkości przepływu ciekłu w kanale otwartym. Zapisywana jest w postaci: $V = \frac{1}{n} \cdot R_h^{\frac{2}{3}} \cdot J^{\frac{1}{2}}$, gdzie V – średnia prędkość przepływu w przekroju poprzecznym koryta [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$], n – współczynnik szorstkości Manninga wyznaczony eksperymentalnie i dobierany względem materiału budującego koryto [–], R_h – promień hydrauliczny [m] (stosunek powierzchni przekroju poprzecznego kanału do jego obwodu zwilżonego), J – spadek podłużny dna [–]. W praktyce inżynierskiej stosuje się także wprowadzony przez Stricklera współczynnik szorstkości $k_{st} = \frac{1}{n} = \frac{26}{k^{\frac{1}{6}}}$, gdzie k – chropowatość bezwzględna koryta [m] (Chanson 2004, Kubrak 2005, Vanoni 2006).

Proces kształtowania dolin rzecznych zależy od wietrzenia stoków oraz procesów erozyjnych i akumulacyjnych (Howard 1998), natomiast kształtowanie samego koryta od wzajemnych relacji między reżimem przepływu wody i transportem rumowiska, które Lane (1955) opisał jako związek przy czynowo-skutkowy (nie jest to równanie matematyczne):

$$Q_b \cdot J \sim Q_r \cdot d_{50},$$

gdzie Q_b – natężenie przepływu przy stanie wody brzegowej, J – spadek hydrauliczny (spadek zwierciadła wody), Q_r – natężenie transportu rumowiska, d_{50} – średnica przeciętna ziaren materiału korytowego. Zwoliński (1986, 1989) takie współdziałanie przepływu wody i osadów nazwał „kooperacją przepływową”, sprowadzając ją do reżimu rzeczno-

Na kształt koryta rzeczno-ego wpływa wielkość przepływu, zwana przepływem brzegowym, brzegotwórczym, lub jeszcze inaczej korytotwórczym Q_{dd} . Powoduje on w dłuższym czasie maksymalny transport rumowiska i jest niekiedy kojarzony z odpowiednikiem rocznej wody. Do jego wyznaczenia potrzebna jest krzywa transportu rumowiska rzeczno-ego lub krzywa konsumcyjna oraz krzywa częstości przepływów (Lambor 1971). W wyznaczaniu przepływu brzegowego stosuje się także szereg szczegółowych metod obliczeniowych, np. Wołoszana, Wolmana i jej modyfikację według Riley’a, metody Schumma, Browna i Warenra czy Williamsa oparte na wzorze Gaucklera–Manninga, a także metody Pickupa i Warnera lub Woodyera (Radecki-Pawlik 2006).

W ogólnym ujęciu, zaprezentowanym przez Leopolda i Maddocka (1953), zależności między parametrami koryt rzecznych a przepływem są wyrażone następującymi wzorami geometrii hydraulicznej:

$$w = aQ^b, d = cQ^f, v = kQ^m, L = pQ^i,$$

gdzie Q – przepływ (brzegowy), w – szerokość przekroju poprzecznego, d – głębokość wody w przekroju, v – prędkość przepływu wody, L – wielkość transportu rumowiska; b, f, m, i – wykładniki; a, c, k, p – współczynniki obliczane na podstawie pomiarów terenowych lub eksperymentów w laboratorium (Shahjahan 1970, Williams 1986). Ponieważ $Q = w \cdot d \cdot v$, więc $b + f + m = 1$ oraz $a \cdot c \cdot k = 1$.

W badaniach nad stabilnością dynamiczną koryt rzecznych dokonuje się zazwyczaj bilansu transportu rumowiska. Stabilność tę można także mierzyć wskaźnikami Łochtina¹⁹ lub Makkaveeva²⁰ (Chalov 2004). W pracach hydrotechnicznych stosuje się ponadto szereg empirycznie wyznaczonych zależności, jak np. prawo długości łuków (zakola rzeki są stabilne, jeśli ich długość jest optymalna dla danej wielkości przepływu) lub parametry ustalonego odskoku hydraulicznego (przy przejściu z ruchu podkrytycznego w nadkrytyczny tworzy się strefa silnych zaburzeń, w której głębokość wody gwałtownie wzrasta, a na powierzchni powstaje poziomy walec zwany odskokiem Bidona, w obszarze ruchu podkrytycznego dominuje energia kinetyczna, a więc i znaczna prędkość wody, powodująca rozmywanie dna; Weinerowska i in 2004).

Aby kompleksowo ocenić stabilność koryt, Bartnik (2006) zaleca badanie współczynnika klinowania się ziaren, początku ruchu rumowiska dennego, kształtu ziaren, transportu rumowiska, prognozowania procesów obrukowania, naprężeń granicznych (spadku granicznego, napełnienia graniczne-

go), analizy równowagi hydrodynamicznej. Sposobem poznania struktury i dynamiki koryt rzecznych jest także szczegółowe kartowanie geomorfologiczne (Krzemień 2006), jakie można przeprowadzać cyklicznie wzdłuż całego cieku lub na jego odcinkach testowych.

5.1.2.1. Erozja

Płynąca woda oddziałuje erozyjnie na materiał skalny podłoża. Efekty jej pracy uzależnione są od energii kinetycznej cieku, wyrażanej przez wzór:

$$E_k = \frac{1}{2} \cdot m \cdot v^2 \text{ [J]},$$

gdzie: m – masa wody [kg], v – prędkość płynącej wody [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]. Z powyższego równania wynika, że zdolność cieku do wyruszenia materiału skalnego zależy od masy wody i jej prędkości. W przypadku ruchu burzliwego wody przy obliczaniu prędkości stosuje się z reguły empiryczną formułę Chèzy'ego (Chèzy, Perronet 1775, za: Scheidegger 1974a) i jej późniejsze modyfikacje. Formułę Chèzy'ego przedstawia wzór:

$$v = C \sqrt{J \cdot R},$$

gdzie C – współczynnik prędkości (Chèzy'ego), J – spadek hydrauliczny [–], R – promień hydrauliczny [m] (stosunek powierzchni przekroju poprzecznego kanału do jego obwodu zwilżonego).

Zwyczajowo wyróżnia się cztery odmiany erozji rzecznej: erozję wgłębną (prze-głębianie dna), głównie w skutek eworsji, abrazji lub kawitacji²¹; erozję denną (rozmy-

¹⁹ Wskaźnik Łochtina określony jest wzorem: $\eta_L = \frac{d}{J}$, gdzie d – przeciętna średnica ziaren tworzących dno koryta [mm], J – spadek dna koryta [‰]. Koryta niestabilne mają $\eta_L < 2$, koryta absolutnie stabilne mają $\eta_L > 50$.

²⁰ Wskaźnik Makkaveeva określony jest wzorem: $\eta_M = \frac{d}{B \cdot J \cdot 1000}$, gdzie d – przeciętna średnica ziaren tworzących dno koryta, J – spadek dna koryta [‰], B – szerokość koryta [m]. Koryta niestabilne mają $\eta_M < 6$, koryta absolutnie stabilne mają $\eta_M > 100$.

²¹ Kawitacja, polegająca na gwałtownej przemianie fazy ciekłej w fazę gazową pod wpływem zmiany ciśnienia, zachodzi przy turbulentnym przepływie wody o prędkości w korycie $> 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Mycielska-Dowgiałło i in. 2001). Lokalne nagłe zmiany ciśnienia mogą przekraczać ciśnienie cieczy nawet kilkusetkrotnie, a powstające uderzenia podczas implozji cząsteczek wody

wanie pokrywy aluwialnej); erozję boczną (podcinanie i rozmywanie brzegów) i erozję wsteczną (cofanie progów skalnych, nisz źródłiskowych). W innym ujęciu płynąca woda stwarza warunki do korozji (niszczenie ziaren lub podłoża skalnego pod wpływem związków chemicznych rozpuszczonych w wodzie), solucji (rozpuszczanie materiału dennego), atrycji (pogłębianie i erozja boczna w wyniku działania wirów), reptacji (odrywanie z dna pojedynczych otoczków), eforacji (niszczenie struktury i rozkruszanie rumowiska przez mechaniczne działanie rzeki).

Tempo erozji rzecznej zależy od parametrów hydraulicznych cieku, ale warunkowane jest także odpornością dna na rozmywanie oraz stopniem kohezyności brzegów. Z założenia do poderwania i wprowadzenia w inicjalny ruch cząstki potrzebna jest siła większa niż do jej dalszego transportu. Płynąca woda najłatwiej porusza ziarna o średnicy 0,1–1 mm (Mycielska-Dowgiałło i in. 2001). Siła kohezji sprawia, że im mniejsze ziarna (poniżej 0,1 mm) tym prędkość wody niezbędna do jego poruszenia jest większa.

Zwiększeniu odporności na erozję naturalnie kształtowanych brzegów sprzyja ich zalesienie, co udowodnili Murgatroyd i Ternan (1983). Brzegi porośnięte drzewami opierają się erozji dwukrotnie skuteczniej niż brzegi porośnięte trawą. Zestawienie wyników badań odporności brzegów rzecznych na świecie przeprowadzone przez Huanga i Nansona (1998) dowodzi, że parametr ten wpływa przede wszystkim na szerokość koryta cieku, a nie na jego głębokość czy też kształt przekroju poprzecznego.

Erozja wodna jest jednym z głównych problemów inżynierskich, jakie pojawiają się przy zagospodarowaniu den dolin rzecznych. Bywa bezpośrednim zagrożeniem dla tworzonej infrastruktury. Z tego względu prowadzone są badania laboratoryjne i terenowe

nad poznaniem mechanizmów i określeniem tempa erozji w zależności od zróżnicowanych czynników zewnętrznych (np. Horton 1945, Naden 1987, Neller 1988, Merritt i in. 2003, Morel i in. 2003, Carroll i in. 2004, Starkel 2005, Turowski i in. 2008). W Polsce badania takie mają bogatą tradycję w beskidzkich zlewniach eksperymentalnych (Froehlich 1982, 1995, 1998, 1999, 2006, Izmailow i in. 2004), na Wyżynie Krakowskiej (Kaszowski, Kotarba 1979) czy nad Parsętą (Kostrzewski i in. 1995, Zwoliński 1988). Niektóre ze stosowanych na świecie metod badawczych i modeli erozji są jednak poddawane krytyce (Stroosnijder 2005). Krytyka ta dotyczy problemu, czy badanie małych pól testowych lub pojedynczych cieków uprawnia do ekstrapolacji wyników na większe powierzchnie.

5.1.2.2. Transport

W czasie wezbrań rzecznych zwiększa się zdolność transportowa rzeki, zwana także nośnością. Termin zdolności transportowej został sformułowany przez Zamarina (1948) i oznacza całkowitą ilość rumowiska, jaka może być transportowana przez ciek. Większa prędkość wód wezbraniowych i zwiększenie mocy strumienia powodują wzrost obciążenia rzeki ładunkiem zawieszonym i dennym. Istnieją wtedy odpowiednie warunki do uruchomienia transportu wleczonego rumowiska grubofrakcyjnego. Dzieje się tak, gdy siła poruszająca, wywołana ciśnieniem dynamicznym strugi wody działającym na ziarno leżące na dnie, będzie większa od siły ciężkości zmniejszonej o siłę wyporu oraz siły tarcia spoczynkowego elementu skalnego.

W celu określenia wartości progowej siły poruszającej prowadzi się poszukiwania granicznego bezwymiarowego naprężenia stycznego θ_{gr} podczas badań w laboratorium hydraulicznym lub na podstawie badań terenowych, prezentowanych choćby w pionierskiej pracy Hjulströma (1935) czy pracy

są na tyle silne, że mogą zniszczyć dowolny materiał (Brennen 2005).

Ginza i in. (1996). Bezwymiarowe naprężenie krytyczne θ_{kr} niezbędne do zapoczątkowania ruchu materiału klastycznego lub granulowanego dla warunków hydraulicznych w strefie dna wyrażonych przez liczbę Reynoldsa²² empirycznie opisuje krzywa Shieldsa. Naprężenie krytyczne, zwane parametrem Shieldsa przedstawić można równaniem:

$$\theta_{kr} = \frac{\tau_{kr}}{(\tau_s - \tau) \cdot d} = \frac{h \cdot J \cdot \rho}{g \cdot d \cdot (\rho_s - \rho)},$$

gdzie: d – wielkość średnicy ziarna rumowiska [m] (z reguły średnica miarodajna lub d_{50}), J – spadek zwierciadła wody [–], h – nachylenie koryta cieku [m], g – przyspieszenie ziemskie [$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$], τ_{kr} – naprężenie styczne krytyczne [$\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$], τ_s – naprężenie styczne [$\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$], ρ – ciężar objętościowy wody [$\text{kg} \cdot \text{s}^{-3}$], ρ_s – ciężar rumowiska [$\text{kg} \cdot \text{s}^{-3}$] (Chanson 2004). W praktyce wyznacza się go, znając wartości zmieniającego się spadku zwierciadła wody lub zmiany prędkości dynamicznej v_d , mierzonej bezpośrednio z profilu prędkości przydennej (Radecki-Pawlik 2006). Równanie przyjmuje wówczas postać:

$$\theta_{kr} = \frac{v_d^2 \cdot \rho}{g \cdot d \cdot (\rho_s - \rho)},$$

gdzie: v_d – prędkość dynamiczna [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$], reszta oznaczeń jak w poprzednim wzorze.

Wśród równań stosowanych do obliczania intensywności transportowanego rumowiska wyróżnia się cztery podstawowe typy. Typ pierwszy uwzględnia wpływ naprężeń statycznych na powierzchnię dna, typ drugi natężenie przepływu i spadku zwier-

ciadła, odmienne są równania wyprowadzone na drodze statystycznego ujęcia struktury ruchu wody i jej wpływu na stateczność rumowiska oraz zakładające zróżnicowanie intensywności transportu dla zmian prędkości przepływu wody. W praktyce wartości transportu rumowiska oblicza się najczęściej za pomocą formuł Mayer-Petera i Müllera (1948, za: Chanson 2004), Kalinskiego-Frijlinka, Einsteina-Browna, Schoklitscha, a także Bagnolda, Ackersa i White'a czy Parkera (Ozga-Zielińska, Brzeziński 1994, Liu 2001, Barry 2004). W podręczniku Vanoniego (2006) można znaleźć opis 13 takich formuł. Na potrzeby inżynierskie stosuje się założenia prędkości nierozmywających (Lambor 1971), których przykład przedstawiono w tab. 5.1.

Badania nad przebiegiem procesów transportu rumowiska rzecznoego w czasie wezbrań pokazują, że kulminacja sedymentogramu nie musi się pokrywać, ale może także wyprzedzać kulminację hydrogramu. Dowodów na to dostarcza analiza Barszcza i Banasika (2002) oparta na pomiarach w małej zlewni podgórskiej na obszarze Hesi w Niemczech. Dzieje się tak, gdy czoło fali wezbraniowej usuwa mobilny materiał denni jeszcze przed maksymalnym stanem wody w korycie. W rzeczywistości jednak reakcje między kulminacjami przepływu wody i transportem osadów są bardziej złożone. Za lokalne zmiany w obciążeniu rzeki i miejscowe zwiększenie średnicy rumowiska dennego odpowiada także bezpośrednia dostawa gruboziarnistego materiału stokowego do koryt, np. z osunięć i obrywów na podcięciach erozyjnych brzegów w zlewniach górskich (Owczarek 2004, 2007, 2008).

5.1.2.3. Depozycja, akumulacja, sedymentacja

Mobilność osadów rzecznych podczas przepływów wezbraniowych ulega ograniczeniu w miejscach, gdzie zmniejszają się moc strumienia i siła transportowa rzeki.

²² Liczba Reynoldsa (ang. *Reynolds number*) – bezwymiarowa liczba podobieństwa służąca do szacowania występującego podczas ruchu płynu stosunku sił czynnych (sił bezwładności) do sił biernych związanych z tarcie wewnętrznym płynu (lepkością). Liczba Reynoldsa dla ziaren rumowiska opisywana jest równaniem:

$Re_p = \frac{U_p \cdot d}{\nu}$, gdzie U – prędkość dynamiczna [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$], d – średnica ziarna [m], ν – lepkość kinematyczna płynu [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] (Rott 1990, Chanson 2004).

Tab. 5.1. Nierozmywające średnie prędkości wody dla gruntów niespoistych [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]. Według: Lambor (1971), Dz.U.00.63.735

Fracja	Wymiary frakcji [mm]	Średnia głębokości wody [m]				
		0,4	1,0	2,0	3,0	5,0
pył i il	do 0,05	0,20	0,30	0,40	0,45	0,55
piasek drobny	0,05–2,0 (50% ziaren <0,25)	0,20–0,35	0,30–0,45	0,40–0,55	0,45–0,60	0,55–0,70
piasek średni	0,05–2,0 (50% ziaren) >0,25 i <0,50)	0,35–0,50	0,45–0,60	0,55–0,70	0,60–0,75	0,70–0,85
piasek gruby	0,05–2,0 (50% ziaren >0,50)	0,50–0,60	0,60–0,70	0,70–0,75	0,75–0,85	0,85–0,95
żwir drobny	2,0–5,0	0,60–0,80	0,70–0,85	0,75–1,00	0,85–1,10	0,95–1,20
żwir średni	5,0–15,0	0,80–1,10	0,85–1,20	1,00–1,35	1,10–1,50	1,20–1,65
żwir gruby /otoczaki drobne	15,0–25,0	1,10–1,25	1,20–1,45	1,35–1,65	1,50–1,85	1,65–2,00
otoczaki średnie	25,0–40,0	–	1,40–1,80	–	–	–
otoczaki grube	40,0–75,0	–	1,80–2,40	–	–	–

Z reguły wiąże się to ze zmniejszeniem spadku hydraulicznego, kojarzonego ze zmianą profilu podłużnego rzeki, rozproszaniem przepływu (zwiększeniem szerokości koryta rzeki), wzrostem tarcia w korycie czy podparciem wód rzecznych sztuczną bądź naturalną przeszkodą. W efekcie dochodzi do unieruchomienia aluwium rzecznych, które według Klimaszewskiego (1978) i Teisseyre’a (1991b) najogólniej można nazwać akumulacją, dotyczącą każdego przyrostu osadów na powierzchni litosfery. Teisseyre (1991b) wyraźnie zdefiniował także pojęcie depozycji, jako przejściowe złożenie osadów, które podlegają łatwej redepozycji, np. podczas wezbrań powodziowych cieku i nie prowadzą do powstania osadów o dużej miąższości oraz pojęcie sedymtacji, jako trwałego gromadzenia się osadów, głównie w zbiornikach wodnych lub basenach sedymtacji lądowej.

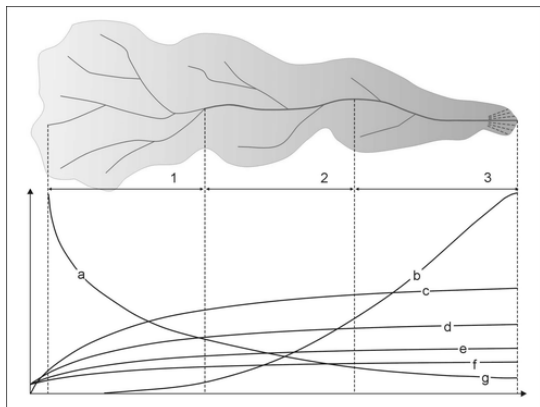
Wśród procesów depozycyjnych wyróżnia się inkursję (wypełnianie przestrzeni

interstycjalnych – międzyziarnowych), akrecję (zwalnianie procesu wleczenia aż do stabilizacji – imbrykacja), dekantację (wytrącanie zawiesiny).

5.1.3. Formy rzeźby fluwialnej

Procesy erozji, transportu i akumulacji rzecznej, determinowane takimi czynnikami jak budowa geologiczna, sytuacja hydrologiczna, pokrycie terenu etc., decydują o morfologii koryta i doliny rzecznej (ryc. 5.2). Najczęściej w rzeźbie terenu dolin rzecznych wyróżnia się osobno formy erozyjne i akumulacyjne. Inny podział odnosi się do form korytowych i pozakorytowych. W niektórych publikacjach spotyka się też sformułowanie „formy przykorytowe”, wskazujące ich miejsce w strefie brzegowej. O ile wykształcenie form fluwialnych w obrębie dna doliny i jej zboczy niesie za sobą długoterminowy zapis zmian tendencji erozyjno-akumulacyjnych

cieku i co za tym idzie zmian środowiskowych w zlewni, o tyle formy korytowe odzwierciedlają aktualną równowagę dynamiczną między wielkością przepływu i transportem rumowiska cieku. W warunkach przepływów brzegowych i mniejszych, formy pozakorytowe nie tworzą się.



Ryc. 5.2. Schematyczna charakterystyka hydrologiczna zlewni i właściwości koryta rzecznego. Objasnienia: 1 – część górna zlewni, 2 – część środkowa zlewni, 3 – część dolna zlewni, a – spadek zlewni, b – objętość akumulowanego rumowiska rzecznego, c – przepływ wody, d – szerokość koryta cieku, e – głębokość koryta, f – średnia prędkość przepływu, g – wielkość ziaren materiału dennego. Według: Church (1996)

Typowe kształty i charakterystyczne cechy koryt rzecznych służą klasyfikacji rzek, zawartych w każdym podręczniku do geomorfologii fluwialnej. Rozwinięte klasyfikacje znaleźć można w popularnych książkach Schumma (1969), Morisavy (1985) lub Churcha (1996). Bardziej specjalistyczna publikacja Montgomery'ego i Buffingtona (1997) dotyczy samych koryt górskich, publikacja Richardsona i Carlinga (2005) koryt skalnych, o dnie żłobionym w litym podłożu, a podręcznik Bakera i in. (1988) zajmuje się w ogólności odcinkami rzek noszącymi ślady modelowania powodziowego. W literaturze polskiej przegląd klasycznych podziałów rzek opublikowali Rachocki (1977) i w syntetycznym opracowaniu sedymologicznym Zieliński (1998). W ujęciu rzek gór-

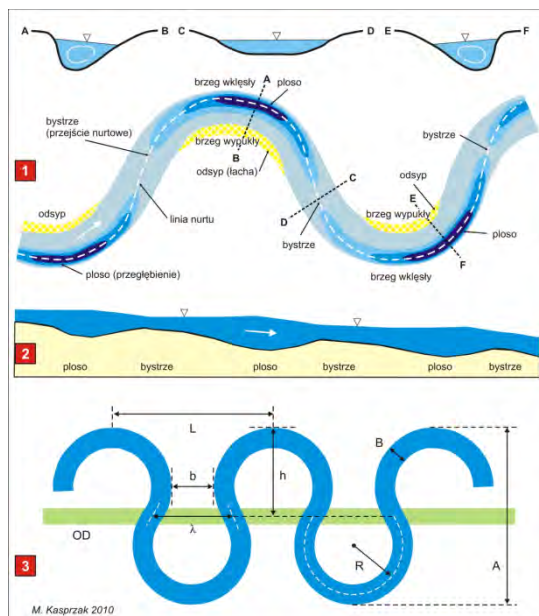
skich podobną pracę wykonał Radecki-Pawlik (2001). Zbiór metod służących typologii koryt przedstawili także Kaszowski i Krzemień (1986). Autorzy najczęściej wyróżniają rzeki żwirowe i o dnie piaszczystym, rzeki jednokorytowe (także jednokorytowe wielonurtowe) i wielokorytowe. Pod względem kształtu koryta w planie wydziela się koryta proste, kręte, meandrujące, anastomozujące, roztokowe i błędzące (ang. *wandering*). Szerszą dyskusję nad kształtami koryt rzecznych wraz regionalnymi przykładami znaleźć można u Teisseyre'a (1991b, 1992). Cechy koryt rzecznych, w tym ich rozmiary i geometria, służą mogą estymacji przepływów brzegowego lub powodziowego (Scheidegger 1974b, Wharton 1992, Heritage i in. 2003).

5.1.3.1. Formy korytowe

Do charakterystycznych cech każdego cieku naturalnego należy naprzemienne występowanie odcinków o mniejszej i większej prędkości przepływu wody. Badania trójwymiarowego modelu zmian geometrii koryt meandrowych prowadzone przez Frothinghama i Rhoadsa (2003) potwierdzają, że największe zmiany prędkości przepływu występują powyżej wierzchołków i poniżej wierzchołków zakoli. Swoistą równowagę dynamiczną cieku odzwierciedla rozmieszczenie form korytowych. Zgodnie ze zmianami prędkości przepływu w korytach występuje układ naprzemiennych przegłębień i przemiałów (plos i szypotów), których odległości między sobą wynoszą z reguły tyle, co pięciokrotna szerokość koryta (ryc. 5.3).

Układ powstających form dennych zmienia się w zależności od cech strukturalnych rumowiska i prędkości przepływu wody. Ich najbogatszy inwentarz cechuje duże rzeki o dnie aluwialnym, piaszczystym – są to podwodne zmarszczki, wydmy (diuny) ze zmarszczkami, wydmy (diuny) i antywydmy (antydiuny) (Gradziński i in. 1986). Fizyczny opis mechanizmu ich powstawania znajduje

się w polskojęzycznych tłumaczeniach podręczników J.R.L. Allena (1977), P.A. Allena (2000) i innych pracach, np. klasycznych publikacjach Gradzińskiego (1973) czy Kauruńeva (1977).



Ryc. 5.3. Objasnienia: 1 – charakterystyczne elementy koryta rzecznego w planie, na przekrojach zaznaczono strzałkami poprzeczny ruch wody, 2 – przekrój podłużny przez koryto rzeczne z uwypukleniem efektu odskoku hydraulicznego na odcinku płosa i zmian poziomu lustra wody, 3 – parametry morfometryczne koryta meandrowego, OD – oś doliny, L – długość fali meandru, A – amplituda (rozpiętość) meandru, b – szerokość szyi meandru, λ – szerokość zakola, h – wysokość zakola, R – promień zakola meandru (wielkość krzywizny zakola), B – szerokość koryta, S – długość zakola

Nagromadzenie aluwium, które wyna-
rza się ponad lustro wody nazywane jest
łachą lub odsypem. Formy te są stale kształ-
towane przez rzekę i mogą przemieszczać się
wzdłuż jej koryta. Wyjątek stanowią formy,
jakie tworzą się i są aktywne wyłącznie pod-
czas wysokich stanów wody. W sytuacji
niskich przepływów może dojść do stabiliza-
cji odsypów przez roślinność. Pod względem
lokalizacji wydzielić można odsypy zakolo-

we (meandrowe), naprzemianległe, środko-
we, powstałe przed przeszkodą lub za prze-
szkodą. Wyróżnia się także odsypy rozto-
kowe i nieregularne. Odsypy mogą mieć prze-
kroje płaskie, soczewkowe, z ostro ściętym
krajem od strony dystalnej lub ścięte na
obu krańcach, mogą być także świeżo po
rozmyciu (Radecki-Pawlik 2006). W obudo-
wanych, sztucznie prostowanych korytach
pospolite są z reguły odsypy środkowe, ce-
chujące się lepszym wysortowaniem materia-
łu od swoich odpowiedników w środowisku
koryt naturalnych (Petts 1984).

Skala fluwialnych form akumulacyj-
nych jest zróżnicowana. Do najmniejszych
należą nagromadzenia pojedynczych
otoczków (ang. *pebble cluster*) (Teisseyre
1975, 1977a, Billi 1988, Giriat i in. 2008).
Największe z rozpoznanych we współcze-
snym środowisku form powstawały podczas
tzw. megapowodzi (Martini i in. 2002). Do
takich epizodów zalicza się nagłe opróżnie-
nie północnoamerykańskiego glacialnego
jeziora Missoula w schyłkowej fazie plejsto-
cenu, kiedy przepływ fali powodziowej wy-
nosił $2 \cdot 10^7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (5,5 tys. razy więcej niż
przepływ Odry w lipcu 1997 r. we Wrocławiu)
i sięgał poziomu 150 m ponad dno doliny.
Pojedyncze transportowane otoczki
miały średnicę przekraczającą 20 m, a sedy-
mentację transportowanych żwirów stwier-
dzono w warstwie o miąższości 100–160 m,
zalegającej w rowie ryftowym na dnie Pacy-
fiku, oddalonym o 1000 km od ujścia rzeki
Columbia (Baker 2002). Podobne zdarzenie
dotyczyło jeziora Chuya w górach Ałtaj na
południu Syberii, gdzie fala miała zbliżoną
wartość przepływu, lecz sięgała na wysokość
400 m. Zachowane gigantyczne antywydmy
mają tam do 20 m wysokości i 300 m długo-
ści, a żwirowe odsypy wysokość nawet
120 m i długość do 5 km (Carling i in. 2002).
Wielkie paleopowodzie znane są także
z obszaru Islandii, gdzie powstawały wsku-
tek topnienia śniegu i lodowców pod wpły-
wem procesów wulkanicznych. W północnej
części lodowca Vatnajökull, między 2500
i 2000 lat temu, miał miejsce odpływ rzędu

$0,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lub większy, tworzący wydmy wysokości 1–3 m i odsypy żwirowe 5 m wysokości (Waitt 2002). W czasach historycznych podobne zdarzenia miały w północnej Islandii miejsce 12 października 1918 r. (przepływ szacowany na $1,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) i 4–5 listopada 1996 ($52\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). W innych regionach świata megapowodzie dotknęły np. obszary północnej Syberii, czy depresję rzek Kuma i Many, gdzie w późnym glacie doszło do połączenia mórz Kaspijskiego i Czarnego.

5.1.3.2. Formy pozakorytowe

Inwentarz form fluwialnych, jakie tworzą się w warunkach wezbraniowych poza korytem rzeczonym, jest bogaty i mocno zróżnicowany pod względem skali w zależności od typu rzek, budowy geologicznej i antropogenicznego przekształcenia zlewni. Do szczególnych warunków przepływu poza głównym korytem należą mniejsza głębokość strumienia i wolniejszy z reguły przepływ, większa szorstkość podłoża i występowanie przeszkód terenowych. W wyniku erozji tworzyć się mogą nowe koryta poza głównym kanałem ciekłu: koryta przelewowe, czyli skróty wód powodziowych na cięciwach zakoli, boczne, równoległe do koryta głównego koryta powodziowe²³, czy nowe koryto przejmujące funkcję starego podczas awulsji rzeki.

Akumulacja aluwium rzecznoego poza korytem rzeki dokonuje się na powierzchni równi zalewowej, będącej niemal zawsze

najniższą terasą doliny. Szeroko stosowany podział na terasy zalewowe i nadzalewowe nie wydaje się przy tym właściwy. O poziomie wody decydują zmienne warunki hydrologiczne, a nie kryterium morfologiczne i teoretycznie każda z teras lub jej fragmentów może być objęta zalewem.

Laboratoryjny eksperyment Bathursta (2002) potwierdza obserwacje, że w przypadku koryta prostego osady pozakorytowe powstają po jego obydwu stronach w stosunkowo regularnej formie (ang. *berm*) i wraz ze zwiększaniem prędkości przepływu rośnie szerokość pasa depozycji. W korytach meandrowych depozycja zachodzi na całej powierzchni wewnętrznej zakoli (przy brzegach wypukłych). Największa depozycja dotyczy dolnej części zakola, tuż za zagięciem jego wierzchołka. Wyniki badań osadów pozakorytowych aluwialnej rzeki Severn w Walii dowodzą także segregacji frakcjonalnej aluwium wraz ze wzrostem odległości od brzegu (Marriott 1992).

Wśród powstających form pozakorytowych wyróżnia się wały przykorytowe, wtórnie rozcinane krewasowo i powstające za nimi glify (stożki) krewasowe. Wały przykorytowe wznoszą się ponad normalny poziom rzeki, a ich dystalny do koryta grzbiet opada łagodnie w kierunku depresji, których poziom może znajdować się poniżej rzędnej rzeki i które pełnią funkcję basenów powodziowych. Schematyczny, uniwersalny w swojej wymowie przegląd form pozakorytowych rzek meandrujących, opracowany m.in. na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych dorzecza Warty i Parsęty, znajduje się w publikacjach Gonery i in. (1985) i Zwolińskiego (1992).

5.1.3.3. Przekształcenia morfologiczne wałów przeciwpowodziowych

Oddziaływanie wód wezbraniowych wpływa na przekształcenie form terenu stworzonych przez człowieka. Na dynamiczne zmiany narażone są m.in. wały przeciwpowodziowe.

²³ Modelowym przykładem koryt bocznych są koryta typu *Yazoo*, biegnące na obszarze rozległej równi zalewowej na długim dystansie, równoległe do koryta głównego ciekłu, oddzielone od niego wyniesieniem wału przykorytowego (Ward 2004). Nazwa pochodzi od rzeki Yazoo w USA. Meandrowy system koryt rzeki Yazoo i jej licznych dopływów przebiega wzdłuż rzeki Mississipi na dystansie 400 km z Memphis do Vicksburga – koryta cechują się niewielkim spadkiem podłużnym ($11,4 \text{ cm} \cdot \text{km}^{-1}$) i wykorzystują wspólną z Mississipi aluwialną powierzchnię równi zalewowej o szerokości 34–150 km (Kolb i in. 1968).

wodziove, utrudniające rzece przystosowanie hydrauliczne koryta do warunków przepływu wielkiej wody. Większość ich uszkodzeń powstaje w wyniku bezpośredniego rozmycia erozyjnego korpusu przez wodę przelewającą się przez koronę wałów. Rozmycie takie w przypadku zwyczajnych grobli ziemnych następuje w bardzo krótkim czasie, zazwyczaj kilku-, kilkunastu minut. Pozostałe przypadki uszkodzeń powodowane są nadmiernym odesktałceniem korpusu wału lub podłoża wywołanymi zjawiskami infiltracyjnymi.

Do głównych rodzajów uszkodzeń wałów należą: zsuwy na skarpach, miejscowe deformacje, upłynnienie gruntu wraz z zsuwem na skarpie, przebicie przez wkładki i podziemne kanały, zsuwy powodowane pęknięciami, zsuwy powodowane filtracją na styku starego i nowego wału lub na styku z podłożem oraz przebicia hydrauliczne w podłożu (*Ochrona od powodzi...* 1997). Przyczyną niepożądanych zjawisk infiltracyjnych w korpusie wałów mogą być gryzonie bytujące z reguły od strony nawodnej skarpy. Wśród podziemnych nor wyróżnia się od góry strefę kserofitu (nory drążone przez susła lub dzikiego królika), strefę mezofitu (nornik, chomik), strefę higrofitu (nornik, kret) oraz strefę hydrofitu (karczownik, piżmak, szczur wodny, wydra, bóbr).

5.2. Geomorfologia fluwialna w literaturze dotyczącej Dolnego Śląska

Za początek badań geomorfologicznych nad rzeźbą fluwialną, które nie wynikały z potrzeb regulacji rzek i prowadzenia żeglugi śródlądowej, uznać można koniec XIX w. To wtedy powstało fundamentalne dzieło Partscha (1894) o zlodowaceniu Karonoszy, w którym znalazły się informacje odnośnie genezy utworów żwirowych w Kotlinie Jeleniogórskiej. Aluwia rzeczne w dnie kotliny stały się następnie obiektem

kartowania geologicznego Berga (1915, 1927, 1940), autora znakomitych map geologicznych *Geologische Karte* w skali 1:25 000, a także Büdela (1937). Niemiecka literatura obfitowała przy tym w kompetentne opracowania ogólnogeograficzne, w których sporo miejsca poświęcano problematyce wodnej, np. *Die Oder* (...) (1925).

Formy fluwialne analizowano głównie pod kątem rozwoju rzeźby i odtwarzania warunków paleogeograficznych. Po wojnie temat ten podjęli dla niżowej części województwa Szczepankiewicz (1959), dla Przedgórza Sudeckiego Walczak (1954), Baraniecki (1962), Wroński (1974a, 1974b), a dla Sudetów Baraniecki (1951), Dumanowski (1951), Szczepankiewicz (1952), Grocholski i Milewicz (1958), Milewicz (1961), Kostrzewski (1970). W następnym okresie powstało szereg prac dotyczących systemów terasowych rzek przecinających sudecki uskok brzeżny (Krzyszkowski, Migoń 1991, Krzyszkowski, Pijet 1993, Krzyszkowski, Stachura 1993, Przybylski 1998a, 1998b, Przybylski i in. 1998, Krzyszkowski, Biernat 1998, Krzyszkowski i in. 1995, 1998, 2000), rekonstrukcji plejstoceńskiego i przedplejstoceńskiego systemu rzeczno Sudetów (Michniewicz i in. 1996, Michniewicz 1998), osadów rzecznych górnej Nysy (Sroka, Kowalska 1998), petrografii osadów rzecznych na Przedgórzu Sudeckim (Badura, Przybylski 2000), sedimentologicznych cech osadów plioceńskich i wczesnoplejstoceńskich stożków napływowych (Mastalerz, Wojewoda 1990, 1993) czy czwartorzędowego rozwoju stożków napływowych w dnie Kotliny Jeleniogórskiej (Chmal, Kasprzak 2008).

Prekursorem dolnośląskich badań z zakresu dynamiki procesów fluwialnych był Teisseyre (1975, 1977a, 1977b, 1977 c, 1979a, 1979b, 1984, 1985, 1988a, 1988b, 1989, 1990, 1991a, 1991b, 1991d, 1992a, 1992b), zajmujący się głównie górnym Bobrem i jego dopływami. Szeroko zakrojone badania z zakresu hydrologii i geomorfologii cieków górskich prowadzono także w obliczu zmian środowiska podczas tzw. kłęski

ekologicznej i wymierania sudeckich lasów w latach 80. XX w. Dotyczyły one denudacji i transportu rumowiska w eksperymentalnych zlewniach Masywu Śnieżnika (Bieroński, Pulina 1975) i Karkonoszy (Bieroński 1990, 1993, 1994, Bieroński i in. 1991, Bieroński, Panek 1993, Bieroński, Tomaszewski 1979, 1994, Katrycz 1998). Nowszą pracą jest publikacja Kurowskiego i Jędrzejczak (2007) poświęcona formom dna i cechom osadów Strzegomki na wysokości Kątów Wrocławskich.

Impulsem do publikowania na temat form i procesów fluwialnych zawsze były wydarzenia powodziowe, choćby w 1977 r. na Bobrze i Kaczawie (Lisowski 1979, Orłowska 1979) w dorzeczu Nysy Kłodzkiej w latach 1997, 1998 (Czerwiński, Żurawek 1999a,b, Łach 2000, 2001, Zieliński 2000) czy nad Kwisą i Kamienną w sierpniu 2006 r. (Kasprzak 2006). Szczegółowo kartowano ich skutki geomorfologiczne w dolinach Wilczki i Bystrzycy Dusznickiej (Żurawek 1999). Wezbrania dawały także możliwość przeprowadzenia sedimentologicznych klasyfikacji form powodziowych (Zieliński 2001, 2003, 2005). W pracach z okresu ostatnich 20 lat podkreśla się wpływ człowieka na kształtowanie rzeźby fluwialnej (Bieroński 1990, Klimek i in. 2003, Traczyk, Kasprzak 2005) uszczegółowia obserwacje (Dąbrowska, Kasprzak 2007) i stosuje nowe techniki pomiarowe (Kasprzak 2008). Elementy geomorfologii pojawiają się także w pracach z zakresu projektów inżynierii wodnej, np. u Bińkowskiego i in. (2007).

Jak dotąd, na temat geomorfologii fluwialnej Dolnego Śląska powstało niewiele publikacji syntetycznych. Tematyka ta bywa z reguły częścią rozważań nad współczesnymi przemianami rzeźby (Ciszewski, Dubicki 2008, Twardy, Klimek 2008, Migoń 2008). Przegląd sudeckich form fluwialnych znaleźć można w tekście Jahna (1960) zawartym w jednym z tomów *Regionalnej Geologii Polski*, natomiast szeroką charakterystykę geologiczną i geomorfologiczną doliny Odry w monograficznej książce autor-

stwa Kolago i in. (1972). Choć publikacje te mimo swojego wieku nie tracą na wartości, daje się odczuć niedosyt wiadomości z tej dziedziny wiedzy. Pisali o tym Traczyk i Kasprzak (2006), wskazując na przykładzie Karkonoszy na niekompletne wydzielenia osadów rzecznych na mapach geologicznych, brak ich rozpoznania w większej skali, a także na nierozwiązane dotąd problemy badawcze.

5.3. Geomorfologiczne skutki wezbrań na rzekach nizinnych Dolnego Śląska

5.3.1. Główne cechy systemu fluwialnego

Geomorfologiczne skutki powodzi na nizinnych rzekach Dolnego Śląska wynikają w dużej mierze z antropogenicznego przekształcenia zlewni, co jest typowe dla tej części Europy. Za początek intensywnej presji człowieka w dorzeczu Odry uważa się okres deforestacji i rozwoju rolnictwa w epoce brązu przez ludy kultury łużyckiej. Działania te spowodowały wzrost spłukiwania na stokach, czego efektem jest akumulacja utworów madowych w dnach dolin (Jahn, Szczepankiewicz 1967). Wykorzystując datowania ^{14}C , wiek najstarszych poziomów tzw. mady rolniczej tworzącej współczesne aluwia Odry, oceniono na 2700 ± 115 lat B.P. (Dumanowski, Jahn, Szczepankiewicz 1962, Szczepankiewicz 1989). Data ta jest młodsza od wyników uzyskanych w dolinie Oławy między Strzelinem a Ziębicami (Teisseyre 1994), gdzie spąg górnego poziomu madowego (tzw. mada ciemna) na stanowisku w Gębicach na południe od Białego Kościoła został określony na 5480 ± 100 B.P. Starszą datę uzyskaną metodą ^{14}C można tłumaczyć wcześniejszym rozwojem rolnictwa w bardziej sprzyjających warunkach środowiskowych Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich. Górna warstwa odrzańskich

pokryw aluwialnych zawiera zanieczyszczenia i fragmenty materiałów związane z bliską współczesnością działalnością przemysłową i zrzutami kopalnianymi zagłębi węglowych, stąd poziom ten nazywany był przez Szczepankiewicza (1970) „madą przemysłową”.

Ostatnie stulecia to czas prostowania biegu rzek, tworzenia zabudowy hydrotechnicznej, zagospodarowywania obszarów zalewowych, zwężania światła łóżyska rzeki koronami wałów przeciwpowodziowych. W efekcie zwiększono prędkości przepływów powodziowych, a przy długotrwałych przepływach niskich spowodowano małe napęnienia koryt, prowadząc do niewłaściwej termiki i napowietrzenia strugi, a lokalnie do degradacji życia biologicznego w rzekach (Ratomski 2004). Niekorzystne skutki regulacji rzek zaprezentowano w tab. 5.2.

Do charakterystycznych cech rzek nizinnych zaliczyć można przewyższenie aktywnego koryta ponad grzbiet aluwialny. Wał przykorytowy ma szerokość od połowy do 4 szerokości koryta, wysokość kilka decymetrów do kilku metrów, a jego nachylenie ku korytu przekracza kilkakrotnie spadek w kierunku obramowania łóżyska rzeki (Allen 1977). Wały przykorytowe i osady, które wypełniają rozcinające je kanały, noszą ślady zalewów. W osadach dominują naprzemianległe warstwy o grubości kilku lub kilkunastu decymetrów drobno- i średnioziarnistych piasków i mułków. Na odcinku wrocławskim osady rzeczne Odry i Oławy mają miąższość 10–20 m, zazwyczaj 15 m. W ich spągu występują żwiry z otoczkami i piaski ze żwirem, wyżej zalegają piaski grube i średnie, na powierzchni muły i miejscami torfy (Kowalski 2003).

Tab. 5.2. Wpływ robót regulacyjnych na zmiany morfologicznego i ekologicznego funkcjonowania koryta oraz doliny rzecznej. Według: Żelazo, Popek (2002)

Rodzaj robót	Efekt hydrauliczny	Efekt morfologiczny	Efekt ekologiczny
pogłębienie i/lub poszerzenie koryta	– obniżenie poziomu wody, – obniżenie częstości wylewów wód wielkich	– erozja na odcinku robót regulacyjnych, – erozja wsteczna na odcinku powyżej miejsca robót regulacyjnych, – akumulacja rumowiska na odcinku poniżej robót regulacyjnych, – na odcinkach erodowanych na skutek obniżania się dna możliwa jest utrata kontaktu ze starorzeczami i odnogami rzeki,	– degradacja biotopów korytowych dennych i brzegowych, – zmiany uwilgotnienia skarp i terenu zalewowego, zmiany roślinności, – zanikanie mokradeł – utrata naturalnego układu poziomego, – degradacja biotopów korytowych dennych i brzegowych, – zanikanie wilgotnych biotopów dolinowych
skracanie koryta (prostowanie biegu rzeki)	– wzrost spadku hydraulicznego i prędkości przepływu wody	– na odcinkach erodowanych na skutek obniżania się dna możliwa jest utrata kontaktu ze starorzeczami i odnogami rzeki, – na odcinkach obwałowanych brak kontaktu z wodami pozostającymi poza międzywałem	– możliwa degradacja biotopów korytowych i dolinowych w międzywałach, – zanikanie wilgotnych biotopów dolinowych leżących poza wałami
budowa wałów przeciwpowodziowych	– zmniejszenie retencji w dolinie, – podniesienie poziomu wód wielkich w korycie głównym, – wzrost prędkości przepływu w korycie głównym		

5.3.2. Charakterystyczny przebieg procesów hydrologicznych i geomorfologicznych

Powodzie na nizinnych obszarach Dolnego Śląska powodują w naturalnym środowisku podtopienie fragmentów równi zalewowej, co na największą skalę ma miejsce w dnie doliny Odry. Po ustąpieniu wód powodziowych odsłaniają się tu piaszczyste odsypy o wysokości z reguły od 10–20 do 50 cm i szerokości 5–15 m, ripplemarki w strefie brzeżnej basenów powodziowych oraz wały i cienie piaszczyste za przeszkodami lub w częściach dystalnych równi zalewowej (Ruszczycka-Mizera 1978, Horska-Schwarz 2006). Towarzyszą im formy erozyjne – nieregularne, płytkie obniżenia o szerokości 30–50 m i długości 200–500 m. Nie jest znana nawet przybliżona objętość form akumulacji rzecznej powstałej w wyniku jakiegokolwiek powodzi Odry. Wyniki standardowych pomiarów transportu rumowiska na rzece oraz dolnych odcinkach jej dopływów podano w tab. 5.3.

Na odcinkach meandrowych wody wezbraniowe spowodować mogą znaczące zmiany korytowe, polegające głównie na tworzeniu koryt przelewowych i odcinaniu szyi meandrów (Spinewine, Zech 2008). Zdarzenia takie były współcześnie obserwowane na górnej Odrze między Chałupkami a ujściem Olzy – poza terenem Dolnego Śląska (Kasperek, Parzonka 2005). Podczas powodzi w 1967 r. i w 1997 r.²⁴ doszło tam do przerwania dwóch zakoli. Jak stwierdzono po wydarzeniach z lipca 1997 r., w górnej części odciętych zakoli deponowane było głównie rumowisko wleczone, natomiast w jego częściach środkowej i dolnej rumowisko unoszone (Kasperek i in. 2007). W dnie koryt obserwowano skutki sortowania materiału ziarnowego i wytworzenie się obrukowania. Wielkość ziaren składających się na

opancerzenie dna wynosiła 8,4–9,8 cm, podczas gdy w warstwie osadu na głębokości 20–40 cm uziarnienie wynosiło przeciętnie 2,3–2,9 cm.

W nowopowstałych korytach spadki zwierciadła wody i prędkości przepływu przewyższały parametry odcinków pierwotnych. Przejęły one niemal całkowicie przepływ rzeki, zamieniając poprzednie koryta w starorzecza (Kasperek, Parzonka 2005). Przy wlocie do pierwotnego meandra powstały wyspy, a w jego obrębie łachy i odsypiska. Utworzone wyspy zbudowane zostały z namulów o dużej zawartości części organicznych i drobnego piasku, miąższości do 70 cm. Już po 3–4 latach pokryły się one całkowicie zaroślami krzaczastymi, co w odciętych meandrach wpłynęło na znaczne zmniejszenie prędkości przepływu wody. Analiza porównawcza uziarnienia dna Odry sprzed powodzi 1997 r. wykazała, że w wyniku wezbrania zmniejszyła się zawartość piasków (z 16 do 12%) i żwirów (z 39 do 18%), wzrósł natomiast udział otoczków (z 45 do 48%), udział głazów wyniósł 22% (Kasperek, Parzonka 2008). Intensywność transportu rumowiska na tym odcinku Odry, obliczaną na podstawie 9 różnych formuł, ustalono dla przepływów wysokich na $284 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$, przy intensywności dla przepływów średnich $10 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ i przepływach niskich (rzędu $Q = 10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) $0,2 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$.

Epizody powodziowe uwypukliły także tendencję do erozji dennej Odry poniżej mostów. Dno rzeki obniżyło się o ponad 2 m na dystansie 283 m od mostu kolejowego w Chałupkach oraz o ponad 3 m na dystansie 599 m od mostu drogowego w tej miejscowości (Kasperek, Parzonka 2005). Dodatkowo w 1997 r. linia nurtu rzeki zmieniła swoje położenie nawet o 9 m (w lewą stronę na km 20,117). Przepływ wody powodował także powstanie wyrw w brzegu o powierzchni do 3962 m^2 (rejon miejscowości Zabełków) i odsypów o długości 220 m, szerokości do 24 m i miąższości 2,8 m. Przesunięcie brzegu sięgało do 27 m (most kolejowy w Chałupkach).

²⁴ W 1997 r. fala wezbraniowa Odry w przekroju Chałupki miała wysokość 8 m, przepływ $Q_{\text{max}} = 2160 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Kasperek, Parzonka 2008).

Tab. 5.3. Pomiary rumowiska unoszonego na dolnośląskich rzekach w roku 1983. Uwaga: niektóre stanowiska pomiarowe zlokalizowane poza obszarem województwa dolnośląskiego. Według: *Rocznik hydrologiczny wód powierzchniowych...* (1983)

Rzeka	Posterunek wodowskazowy	Powierzchnia [km ²]	Rumowisko unoszone					
			zima		rok		lato	
			zmącenie [g·m ⁻³]	transport [t]	zmącenie [g·m ⁻³]	transport [t]	zmącenie [g·m ⁻³]	transport [t]
Odra	Ścinawa	29 584	20	52 400	25	115 000	33	62 400
Nysa Kłodzka	Nysa	2 134	42	9 770	42	23 100	42	13 300
Bystrzyca	Jarnołtów	1 710	25	2 060	21	3 400	17	1 340
Barycz	Osetno	4 579	17	2 300	16	3 710	13	1 410
Bóbr	Żagań	4 254	31	14 100	39	33 000	49	18 900
Kwisa	Łozy	903	22	3 030	20	4 910	18	1 880
Nysa Łużycka	Zgorzelec	1 609	121	28 300	112	40 800	94	12 500

Na dolnośląskim odcinku Odry, gdzie znacznie zmodyfikowano bieg rzeki, zabiegi regulacyjne nie dopuszczają do zmian korytowych Odry, za wyjątkiem sytuacji krytycznych, gdy niezbędne staje się dokonanie sztucznych uszkodzeń wałów dla zmniejszenia przepływu w kierunku obszarów zabudowanych, z reguły kosztem obszarów rolniczych. Próby takie spotykają się jednak z protestami lokalnej ludności, jak w przypadku interwencji mieszkańców Jeszkowic i Łanów w lipcu 1997 r., którzy udaremnili zdetonowanie ładunków wybuchowych na wałach sąsiadujących z ich wsiami. Naturalne zmiany korytowe możliwe są natomiast wzdłuż dzikich odcinków Bystrzycy czy Oławy.

Wzdłuż Odry nie występuje naturalny przyrost osadów powodziowych na fragmentach dna doliny odciętych od koryta wałami przeciwpowodziowymi. Dostępna dla rzeki równia zalewowa nadbudowywana jest dziś wyłącznie pionowo przez przyrastające osady pozakorytowe (Ciszewski, Dubicki 2008) i to jedynie w trakcie epizodów powodziowych, gdyż większa część rumowiska rzecz-

nego przechwytywana jest przez ostrogi. W basenach międzyostrogowych wykształciły się warstwowe sekwencje osadów o miąższości nawet 4 m. Podczas pojedynczego epizodu powodziowego (np. w 1997 r.) wielkość depozycji może sięgać nawet 2 m, jednak osad ten jest rozmywany przy kolejnym wezbraniu. W porównaniu do średnich wartości 1,7–6 cm·rok⁻¹ przyrostu osadów wyznaczonych przez Czajkę (2007) dla testowego odcinka górnej Odry, wartość jednorazowej depozycji jest wysoka. Na badanym przez Czajkę (2004) odcinku między Chałupkami a Miedonią na 1 km biegu rzeki deponowane jest rocznie średnio 5,5 tys. ton osadu pozakorytowego pochodzącego z transportu zawiesinowego. W lipcu 1997 r. pionowy przyrost osadów pozakorytowych w dominujących frakcjach piaszczystej i piaszczysto-mułowej sięgał lokalnie 30 cm (średnio 10 cm). Poza epizodami powodziowymi największą dostawę materiału do koryta górnej Odry autorka stwierdziła w marcu i sierpniu.

Duża skala przyrostu pionowego osadów jest możliwa w wyniku erozji dennej

Odry spowodowanej pracami regulacyjnymi. Przykładowo, wybudowany w 1957 r. stopień wodny w Brzegu Dolnym (Lenczewski, Leszczyński 1969) spowodował obniżenie się dna rzeki na całym odcinku do Ścinawy. Pogłębienie poniżej zapory sięgnęło 2,5 m, wpływając na obniżenie zwierciadła wód gruntowych w pasie 1 km od rzeki (Kosicki 2004, *Stopień wodny Malczyce...* 2008 – data dostępu), co dokumentują prowadzone z przerwami od początku lat 70. XX w. przez Akademię Rolniczą we Wrocławiu (obecnie Uniwersytet Przyrodniczy) badania wód gruntowych (Olszewska i in. 2004). Tempo pogłębiania się dna Odry w rejonie Brzegu Dolnego oszacowano na $5 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$ (Pływacz 1997, za: Olszewska i in. 2004). Jednocześnie powyżej wymienionego stopnia wodnego obserwuje się powstanie strefy akumulacyjnej. Akumulacja osadu zawieszonego skutkuje podniesieniem dna cieku i utworzeniem wzdłuż jego lewego brzegu wyspy oddziałującej niekorzystnie na dopływ wód powodziowych do jazu. Depozycja drobnofrakcyjnego materiału w korycie i międzywałach powoduje także uszczelnienie powierzchni i zmniejszenie ilości wody filtrującej na przyległe tereny doliny.

Formy powodziowe tworzą się nad Odrą także w obszarze zabudowanym. Według inwentaryzacji Szponara (2000, 2008) prowadzonej w lipcu 1997 r. we Wrocławiu, należą do nich wały przykorytowe o wysokości 0,4–0,5 m, naspy²⁵ w miejscach występowania drzew i innych przeszkód spiętrzających wodę, glify, osady nadbudowujące również zalewową, podcięcia brzegowe oraz słabo wykształcone kanały krewasowe rozcinające wały przykorytowe (ryc. 5.4). Przyrost powodziowych form aluwialnych wyni-

kał m.in. ze sztucznej dostawy do koryta dużych ilości kruszywa. Według szacunków Urzędu Miejskiego we Wrocławiu, podczas wymienionej powodzi do obrony miasta przed wodą wykorzystano od 300 do 480 tys. worków z piaskiem. Przy założeniu, że każdy z nich był wypełniony do objętości $0,25 \text{ m}^3$, daje to 75 000–120 000 m^3 piasku (ok. 5000–8000 trzyosioowych ciężarówek wywrotek). Jego znaczna, choć nieokreślona część została porwana przez nurt a następnie zdeponowana na dnie i brzegach rzeki.

Rozmywaniu podłoża w narażonym na te procesy sąsiedztwie podpór miejskich mostów skutecznie zapobiegło zastosowanie ścianek szczelnych, sięgających nośnych warstw gruntu (Onysnyk, Biliszczuk 1998). Mimo to w lipcu 1997 r. doszło we Wrocławiu do rozmycia dna pod mostami Chrobrego, Pomorskim Południowym i Osobowickim.

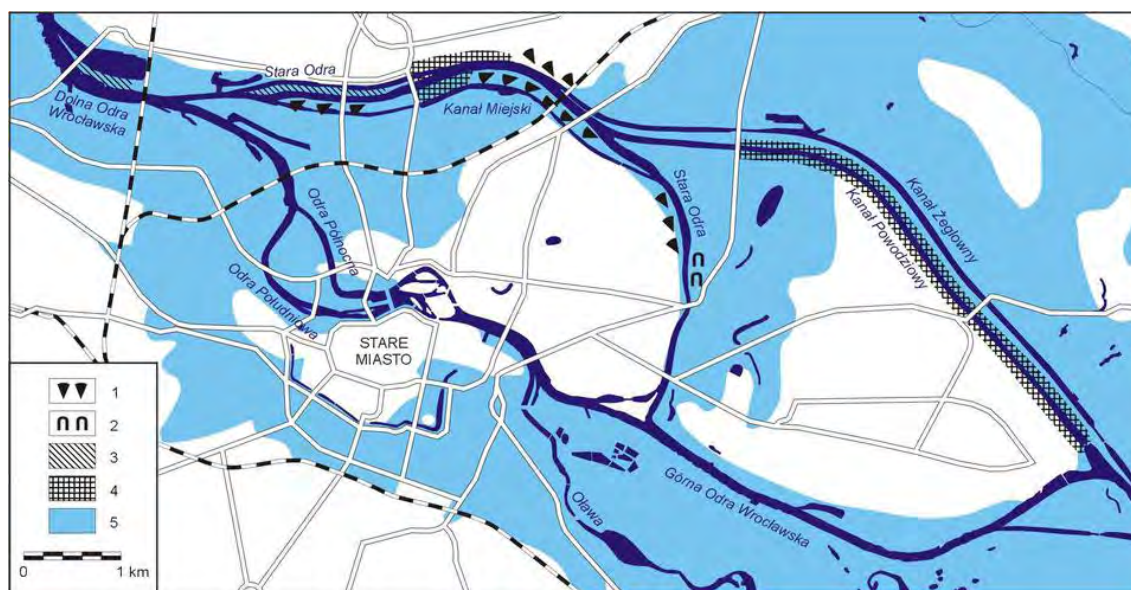
5.3.3. Skala i częstość zjawisk

Rozległe wylewy powodziowe rzek nizinnych należą do najbardziej spektakularnych zjawisk katastrofalnych na obszarze Dolnego Śląska. Teoretycznie na wybranych odcinkach pod wodą znaleźć się może całe dno doliny Odry o szerokości dochodzącej do 9–10 km. Wezbrania powodujące lokalne podtopienia zdarzają się przy każdych intensywnych roztopach wiosennych i powodują straty głównie na terenach rolniczych. Realne zagrożenie stwarza przejście wody o prawdopodobieństwie wystąpienia 1% (tzw. woda stuletnia). Największe powodzie nizinne powstają wskutek niekorzystnej sytuacji opadowej w górnych częściach zlewni.

5.3.4. Zmiany środowiska i zagrożenia dla człowieka

Mimo wystąpienia w ostatnich stuleciach kilku katastrofalnych wezbrań Odry i jej nizinnych dopływów, uważa się, że zda-

²⁵ Termin „nasp” stosowany jest z reguły do określenia gleb tworzących się wzdłuż klifowych wybrzeży morskich w wyniku nawiewania materiału piaszczystego w głąb lądu przez wiatr wiejący od morza. W takim ujęciu naspy mają więc genezę eoliczną, a nie fluwialną. W tekście zachowano jednak oryginalne wydzielenie użyte przez Szponara (2008).



Ryc. 5.4. Zasięg zalewu i formy akumulacji rzecznej powstałe podczas powodzi w lipcu 1997 r. nad Odrą we Wrocławiu. Objasnienia: 1 – stożki glikowe, 2 – naspy (wydzielenie za źródłem opracowania), 3 – akumulacja po stronie dystalnej wałów, 4 – wały przykorytowe, 5 – zasięg powodzi. Według: Czerwiński i in. (1999), Szponar (2008)

rzenia te nie miały znaczącego wpływu na środowisko przyrodnicze Dolnego Śląska (Brose 2004). Z uwagi na stosunkowo wolno postępującą falę powodziową, zabudowę koryt i działanie zbiorników retencyjnych, rzeki nizinne nie niosą za sobą większych zagrożeń geomorfologicznych, charakterystycznych dla rzek górskich. Głównym problemem obszarów nizinnych staje się za to możliwość przerywania wałów przeciwpowodziowych w wyniku przesiąkania i rozmiękania ich konstrukcji lub erozyjne oddziaływanie nurtu. Wzmoczona w warunkach wezbraniowych erozja denną Odry wpływa także na zagrożenie stabilności dużych konstrukcji hydrotechnicznych, w tym jazów Rędziańskiego i w Brzegu Dolnym. Istotne zagrożenie ze strony wezbranych rzek nizinnych może wystąpić w wypadku uszkodzenia lub zniszczenia takich konstrukcji.

5.4. Geomorfologiczne skutki wezbrań na rzekach Przedgórze Sudeckiego

5.4.1. Główne cechy systemu fluwialnego

Współczesne doliny rzeczne na Przedgórzu Sudeckim wykształciły się na powierzchniach rozległych stożków napływowych, które plejstocénskie rzeki sypały na przedpolu Sudetów, wcinając się w osady glacialne zlodowaceń kontynentalnych i utwory lessowe, opływając wzniesienia gór wyspowych zbudowanych ze skał krystalicznych. Dynamice procesów korytowych rzek wypływających z obszaru Sudetów sprzyja predyspozycja do akumulacji rumowiska rzecznoego poniżej progu tektonicznego sudeckiego uskoku brzeżnego. Podczas wezbrań w ciekach ujawniają się cechy odziedziczone po plejstocénkim systemie roztokowym (Klimek 2000). Na ich przebieg mają wpływ procesy stokowe, których dynamika zmienia w czasie za sprawą oscylacji klimatycznych oraz intensywnej presji człowieka.

Na północ od sudeckiego uskoku brzeżnego w rzeźbie fluwialnej i osadach rzecznych zapisały się zmiany tendencji rozwojowych sudeckich rzek. W oparciu głównie o prace Teisseyre'a zostały one syn-

tetycznie ujęte przez Migonia (2008). Autor tendencje te dzieli na kilka faz. Przed pojawieniem się w regionie kultury rolnej w systemie rzeczonym dominowały wielonurtowe koryta roztokowe. Wskutek działalności rolniczej, której początki datowane są na przedpolu Sudetów na ok. 2000 lat B.C. tj. od epoki brązu (Klimek 2000), nastąpił wzrost dostawy materiału zwietrzelinowego do cieków i transformacja koryt rzecznych w kręte i meandrowe. Data wyznaczająca początek rozwoju upraw uzyskana na podstawie analizy pyłkowej z profilów sudeckich torfowisk jest jednak dyskusyjna. Pyłki babki lancetowatej (datowane nawet na 6400 lat B.C.) czy zbóż, uznawane powszechnie za wskaźniki potwierdzające obecność człowieka, mogły pochodzić z naturalnych zbiorowisk tych roślin (Madeyska 1999). Pod uwagę należy brać też późnoplejstoceny i holoceny zmiany klimatu zaznaczające się w profilach torfowych (Chmał, Traczyk 1998). Celową działalność człowieka potwierdzają jedynie najmłodsze odcinki profilów: pierwsze ziarna pyłku chabru datuje się na ok. 2100 lat B.P., a pierwsze ziarna żyta na ok. 1700 lat B.P. Na ten okres przypada także zauważalna depresja jodły i buka (skutek wylesienia) oraz wzrost udziału pyłków roślin nitrofilnych i kwasolubnych. Równocześnie dane archeologiczne wskazują, że do połowy XIII w. środowisko naturalne Sudetów ulegało tylko niewielkim przekształceniom antropogenicznym. Najwcześniejsze jednostki osadnicze z X w. odkryte w Kotlinie Kłodzkiej miały charakter jedynie wsi leśno-lanowych. W XIII w. pojawiło się osadnictwo grodowe.

Trwałe wylesienie sprzyjało stabilizacji układów jednokorytowych. Przy zwiększonej dostawie rumowiska w trakcie ekspansji rolnictwa w wysokie partie Sudetów (Wytyczak 1981) oraz procesu zamiany drzewostanu w przewadze bukowego na świerkowy, powodowanego działalnością hutniczą w XVI–XVII w. (Rybničková 1966, za: Madeyska 1999, Wiater 1999), na równiach zalewowych dolin na przedpolu gór

tworzyły się pokrywy madowe o miąższości przekraczającej lokalnie 2 m (Wroński 1974, Chmał 2002). Zwiększenie kultury upraw, w tym budowa teras rolnych i ograniczenie erozji gleb, zapoczątkowało następny etap, inicjalnego rozcinania drobnoziarnistych aluwii. Od połowy XX w. regres w rolniczym wykorzystaniu sudeckich stoków (Ciok 1994, Potocki 2000) spowodował zahamowanie dostaw drobnofrakcyjnego materiału skalnego do cieków. W tej fazie, po rozcięciu drobnoziarnistego aluwium do stropu utworów żwirowych, funkcjonują jednokorytowe rzeki żwirowe. Podczas fluwialnych zdarzeń ekstremalnych mogą one odnawiać swe pierwotne tendencje do roztokowania.

Wzdłuż odcinków cieków oddalonych od krawędzi Sudetów i o drobnofrakcyjnym, aluwialnym dnie obserwować można permanentny wpływ historycznej zabudowy koryt na zmianę układu rzeczno, a w ostatnich dziesięcioleciach, przy zaniechaniu wykorzystania części obiektów (młynówek, rowów melioracyjnych etc.) także procesy renaturyzacyjne. Z obserwacji Parzocha i Solarskiej (2008) prowadzonych we wschodniej części Przedgórza Sudeckiego, w rejonie Wzgórz Strzelińskich wynika, że przepływające tutaj Oława i jej prawobrzeżny dopływ Krynka w sprzyjających warunkach odnawiają swoje naturalne tendencje do meandrowania. Dominują wtedy procesy erozji bocznej powodowane zmianami nurtu w miejscach determinowanych przez lokalne przeszkody – wystające poza linię brzegową elementy drzew.

5.4.2. Charakterystyczny przebieg procesów hydrologicznych i geomorfologicznych

Wezbrania na Przedgórzu Sudeckim dotyczą nie tylko rzek głównych, na których fale powodziowe formują się w wyższych, górskich częściach zlewni, ale także ich lokalnych dopływów w czasie epizodów opadów nawałnych. Miejscowe, intensywne

deszcze, głównie na rolniczych obszarach lessowych, skutkują gwałtownymi procesami erozyjnymi i depozycją osadu w pozycji podstokowej i w dnach mniejszych dolin. Procesy te były monitorowane na poletkach badawczych w okolicach Henrykowa przez Teisseyre'a (1992a, 1994). Dobrze opisane zostały skutki dwóch takich zdarzeń. 17 lipca 1965 r., podczas trwającego 102 minuty opadu o sumie 152 mm, zalane zostały Ziębice (Dziarski 1968). W szczytowych partiach okolicznych wzgórz wymyciu uległy osady lessowe, na stokach powstały kilkudziesięciocentymetrowe rozcięcia erozyjne, a w dnie doliny Oławy doszło do depozycji 60 cm osadu piaszczysto-ilastego. Podobny incydent obserwowano 6 kwietnia 1984 r. (Górecki, Klementowski 1989). Podczas 40 minutowej ulewy o wydajności 60 mm na stokach Wzgórz Niemczańskich doszło do spłukiwania obliczonego na $234 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$. Przeciętne obniżenie powierzchni stokowej wynosiło 13 mm, a w utworzonym podczas opadów zbiorniku wodnym o powierzchni $0,2 \text{ km}^2$ osadziło się 51 t zmytej gleby.

Powodzie na rzekach wypływających z Sudetów mogą pociągać za sobą istotne zmiany korytowe, głównie na powierzchniach stożków napływowych narażonych na zjawiska awulsji²⁶ (Teisseyre 1989). Najlepszym przykładem jest odcinek Nysy Kłodzkiej między Bardem Śląskim a zbiornikami retencyjnymi Topola i Kozielno. Podczas powodzi w lipcu 1997 r. w łożysku Nysy funkcjonowało koryto wielonurtowe. Niedaleko wsi Janowiec w przesyconej wilgocią terasie 30 m nad poziomem Nysy utworzyła się nisza osuwiska o długości 130 m (Czerwiński, Żurawek 1999a). Zwietrzelina przesunięta w pionie o 3 m nie dotarła do koryta. Na wysokości wsi Pilce na południe od Kamieńca Żąbkowickiego rzeka podcinała brzegi, akumulowała żwirowy osad na równi

zalewowej i tworzyła rynny erozyjne. Poniżej lokalnego przełomu, tzw. Rygla Żąbkowickiego, podcięcie brzegów spowodowało zerwanie wiaduktu kolejowego. Na wysokości wsi Byczeń, gdzie przy każdym przyborze wody Nysa występuje z brzegów, koryto rzeczne zostało trwale przekształcone. Pojedyncze koryto Nysy Kłodzkiej zmieniło się w system zbliżony do roztokowego z równoległymi kanałami opływającymi żwirowe i piaszczysto-żwirowe odsypy. Sedymologiczną klasyfikację powstałych odsypów przeprowadził Zieliński (2005). Wyróżnił on tutaj duże centralne odsypy podłużne, zbudowane z gruboziarnistych żwirów, jakie tworzyły się w warunkach obustronnego opływania wodą i mniejsze odsypy proste o długości 50–70 m sypane ze żwiru drobnego w strefie płosa poniżej łagodnych zakoli. Mają one jednolitą, płaską powierzchnię i piaszczystą część dystalną formowaną w końcowym etapie opadania fali powodziowej. Kolejną grupę tworzą duże odsypy o wysokości 1 m, złożone z 2 lub 3 platform, z których niższe zawierają materiał drobniejszych frakcji. Ich rozwój wiąże się z rozrostem formy na boki i wzdłuż w trakcie opadania fali powodziowej. W dół biegu rzeki, gdzie koryto miało większą krętość, powstały złożone odsypy boczne o długości 150 m i szerokości 40 m, składające się z kilku platform o zróżnicowanej granulometrii. Tam, gdzie oś zakola zakręcała o ponad 70° utworzyły się dwu- lub trzyplatformowe odsypy meandrowe o powierzchniach nadbudowanych formami drugorzędnych.

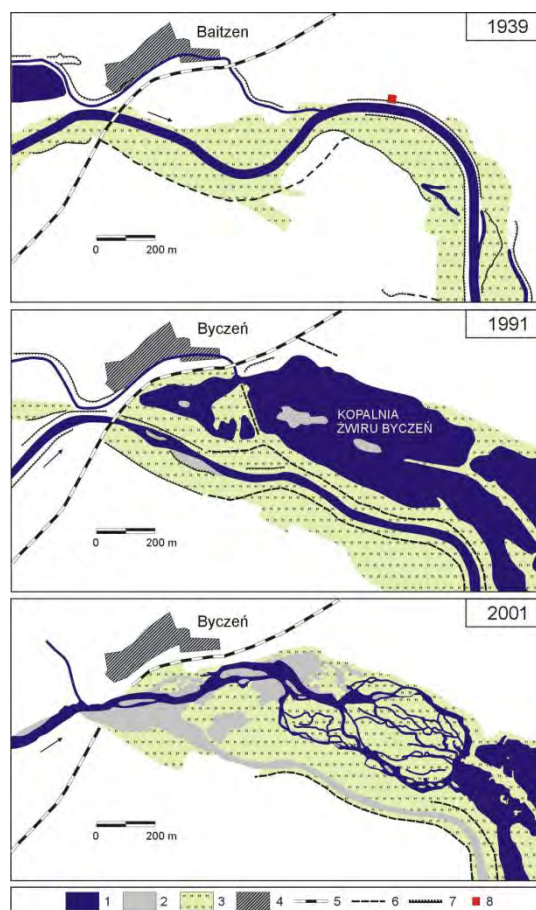
Zieliński (2005) opisał powstałe formy jako wynik agraacyjnych tendencji odcinka Nysy poniżej Rygla Żąbkowickiego, drugiego z kolei o tym charakterze na Przedgórzu po odcinku wylotowym u podnóża gór. W rzeczywistości na obu z nich dominującym współcześnie procesem jest erozja. Jak podają Czerwiński i Żurawek (1999a) w okolicy wsi Pilce koryta powodziowe wcięły się na głębokość 2,5 m w powierzchnię stożka napływowego wypełniającego Kotlinę Kamieniecką. Spod utworów mado-

²⁶ Procesy fluwialne na stożkach napływowych, w tym zjawisko awulsji, opisane zostały szczegółowo na przykładach pochodzących ze stref aridальной i semiaridальной w pracach: Blair i McPherson (1994), Bull (1977), Field (2001).

wych odsłoniły się historyczne, drewniane konstrukcje umacniające brzegi datowane metodą dendrochronologiczną na III w. n.e. (Chmał 2002). Tuż za Rygłem Ząbkowickim w żwirodennym korycie odsłoniły się natomiast partie litej skały, tworząc „podłogę skalną”. Bezpośrednią przyczyną przekształceń korytowych i akumulacji żwirów, które badał Zieliński było porzucenie sztucznie uformowanego kanału i zalanie wyrobiska żwirowni czynnej w drugiej połowie XX w. (ryc. 5.5). Na mniejszą skalę podobne procesy zachodziły na historycznych terenach eksploatacji gliny ceramicznej zakładów porcelany i kamionki do użytku gospodarczego w Błotnicy i w dnie nieistniejących już stawów hodowlanych na północ od Złotego Stoku. Obszar ten, drenowany przez potok Trująca, był przed podjęciem działalności gospodarczej silnie zabagniony. Można także dywagować, czy odcinki Kwisy w Lubaniu i Bobru w Bolesławcu, które Teisseyre (1992b) podał jako przykłady istniejących niegdyś anastomoz, także nie powstały wskutek eksploatacji surowców skalnych (żwirów rzecznych, gliny ceramicznej), jak ma to miejsce w Radogoszczy i Nawojowie Łużyckim. Przypuszczalnie intensywne zmiany dna doliny czekają także wyrobiska żwirowni zlokalizowane na dystansie 3,8 km wzdłuż Bobru między Rakowicami Wielkimi a Rakowicami Małymi (na północ od Lwówka Śląskiego).

Transport osadów podczas wezbrań na Przedgórzu Sudeckim wygaszają zbiorniki retencyjne. Dla Nysy lokalną bazę erozyjną tworzy aktualnie zbiornik Topola, jednak przed jego powstaniem były to kolejno w czasie jeziora Otmuchowskie i zbiornik Kozielno. Podobną sytuację na Bystrzycy powoduje zbiornik Mietków, a na Nysie Szalonej – zbiornik Słup. Na dnie każdego z nich wody powodziowe deponowały piaszczysto-żwirowe osady deltowe, rozcinane wtórnie przez rzekę. Podczas niższych napełnień nierozmyte fragmenty aluwium mogą tworzyć płycizny lub pojedyncze wyspy (ryc. 5.6). Gospodarka na zbiornikach wymaga

okresowego bądź stałego usuwania tych osadów. Rolę tę może spełniać eksploatacja żwiru w czaszy zbiornika. Na kaskadzie Nysy Kłodzkiej powoduje ona ciągle powiększanie pojemności zbiornika Nysa (Kosierb 2010).



Ryc. 5.5. Zmiany układu koryta Nysy Kłodzkiej na stanowisku Byczeń poniżej przełomu, tzw. Rygła Ząbkowickiego. Trwałe przemodelowanie dna doliny i przejście od systemu jednokorytowego w układ wielokorytowy (jednokorytowy wielonurtowy?) w miejscu eksploatacji żwiru nastąpiło podczas powodzi w lipcu 1997 r. Objaśnienia: 1 – wody, 2 – odsypy żwirowe / kamienie dawnego koryta, 3 – zarośla nadbrzeżne, 4 – obszar zabudowany, 5 – linia kolejowa, 6 – wały przeciwpowodziowe, 7 – podcięcia erozyjne, 8 – punkt wodowskazowy. Opracowanie na podstawie: *Meßtischblatt* 1:25 000 ark. Kamenz, *Wojkowska Mapa Topograficzna* 1:25 000 ark. Kamieniec Ząbkowicki, ortofotomapa



Ryc. 5.6. Poglądowy obraz akumulacji osadu w obrębie zbiornika Mietków na Bystrzycy w stanie jego niskiego napełnienia. Aluwia są eksploatowane (fot. B. Schutty, za zgodą autorki)

5.4.3. Skala i częstość zjawisk, stopień zagrożenia dla człowieka

Rzeźba dolin rzecznych na Przedgórzu Sudeckim podlega zmianom jedynie podczas największych zdarzeń powodziowych. Skala przeobrażeń może być jednak znaczna ze względu na szybki przepływ wody i siłę strumienia, zwłaszcza w pobliżu krawędzi Sudetów. Procesy erozyjne realnie zagrażają wtedy infrastrukturze. Wezbrania wiosenne, jakie niemal każdego roku zdarzają się na obszarze przedgórskim, zwykle nie powodują większych strat. Zagrożeniem są powodzie letnie z falami formującymi się na obszarze Sudetów lub lokalne przybory wód mniejszych potoków po deszczach nawalnych. Z uwagi na funkcje gospodarcze regionu, straty dotyczą przeważnie produkcji rolniczej.

Niewiele jest prac, w których rozpatruje się częstość zjawisk hydrologicznych regionu przedsudeckiego, mających realny wpływ na morfologię dolin rzecznych. Chmał (2002) na podstawie ilości lamin w profilu mady nad Nysą Kłodzką w okolicach Kamieńca Żabkowickiego oraz datowania znajdujących się w spągu odsłonięcia drewnianych konstrukcji stwierdził, że w ciągu ostatnich 1700 lat duże powodzie

zdarzały się średnio co 40 lat. Częstość występowania powodzi była oczywiście zmienna i okresowo większa.

5.5. Geomorfologiczne skutki wezbrań na rzekach Sudetów

5.5.1. Główne cechy systemu fluwialnego

Sudety to obszar o największych kontrastach morfologicznych i o największej energii rzeźby na Dolnym Śląsku. Działające tutaj procesy fluwialne mają nieco inny przebieg i odmienną skalę w zależności od sytuacji morfologicznej i rodzaju koryta rzeczne. Obserwuje się, że ze wzrostem wysokości maleje wielkość wezbrań korytowych, lecz wzrasta odpływ rozproszony (Tomaszewski 1997). Skutki wezbrań są inne w korytach cieków stokowych najwyższych partii gór, we wciśniętych lub płaskodennych dolinach rzecznych, w dnach kotlin i w przełomach rzecznych.

Cieki stokowe są najbardziej typowym elementem odwodnienia terenów górskich (Tomaszewski 1979, 1997). Nie mają one wyraźnie zarysowanej zlewni. Cechują się korytami nachylonymi identycznie ze spadkiem stoku i wciętymi jedynie w utwory pokrywowe, potencjalną zdolnością do łatwych zmian korytowych, niską retencją korytową rumowiska i brakiem bruku korytowego oraz zasilaniem głównie ze spływu powierzchniowego. Powodując przyspieszenie odpływu wód stokowych, cieki te należą do podstawowych czynników denudacyjnych. Denudacja ta ma charakter głównie mechaniczny i jak wykazały badania w najwyższych partiach Sudetów, Karkonoszach i Masywie Śnieżnika, jest w porównaniu z Karpatami niewielka, a jej przeciętne tempo wynosi odpowiednio ok. $0,12 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ i $0,04\text{--}0,5 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ (Bieroński i in. 1991, Klementowski 1997, 2002). Spływ powierzchniowy jest ograniczany dzięki dużym zdolnościom infiltracyjnym pokryw stoko-

wych. Badania eksperymentalne na podłożu granitowym w Karkonoszach wykazały, że spłukiwanie zwietrzeliny osiąga wartości rzędu $0,00026 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ na stokach leśnych i $0,00175 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ na powierzchniach bez okrywy roślinnej (Bieroński i in. 1991). Inne badania na polach eksperymentalnych w Starym i Nowym Waliszowie (gmina Bystrzyca Kłodzka) wykazały, że największe straty glebowe przypadają na powegetacyjny sezon jesienny (Andrzejczak 2005), kiedy prawdopodobieństwo wystąpienia powodzi jest najmniejsze. Spłukiwany materiał glebowy cechuje się lepszym wysortowaniem i drobniejszą frakcją ziaren od materiału tworzącego pokrywę glebową (Chodak i in. 2005).

Część spłukiwanego materiału stokowego trafia do koryt cieków dolinnych. Cieki te cechuje trwałość istnienia w dłuższym czasie, drenaż głębszych stref podziemnych, tworzenie struktur rozgałęzionych i retencja rumowiska (Bieroński, Tomaszewski 1979, Bieroński 2006b). Zalegające w ich korytach rezydualne bruki korytowe powstrzymują postęp erozji dennej, zastępowanej w sytuacjach wezbraniowych erozją boczną.

Dna kotlin śródgórskich drenują rzeki aluwialne o tendencjach do rozwijania meandrowego wzoru koryta (Teisseyre 1990). Ich rozwój warunkowany jest w dużej mierze termoerozją, która powoduje w warunkach sudeckich jednorazowe podcięcia brzegowe o głębokości do 1 m i odpowiada za nawet 60–98% całkowitego ubytku brzegów (Teisseyre 1979b). Odwodnienie kotlin dokonuje się z reguły odcinkami dolin o charakterze przełomowym.

Przebieg sudeckich procesów fluwialnych, w tym natężenie erozji, transportu rumowiska oraz akumulacji, zmieniał się w czasie, wpływając na układ sieci rzecznej (Jahn 1995). W ostatnim tysiącleciu zmiany natężenia procesów fluwialnych wynikały także z zagospodarowania stoków (Dubicki 1994, Latocha 2006, Latocha, Migoń 2006), które miało podobną historię w różnych częściach świata (Wohl 2006) i o czym była już

mowa w poprzednich podrozdziałach. Od ponad 100 lat skutki wezbrań zależą także od funkcjonowania zabudowy hydrotechnicznej. W Sudetach stosowano wiele metod ograniczających negatywne skutki erozji stoków i regulujących przepływ rzeczny, jakie wypracowano dla obszarów górskich w XX w. Ich techniczny opis zawiera praca Mamaka (1958).

W charakterystyce geomorfologicznych skutków sudeckich wezbrań podkreślić należy ich współwystępowanie z efektami innych procesów katastrofalnych, jakie dzieją się na stokach jednocześnie z wezbraniem rzek (Migoń i in. 1999, 2002). Do procesów tych należą erozja pokryw zwietrzelinowych oraz ruchy masowe – spływy gruzowo-błotne i osuwiska, a także upłynnienie zwałowisk, znane choćby z Kowar (Chmal 1979). W historii powodzi szczególnie zapisało się osuwisko powstałe w sierpniu 1598 r. na stokach Bardzkiej Góry (Kalwarii) nieopodal Barda Śląskiego. Jęzor osuwiska dotarł do koryta Nysy Kłodzkiej, tamując odpływ wezbraniowy rzeki, co zagroziło bezpieczeństwu miasta.

5.5.2. Charakterystyczny przebieg procesów hydrologicznych i geomorfologicznych

Karkonoskie badania Tomaszewskiego (1994) wskazują, że przeważającym składnikiem wezbrań górskich cieków są wody ze spływu śródpokrywowego (za wyjątkiem cieków stokowych). W Karkonoszach spływ ten odbywa się w warstwie wodonośnej zwietrzelin skał krystalicznych, głównie granitów, badanej szczegółowo m.in. przez Kryzę i Kryzę (1983). Ograniczenie spływu powierzchniowego przy znacznym pokryciu roślinnym stoków oraz cechy budowy geologicznej regionu sprawiają, że zasadę tę można ekstrapolować na inne pasma Sudetów.

Badania na mniejszych ciekach dolinnych reprezentowanych przez Wilczy Potok w Karkonoszach wykazały, że ich koryta są

stabilne, a charakterystyki hydrauliczne wykazują przystosowanie do wysokich wezbrań (Katrycz 1998). Wezbrania te mają dominujący wpływ na transport rumowiska, o którym współdecydują nachylenie koryta oraz pułapki rumowiskowe. Transport rumowiska cieków głównych wielokrotnie przekracza przy tym transport rumowiska przez jego dopływy. Podstawową frakcją granulometryczną transportowaną podczas normalnych stanów wody w korycie są piaski drobno- i średnioziarniste (Bieroński 1994). Podczas mniejszych wezbrań w transporcie rumowiska dominują piaski i drobne żwiry, a podczas wezbrań dużych rumosze skalny (bez obtoczenia). Materiał we frakcji głazowej transportowany jest jedynie w sytuacji wezbrań ekstremalnych, możliwa jest jednak krótkodystansowa mobilność największych elementów skalnych, jakie zalegają w korycie (tab. 5.4.). W składzie mechanicznym istnieje luka w postaci frakcji żwirowych. Podczas wezbrań wiosennych zaobserwowano, że cieków wyższego rzędu, np. Wrzosówka i Kamienna, uruchamiają materiał o średnicach do 10 cm i większość głazów do 25 cm (Kuźma 1972).

Według obserwacji Hrádka (2005) górne odcinki sudeckich cieków o korytach nachylonych więcej niż 50‰ tracą podczas

ekstremalnych wezbrań aluwia żwirowe. Z reguły w miejscach tych dochodzi do erozji wgłębnej, która sięgać może do 2,5 m poniżej pierwotnego poziomu. Większym przeobrażeniom nie ulegają natomiast niszce źródłiskowe, co przemawia za ich reliktową formą (Czerwiński, Żurawek 1999a). W dolinach wciosowych geomorfologiczne efekty wezbrań są stosunkowo niewielkie (Migoń 2008), mimo iż miejscowo dochodzić tam może do likwidacji zatorów i uruchomienia rezydualnego bruku korytowego. Pogłębianie dna cieków rekompensowane jest dostawą materiału ze stoków i podcinanych brzegów. Nawet w górnych odcinkach cieków może zachodzić tworzenie odsypów głazowych (Klimek i in. 2003). Klasyfikację form depozycji rzecznej i form erozyjnych w dolinach sudeckich przeprowadził Zieliński (2001, 2003) na podstawie obserwacji skutków powodzi w dorzeczu Nysy Kłodzkiej w 1997 i 1998 r. (tab. 5.5 i 5.6). Skupienie tych form występuje naprzemiennie wzdłuż cieków w strefach akumulacyjnych lub erozyjnych. O tym, jak są one rozmieszczone informują głównie wyniki szczegółowego kartowania geomorfologicznego, przeprowadzonego np. dla potoku Skalka w Karkonoszach (Dąbrowska, Kasprzak 2007). Naprzemienne występowanie

Tab. 5.4. Przykłady rekordowych wielkości elementów skalnych transportowanych w sudeckich korytach rzecznych. Podano oryginalny zapis jednostek bez próby standaryzacji. Wartości przepływów pochodzą z punktów wodowskazowych położonych w dalszym biegu cieków i należy je traktować jako maksymalne możliwe w danej sytuacji

Ciek	Data	Wielkość	Przepływ	Źródło
Jedlica (Kowary)	23/24 V 1810	3 500 kg	b.d.	Bugaj (1998)
Podgórna (górny Podgórzyn)	2/3 VII 1926	3 m ³	b.d.	Czerwiński (1999)
Łomniczka	IX 1994	1,5 m	b.d.	Bieroński (1994)
Wilczka (Międzygórze)	10/11 VII 1997	4,8 m	150 m ³ ·s ⁻¹	Czerwiński, Żurawek (1999)
Elizówka (dopływ Bystrzycy Dusznickiej)	22/23 VII 1998	1,4 m	b.d.	Łach (2000)
Kwisa (powyżej Świeradowa Zdroju)	8 VIII 2006	1,5 m	225 m ³ ·s ⁻¹	Kasprzak (2006)

Tab. 5.5. Charakterystyczne formy depozycyjne w dolinach sudeckich rzek. Objasnienia: l – długość, w – szerokość, h – wysokość, [+] – forma powstająca podczas powodzi katastrofalnych, [–] – forma, której powstanie nie jest uzależnione od występowania powodzi katastrofalnych. Według: Zieliński (2003), uproszczone

dolina	Strefa	Forma	Kształt i skala [m]	Lokalizacja	Rozmiar ziaren	Identyfikator katastrofalnych powodzi [+ / –]
p o t o k	koryto	odsyp głazowy	$5 < l < 20$ $3 < w < 12$ $h > 1$	rozszerzenia doliny o mniejszym nachyleniu, zazwyczaj w grupach między kanałami powodziowymi	głazy bez wypełnienia matrix	+
		odsyp wydłużony	wydłużony $10 < l < 20$ $3 < w < 5$ $h < 0,4$	środkowa część koryta, zazwyczaj poniżej zakola	grube żwiry i głazy	– forma typowa; aktywna podczas każdego wezbrania
		odsyp boczny	$10 < l < 20$ $4 < w < 8$ $0,5 < h < 0,7$	w korytach krętych, przy brzegach wypukłych	żwiry i głazy	– formy pospolite
	poza korytem	wał przykorytowy	$l < 25$ $2 < w < 3$ $h < 1,2$	na granicy koryta i powierzchni terasy, na odcinkach prostych i zakolach	duże głazy	+
a	koryto	odsyp wydłużony typ podstawowy	owalny romboid $l < 70$ $h < 0,8$	środkowa część koryta, próg lub przeszkoda	żwiry	– typowy wskaźnik roztokowania
		odsyp wydłużony typ złożony	$l = 100$ $1 < h < 1,5$	rozszerzenie koryta prostego	głazy i żwiry nad żwirami i piaskami	+
		odsyp ukośny	wydłużony $25 < l < 130$ $15 < w < 35$ $h < 1$	przy brzegach rzeki, poniżej łagodnych zakoli	głazy i żwiry, od strony koryta żwiry i piaski	– typowy dla koryt umiarkowanie krętych, forma pospolita, czasami oderwana od odsypu centralnego
		odsyp boczny złożony	nieregularnie wydłużony $l < 150$ $w < 40$ $h < 4$	przy brzegach w strefach rozszerzenia koryta	żwiry i głazy nad piaskami i żwirami, lokalnie pokrywa piaszczysta	+
		odsyp meandrowy	półksiężycowy $l < 70$ $20 < w < 40$ $h < 2,5$	blisko wewnętrznego brzegu ostrego zakola, czasem poniżej zatoru z rumoszu drzewnego	żwiry i głazy, na formach drugorzędnych piaski, żwiry, głazy	+
		wał żwirowy	wydłużony lub $l < 70$ $w < 10$ $h < 1$	powierzchnia teras wzdłuż brzegu rzeki	żwiry	? głównie przy korytach krętych, występuje rzadko
		gruboziarnista pokrywa	nieregularny lub stożkowy $150 < l < 350$ $30 < w < 150$ $0,3 < h < 1,3$	zewewnętrzny brzeg zakola lub w strefie połączenia cieków	głazy, żwiry, żwir piaszczysty	+
		odsyp pozakorytowy	$15 < l < 30$ $7 < w < 15$ $h < 1,7$	w grupach na powierzchniach terasy	żwiry	? typowy dla dużych żwirowatych rzek roztokowych

Tab. 5.6. Charakterystyczne formy erozyjne w dolinach sudeckich rzek. Objasnienia: d – długość, w – szerokość, h – wysokość, [+] – forma powstająca podczas powodzi katastrofalnych, [–] – forma, której powstanie nie jest uzależnione od występowania powodzi katastrofalnych. Według: Zieliński (2001), uproszczone

Środowisko	Forma	Rozmiar	Lokalizacja	Czynnik genetyczny	Identyfikator katastrofalnych powodzi
potok górski	pogłębione koryto	d<2,5 m na długości kilkuset m	koryto potoku	erozja denna przepływu korytowego	?
	osuwisko dolinne	l<20 m	strome zbocze doliny	erozja boczna zwietrzelin przez przepływ korytowy	+
	Kanał pozakorytowy	d<5 m w<5 m l<20 m	wzdłuż koryta na wewnętrznym brzegu zakola	erozja denna w strefach nurtu pozakorytowego	+
a n w ó t b a k e z r	wcięcie brzegu koryta	w<5 m, l zależne od długości zakola	zewnątrzny brzeg koryta w zakolu	erozja boczna przepływu korytowego	–
	korytowa nisza brzegowa	d<2 m w,l<4 m	przed dużym drzewem rosnącym na brzegu koryta	wiry wtórne generowane przez przeszkodę	–
	owalne rozmycie dna koryta	d<2,5 w,l<6 m	przed i obok zatoru drzewnego w korycie	erozja denna wirów wtórnych nurtu opływającego przeszkodę	–
		d<2 m w<50 m l<200 m	terasa przy zewnętrznym brzegu zakola	erozja denna ekspandującego na terasę nurtu w warunkach zbyt dużej krętości koryta	+
	koryta powodziowe	d<5 m 10<w<25 m l= kilkaset m	1 lub 2 niemal równoległe koryta na terasie	erozja denna skoncentrowanego przepływu pozakorytowego	+
		d<4 m w<20 m l<200 m	oddalone od rzeki koryta o wzorze dendrytycznym	erozja wsteczna i denna skoncentrowanego przepływu pozakorytowego	+

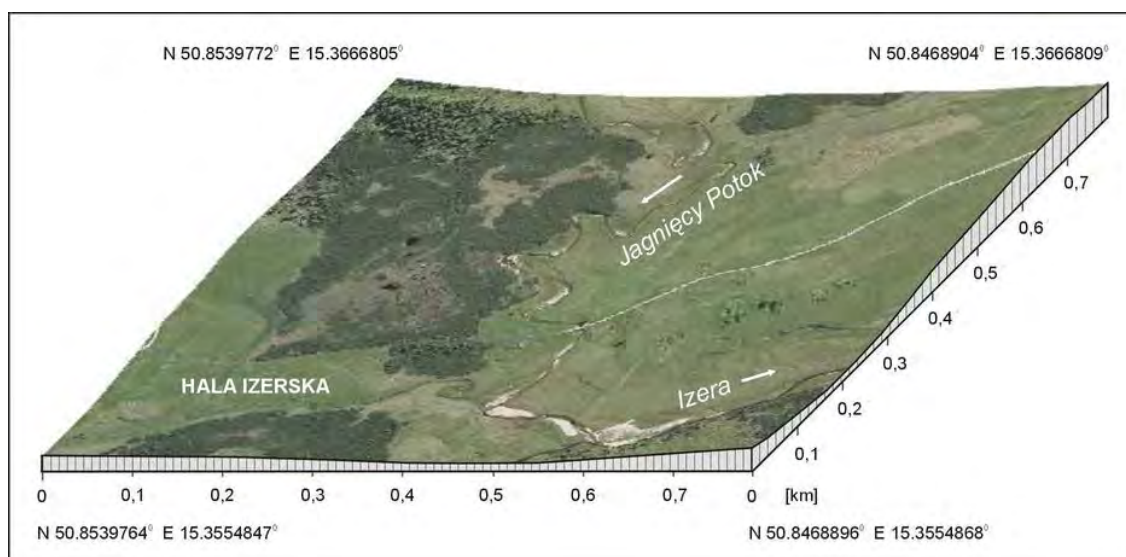
stref erozji i akumulacji w obszarach górskich jest powszechne. W charakterystycznych dla Sudetów warunkach średniogórza europejskiego, zostało m.in. wykazane w czasie serii wezbrań Otawy na Szumawie (Křížek, Engel 2006).

Istotne przeobrażenia rzeźby dolinnej mogą w czasie powodzi zachodzić wzdłuż koryt meandrowych. Odcinki meandrowe występują w Sudetach w strefach przełomowych (Przełom Bardzki, przełom Marciszów – Janowice Wielkie), ale także na wierzcho-

winie Gór Izerskich na Izerze i jej dopływach – Jagnięcym Potoku i Kobyle (ryc. 5.7). Potoki te rozcinają pokrywy torfowisk wysokich do poziomu peryglacialnych zwietrzelin wytworzonych na granitach i gnejsach. Ich nieumocnione brzegi migrują swobodnie podczas większych wezbrań, co udokumentowane jest w źródłach kartograficznych (ryc. 5.8). Koryta zwiększają swoją krętość, a po przerwaniu szyi zakola ulegają wyprostowaniu i proces zwiększania krzywizny może rozpocząć się od nowa. Działo się tak m.in. podczas powodzi w sierpniu 2002 i w sierpniu 2006. W powstałych podcięciach erozyjnych odsłaniały się warstwy żwirów deponowane podczas minionych zdarzeń powodziowych na osadach organicznych (ryc. 5.9). Przy wklęsłych brzegach zakoli, w ich dolnej części, deponowane były żwiry i głazy podlegające współczesnemu transportowi rzecznemu (ryc. 5.10). Jak pokazuje przykład Jagnięcego Potoku (ryc. 5.11), powierzchnia powstałych odsypów była zależna od krętości i promienia zakola (ryc. 5.12). Modelowanie GIS oparte o numeryczny model terenu potwierdziło także bezpośredni wpływ lokalnej zmiany nachylenia koryta (Kasprzak, Niedzielski 2007). Podobne zmiany w strefach meandrowych potoków

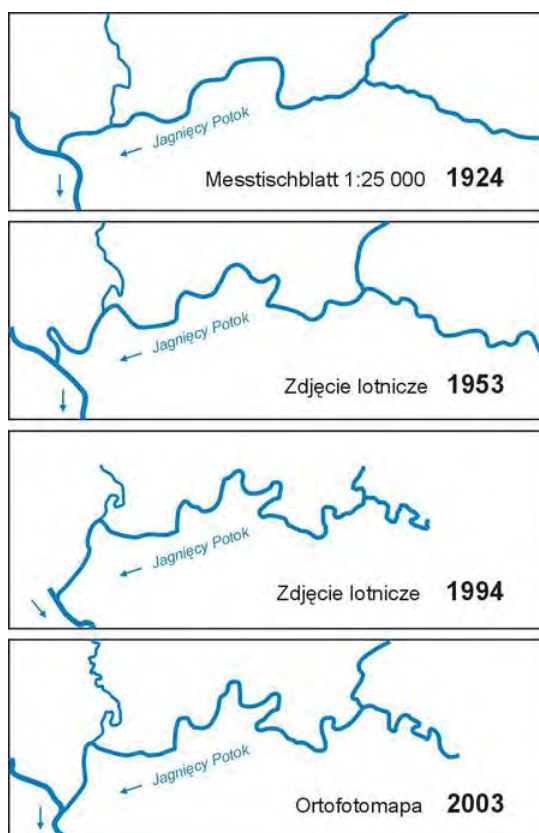
były opisywane po czeskiej stronie gór. Według obserwacji Hrádka (2005) koryto Morawy rozszerza się podczas ekstremalnych wezbrań z 5 m do 80–90 m, a miejscami do 200 m.

Ekspansji koryta towarzyszą podcięcia brzegowe uruchamiające osunięcia gruntu. W konsekwencji, przy strefie bezpośredniej dostawy materiału stokowego do koryt obserwuje się z reguły zwężenie koryta cieką, a poniżej tej strefy rozszerzenie koryta i jego wypłylenie (Owczarek 2004). Erozja boczna jest domeną przełomowych odcinków rzek, np. Nysy k. Długopola i w Przełomie Bardzikim oraz stref ujściowych dopływów (np. połączenie Pławnej i Nysy Kłodzkiej) (Zieliński 2001). Wymienione odcinki przełomowe nie są jednak, jak to się powszechnie sądzi, miejscami, gdzie wody wezbraniowe oddziałują jedynie erozyjnie. Występują tam naprzemienne strefy erozji i depozycji, której siłą sprawczą jest zawsze utrata energii strumienia na ogonie fali powodziowej. Przykładem może być przełom Bobru między Marciszowem a Janowicami (ryc. 5.13). W strefach akumulacyjnych powstają tu wały przykorytowe, pokrywy drobnoziarniste na powierzchniach zalewowych i grubofrakcyjne odsypy centralne i śródkorytowe.



Ryc. 5.7. Meandrowe koryto Jagnięcego Potoku – lewego dopływu Izery

Największe zmiany rzeźby fluwialnej grożą potencjalnie odcinkom cieków u podnóży progów morfologicznych w dnach kotlin i u wylotu odcinków przełomowych. W warunkach naturalnych znajdowały się one w obrębie stożków napływowych, na których wezbrane cieki formowały koryta roztokowe, z równoległymi kanałami oddzielonymi strefami depozycji (ryc. 5.14). Pierwotna rzeźba jest jednak zatarta przez działalność rolniczą, a układ korytowy celowo zmieniony.



Ryc. 5.8. Zmiany korytowe Jagnięcego Potoku na Hali Izerskiej

Drastyczne odnowienie tendencji do roztokowania na powierzchni stożka napływowego zdarzyło się w dolinie Wilczki odwadniającej fragment Masywu Śnieżnika. Zlewnia tego cieku przedzielona jest uskokiem Wilkanowa, tworzącym w morfologii terenu wyraźny próg o wysokości względnej 200–300 m. Podczas powodzi z lipca 1997 r. w górnej części zlewni zachodziły intensywne procesy erozyjne, dochodziło do rozcina-

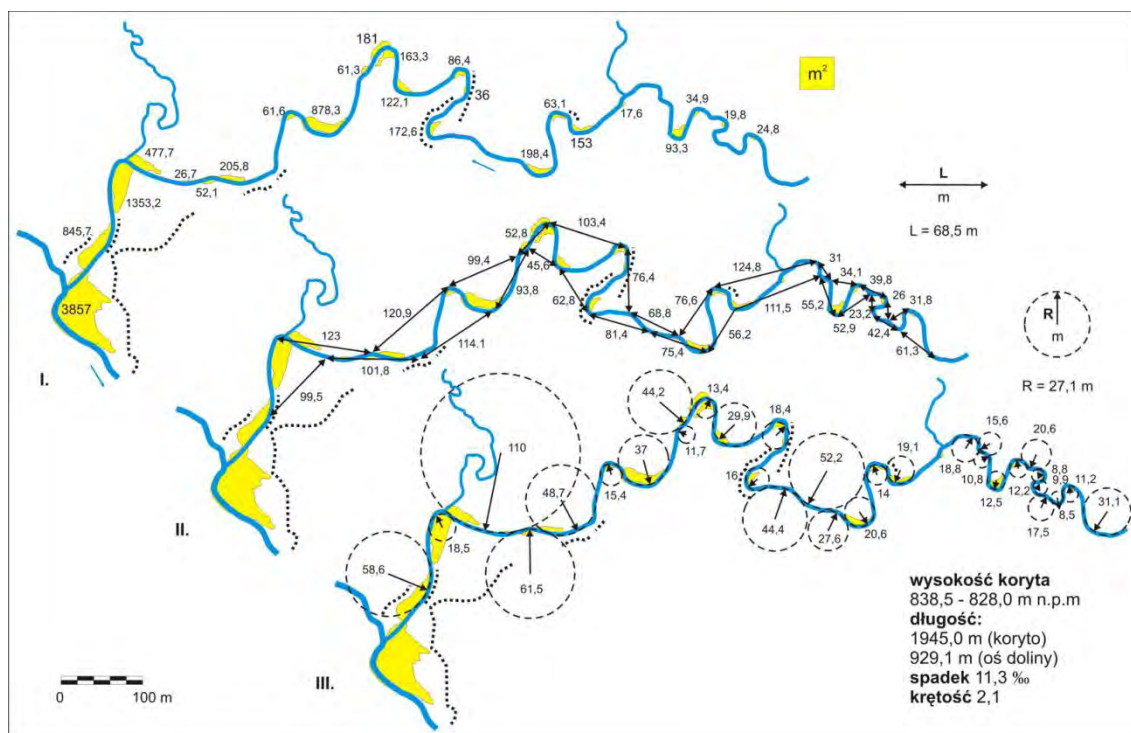
nia dróg leśnych na głębokość do 4–5 m, pogłębiania koryt cieków czy zniszczenia nadbudowy progu wodospadu Wilczki. Poniżej krawędzi progu morfologicznego, gdzie potok rozcina czwartorzędowe osady aluwialne, Wilczka przemodelowała swoją płaskodenną dolinę na dystansie 2 km (Żurawek 1999). Strefa zmian korytowych miała 300 m szerokości. Dochodziło tam do erozji bocznej, przerywania zakoli korytami przelewowymi i akumulacji pozakorytovej. Bezpośrednio poniżej krawędzi uskokowej koryto przesunęło się o 100–300 m na długości 1 km. Niżej jeszcze kilkukrotnie doszło do awulsji, jednak przerzucenie koryta odbywa-



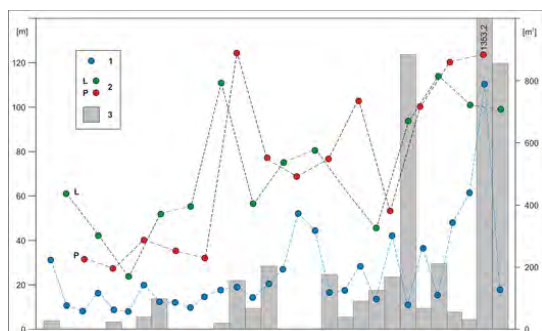
Ryc. 5.9. Podcięcie erozyjne Jagnięcego Potoku na Hali Izerskiej odsłania sekwencję osadów organicznych i mineralnych zawierających żwiry z transportu fluwialnego (fot. M. Kasprzak)



Ryc. 5.10. Stan koryta środkowego odcinka Jagnięcego Potoku po wezbraniu w sierpniu 2006r. (fot. M. Kasprzak)



Ryc. 5.11. Parametry koryta dolnego biegu Jagińskiego Potoku. Objaśnienia: kolor żółty – odsypy żwirowe. L – długość zakola. R – promień zakola. Podano powierzchnię każdego odsypu oraz średnią długość i średni promień zakola



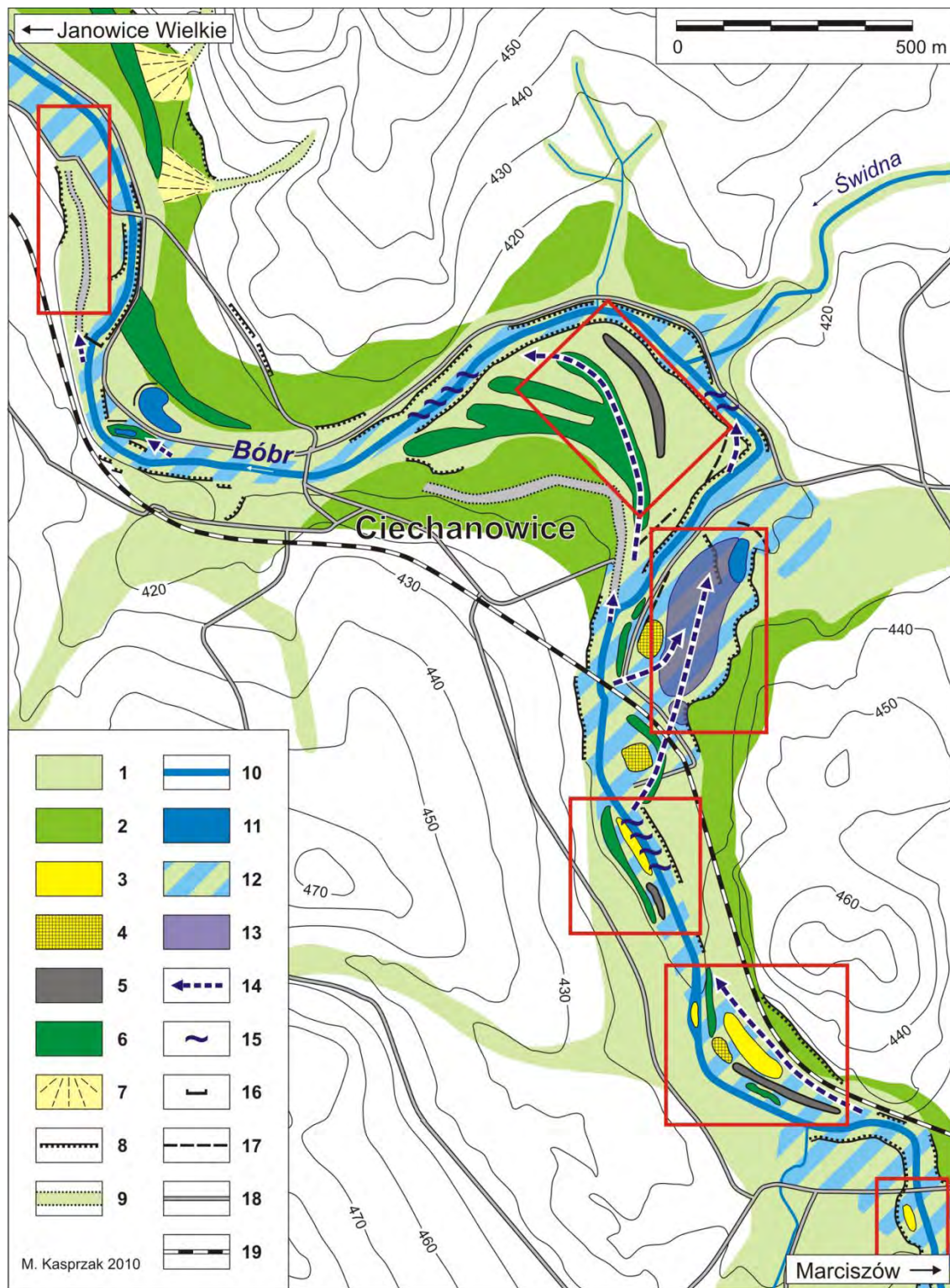
Ryc. 5.12. Powierzchnie odsypów przykorytowych Jagińskiego Potoku na tle geometrii jego koryta. Objaśnienia: 1 – promień krzywizny zakola, 2 – długość zakola (L – wzdłuż lewego brzegu, P – wzdłuż prawego brzegu), 3 – powierzchnia odsypu



Ryc. 5.13. Na powierzchni stożka napływowego Małej Kamiennej w Piechowicach wody powodziowe kierują się równoległymi, oddzielonymi od siebie korytami. Piechowice, 7 sierpnia 2006 r. (fot. M. Kasprzak)

Ryc. 5.14. Fragment doliny Bobru na przełomowym odcinku między Marciszowem a Wojanowem. Objaśnienia: 1 – osady rzeczne w ogólności (holocen), 2 – piaski i żwiry terasy 1–6 m n.p.rz. (złodowczenie bałtyckie), 3 – odsypy, 4 – nasypy antropogeniczne na formach akumulacji rzecznej, 5 – wały przykorytowe, 6 – koryta powodziowe, 7 – stożki napływowe (podcięte korytem powodziowym), 8 – podcięcia erozyjne, 9 – suche doliny denudacyjne, 10 – koryta rzeczne,

11 – sztuczne zbiorniki wodne (także aktualnie suche), 12 – obszary zalewowe, 13 – tereny stagnacji wód powodziowych, 14 – koryta powodziowe, 15 – bystrza, 16 – jaz, 17 – groble przeciwpowodziowe, 18 – główne drogi, 19 – linia kolejowa (Wałbrzych – Jelenia Góra). Czerwonymi ramkami zaznaczono strefy, gdzie dochodzi do depozycji rumowiska rzecznego w czasie epizodów wezbraniowych. Wydzielenia wiekowe osadów na podstawie: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów* ark. Janowice Wielkie



ło się na mniejszą skalę. W każdym przypadku węzły awulsyjne znajdowały się na mostach lub kładkach, sprzyjających tworzeniu się zatorów z rumoszu drzewnego i porywanych konstrukcji budynków. Grubość zdeponowanej na terasie warstwy żwirów przekraczała 1,5 m, przy wielkości głazów do 50 cm. Erozja boczna, dominująca wśród procesów zmieniających kształt koryta, działała przy spadku 30–60‰. W dolnym biegu Wilczki, przy spadku poniżej 30‰, proces ten zachodził incydentalnie (Czerwiński, Żurawek 1999a). Znaczące przeobrażenia rzeźby dolinnej dokonywały się także na równoległych do Wilczki potokach Goworówka i Pławna.

Podobne skutki geomorfologiczne obserwowano wzdłuż Bystrzycy Dusznickiej w lipcu 1998 r. (Łach 2000). Doliny górnych dopływów Bystrzycy zostały pogłębione o ok. 2 m, niekiedy do poziomu litej skały. Spływ wód stokowych przyczynił się do sypania stożków torencjalnych u wylotu dolin denudacyjnych i rynien zrywkowych, zbudowanych z niesortowanego, gliniastego materiału z pojedynczymi głazami. Koryto Bystrzycy Dusznickiej pogłębiło się, np. o 0,5 m w Polanicy. Tempo erozji wgłębnej cieków głównego przewyższało erozję dopływów, prowadząc do zawieszenia części bocznych dolin. Na całej długości koryto Bystrzycy poszerzyło się od 2 do 30 m. Procesowi temu towarzyszyły liczne zerwy ponad podcinanymi fragmentami brzegów. Erozję boczną inicjowały niejednokrotnie przyrastające stożki aluwialne bocznych dopływów, zmieniające bieg głównego nurtu rzeki. Rzeka niszczyła sztuczne przeszkody zmniejszające światło przepływu, zrywając m.in. niemal wszystkie mosty. Na niskich terasach tworzyły się rynny powodziowe lub piaszczysto-żwirowe pokrywy, w korycie grubookruchowe odsypy centralne, w strefie brzegowej wały przykorytowe. W sytuacji zmniejszenia spadku koryta w dolnym biegu Bystrzycy Dusznickiej doszło do nadbudowy doliny osadem piaszczystym i mułem. Podobnie osadem pokryte zostało sąsiedztwo

Muzeum Papiernictwa w Dusznikach, biblioteki w Polanicy i rejon huty szkła Barbara w tym samym mieście.

W obrębie śródgórskich kotlin powodzie zagrażają stabilności zakoli rzecznych. W Żelaźnie lub w Radochowie podczas wezbrań dochodziło do przecinania zakoli o długości do 450 m i zmiany układu jednokorytowego na rzecz większej ilości koryt równoległych (Łach 2001, Migoń i in. 2002). Jednocześnie postępuje nadbudowa piaszczysto-ilastej równi zalewowej osadem żwirowym, którego miąższość nie przekracza z reguły 1 m. Podobne skutki geomorfologiczne wezbrań miały miejsce w dnie Kotliny Jeleniogórskiej przed hydrotechniczną zabudową karkonoskich potoków.

Miejscami wrażliwymi w górskim systemie fluwialnym są odcinki powyżej i poniżej zatorów z rumoszu drzewnego. Zatory te są jedną z głównych przyczyn zmian korytowych (Mosley 1981, Wyźga i in. 2003, Wyźga, Zawiejska 2005). Tworzą się z reguły na inicjalnych przeszkodach w korycie. W warunkach sudeckich zatory z rumoszu drzewnego przybierają duże rozmiary, zatykając światło mostów.

5.5.3. Antropogeniczne pułapki sedymentacyjne

Przebieg procesów fluwialnych w Sudetach jest w znacznym stopniu modyfikowany funkcjami hydrozabudowy. Geomorfologiczne skutki powodzi z okresu poprzedzającego budowę systemu hydrotechnicznego znane są z opracowań historycznych wymienionych w poprzednim rozdziale. Od przełomu XIX i XX w. drastycznie ograniczono erozję boczną cieków, za co odpowiadają powszechne wzdłuż koryt umocnienia brzegowe, a miejsca naturalnie predysponowane topograficznie jako strefy transferu rumowiska zamienione zostały w strefy akumulacji materiału skalnego. W zwężeniach dolin lub skalnych przełomach rzecznych posadowiono bowiem zapory przeciwrumowiskowe lub

zapory zbiorników retencyjnych, wymienionych w rozdziale 4.

Zapory przeciwrumowiskowe funkcjonujące w wyższych częściach dorzeczy były szczególnie szybko wypełniane po tzw. klęsce ekologicznej lat 80. XX w., kiedy dochodziło do intensywnej dostawy materiału stokowego do koryt. Powodem takiego stanu rzeczy nie było bezpośrednio zamieranie drzewostanu i odsłanianie powierzchni stokowych (przyczyny wypadania drzew szeroko opisane w pracy Jadczyka z 1999 r.), ale aktywne procesy erozyjne na szlakach zwózki drewna (Parzóch 2001, 2002). Zbiorniki przeciwrumowiskowe podczas każdego wezbrania zatrzymywały słabo wysortowany osad z przeważającą frakcją piaszczysto-żwirową (Traczyk 1991). Szybko postępująca depozycja osadów stała się wtedy podstawą do wysuwania wniosków o przyszłej aggradacji koryt rzecznych na krawędzi gór (Bieroński 1990). Z obecnego punktu widzenia rozważania te okazały się jednak nieuzasadnione.

Dna sudeckich zbiorników retencyjnych skrywają zapis sedymentologiczny denudacji zlewni. W masie sedymentu swój udział mają osady dostarczane podczas wezbrań i powodzi, odsłaniające się jedynie w trakcie prac konserwacyjnych (Parzóch 2005a). Były one obiektem badań Jahna (1968) po opróżnieniu zbiornika Pilchowickiego, a w mniejszej skali Parzócha i Sobczyka (2004), zajmujących się zlewnią karkonoskiego strumienia stokowego. Wyniki przedwojennego monitoringu wypełniania rumowiskiem zbiorników zawiera także cytowana przez Cyberskiego (1970) praca Ortha (1934).

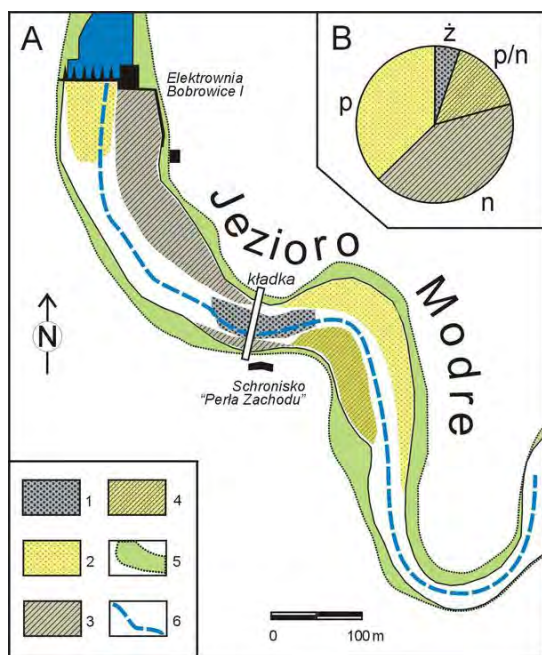
Okazją do rozpoznania cech depozycji osadów powodziowych na dnie jednego ze zbiorników był remont zapory Jeziora Modrego w przełomie Bobru między Jelenią Górą a Siedlęcinem, prowadzony latem 2006 r. (Kasprzak, Traczyk 2008) (ryc. 5.15). Zbiornik ten powstał po wybudowaniu typowej dla lat 20-tych XX w. elektrowni przyjazdowej Bobrowice I. W czasie funkcjonowania

zbiornika wystąpiło kilka kolejnych katastrofalnych w skutkach wezbrań Bobru i jego górskich dopływów: dwukrotnie w roku 1926, później w latach 1930, 1938, 1958, 1965, 1977, 1981, 1997 i 2002. Przepływ Bobru mierzony dla profilu wodowskazowego w Jeleniej Górze przekraczał wtedy zawsze $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (maksymalnie $574 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ w 1997 r.), przy SSQ $14,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Machajski, Rędownicz 2006). W okresie od 1933 r., kiedy prowadzono prace konserwacyjne zbiornika, do 2006 r. tych istotnych dla dynamiki akumulacji zbiornikowej zdarzeń było więc co najmniej siedem. W przeciwieństwie do fluwialnych zjawisk sekularnych, umożliwiały one transport rumowiska grubofrakcyjnego – grubych żwirów i głazów.



Ryc. 5.15. Osady zbiornika zaporowego Perła Zachodu powyżej zapory elektrowni wodnej Bobrowice I na Bobrze na północ od Jeleniej Góry. Widok na dolną część zbiornika z osadami rozciętymi podczas opróżniania jeziora. Wrzesień 2006 (fot. M. Kasprzak)

W partii dna zbiornika położonego powyżej kładki przy schronisku „Perła Zachodu”, wzdłuż prawego brzegu odłożyły się miększe pokłady różnofrakcyjnych piasków i żwirów, tworząc wyraźną półkę terasową (ryc. 5.16). Na brzegu wypukłym, po przeciwnej stronie Jeziora Modrego osadzone zostały osady drobniejszych frakcji – w przewodzie piaski z licznymi pokładami i wkładkami ciemnych namulów organiczno-mineralnych, często z grubym detrytusem



Ryc. 5.16. Strefy akumulacji dennej w zbiorniku Jeziora Modrego (A) i struktura osadów (B). Objasnienia: A; 1 – strefa depozycji żwirów, 2 – strefa depozycji piasków, 3 – strefa depozycji namulów organiczno-mineralnych, 4 – strefa depozycji piasków i namulów organiczno-mineralnych, 5 – dno doliny, 6 – koryto erozyjne powstałe po spuszczeniu wody ze zbiornika. B; udział w powierzchni osadów dennych wypełniających zbiornik Jeziora Modrego: ż – żwiry, p – piaski, p/n – piaski przewarstwiane namułami, n – namuły organiczno-mineralne. Według: Kasprzak, Traczyk (2008)

drzewnym. Kolejna strefa akumulacji piaszczystej wytworzyła się również wzdłuż wklęsłego brzegu jeziora tuż przy zaporze. W trakcie spuszczenia wody z jeziora materiał piaszczysty tego odsypu – delty został jednak prawie całkowicie usunięty ze zbiornika. Jedynie po prawej (północnej) stronie koryta Bobru zachowały się niewielkie ostańce piaszczyste przylegające do skłonu półki zbudowanej z namulów organicznych. Po drugiej stronie koryta, które uformowało się po opróżnieniu zbiornika, zalegała rozległa powierzchnia zbudowana z namulów organicznych. W strefie przewężenia doliny Bobru łączącego jego dwa zakola, na dnie

jeziora odsłonięte zostały 0,5–1 m wysokości odsypy żwirowo-piaszczyste. W ich składzie występowały liczne obtoczone fragmenty cegieł, ceramiki i szkła. Być może odsypy te powstały już w trakcie opróżniania jeziora, gdy silny nurt spowodował erozję dna zbiornika i selekcję materiału namuliskowego.

Na podstawie pomiarów kartometrycznych stwierdzono, że w obrębie dna Jeziora Modrego deponowane były w większości namuły organiczne (41% powierzchni akumulacyjnej) i piaski (37%). Znaczna część osadu piaszczystego akumulowana była w sposób nietypowy wzdłuż wklęsłego, a więc teoretycznie erozyjnego brzegu pierwotnego koryta rzeki. Taki układ można wiązać z obecnością wielkiej ostrogi skalnej, która łagodzi nurt Bobru.

Z pracy Ortha (1934) nie wynika jasno, czy w 1933 r. prowadzono w zbiorniku prace oczyszczające. Trzeba założyć, że sedymenty odsłonięte w 2006 r. reprezentują akumulację, która zachodziła co najmniej przez 70 lat. Po pierwszych 8 latach funkcjonowania zapory pojemność Jeziora Modrego zmniejszyła się z 0,5 mln do 0,385 mln m³. Na podstawie objętości sedymentu 0,115 mln m³ wyliczono wtedy średnie roczne zamulenie na poziomie 0,0144 mln m³ (2,9% objętości zbiornika) i zamulenie jednostkowe 0,0137 mm rok⁻¹ przy powierzchni zlewni 1047 km². Na podstawie wyznaczonego wyżej tempa zamulania po upływie 70 lat można byłoby się spodziewać dostarczenia osadu o objętości dwukrotnie przekraczającej objętość zbiornika (1,008 mln m³). Przeprowadzone w 2006 r. obserwacje wskazały, że zbiornik został niemal całkowicie wypełniony, a w wielu jego partiach doszło do znacznego spłycenia (głębokość wody <1 m). W niektórych miejscach, np. przy zaporze, doszło do wytworzenia rozległych mulastych płycizn lub wręcz przybrzeżnego zalądowienia. Jedynie wzdłuż linii nurtu mogły tworzyć się obniżenia w powierzchni akumulacyjnej, których zarys wyznaczają przebarwienia na ścianie zapory poniżej przelewu (ryc. 5.15). Szacowany nadmiar rumowiska

rzecznego, który wynosił przynajmniej 0,5 mln m³, podlegał zapewne dalszemu ruchowi w dół doliny i akumulacji w Jeziorze Wrzeszczyńskim lub Pilchowickim Zbiorniku Wodnym.

Przeciwnym do akumulacji procesem powodowanym przez zapory jest wzmożona erozja po stronie zaprawdowej konstrukcji. Ocenia się, że poniżej zapór przeciwrumowskich erozja wgłębna koryt rzecznych jest kilkaset razy szybsza niż w warunkach normalnych i dla cieków karkonoskich wynosi 6–40 mm·rok⁻¹ (Parzóch 2005b). Badania dendrochronologiczne Malika i Owczarka (2007) wskazują, że procesy erozyjne nie muszą być przy tym skorelowane czasowo z epizodami wypełniania zbiorników powyżej zapór.

5.5.4. Skala i częstota zjawisk, zagrożenia dla człowieka

W poznanej historii sudeckich wezbrań nie zdarzyło się jeszcze, aby swoje maksima przepływów przekraczały jednocześnie ciek w wszystkich głównych dorzeczeniach (patrz rozdział *Powódzie na Dolnym Śląsku*). Stan zbliżony do maksymalnego notowanego oznacza z reguły istotne przekształcenia koryt cieków i poważne zniszczenia infrastruktury w dolinie. Narażone są głównie mosty i drogi oraz zabudowa posadowiona tradycyjnie wzdłuż koryt rzecznych w wąskich dnach dolin wciosowych, na stożkach napływowych i na cięciwach zakoli. Charakter procesów erozyjnych sprawia, że mogą one ulec całkowitej destrukcji (ryc. 5.17).

Istotne zmiany w geomorfologii górskich dolin rzecznych dokonują się zarówno w trakcie intensywnych opadów o charakterze regionalnym, jak i epizodów burzowych, jakie obejmują pojedynczą zlewnię. Mimo znacznego natężenia nierzadko wymykają się one wtedy monitoringowi meteorologicznemu i hydrologicznemu.



Ryc. 5.17. Zniszczenia Kowar spowodowane powodzią na Jedlicy. Lipiec/sierpień 1897 r. Źródło: *Die Hochwasser-Katastrophe...* (1897) (autor fotografii nieznan)

Analiza geomorfologicznych skutków powodzi prowadzi do wniosku, że mimo pewnych tendencji, każde duże wezbranie tego samego ciekę ma nieco inną charakterystykę. Procesy przyrodnicze zachodzą więc wbrew zasadzie mechaniki, że zjawiska o podobnej wielkości powinny posiadać analogiczne wartości progowe procesów erozji i transportu ładunku dennego, a zatem i podobną wydajność w przekształcaniu systemu fluwialnego. Powtarzające się wezbrania mogą bowiem uniemożliwiać relaksację systemu fluwialnego, dlatego wartości progowe procesów hydrogeomorfologicznych bywają zmienne w stosunkowo szerokim zakresie (Froehlich 1982, 1995, 1998, 2006). Bezpośrednich przyczyn zmian korytowych szukać należy także w działaniach człowieka (Langhammer 2005, Latocha 2006, Latocha, Migon 2006, Náňková, Hrádek 2008): większość zmian erozyjnych podczas powodzi w dorzeczu Nysy Kłodzkiej latach 1997 i 1998 dotyczyła odcinków, na których przekształcono naturalny układ koryta (Zieliński 2001), kłody porywane z tartaków i gospodarstw tarasowały przepływ pod mostami w Piechowicach podczas powodzi 1897 r. lub w Sobieszowie w 1926 r., czy też intensywne użytkowanie rolne sudeckich stoków stało się przyczyną erozji gleb i akumulacji w dolinie Nysy Kłodzkiej w trakcie powodzi 1938 r. drobnofrakcyjnych osadów na skalę niespotykaną podczas innych zdarzeń katastrofalnych tego typu. Podobne przykłady można mnożyć. Co ciekawe, już po największej z zachodniosudeckich powodzi w 1897 r. stwierdzono, że powodem wielkich strat gospodarczych nie była zbyt mała pojemność koryt, ale ich zdziczenie (zmienne profile, duże odsypy i wiele równoległych ramion rzek), zarośnięcie brzegów, wałów i równi zalewowej, a także zabudowa zwężająca światło przepływu, w tym domy przy nadbrzeżach czy przęsła mostów etc. (*O regulacji...* 1909).

Powodzie sudeckie uznać należy na najbardziej niebezpieczne dla człowieka. Stan zagrożenia wynika z małej przewidy-

walności faktycznego natężenia zjawiska, krótkiego czasu między ostrzeżeniem hydrologicznym a wystąpieniem wezbrania, szybkiego postępu fali powodziowej i jej siły erozyjnej, przemieszczania się grubofrakcyjnego rumowiska oraz skumulowanego oddziaływania geomorfologicznych procesów rzecznych i stokowych.

5.5.5. Geomorfologiczne skutki wezbrania małych cieków górskich na przykładzie potoku Skalka w Karkonoszach

Przykład geomorfologicznych skutków wezbrania małych cieków górskich zaprezentowany został w publikacji Dąbrowskiej i Kasprzaka (2007). Autorzy określili cechy koryta potoku Skalka Karkonoszach po lokalnym epizodzie wezbraniowym, jaki miał miejsce latem 2002 r. Podstawą badań było szczegółowe kartowanie geomorfologiczne prowadzone na górnym odcinku potoku, będącym ciekim V rzędu i uchodzącym do Łomniczki. Uwagę skupiono na jego górnym i środkowym odcinku (ryc. 5.18), gdzie brzegi nie zostały sztucznie umocnione i nie ma zabudowań. W efekcie trwających rok prac terenowych stworzono mapę zawierającą informacje o rozmieszczeniu oraz rozmiarach form korytowych i pozakorytowych wraz z parametrami uziarnienia osadów korytowych, wymiarach podcięć erozyjnych (wysokości, szerokości, głębokości), zapór z rumoszu drzewnego i kotłów eworsyjnych. Pełne odwzorowanie szczegółów oraz użyteczną kartometryczność zebranych danych przestrzennych uzyskano dzięki opracowaniu obrazu w programie AutoCAD. Fragment sporządzonego planu wraz z wszystkimi wydzieleniami zastosowanymi na całym arkuszu przedstawiono na ryc. 5.19.

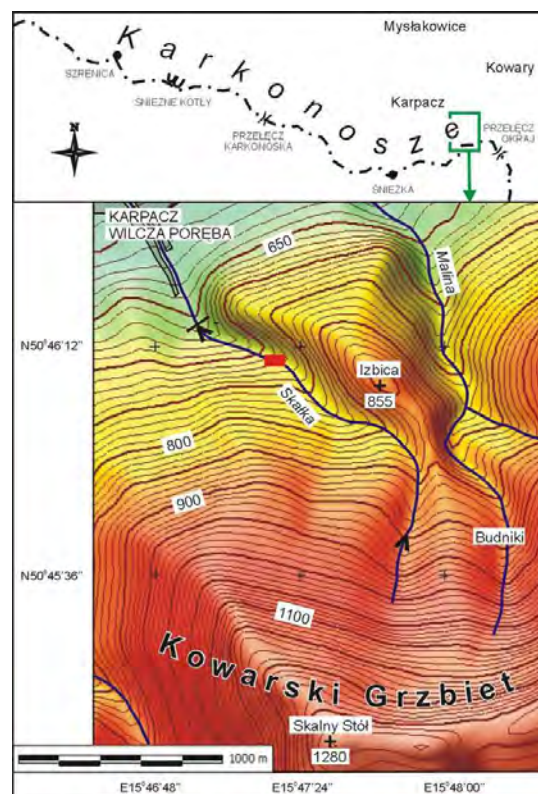
Zlewnia Skalki obejmuje fragment północnych stoków Kowarskiego Grzbietu w polskiej części Karkonoszy Wschodnich. Podstawowe parametry badanej zlewni

cząstkowej przedstawiono w tab. 5.7. W jej podłożu występuje seria kowarska skał metamorficznych osłony granitu karkonoskiego: w przewadze łupki, gnejsy i granitognejsy oraz amfibolity. Wschodnie litych skał pojawiają się na powierzchni sporadycznie, a stoki osłania pokrywa zwietrzelinowa o miąższości zazwyczaj od 0,5 do 1,5 m. Ponad 90% obszaru zlewni porasta bór górski mieszany, należący do górnej części regła dolnego (świerk, jodła, buk, modrzew, jawor) oraz bór wysokogórski regła górnego (świerk z domieszką jarzębiny). Las, schodzący do podnóża masywu, poprzecinany jest siecią dróg i ścieżek o gęstości ok. 6–8 km na km² oraz zanikającą siecią rynien zrywkowych, powstałych po tzw. klęsce ekologicznej lat 80.

Źródła Skalki znajdują się na wysokości 1002 m n.p.m. Długość całego cieku wynosi 5,9 km, a badanego odcinka od źródła do wyznaczonego punktu 2,05 km. Jego niemal proste w górnym odcinku koryto stopniowo zwiększa swoją krętość wraz z biegiem doliny. Poniżej badanego odcinka, gdzie pojawiają się zabudowania Karpacza Wilczej Poręby, koryto ujęte jest kamienną obudową brzegów. Wyżej umocnienia takie pojawiają się jedynie pod dwoma drewnianymi mostkami na trasie dróg leśnych. Poza nielicznymi odcinkami wyciętymi w litej skale, koryto wyścielone jest rumowiskiem o dominujących frakcjach żwirowej i głazowej.

Przepływ Skalki znacznie zmienia się w ciągu roku, osiągając maksima związane z topnieniem śniegu lub intensywnymi opadami deszczu. Oprócz intensywnych opadów regionalnych obserwuje się tu także burze wywołujące ekstremalne wezbrania na obszarze o ograniczonej skali, np. dwu sąsiednich zlewni, jak to miało miejsce podczas wspomnianego wcześniej wezbrania Skalki i płynącej równoległe po jej wschodniej stronie Maliny. Brakuje niestety wiarygodnych danych odnośnie przepływów w trakcie tego zdarzenia. Odmienne genetycznie wezbrania

z topniejącego śniegu zdarzyć się mogą zarówno wiosną, jak i w zimie.



Ryc. 5.18. Lokalizacja obszaru badań potoku Skalka: strzałkami oznaczono skartowany odcinek koryta, czerwony prostokąt określa obszar przedstawiony na ryc. 5.19. Według: Dąbrowska, Kasprzak (2007)

W korycie Skalki zalegał materiał różnych frakcji, wśród których dominował powierzchniowo gruby żwir i głazy z blokami. Znajdowały się tam elementy o dłuższej osi większej niż 4 m. Mogły one zalegać in situ jako residuum przemylej pokrywy stokowej. Większe z elementów bruku korytowego budowały progi rumowiskowe, których naliczono na badanym odcinku 45 (ryc. 5.20). Były one rozmieszczone wzdłuż całej długości koryta, tworząc zespoły na jego węższych odcinkach lub w miejscach zwiększonego spadku koryta. Progi przegradzały koryto, z wyjątkami, pod kątem prostym. Ich wysokość dochodziła do 2,2 m. Poniżej nich rozwijały się kotły eworsyjne o średnicy

Tab. 5.7. Podstawowe informacje na temat zlewni potoku Skałka. Według: Kwiatkowski, Hołdys (1985), Czerwiński (1991), pomiary DEM

Badana zlewnia cząstkowa Skałki	
system hydrograficzny	Skałka / Łomniczka / Łomnica / Bóbr / Odra
powierzchnia	2 km ²
punkt najniższy	652,5 m n.p.m.
punkt najwyższy	1285 m n.p.m.
wskaźnik kolistości	0,75
wskaźnik wydłużenia	0,57
długość ciek	2,79 km
średni spadek ciek	44,8‰
badany odcinek Potoku Skałka	
dopływ	rzeki Łomniczki
położenie wys. obszaru źródłowego	1002 m n.p.m.
długość	2,05 km
Sytuacja klimatyczna	
roczne opady rzeczywiste	1400–2000 mm
liczba dni burzowych w czerwcu i lipcu	12 (stacja Karpacz, lata 1951–1975).
największe notowane sumy opadów	165 mm (stacja Karpacz Wilcza Poręba), 283 mm (stacja Budniki) przy opadzie dobowym odpowiednio do 79 i 191 mm; 29 lipca – 1 sierpnia 1897 r.
czas zalegania śniegu	powyżej 196 dni

najczęściej od 1,5 do 3 m. Zespołom progów towarzyszyły fragmenty koryta wycięte w litej skale. Odcinki takie miały maksymalną długość ok. 20 m. Cztery z nich rozmieszczone były w najwyższej części ciek, a jeden w dolnym odcinku analizowanego fragmentu potoku. Materiał skalny o mniejszej frakcji był transportowany w dół ciek lub akumulował się za większymi przeszkodami w korycie.

Powszechnymi formami erozyjnymi były podcięcia brzegów rozmieszczone nieregularnie wzdłuż biegu potoku. Wysokość podcięć brzegowych sięgać mogła 3,7 m. Jeśli erodowane były one jedynie przez wody

wezbraniowe, a ich podstawa znajdowała się ponad poziomem niskich przepływów, gromadził się tutaj materiał osypiskowy. Podcięciom towarzyszyły liczne ślady osunięć gruntu o wysokości do 10 m. Osobną kategorię form tworzyły rynny erozyjne uchodzące bezpośrednio do koryta. Największa z nich powstała po uszkodzeniu drogi leśnej i przedostaniu się prowadzonej nią wody w dół stoku. Rynna ta miała długość 40 m i szerokość od 4 do ponad 10 m przy korycie.

Rynny erozyjne wraz z wylotami dróg i odwadniających je rowów dostarczały materiał stokowy bezpośrednio do koryta. Zidentyfikowano 17 takich miejsc. U ich

wylotu mogły się tworzyć podmywane stożki napływowe o charakterze torencjalnym. Bocznej dostawie materiału skalnego towarzyszyły rozszerzenia koryta przepelnianego rumowiskiem. Jego szerokość wzrastała wtedy nawet do 22 m, kiedy na innych odcinkach nie przekraczała 10 m. Zmniejszenie zdolności transpotowej potoku przejawiało się w takich miejscach tworzeniem odsypów śródkorytowych. Największe z nich, o długości 30 m i szerokości 12 m, są zalewane tylko podczas najwyższych stanów wody i mają charakter mniej lub bardziej trwałych wysp porośniętych roślinnością. Na powierzchni tych odsypów mogły występować mniejsze formy erozyjne (np. kotły eworsyjne) lub akumulacyjne.

Wzdłuż całego koryta ciągnęły się także odsypy boczne o wielkościach i kształtach uzależnionych od lokalnej morfologii. W górnej części, na niemal prostym odcinku ciekutworzył się system odsypów naprzemianległych. Budujące je żwiry układały się imbrykacyjnie, tworząc pod powierzchnią wody ławice wygięte zgodnie z nurtem. Akumulacja grubego materiału zachodziła także przed większymi przeszkodami – blokami i zatorami z pni i rumoszu drzewnego. W analizowanym korycie występowało 18 dużych zatorów o maksymalnej wysokości 1–3 m. Powstawały one także na odsypach śródkorytowych, poniżej wylotu rynien erozyjnych oraz przez zaczopowanie światła mostku i były kolejną formą, której towarzyszyły kotły eworsyjne. W górnym odcinku potoku Skalka naprzemienne występowanie stref akumulacji i wzmożonej erozji doprowadziło do wykształcenia klasycznego układu typu próg-przegłębienie (ang. *step-pool*).

W okresie prac terenowych w górnym biegu Skalki funkcjonowały 3 odcinki, gdzie spływająca woda wnikała pod powierzchnię materiału dennego. W miejscach tych koryto było szersze, wypełnione grubofrakcyjnym rumowiskiem (ryc. 5.21). Śladami przekształceń powodziowych były tutaj podcięcia brzegowe, drobne (2–3 m) odsypy boczne zbudowane z małych głazów poprzątkanych

żwirem, kotły eworsyjne i głazy wsparte na większych blokach. Najdłuższy z tych odcinków (ponad 100 m) znajdował się w okolicy 1 km biegu potoku.

Pod względem materiału dennego Skalka ma koryto żwirowo-głazowe, w którym zalegają także większe bloki. Mimo, że w sudeckich potokach obserwowano transport bloków o długości dłuższej osi 4,8 m (Żurawek 1999), największe bloki w korycie Skalki zapewne przekraczają możliwości transportowe ciekutworzyły one lokalne pułapki dla materiału skalnego, zwiększając retencję rumowiskową analizowanego potoku. Odmienne sytuacja wygląda na odcinkach, gdzie w korycie odsłania się lita skała podłoża. Erozja wgłębna i boczna działa tu intensywnie także między epizodami wezbrań. W miejscach tych koryto Skalki przybiera postać koryta skalnego i w rozumieniu definicji zaproponowanej przez Whipple'a (2004) stale dominują w tym miejscu procesy erozyjne. Fragmenty te stanowią swoistą bazę erozyjną dla wyżej położonych odcinków potoku, wpływając na kształtowanie jego profilu podłużnego.

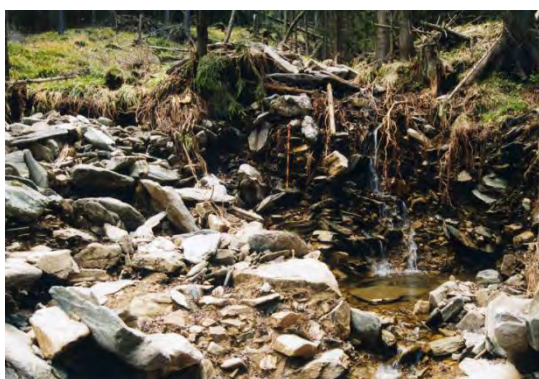
Wzdłuż badanego ciekutworzyło się nie obserwowano ścisłej zależności polegającej na wydajniejszym podcinaniu wklęsłych zakoli. Proces ten był ściśle uzależniony od rozmieszczenia lokalnych przeszkód w korycie oraz budowy i kształtu podcinanego zbocza, warunkujących działanie erozji wirowej. Niektóre z podcięć brzegowych formowały się jedynie podczas wysokich przepływów Skalki – ich podstawa znajdowała się ponad poziomem niskich przepływów potoku.

Obok odcinków nasilonej erozji w korycie występowały odcinki akumulacyjne. Znajdowały się one w miejscach zmniejszenia spadku profilu podłużnego doliny – na lokalnych wypłaszczeniach lub przed przeszkodami w korycie. Przeszkodami tymi były, oprócz progów rumowiskowych założonych na większych głazach i blokach, zatory z rumoszu drzewnego. Wysokość zatorów zwiększona o głębokość tworzących się poniżej nich kotłów eworsyjnych prowadziła

do funkcjonowania w korycie przewyższeń sięgających nawet 3–4 m (ryc. 5.22). Zatory drzewne odpowiadały też bezpośrednio za zaczopowanie przepływu pod mostami, uszkodzenie tych budowli i przerzucenie nurtu poza dotychczasowe koryto.



Ryc. 5.21. Zmniejszenie nachylenia podłużnego i rozszerzenie koryta Skalki na odcinku depozycyjnym. Woda wpływa pod rumowisko skalne. Październik 2002 r. (fot. A. Dąbrowska, za zgodą autorki)



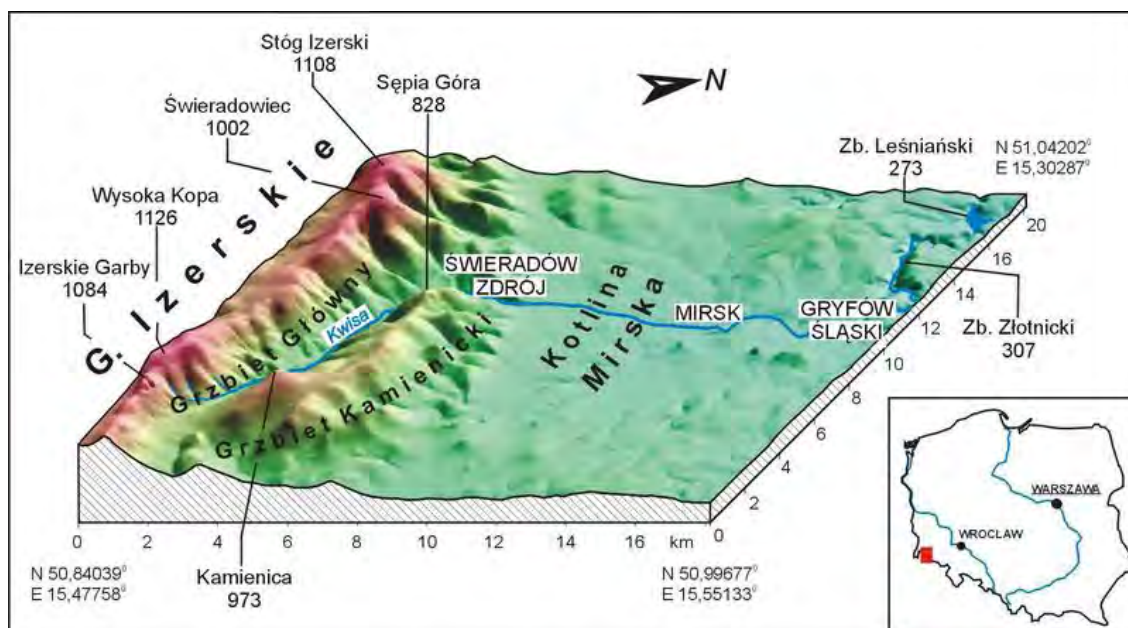
Ryc. 5.22. Zator drzewny i wykształcony poniżej kocioł eworsyjny tworzą w korycie Skalki lokalne przewyższenie. Wyokość widocznego przymiaru 1 m. Październik 2002 r. (fot. A. Dąbrowska, za zgodą autorki)

Zmniejszenie zdolności transportowej wody skutkowało tworzeniem się odsypów śródkorytowych i poszerzeniem koryta. Towarzyszyły temu zjawiska awulsji, tworzenia się skrótów powodziowych czy roztokowania w rozszerzeniach dna doliny. Nagromadzenie materiału dennego pozwalało na przepływ śródrumowiskowy podczas niskich stanów

wody. Największe z odsypów śródkorytowych sąsiadowały z wylotami dużych rynien erozyjnych. Może to świadczyć o roli, jaką w kształtowaniu koryta odgrywa boczna dostawa materiału stokowego powodująca przekroczenie możliwości transportowych potoku. Systemy stokowy i dolinny nie jest przy tym powiązane ze sobą w jednakowym stopniu na całej długości koryta. Związki te zależą głównie od działalności człowieka – przebiegu i zagęszczenia sztucznych linii spływu wód stokowych – dróg. Rozwój odcinków akumulacyjnych Skalki stwarza zagrożenie zwiększonego odprowadzania rumowiska podczas zdarzeń ekstremalnych i zasypywania dolnych, zamieszkałych odcinków dna doliny. W potencjalnym scenariuszu może to spowodować awulsję wód wezbraniowych i zniszczenia infrastruktury w Karpaczu Wilczej Porębie.

5.5.6. Geomorfologiczne skutki wezbrania głównych cieków Sudetów na przykładzie Kwisy w Górach Izerskich i Kotlinie Mirskiej

W sierpniu 2006 r. miało miejsce jedno z największych notowanych wezbrań górnej Kwisy i jej sudeckich dopływów. W skład rozpatrywanej górnej części zlewni wchodzi zachodni kraniec Kamienickiego Grzbietu i północne stoki Wysokiego Grzbietu należące do Gór Izerskich, z najwyższą kulminacją sięgającą 1126 m n.p.m. (Wysoka Kopa) oraz fragment Pogórza Izerskiego z wchodzącą w jego skład Kotliną Mirską o dnie znajdującym się na wysokościach ok. 320–420 m n.p.m. (ryc. 5.23). Kotlinę Mirską od wschodu zamykają Wzgórza Rębiszowskie (Urwista 562 m n.p.m.), od północy Wzniesienia Radoniowskie (Krzywdy 492 m n.p.m.), a od zachodu wzniesienia Przedgórze Izerskiego z Wojkową (502 m n.p.m.). Tam też Kwisa przecina Pogórze głęboką (przekraczającą miejscami 100 m)



Ryc. 5.23. Poglądowy obraz na zlewnię górnej Kwisy

i krętą doliną przełomową o wąskim dnie (50–200 m), w której zlokalizowano dwa zbiorniki zaporowe: złotnicki i leśniański. Tworzą one pułapki sedymentacyjne i zamykają teren badawczy. Powierzchnia obszaru odwadnianego przez Kwisę i jej dopływy wynosi na zaporze w Leśnej 304,5 km².

Omawiana część Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego niemal w całości należy do krystaliniku karkonosko-izerskiego, jednej z jednostek geologicznych bloku dolnośląskiego (Stupnicka 2007). Krystalinik karkonosko-izerski tworzą granitognejsy izerskie (granity rumburskie, gnejsy izerskie) i łupki łyszczykowe z obecnością kwarcytów, przeobrażonych wapieni i amfibolitów (Oberc 1958). Na obrzeżach Kotliny Mirskiej występują miocenne neki bazaltowe oraz datowane na ten okres piaski i iły. Dno Kotliny wypełniają osady glacialne: piaski, żwiry i gliny zwałowe. Urozmaicenie budowy geologicznej ma swoje odbicie w cechach morfologii terenu, co było analizowane w pracy Migonia i Potockiego (1996). Wymienieni autorzy podkreślili rolę neogeńskiego wydzwignięcia centralnej części Gór Izerskich w kształtowaniu dolin rzecznych.

Góry Izerskie są pierwszą sudecką barierą orograficzną dla wilgotnych mas powie-

trza napływających z zachodu. Skutkiem piętrzenia mas powietrza są najwyższe w skali regionu roczne sumy opadów przekraczające 1500 mm (700–900 mm na Pogórzu Izerskim) o stosunkowo równomiernym rozkładzie w ciągu roku (Sobik 1998). W szczególnych przypadkach, podczas zazwyczaj letnich nawałnic, opad dobowy przekroczyć może tutaj 100 lub nawet 200 mm. Swoisty rekord opadowy zanotowano dnia 29 sierpnia 1897 r. na Novej Louce po czeskiej stronie granicy – 345 mm (Czerwiński 1991).

Dostawa wilgoci z atmosfery, a w czasie posuchy dodatkowe zasilanie z magazynujących wodę torfowisk wierzchowinowych, wpływają na funkcjonowanie gęstej sieci rzecznej >1 km·km⁻². Boczne, prostopadłe dopływy Kwisy powyżej Świeradowa Zdroju tworzą prosty układ pierzasty. Dopływy Kwisy w obrębie Kotliny Mirskiej organizują się w sposób dendrytyczny. Procesy hydrologiczne są na obszarze zlewni monitorowane w trzech punktach pomiarowych. Posterunki wodowskazowe funkcjonują w Mirsku (105 km od ujścia w górę rzeki) i Leśnej (86,6 km), a także na Czarnym Potoku, lewobrzeżnym dopływie Kwisy. Charakterystyczne stany wody i przepływy Kwi-

sy dla posterunku w Mirsku zaprezentowano za *Rocznikiem hydrologicznym* (1983) w tab. 5.8.

Tab. 5.8. Podstawowe charakterystyki przepływu dla posterunku wodowskazowego na Kwisie w Mirsku z lat 1979–1980. Według: *Rocznik hydrologiczny wód powierzchniowych...* (1983)

odległość od ujścia	105,5 km
powierzchnia zlewni	186 km ²
rzędna wodowskazu	325,3 m n.p.m.
przepływy średnie w roku	4,55 m ³ ·s ⁻¹
przepływy średnie w zimie	4,44 m ³ ·s ⁻¹
przepływy średnie w lecie	4,66 m ³ ·s ⁻¹
najwyższa wartość obserwowana	196 m ³ ·s ⁻¹ (1 sierpnia 1977)
najniższa wartość obserwowana	0,34 m ³ ·s ⁻¹

Do charakterystycznych cech zlewni należy także zróżnicowane pokrycie terenu. W górskiej części obszaru badań dominuje las iglasty z dominacją monokultury świerka, powierzchnia kotliny zajęta jest przez uprawy rolne. Na przebieg procesów fluwialnych silny wpływ ma antropogeniczna ingerencja w geometrię koryta – od Świeradowa Zdroju, pierwszej miejscowości ulokowanej w biegu Kwisy, wybudowano umocnienia brzegowe, korekcie progowe i przyczółki mostów zwiększające światło przepływu. Towarzyszą one zabudowie zbliżającej się do brzegów rzeki. Powyżej Świeradowa brak jest umocnień brzegowych, nie licząc najbliższego sąsiedztwa nielicznych mostów i zapory przeciwmowiskowej w pierwszym kilometrze biegu.

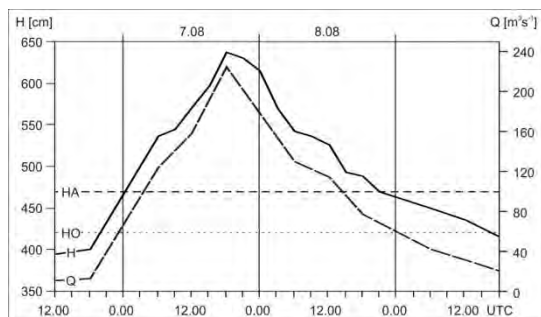
Powódź obserwowana w lecie 2006 r. była nietypowa. Wystąpiła po miesiącu trwałej posuchy. Wezbranie zostało spowodowane niemal nieustającym, pięciodniowym opadem deszczu, którego intensywność mogła lokalnie dochodzić do 98 mm w ciągu 3 godz. (Świeradów Zdrój, 7 sierpnia, 15.00–18.00 UTC; dane IMGW). W Jakuszycach

(poza granicami zlewni Kwisy) zanotowano nocą z 7 na 8 sierpnia 204 mm opadu. Od nocy 3/4 sierpnia do 8 sierpnia spadło tu 360 mm deszczu, przy średniej miesięcznej normie 90 mm (MPP 2006). Tempo dostawy wody z atmosfery przekroczyło możliwości infiltracyjne przesuszonych utworów pokrywowych. W górach uruchomiona została sieć potoków stokowych, wykorzystujących m.in. drogi leśne. Obserwowano także niecodzienne zjawisko spływu powierzchniowego po darni. Wiele gospodarstw wiejskich nie było zalewanych od strony koryta rzeki, lecz wodami stokowymi.

Opady spowodowały przekroczenie stanów ostrzegawczych, a następnie alarmowych w nocy z 6 na 7 sierpnia (ryc. 5.24). Wieczorem 7 sierpnia zanotowano kulminację fali powodziowej. Na posterunku wodowskazowym w Mirsku najwyższy stan wody zmierzono o godz. 18.00 UTC (20.00) – 637 cm, przy średnim stanie rocznym 349 cm. Było to 167 cm ponad stan alarmowy. Przepływ szacowany na podstawie krzywej konsumpcyjnej wynosił wtedy 225 m³·s⁻¹, przy średnim przepływie dla sierpnia 3,34 m³·s⁻¹ (dane IMGW). Na wodowskazie w Karłowcu lewy dopływ Kwisy, Czarny Potok osiągnął poziom 390 cm, przekraczając stan alarmowy o 190 cm. Wysokie stany wody utrzymywały się do końca 8 sierpnia, a poniżej zbiorników retencyjnych zwiększających zrzut wody do 9 sierpnia.

Z zebranych przez autora danych wynika, że opisywane zdarzenie hydrologiczne było największym wezbraniem Kwisy po 1945 r. Inne duże powodzie miały miejsce w 1977, 1981, 1997 i 2002 r., kiedy przepływy dla wodowskazu w Mirsku wynosiły odpowiednio 158, 186, 142 i 190 m³·s⁻¹ (Rędownicz, Machajski 2007). Wcześniejsze katastrofalne w skutkach wezbrania znane są głównie z jakościowych opisów historycznych zachowanych od XIV w. Do największych należały zapewne powodzie z lat 1702–1703 (tzw. „Śląski Potop”) i 1897 r. (tzw. „Powódź Stulecia”) (Gründer 1928, Kasper 1998, Bena, Paczos 2000). Na pod-

stawie danych o przepływie Kwisy w przekroju Leśna można wnioskować, że w czasie drugiej z nich rzeka prowadziła około trzykrotnie więcej wody niż podczas epizodu w sierpniu 2006 r.



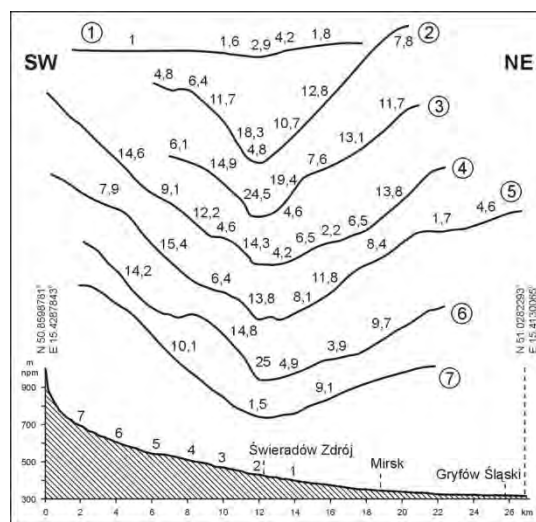
Ryc. 5.24. Przebieg fali powodziowej Kwisy według odczytu wodowskazowego w Mirsku i krzywej konsumpcyjnej. Objasnienia: Q – przepływ, H – stan wody, HO – stan ostrzegawczy, HA – stan alarmowy. Na podstawie: dane IMGW

W morfologii doliny Kwisy na dystansie od źródeł do zbornika Złotnickiego można wyróżnić dwa odrębne odcinki – górny, gdzie dolina wycięta jest w między Grzbieciami Kamienickim i Głównym należącymi do wyniesionego tektonicznie bloku Gór Izerskich (profile poprzeczne nr 2–7 na ryc. 5.25) oraz odcinek dolny, gdzie Kwisa płynie dnem Kotliny Mirskiej (profil poprzeczny nr 1 na ryc. 5.25). Oddają one ogólny charakter zróżnicowania rzeźby doliny Sudetów.

Odcinek źródłowy Kwisy tworzy kilka równoległych cieków zwanych Widłami, które w strefie spłaszczenia podstokowego zmieniają bieg o 90° ku północnemu-zachodowi. Wraz z pozostałymi dopływami odwadniającymi południowe stoki Grzbiecia Kamienickiego i północne Grzbiecia Głównego tworzą one strome (10–12°) doliny wciosowe o długości 0,8–3 km. Jedynie dolina największego prawobrzeżnego dopływu w tej strefie, potoku Płóczka o długości ok. 3,8 km, jest w swoim górnym odcinku równoległa do doliny głównej.

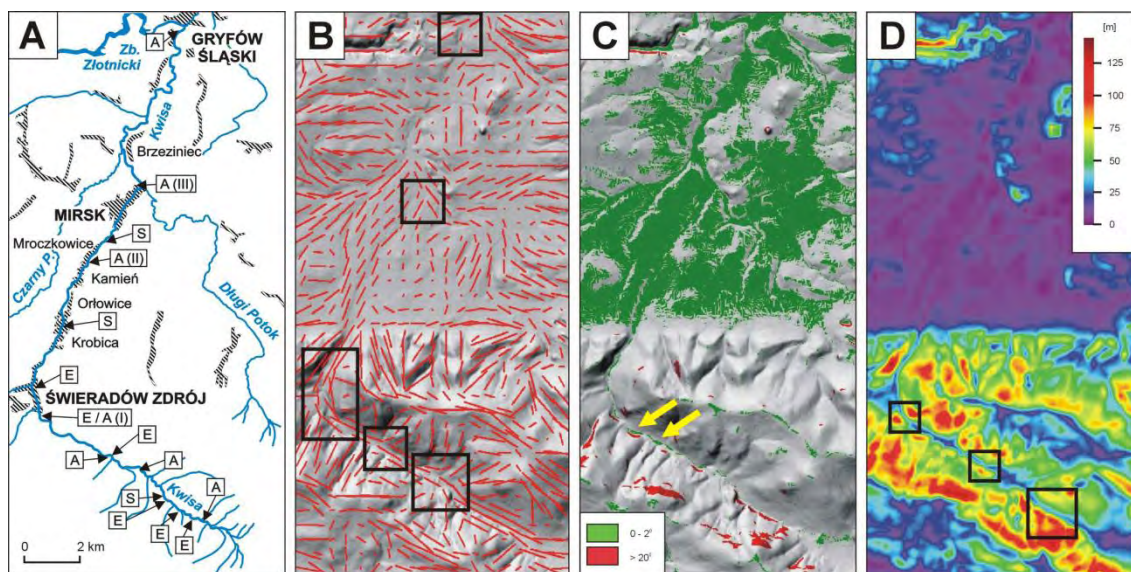
Głównymi cechami górnego odcinka doliny Kwisy są strome zbocza oraz płaskie,

stosunkowo wąskie dno. Jego szerokość, mierzona między dolnymi załomami stoków, zmienia się na dystansie ok. 12 km od 300 m poniżej zrównania morfologicznego na wododziale zlewni Małej Kamiennej i maksymalnie 400 m w lokalnych rozszerzeniach do 50–100 m w przewężeniach. W osi doliny można wyróżnić co najmniej trzy strefy zmian jej biegu, widoczne na mapie głównych lineamentów rzeźby (ryc. 5.26B). Najistotniejsza zmiana kierunku doliny odbywa na obszarze Świeradów Zdroju, gdzie Kwisa opływa kulminację Sępiej Góry.



Ryc. 5.25. Profil podłużny koryta Kwisy i przekroje poprzeczne przez jej dolinę. Liczby nad przekrojami oznaczają nachylenie powierzchni stokowej w stopniach

Profil podłużny górnego odcinka Kwisy nie jest wyrównany. W dnie doliny można dostrzec naprzemienne występowanie stref o mniejszym (0–2°) i większym nachyleniu. Takich wypłaszczeń można naliczyć kilkanaście. Najszerwsze z nich wskazano na mapie nachyleń strzałkami (ryc. 5.26C). Nachylenia największe, przekraczające 20° są charakterystyczne dla fragmentów stoków przy wklęsłych brzegach zakoli cieków. Na mapie różnic wysokości (ryc. 5.26D), dobrze odznaczają się strefy przełomowe i rozszerzenia w obrębie dna doliny. Najwyraźniejsze z przełomów występują na ok. 6 km oraz



Ryc. 5.26. Cechy charakterystyczne zlewni Kwisy na odcinku dotkniętym powodzią w sierpniu 2006 r.

A – efekty geomorfologiczne wezbrania stwierdzone podczas inwentaryzacji form powodziowych przeprowadzonej przez autora. Objaśnienia: A – strefy akumulacji, E – strefy erozji, S – skalne odcinki koryta; I, II, III – sytuacje przedstawione na ryc. 5.30.

B – główne lineamenty rzeźby, czarnymi prostokątami oznaczono strefy najwyraźniejszych zmian w przebiegu doliny cieku.

C – mapa spadków z wydzielonymi obszarami o największej i najmniejszym nachyleniu terenu, widoczne są strefy kształtowane w wyniku erozji bocznej Kwisy, żółtymi strzałkami oznaczono wypłaszczenia w obrębie dna doliny predysponowane do depozycji rumowiska.

D – różnice wysokości i wynikająca z niego energia rzeźby, czarnymi ramkami zaznaczono strefy przewężenia dna doliny.

Obrazy B, C i D zostały wygenerowane na podstawie numerycznego modelu wysokościowego (DEM) o rozdzielczości 10 m w programie Microdem. Do wykreślenia lineamentów rzeźby wykorzystano funkcję *topographic grain* (Guth 2003), ustalając odległość między punktami, dla których miały być wykreślane linie na 500 m, wielkość bloku do kalkulacji w otoczeniu każdego punktu na 1000·1000 m, współczynnik długości pojedynczej linii na 7 oraz współczynnik załamania stoku, od jakiego będzie ono uwzględniane na 25. Do obliczeń spadków wykorzystano „hybrydowy algorytm Gutha” łączący zalety metod SAN (*Steepest Adjacent Neighbor*) oraz ENU (*Eight Neighbors Unweighted*), pozwalający na dobre odwzorowanie nachylenia stromych stoków z uwzględnieniem płaskich fragmentów powierzchni terenu (Guth 1995). Różnice wysokości obliczono dzięki funkcji *relief* (Drummond, Dennis 1968), zadając graniczny dystans od każdego rastra na 250 m

na 11 km biegu rzeki, licząc od źródeł. Zamykają one fragmenty dolin o najszerzym dnie i najłagodniejszych zboczach.

Morfologia doliny miała istotny wpływ na przebieg procesów erozyjnych i depozycyjnych podczas badanego wezbrania Kwisy. W odcinku bliskim źródłom doszło do wypełnienia zbiornika przeciwrumowiskowego piaskiem i żwirem. Niżej, we wciosowej części doliny rzeka intensywnie podcinała wklęsłe brzegi zakoli powodując

lokalne zerwy i płytkie osuwiska (ryc. 5.27). Największe podcięcia brzegowe układały się głównie w strefach zmiany przebiegu doliny (ryc. 5.26B i C) oraz w lokalnych jej przewężeniach (ryc. 5.25D) po obu stronach koryta. W dłuższym czasie decydują one o zestromieniu dolnych partii stoków. Największe z nich sąsiadowało ze zdewastowaną wodami powodziowymi szkoła leśną powyżej Świeradowa, inne powstało po zniszczeniu ka-

miennego muru oporowego już na terenie miasta (ryc. 5.28).

Między odcinkami kształtowanymi erozyjnie znajdowały się miejsca depozycji pozakorytowej rumowiska. O ile w samym korycie transportowane były głazy o dłuższych osiach dochodzących do 1,5 m, układane nierzadko w sekwencji imbrykacyjne po 4, 5 sztuk, o tyle poza korytem akumulowany był głównie żwir i piasek. Miąższość powstałych osadów dochodziła do 1 m (ryc. 5.29). Depozycja zachodziła w miejscach lokalnego zmniejszenia spadku podłużnego cieku, gdzie dno doliny rozszerza się. Zazwyczaj miała ona miejsce na zakolach rzeki, między korytem a jego cięciwą, w czasie zmniejszania energii przepływu na skrócie powodziowym. Gdy powierzchnię tę porastał las, w osadzie zaznaczały się struktury związane z ruchem wirowym wody za przeszkodami. W szerokich zakolach procesy erozyjne i akumulacyjne działały jednocześnie. Na pozostałej długości doliny wełosowej dominowały efekty erozyjne (ryc. 5.26A). Występowała zależność, że największe strefy depozycji rumowiska znajdowały się kilkadziesiąt metrów poniżej największych podcięć erozyjnych, jak miało to miejsce choćby w górnej części Świeradowa (ryc. 5.30).

Na terenie miasta, gdzie dno doliny jest szersze, a koryto posiada kamienne umocnienia brzegowe, Kwisa starała się dostosować jego krętość do warunków hydraulicznych przepływu (ryc. 5.31). Tworzyła w umocnieniach lokalne wyrwy, rozwijające się w efekcie erozji wirowej. Spowodowały one naruszenie konstrukcji kilku nadbrzeżnych zabudowań mieszkalnych i gospodarczych.

Na północ od Świeradowa, na wysokości wsi Krobica, Kwisa opuszcza Góry Izerskie i szeroką, nieckowatą doliną przecina dno Kotliny Mirskiej. Na przedpolu gór nachylenie spowierzchni wynosi poniżej 2°

i w morfologii nie manifestuje się wyraźny stożek napływowy. Zmniejszenie spadku hydraulicznego rzeki zaznaczyło się depozycją żwirów w strefie o szerokości ponad 50 m i długości 300 m we wsi Kamień (ryc. 5.32). Depozycję poprzedzało w czasie rozszerzenie strefy korytowej i erozja brzegów Kwisy.

Kolejny odcinek akumulacyjny zaznaczył się w północnej części Mirska przy nieczynnym zakładzie włókienniczym. Nastąpiło tu spiętrzenie przepływu na fabrycznej zastawce i przelanie się wody ponad wałem przeciwpowodziowym po naturalnej linii skrótu powodziowego wzdłuż cięciwy ciasnego zakola ($>90^\circ$). Na powierzchni ok. 700 m² został zdeponowany osad we frakcjach piasku i drobnego żwiru, pokrywając podwórze zakładu włókienniczego, jezdnię i plac przy pobliskich zabudowaniach gospodarczych. Następna i zarazem ostatnia przed zbiornikiem złotnickim wyraźna strefa depozycji aluwium znajdowała się przy równie ciasnym zakolu Kwisy przed Gryfowem Śląskim.

W korycie Kwisy znajdują się liczne odcinki, gdzie w dnie odsłania się lita skała (ryc. 5.25A). Są to miejsca, gdzie dominującym procesem rzeczny jest erozja. Odcinki koryta skalnego występują zarówno w górnej części doliny, jak i w Kotlinie Mirskiej (ryc. 5.33). Podczas przepływu powodziowego sekcje te pełniły funkcję korytarzy tranzytowych dla rumowiska. W miejscach tych koryta ulegają zważeniu i depozycja aluwium jest ograniczona.

Wezbranie Kwisy w sierpniu 2006 r. wyrządziło znaczne szkody materialne. Rzeźba korytowała swoją krętość, jednak nie doszło do awulsji, których ślady można odnaleźć w reliktovej morfologii wyższej części zlewni lub jakie miało miejsce w lipcu 1702 r. między Krobicą a Mroczkowicami (Bena, Paczos 2000). W ogólnej ocenie zmiany geomorfologiczne dna doliny nie



Ryc. 5.27. Podcięcie brzegowe Kwisy spowodowało osunięcie gruntu dostarczające materiał stokowy bezpośrednio do koryta cieku. Ruch zwietrzliny odbywał się wzdłuż powierzchni spękania skały gnejsowej równoległej do nachylenia stoku. Sierpień 2006 r. (fot. M. Kasprzak)



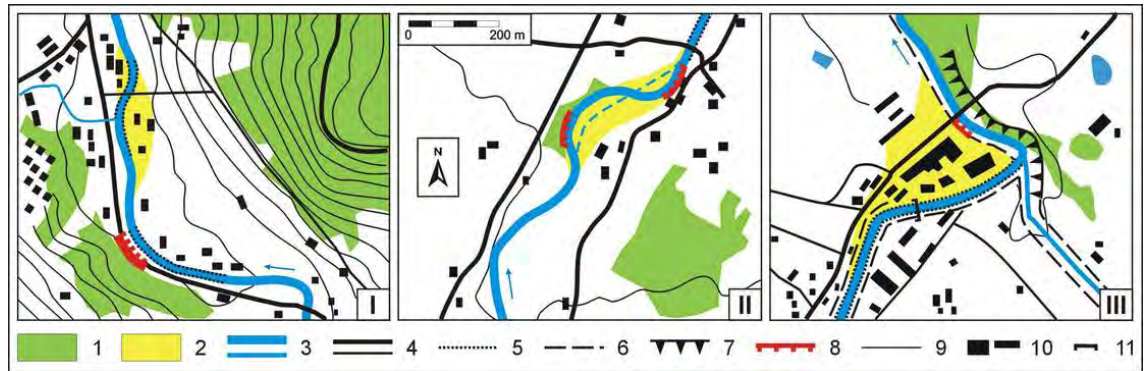
Ryc. 5.28. Erozyjne oddziaływanie nurtu Kwisy na wklęsły brzeg w Świeradowie Zdroju spowodowało destrukcję kamiennego umocnienia i zniszczenie odcinka drogi dojazdowej do Szklarskiej Poręby. Sierpień 2006 r. (fot. M. Kasprzak)



Ryc. 5.29. Strefa depozycji aluwium na odcinku lokalnego zmniejszenia spadku hydraulicznego Kwisy w części wciętej doliny. Maksymalna miąższość zdeponowanego osadu dochodziła do 1 m. Był on wtórnie rozcinany na linii cięciwy zakola koryta. Sierpień 2006 r. (fot. M. Kasprzak)



Ryc. 5.30. Strefa depozycji aluwium poniżej podcięcia brzegowego Kwisy w Świeradowie Zdroju widocznego na ryc. 5.27. Sierpień 2006 r. (fot. M. Kasprzak)



Ryc. 5.31. Zmiany geomorfologiczne w dnie doliny Kwisy na obszarze zabudowanym. Objaśnienia: I – Świeradów Zdrój, II – wieś Kamień; III – Mirsk, 1 – obszar leśny, 2 – odsypy piaszczysto-żwirowe, 3 – cieki, 4 – drogi, 5 – umocnienia brzegowe, 6 – wały przeciwpowodziowe, 7 – krawędzie morfologiczne, 8 – podcięcia erozyjne, 9 – poziomice, 10 – zabudowania, 11 – zastawki



Ryc. 5.32. Strefa depozycji aluwium Kwisy w dnie Kotliny Mirskiej. Procesy akumulacyjne poprzedziło rozszerzenie się strefy koryta i erozja brzegów, w wyniku czego doszło do zniszczenia zabudowań gospodarczych. Wieś Kamień. Sierpień 2006 r. (fot. M. Kasprzak)

były duże, mimo znacznej wartości przepływu i gwałtowności przewyższającej ostatnie wezbrania. Wpływ na to mogła mieć niewielka dostawa drobnoziarnistego materiału stokowego do cieku, ograniczona do erodowanej strefy koryta, nielicznych osunięć

gruntu oraz wylotów dróg leśnych. Stosunkowo niewielki, w porównaniu do zlewni innych głównych rzek Sudetów, areał upraw w najwyższej części zlewni mógł być przyczyną braku miększej pokrywy aluwialnej w dnie Kotliny Mirskiej.



Ryc. 5.33. Koryto skalne Kwisy w Krobicy pełniące podczas powodzi funkcję korytarza transferowego dla rumowiska dennego. Sierpień 2006 (fot. M. Kasprzak)

5.6. Ekologiczne skutki wezbrań na równi zalewowej

5.6.1. Wody gruntowe

Wzrost poziomu wody w korycie rzeczonym pociąga za sobą wzniesienie zwierciadła wód gruntowych w dnie doliny. W skrajnych przypadkach może dojść do całkowitego przesycenia gruntu wodą i lokalnych podtopień. Na stokach, gdzie zachodzi spływ śródpokrywowy, w sytuacji gwałtownej dostawy opadu (opad nawałny), natężenie przychodu wody z atmosfery może przekroczyć zdolności infiltracyjne gruntu i w efekcie doprowadzić do formowania spływu powierzchniowego. Podobnie podczas długotrwałej dostawy wilgoci (deszcze rozlewne) istnieje możliwość całkowitego nasycenia zwietrzelin wilgocią.

Wzniesienie poziomu wód gruntowych wskutek wezbrań rzek dokucza na obszarach zurbanizowanych, gdzie destabilizuje pracę

urządzeń ściekowych i zagraża podpiwniczeniom domów. We Wrocławiu stan wód podziemnych warunkują kanały Odry i jej dopływy – w centrum miasta zależy on bezpośrednio od piętrzeń i odwodnień, a nie od opadów atmosferycznych (Worsa-Kozak 2004). Powyżej jazów elektrowni wodnych Odra Miejska ma charakter infiltrujący, a spadek zwierciadła wód gruntowych układa się ku Starej Odrze i kanałom powodziowemu i żeglugowemu (Kowalski 2003). Poniżej jazów do ujścia Ślęzy wody gruntowe migrują swobodnie w kierunku Odry. Wzrost stanu wody w Odrze o 1 m pociąga za sobą wzniesienie stanu wód gruntowych o 70–80 cm. Przy wyższych stanach Odry zwierciadło wód gruntowych wzdłuż ulic Grodzkiej, Szewskiej do Rynku, pl. Nankiera i na Nowym Targu wznosi się nawet do 2 m ponad powierzchnię rodzimą terenu, pokrytego nasypami antropogenicznymi. Oznacza to, iż pomieszczenia podziemne zabytkowych budynków są okresowo zalewane.

5.6.2. Przyroda ożywiona

W dnach dolin podlegającym okresowym zalewom wód powodziowych istnieją stale odnawiające się warunki pionierskie dla rozwoju roślin. Są to miejsca przyrodniczo cenne, stanowiące ważne ogniwo w zachowaniu naturalnych siedlisk roślinnych i zwierzęcych. W ostatnich latach ich fragmenty zostały objęte ochroną w ramach programu Natura 2000, np. w ujściowym odcinku doliny Widawy. W dnach dolin wydzielono także parki krajobrazowe: Dolina Bobru, Dolina Bystrzycy, Dolina Jezierzycy.

Symbolem naturalnych warunków panujących w dnach dolin rzecznych i jednocześnie symbolem flory starorzeczy w dolinach średnich i wielkich rzek kontynentu europejskiego jest kotewka – orzech wodny (*Trapa natans*) (Faliński 2002). Gatunek ten był na terenie Dolnego Śląska badany w starorzeczu Odry przy wsi Przychowa na północ od Ścinawy, gdzie wyznaczano tempo rozprzestrzeniania się kotewki w okresach powodziowych (Piórecki 1980, za: Faliński 2002). Inne charakterystyczne gatunki roślin i podstawowe siedliska roślinne den dolin rzecznych omówione zostaną w rozdziale 9.

Powtarzające się, naturalne cykle zalewowe przyczyniają się do rozwoju wodnych organizmów zwierzęcych, powodując cykliczne dostarczanie składników pożywienia z terenów zalewowych do rzeki. Wylewy rzeczne i stagnowanie wody na powierzchni teras i w zagłębieniach starorzeczy sprzyjają także żerowaniu ryb (Witkowska, Piwowarczyk-Ogórek 1999). Jednocześnie w trakcie wezbrań zwiększona prędkość strumienia wody oraz zalanie miejsc lęgowych, nor i miejsc żerowania utrudniają warunki bytowania innych zwierząt nadrzecznych. Obserwacje prowadzone po katastrofalnym wezbraniu Odry w lipcu 1997 r. na terenie niemieckiego parku narodowego *Nationalpark Unteres Odertal* (po polskiej stronie Park Krajobrazowy Dolina Dolnej Odry) wykazały, że powódź spowodowała chwilowe usunięcie wielu gatunków ryb, płazów,

ptaków i ssaków, jednak w dalszym okresie przyczyniła się do odnowienia i wzbogacenia gatunkowego doliny rzecznej (Bischoff, Woller 2001, za: Pusch i in. 2009).

5.6.3. Kontaminacja gleb

Skutkiem okresowych wezbrań rzek jest akumulacja na powierzchni równi zalewowej zawiesiny i zanieczyszczeń niesionych przez rzekę. Pojawić się może lokalne lub rozproszone skażenie gleby, a także jej zasklepienie, zagęszczenie lub zasolenie. Do niepożądanych zjawisk należy także spadek udziału części organicznych gleby i zmniejszenie jej różnorodności biologicznej. Niekorzystne oddziaływanie wód powodziowych na środowisko glebowe Dolnego Śląska, także dla obszaru miasta Wrocławia, było kompleksowo analizowane przez Chodakę i in. (1998, 1999) oraz Szerszenia i in. (1998, 2000).

Obecnie zaledwie ok. 2,5% długości sieci wód powierzchniowych Dolnego Śląska kwalifikuje się do I klasy czystości (Szulkowska-Wojaczek 2005), choć stan ten w ostatnim dziesięcioleciu i tak uległ znacznej poprawie. Podczas powodzi rzeki, oprócz normalnego ładunku zanieczyszczeń komunalnych i przemysłowych, transportują płyny i osady porwane z niezabezpieczonych przed rozmywaniem składowisk, odstojników, zwałowisk czy zbiorników. Przykładowo w trakcie powodzi w 1997 r. źródłem zanieczyszczeń stały się oczyszczalnie ścieków, stacje paliw, składowiska odpadów (Maślice, Siechnice), zakłady przemysłowe (Polifarb, Polmos, Wrocławskie Zakłady Przemysłu Nieorganicznego, Vicoplast, Baza Paliw PKP Brochów i inne) (Adamkiewicz i in. 1998).

Wielowiekowa akumulacja zanieczyszczonych osadów Odry była obiektem badań Ciszewskiego (2005, 2006) prowadzonych w Krzyżanowicach, Koźlu, Krapkowicach, Oławie, Trestnie, Nowej Soli, Słubicach i Gozdowicach. W jednym z dolnośląskich stanowisk, na wysokości miasta

Oława, pobierał on próbki ze strefy oddalonej od współczesnego koryta, gdzie znajdowała się warstwa 25–50 cm osadu zanieczyszczonego metalami ciężkimi, następnie z wypełnionych basenów międzyostrogowych utworzonych w XIX w. oraz z basenów międzyostrogowych przy współczesnym korycie. Baseny te były wypełnione osadem o miąższości do 3 m i sięgały poziomu równi zalewowej. Maksymalne koncentracje cynku i ołowiu przekraczały kilkadziesiąt razy tło geochemiczne.

Podobne analizy przeprowadziła Horska-Schwarz (2006) dla obszarów zalewowych międzyrzecza Odry i Oławy. Autorka stwierdziła występowanie w powierzchniowych poziomach gleb mineralno-organicznych i hydrogenicznych metali ciężkich Pb, Cd, Ni, Cu, Zn o stężeniach przekraczających 10–40 razy tło geochemiczne. Największy stopień zanieczyszczenia występuje w obrębie strefy inundacji, gdzie w ostatnim etapie wezbrania dochodzi do depozycji osadów piaszczysto-mułkowych. Do najbardziej zanieczyszczonych fragmentów doliny zaliczają się tereny przykorytowe, zagłębienia z okresowym przepływem wody, rozlewiska, aktywne rynny powodziowe i starorzecza (Horska-Schwarz 2007). Ponad

70% gleb w dolinie Odry na odcinku Oława – Wrocław uznano za zanieczyszczone, nie nadające się pod uprawę rolniczą jako grunty orne. Brak zanieczyszczeń metalami ciężkimi lub ich śladowe ilości cechuje powierzchnie terasy odseparowane od rzeki wałami przeciwpowodziowymi.

Jak doniosło w skutkach dla środowiska glebowego może być zanieczyszczenie w wyniku zalewu skażonymi wodami ilustruje przykład doliny Bobrzycy (ciek będący prawym dopływem Bobru w powiecie bolesławieckim). W tej skrajnej sytuacji doszło do pokrycia powierzchni gruntu osadem poflotacyjnym, powstającym w procesie pozyskiwania koncentratu miedziowego. Wydostał się on poza zbiornik poflotacyjny w wyniku katastrofy obwałowań i na dystansie 19 km pokrył dno doliny osadem o maksymalnej miąższości 1,5 m w pasie 50–200 m. 30 lat po tym zdarzeniu w wyizolowanym osadzie stwierdzono stężenie miedzi rzędu $640\text{--}770\text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ a ołowiu $180\text{--}240\text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$, w przypowierzchniowej warstwie gruntu ($<30\text{ cm}$) odpowiednio $170\text{--}880\text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ i $64\text{--}220\text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$, natomiast w niższych warstwach gleby ($>30\text{ cm}$) $1\text{--}24\text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ i $1\text{--}47\text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ tych pierwiastków (Karczewska 2008).

Literatura:

- Adamkiewicz A., Chodak T., Dębowski M., Kabała C., Kaszubkiewicz J., Karczewska A., Kwiatkowska-Szygulska B., Lachowicz M., Lewcio M., Mainhardt B., Siwka A., Szerszeń L., Tomaszewska K., Wrona J., Żyniewicz Ś., 1998. Ocena stanu środowiska na obszarach objętych powodzią w 1997 roku. PIOŚ, Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska we Wrocławiu, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Wrocław.
- Allen J.R.L., 1977. Rzeki i osady rzeczne. W: Fizyczne procesy sedymentacji. PWN, Warszawa, 136–171.
- Allen P.A., 2000. Transport rumowiska rzeczno. W: Procesy kształtujące powierzchnię Ziemi. Wyd. Nauk PWN, Warszawa, 214–249.
- Andrzejczak M., 2005. Ilość oraz skład granulometryczny i chemiczny splukiwanego materiału glebowego na wybranych obiektach badawczych w Sudetach. Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie 5, 2 (15), 185–200.
- Badura J., Przybylski B., 2000. Specyfika petrograficzna osadów rzecznych i glacialnych Przedgórze Sudeckiego. Przegląd Geologiczny 48 (4), 313–319.
- Baker V.R., 2002. High-energy megafloods: planetary settings and sedimentary dynamics. W: P. Martini, V.R. Baker, G. Garzón (red.), Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 32, Blackwell Science, 3–15.

- Baker V.R., Kochel R.C., Patton P.C., 1988. *Flood Geomorphology*. Wiley.
- Baraniecki L., 1951. Plejstoceńskie zmiany hydrograficzne w dorzeczu Bystrzycy Dusznickiej. *Czasopismo Geograficzne* 21/22, 412–425.
- Baraniecki L., 1962. Plejstoceńskie pokrywy zwirowe na przedpolu Sudetów Wschodnich (w rejonie Władawy i Prudnika). *Přírodovědecký Časopis Slezský* 20(4), 471–482.
- Barszcz M., Banasik K., 2002. Czasy opóźnienia odpływu wody i rumowiska unoszonego z małej zlewni podgórskiej. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych PAN* 487, 35–44.
- Bartnik W., 2006. Charakterystyka hydromorfologiczna rzek i potoków górskich. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich* 4 (1), 143–174.
- Bathurst J.C., Ashiq M., 1998. Dambreak flood impact on mountain bedload transport after 13 years. *Earth Surface Process and Landforms* 23, 643–649.
- Bena W., Paczos A., 2000. Dolina rzeki Kwisy. Album – Monografia. Wyd. AD REM, Lubań, 26–28.
- Berg G., 1915. Die Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* 67, 63–82.
- Berg G., 1927. Zur Morphologie des Riesengebirges. *Zeitschrift für Geomorphologie* 2, 1–20.
- Berg G., 1940. Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. Lieferung 241. Erläuterung zu Blatt Krummhübel. Berlin.
- Barry J.J., 2004. A general power equation for predicting bed load transport rates in gravel bed rivers. *Water Resources Research* 40, W10401.
- Bieroński J., 1990. Antropogeniczne uwarunkowania procesów denudacyjnych w zlewni Łomniczki (Karkonosze, Sudety). Współczesne procesy morfogenetyczne w Polsce. Wybrane zagadnienia. Dokumentacja Geograficzna PAN 1, 70–77.
- Bieroński J., 1993. Próba oceny intensywności procesów denudacyjnych w zlewni Wilczego Potoku. W: *Geoekologiczne problemy Karkonoszy. Materiały z sesji naukowej w Karpaczu 11–13 X 1991*, Wyd. UWr., Wrocław, 93–97.
- Bieroński J., 1994. Warunki formowania i transportu rumowiska wleczanego w zlewniach karkonoskich. W: *Problemy hydrologii regionalnej. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej, Karpacz, 26–28 IX, UWr., PTG, Wrocław, 163–167*.
- Bieroński J., 2006a. Wezbrania na Bobrze. Mps, Archiwum Zakładu Geomorfologii, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego UWr.
- Bieroński J., 2006b. Odpływ wezbraniowy cieków górskich. Mps, Archiwum Zakładu Geomorfologii, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego UWr.
- Bieroński J., Chmal H., Czerwiński J., Klementowski J., Traczyk A., 1991. Współczesna denudacja w górskich zlewniach Karkonoszy. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 155, 151–167.
- Bieroński J., Panek D., 1993. Dynamika transportu rumowiska wleczanego w zlewni Wilczego Potoku. W: *Geoekologiczne problemy Karkonoszy. Materiały z sesji naukowej w Karpaczu 11–13 X 1991*, Wyd. UWr., Wrocław, 67–75.
- Bieroński J., Pulina M., 1975. Badania eksperymentalne w zlewni Górnej Kamiennej w Karkonoszach i Kleśnicy w Masywie Śnieżnika Kłodzkiego i ich znaczenie dla geomorfologii dynamicznej. W: *Przewodnik sesji naukowej "Rzeźba i czwartorzęd Polski południowo-zachodniej" 1*, Wyd. UWr., Wrocław, 11–14.
- Bieroński J., Tomaszewski J., 1979. Procesy korytowe w dolinie Białego Strumienia (Grzbiet Lasocki – Sudety Zachodnie). *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 20, 163–184.
- Bieroński J., Tomaszewski J., 1994. Badania w eksperymentalnej zlewni Wilczego Potoku. W: *Problemy hydrologii regionalnej. Materiały ogólnopolskiej konferencji hydrograficznej, Wrocław, 98–103*.
- Billi P., 1988. A note on cluster bedform behaviour in a gravel bed rivers. *Catena* 15 (5), 473–481.
- Bińkowski K., Ewertowski R., Kudła T., Miakoto P., Relisko-Rybak J., 2007. Opracowanie batymetrii rzeki Ścinawki i projektowanie zbiorników retencyjnych na potrzeby modelowania matematycznego. *Gospodarka Wodna* 6, 242–246.
- Bischoff A., Wolter C., 2001. The flood of the century on the River Oder: effects on the 0+ fish community and implications for flood plain restoration. *Regulated Rivers: Research and Management* 17, 171–190.
- Blair T.C., McPherson J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary process, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* A64 (3), 450–489.

- Brennen Ch.E., 2005. Cavitation. W: *Fundamentals of Multiphase Flow*. Publ. by Cambridge University Press, 128–149, URL: <http://caltechbook.library.caltech.edu/51/1/chap5.pdf> (data dostępu: 2008-09-01).
- Brose F., 2004. Zmiany poziomu wody Odry w holocen i ich znaczenie dla ochrony przeciwpowodziowej. *Przegląd Geologiczny* 52 (11), s. 1087.
- Bull W.B., 1977. The alluvial-fan environment. *Progress in Physical Geography* 1 (1), 222–270.
- Büdel J., 1937. Eiszeithiche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. *Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft Heft 50* (229), 5–71.
- Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S., Borodavko P.S., Berger G.W., 2002. Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and an introduction to flood deposit sedimentology. W: P. Martini, V.R. Baker, G. Garzón (red.), *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 32, Blackwell Science, 17–35.
- Carroll R. W. F., Warwick J. J., James A. J., Miller J. R., 2004. Modeling erosion and overbank deposition during extreme flood conditions on the Carson River, Nevada. *Journal of Hydrology* 297, 1–21.
- Chalov R.S., 2004. Morphological expressions of river sediment transport and their role in channel processes. W: V. Golosov, V. Belyaev, D.E. Walling (red.), *Sediment transfer through the fluvial system*. International Association of Hydrological Sciences Publication 288, 205–211.
- Chanson H., 2004. *The Hydraulics of Open Channel Flow: an Introduction*. Elsevier.
- Chèzy A.De, Perronet M., 1775. *Yvette Canal* (nie publikowane).
- Chmal H., 1979. Przypadek gwałtownego upłynięcia się zwału kopalnianego w rejonie Kowar. W: A. Jahn, S. Kowaliński (red.), *Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku*. Sesja Naukowa 3 III 1978 r., PAN, Wrocław, 129–132.
- Chmal H., 2002. Stanowisko mady w Kamieńcu Żąbkowickim. W: VI Zjazd Geomorfologów Polskich. Środowiska górskie – ewolucja rzeźby, Jelenia Góra, 11–14 IX 2002, Streszczenia referatów i posterów, Wrocław, 25–26.
- Chmal H., Kasprzak M., 2008. Nieznany stożek Piszczaka – dyskusja o wieku i genezie przedgórskich stożków napływowych w Kotlinie Jeleniogórskiej. W: V Seminarium "Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych", Poznań, 20–21 XI 2008, Streszczenia, 15–16.
- Chmal H., Traczyk A., 1998. Postglacjalny rozwój rzeźby Karkonoszy i Gór Iżerskich w świetle analizy osadów rzecznych, jeziornych i stokowych. W: J. Sarosiek, J. Śtursa, (red.), *Geologiczne Problemy Karkonoszy 1. Materiały z sesji naukowej w Przesieci, 15–18 X 1997*, Wyd. Acarus, Poznań, 81–87.
- Chodak T., Kaszubkiewicz J., Tasz W., 2005. Skład granulometryczny i zawartość makroskładników w materiale glebowym zmywanym w wyniku erozji powierzchniowej. *Acta Agrophysica* 5 (3), 577–587.
- Chodak T., Szerszeń L., Bogacz A., Kabala C., Kaszubkiewicz J., Karczewska A., 1998. Wpływ powodzi na gleby różnych kategorii użytkowania. W: *Miasto – ogród, sto lat rozwoju idei*. Materiały Konferencji Naukowej, Wrocław, 18–20 IV 1998, 17–24.
- Chodak T., Szerszeń L., Kabala C., 1999. Oddziaływanie powodzi z 1997 roku na środowisko glebowe miasta Wrocławia. *Zeszyty Problemowe Postęp Nauk Rolniczych PAN* 467 (1), 51–58.
- Chomiak T., Mikulski Z., 1963. Akumulacja rumowiska rzecznoego w Zbiorniku Pilchowickim. *Biuletyn Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego*.
- Church M., 1996. Channel morphology and typology. W: G. Petts, P. Carlow (red.), *River Flows and Channel Forms*. Blackwell Science, Oxford, 126–143.
- Ciok S., 1994. Rozwój osadnictwa na Dolnym Śląsku po II wojnie światowej. Tendencje i kierunki zmian. *Acta Universitatis Wratislaviensis 1591, Studia Geograficzne* 61, 9–49.
- Ciszewski D., 2005. Osady pozakorytowe Odry jako archiwum historii zanieczyszczenia rzeki metalami ciężkimi. W: A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*. VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, 19–22 IX 2005, 61–67.
- Ciszewski D., 2006. Akumulacja osadów zanieczyszczonych metalami ciężkimi w skanalizowanym odcinku środkowej Odry. W: A. Latocha, A. Traczyk (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. Metody badań i studia przypadków*. Wyd. Gajt, Wrocław, 107–115.
- Ciszewski D., Dubicki A., 2008. Reżim hydrologiczny i współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Odry. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. IGIGP UJ, Kraków, 371–383.

- Crozier M.J., 2004. Magnitude-frequency concept. W: A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology* 2. Routledge, London and New York, 635–638.
- Cyberski J., 1970. Badania akumulacji rumowiska w zbiornikach retencyjnych w Polsce. *Gospodarka Wodna* 2, 43–46.
- Czajka A., 2004. Transport i sedymentacja materiału unoszonego w korycie Odry w Kotlinie Raciborskiej. W: H. Szymańska, Cwojdzinski S., Poprawski L. (red.), *Geoekologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry*. 18–19 XI 2004 r., Wrocław, PIG, 71–82.
- Czajka A., 2007. Środowisko sedymentacji osadów przykorytowych rzek uregulowanych na przykładzie górnej Odry i górnej Wisły. Wyd. UŚ, Katowice.
- Czerwiński J., 1991. Powódź w rejonie Karkonoszy od XV w. do czasów współczesnych. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1237, *Prace Instytutu Geograficznego* A6, 85–104.
- Czerwiński J., Miszewska B., Pawlak W., 1999. Dzieje Wrocławia i Odry. W: G. Roman, J. Waszkiewicz, M. Miłkowski (red.), *Wrocław a Odra*. Urząd Miejski Wrocławia, 13–32.
- Czerwiński J., Żurawek R., 1999a. Geomorfologiczne skutki powodzi w obszarze górskim. W: A. Dubicki, H. Słota, J. Zieliński (red.), *Dorzecze Odry*. Monografia powodzi lipiec 1997. Seria: Atlasy i Monografie, IMGW Warszawa, 191–200.
- Czerwiński J., Żurawek R., 1999b. The geomorphological effects of heavy rainfalls and flooding in the Polish Sudetes in July 1997, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 33, 27–43.
- Dąbrowska A., Kasprzak M., 2007. Struktura koryta w małej zlewni górskiej na przykładzie potoku Skałka w Karkonoszach Wschodnich. W: *Systemy dolinne i ich funkcjonowanie*. *Prace Instytutu Geografii AŚ w Kielcach* 16, 173–186.
- Die Hochwasser-Katastrophe im Riesengebirge am 29. bis 30 Juli 1897. Vierte Auflage. 1897. Hirschberg. Die Oder. Ihre Natur, Ihr Weg und Ihre Bedeutung. 1925. Sonderabdruck einer Sonderausgabe der Oder Beitung, Frankfurt / Oder.
- Drummond R.R., Dennis H.W., 1968. Qualifying relief terms, *Professional Geographer* 20 (5), 326–332.
- Dubicki A., 1994. Sezonowe zmiany odpływu w Sudetach jako następstwo procesu wylesienia. W: J. Tomaszewski (red.), *Geoekologiczne Problemy Karkonoszy*. Materiały z sesji naukowej w Karpaczu 11–13 X 1991, 29–41.
- Dumanowski B., 1951. Morfologia doliny Bobru w okolicy Jeleniej Góry. *Czasopismo Geograficzne* 21/22, 403–411.
- Dumanowski B., Jahn A., Szczepankiewicz S., 1962. The Holocene of Lower Silesia in the light of results of the first radiocarbon dating. *Bulletin de l'Académie Polonaise des sciences, Série des sciences géologique et géographique* 10 (1), 47–52.
- Dziarski T., 1968. Erozja gleb – na przykładzie skutków jednej ulewy w Ziębicach na Śląsku. *Czasopismo Geograficzne* 3, 283–290.
- Dziennik Ustaw z 2000 r. Nr 63 Poz. 735 – tekst pierwotny. Rozporządzenie Ministra Transportu i Gospodarki Morskiej z dnia 30 V 2000 r. w sprawie warunków technicznych, jakim powinny odpowiadać drogowe obiekty inżynierskie i ich usytuowanie.
- Faliński J.B., 2002. Świadkowie nie zakończonej historii rzeki – współczesna i dawna roślinność starorzeczy. W: J. Kołtuniak (red.), *Rzeki. Kultura – cywilizacja – historia* 10, Wyd. Nauk. Śląsk, Katowice, 147–181.
- Field J., 2001. Channel avulsion on alluvial fans in southern Arizona. *Geomorphology* 37, 93–104.
- Froehlich W., 1982. Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej. *Prace Geograficzne IGIPZ PAN* 143, 1–144.
- Froehlich W., 1995. Sediment dynamics in the Polish Flysch Carpathians. W: I. Foster, A. Gurnel, B. Webb (red.), *Sediment and Water Quality in River Catchments*. John Wiley & Sons, 453–461.
- 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.* Wyd. Oddz. PAN, Kraków, 133–144.
- Froehlich W., 1999. Zmiany erozyjne i sedymentacyjne. Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich. W: J. Grela, H. Słota, J. Zieliński (red.), *Dorzecze Wisły*. Monografia powodzi lipiec 1997. Seria: Atlasy i Monografie, IMGW Warszawa, 154–155.
- Froehlich W., 2006. Efektywność geomorfologiczna i wartości progowe procesów hydrogeomorfologicznych w beskidzkim systemie fluwialnym. W: K. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie Geosystemów Zlewni Rzecznych* 4. *Procesy Ekstremalne w Środowisku Geograficznym*, Poznań – Storkowo 2006, 29–33.

- Frothingham K.M., Rhoads B.L., 2003. Three-dimensional flow structure and channel change in an asymmetrical compound meander loop, Embarras River, Illinois. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 625–644.
- Ginz D., Hassan M. A., Schmidt K., 1996. Frequency and magnitude of bedload transport in a mountain river, *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 433–445.
- Giriat D., Kosieradzka K., Roszczyńska U., 2008. Mikroformy korytowe typu "cluster bedforms" – występowanie i znaczenie. *Landform Analysis* 9, 83–87.
- Gonera P., Kijewski A., Zwoliński Z., 1985. Powezbraniowe formy akumulacyjne na terasie zalewowej Warty i Parsęty w świetle analizy zdjęć lotniczych. *Fotointerpretacja w Geografii* 8 (18), *Prace Naukowe UŚ* 735, 24–42.
- Górecki A., Klementowski J., 1989. Skutki geomorfologiczne nawalnego deszczu w Księgonicach Wielkich. *Czasopismo Geograficzne* 60 (3), 299–313.
- Gradziński R., 1973. Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych. *Postępy Nauk Geologicznych* 5, 57–112.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986. Formy dna przy transporcie materiału przez wodę. W: *Zarys sedymentologii*. Wyd. Geol., Warszawa, 55–63.
- Gregory K.J., Walling D.E., 1973. *Drainage Basin Form and Process. A Geomorphological Approach*. Edward Arnold, London.
- Grocholski A., Milewicz J., 1958. Morfologia i rozwój doliny Bobru między Lwówkiem a Bolesławcem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 129, 111–135.
- Gründer K., 1928. Die Talsperren im Queistal. *Das Heimatbuch des Kreisses Lauban*. 184–195.
- Guth P.L., 1995. Slope and aspect calculations on gridded digital elevation models: Examples from a geomorphometric toolbox for personal computers. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband* 101, 31–52.
- Guth P.L., 2003. Terrain organization calculated from digital elevation models, W: I.S. Evans, R. Dikau, E. Tokunaga, H. Ohmori, M. Hirano (red.), *Concepts and Modelling in Geomorphology: International Perspectives*. Terrapub Publishers, Tokyo, 199–220. URL: <http://www.terrapub.co.jp/e-library/ohmori/pdf/199.pdf> (data dostępu: 2007-09-09).
- Heritage G.L., Large A.R.G., Moon B.P., Birkhead A.L., 2003. Estimating extreme flood magnitude in bedrock-influenced channels using representative reach-based channel resistance data. *Geografiska Annaler* 85A (1), 1–11.
- Hjulström F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Uppsala University Geological Institute Bulletin* 25, 221–572.
- Horton R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 275–370.
- Horska-Schwarz S., 2006. Geoakumulacja chemiczna metali ciężkich na tle współczesnej geomorfologii doliny Odry (Oława – Wrocław). W: A. Latocha, A. Traczyk (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. Metody badań i studia przypadków*. Wyd. Gajt, Wrocław, 116–127.
- Horska-Schwarz S., 2007. Struktura i funkcjonowanie geokompleksów w dolinie Odry między Oławą a Wrocławiem. *Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego UW*. 2.
- Howard A.D., 1998. Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion and sediment transport. *Rivers over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*. *Geophysical Monograph* 107, AGU, 297–319.
- Hrádek M., 2005. Changes in the channels and floodplains of sudetic rivers in the Morava river basin after flood in July 1997. *Geografický Časopis* 57 (2), 131–144.
- Huang H.Q., Nanson G.C., 1998. The influence of bank strength on channel geometry: an integrated analysis of some observations. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 865–876.
- Instrukcja Opracowania i Wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. 1996. Ministerstwo Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Izmałow B., Kamykowska M., Krzemień K., 2004. Geomorfologiczna rola katastrofalnych wezbrań w transformacji górskiego systemu korytowego na przykładzie Wilszni (Beskid Niski). W: B. Izmałow (red.), *Przyroda – Człowiek – Bóg*. IGIPIZ, Kraków, 69–81.
- Jadczyk P., 1999. Przyczyny zniszczenia zachodniosudeckich lasów. *Pielgrzymy. Informator Krajoznawczy*, SKPS, Wrocław, 75–89.

- Jahn A., 1960. Czwartorzęd Sudetów. W: H. Teisseyre (red.), *Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe oraz pogląd na rozwój budowy geologicznej Sudetów*. Regionalna Geologia Polski 3 (2), Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków, 358–418.
- Jahn A., 1968. Geomorfologiczne wnioski z obserwacji dna jeziora zaporowego. *Czasopismo Geograficzne* 39 (2), 117–123.
- Jahn 1995. Some remarks on hydrographical changes in the Sudety Mountains. *Quaestiones Geographicae*, Special Issue 4, 121–124.
- Jahn A., Szczepankiewicz S., 1967. Osady i formy czwartorzędowe Sudetów i ich przedpola. W: R. Galon, J. Dylik (red.), *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa, 397–430.
- Karaušev A.V., 1977. Teorija i metody rasčeta rečnych nanosov. *Gidrometeorolog*. Izd., Leningrad.
- Karczevska A., 2008. Metody rekultywacji gleb zdegradowanych i zdewastowanych. *Materiały Konferencyjne, Polanica Zdrój*, 28–29 II 2008, URL: <http://www.wgik.umwd.pl/konf/Karczevska.pdf> (data dostępu: 2008-09-08).
- Kasper K.Ch., 1998. "Den Wogen zum Trutz" – Die schlesischen Talsperren im Flussgebiet des Bober und Queis von anno dazumal bis 1945 – Mit einem Rückblick auf die Hochwasserflut vom 30 Juli 1897 und die Wolkenbruchkatastrophe im Riesengebirge 1926 – Bilder, Berichte und Dokumente von 1888 bis 1945. Herausgegeben von Klaus Christian Kasper, Bonn – Oberkassel.
- Kasperek R., Parzonka W., 2005. Zmiany w dolinach rzek meandrujących wskutek powodzi na przykładzie odcinka Górnej Odry. W: L. Tomiałojć, A. Drabiński (red.), *Środowiskowe Aspekty Gospodarki Wodnej*. Komitet Ochrony Przyrody PAN, Wydział Inżynierii Kształtowania Środowiska i Geodezji AR we Wrocławiu, 149–162.
- Kasperek R., Parzonka W., 2008. Transport rumowiska i pomiary obrukowania dna koryta górnej Odry w rejonie granicznych meandrów. *Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* 3 (41), 12–19.
- Kasperek R., Parzonka W., Bartnik W., Strużyński A., 2007. Charakterystyka procesów korytowych Odry granicznej w obrębie przerwanego meandra nr I. *Infrastruktura i ekologia terenów wiejskich* 4/2, PAN, Oddział w Krakowie, Komisja Technicznej Infrastruktury Wsi, 263–271.
- Kasprzak M., 2006. Floods after droughts: geomorphic changes in the valley floors of the Western Sudetes Mountains caused by a catastrophic flood event in August 2006. W: *Extreme hydrometeorological events in Poland and their impacts – European context*. International Conference, Warsaw, 7–9 XII 2006, Book of Abstracts, 118–119.
- Kasprzak M., 2008. Geomorfologiczne procesy fluwialne w Sudetach, stare problemy i nowe metody badawcze. W: Traczyk A. (red.), *Geomorfologia Sudetów. Stan badań i perspektywy*. I Polsko-Czeskie Sudeckie Seminarium Geomorfologiczne, Sokołowsko, 16–17 X 2008, Wrocław, 19–22.
- Kasprzak M., Niedzielski T., 2007. GIS-based analysis of channel and overbank deposition areas formed by flash floods: a case study from the Jagnięcy Potok (Sudetes, SW Poland). *Geophysical Research Abstracts* 9, 08071, 2007, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-08071.
- Kasprzak M., Traczyk A., 2008. Obserwacje morfologiczne dna zbiornika zaporowego Jeziora Modrego na Bobrze w Sudetach. *Gospodarka Wodna* 3, 110–114.
- Kaszowski L., Kotarba A., 1970. Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej). *Prace Geograficzne PAN* 80, 5–87.
- Kaszowski L., Krzemień K., 1986. Metody typologii koryt rzecznych. *Prace Geograficzne* 67, Zeszyty Naukowe UJ 89, PWN, Warszawa – Kraków, 7–23.
- Katrycz M., 1998. Transport rumowiska wleczonego w zlewni Wilczego Potoku – Karkonosze Wschodnie. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 2061, *Prace Instytutu Geograficznego* A9, 37–58.
- Klementowski J., 1997. Degradacja pokryw stokowych w warunkach antropopresji. Procesy kriogeniczne, spłukiwanie i erozja żłobinowa. W: A. Jahn, S. Kozłowski, M. Pulina (red.), *Masyw Śnieżnika. Zmiany w środowisku przyrodniczym*. PAE, Warszawa, 121–142.
- Klementowski J., 2002. Współczesny system denudacyjny Sudetów. W: VI Zjazd Geomorfologów Polskich. Środowiska górskie – ewolucja rzeźby. Jelenia Góra, 11–14 IX 2002, Streszczenia referatów i posterów, Wrocław, 68–71.
- Klimaszewski M., 1978. *Geomorfologia*. PWN, Warszawa.
- Klimek K., 2000. The Sudetic tributaries of Upper Odra transformation during the Holocene period. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 34, 27–45.
- Klimek K., 2002. Transformacja stokowo-dolinowego systemu pokryw czwartorzędowych w górnośląskiej części dorzecza Odry pod wpływem prehistorycznej i historycznej presji człowieka. W: VI Zjazd

- Geomorfologów Polskich. Środowiska górskie – ewolucja rzeźby. Jelenia Góra, 11–14 IX 2002, Streszczenia referatów i posterów, Wrocław, 72–73.
- Klimek K., Malik I., Owczarek P., Zygmunt E., 2003. Climatic and human impact on episodic alluviation in small mountain valleys, the Sudetes. *Geographica Polonica* 76 (2), 55–64.
- Kolago C., Mojski J.E., Řežač B., Różycki M., 1972. Odrą od źródeł do Bałtyku. Przewodnik geologiczno-krajoznawczy. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Kolb C.R., Steinriede W.B.Jr., Krinitzsky E.L., Saucier R.T., Mabrey P.R., Smith F.L., Fleetwood A.R., 1968. Geological investigation of the Yazoo basin, lower Miss. Valley. Technical Report 3–480, U.S. Army Engineer waterways Experiment station, Vicksburg, Mississippi.
- Kosicki M., 2004. Erozja denną poniżej ostatniego stopnia piętrzącego. Prosto z pokładu. *Biuletyn* 15, 7–8.
- Kosierb R., 2010. Zmiany pojemności zbiorników retencyjnych kaskady Nysy Kłodzkiej. *Gospodarka Wodna* 2, 68–72.
- Kostrzewski A., 1970. Uziarnienie i obróbka współczesnych aluwów Bobru jako wyraz dynamiki rzeczno-geologicznego środowiska sedymentacyjnego. PTPN, Poznań.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1995. Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni. Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii UAM, Poznań.
- Kowalski J., 2003. Warunki geologiczno-inżynierskie a ochrona Wrocławia przed powodzią. W: Międzynarodowa konferencja „Problemy ochrony przed powodzią Pragi i Wrocławia”, Wrocław, 29–30 V 2003 r., Streszczenia referatów.
- Kryza H., Kryza J., 1983. Hydrogeologiczna rola zwietrzelin granitu na przykładzie zlewni górnej Kamiennej (Karkonosze). W: II Ogólnopolskie Sympozjum „Współczesne Problemy Hydrogeologii Regionalnej”, Łądek Zdrój, 13–16 IX 1982, 78–89.
- Krzemień K., 2006. Badania struktury i dynamiki koryt rzek karpaccich. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich* 4 (1), 131–142.
- Krzyszowski D., Biernat J., 1998. Terraces of the Bystrzyca river valley, Middle Sudetes, and their deformation along the Sudetic Marginal Fault. *Geologia Sudetica* 31, 241–258.
- Krzyszowski D., Migoń P., 1991. Stożek aluwialny pre-Kaczawy – przykład sedymentacji w czynnej strefie przesuwczej, plio-plejstocen, Sudety: dyskusja. *Przegląd Geologiczny* 39 (9), 404–407.
- Krzyszowski D., Migoń P., Sroka W., 1995. Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Folia Quaternaria* 66, Kraków, 73–98.
- Krzyszowski D., Pijet E., 1993. Morfologiczne i geologiczne efekty ruchów neotektonicznych na sudeckim uskoku brzeżnym w północno-wschodniej części Gór Sowich w Sudetach Środkowych. *Folia Quaternaria* 64, Kraków, 83–99.
- Krzyszowski D., Przybylski B., Badura J., 1998. Late Cainozoic evolution of the Nysa Kłodzka river system between Kłodzko and Kamieniec Żąbkowicki, Sudetes Mts., southwestern Poland. *Geologia Sudetica* 31, 133–155.
- Krzyszowski D., Przybylski B., Badura J., 2000. The role of neotectonics and glaciation on terrace formation along the Nysa Kłodzka River in the Sudeten Mountains (southwestern Poland). *Geomorphology* 33, 149–166.
- Krzyszowski D., Stachura R., 1993. Morfologiczne efekty ruchów neotektonicznych na Pogórzu Wałbrzyskim w Sudetach Środkowych. *Folia Quaternaria* 64, Kraków, 71–82.
- Křížek M., Engel Z., 2006. Geomorphological consequences of the 2002 flood in the Otava River drainage basin. *Acta Universitatis Carolinae – Geographica* 38 (2), 125–138.
- Kubrak E., 2005. O obliczaniu przepustowości koryt rzecznych. *Przegląd Naukowy, Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* 1 (31), 29–38.
- Kurowski L., Jędrzejczak E., 2007. Warunki przepływu, formy dna i cechy osadów koryta rzeczno-geologicznego na przykładzie Strzegomki w Kątach Wrocławskich. W: J. Wojewoda (red.), Review of Permian sedimentary successions of Boskovice Trough, Náchod Basin and Trutnov Basin. *Sedimentologica* 1 (1), 31–39.
- Kuźma J., 1972. Rumowisko rzeczne górskich potoków Karkonoszy. *Czasopismo Geographica* 43 (4), 447–451.
- Kwiatkowski J., Hołdys T., 1985. Klimat. W: A. Jahn (red.), Karkonosze polskie. Ossolineum, 87–116.
- Lambor J., 1971. Hydrologia inżynierska. Arkady.
- Lane E.W., 1955. The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *American Society of Civil Engineering, Proceedings* 81 (745), 1–17.

- Langhammer J. (red.), 2005. Vliv změn přírodního prostředí povodí a údolní nivy na povodňové riziko. Dlouhodobé změny poříčních ekosystémů v nivách toků postižených extrémními záplavami. Projekt VaV SM/2/57/05, Univerzita Karlova v Praze.
- Langhammer J. (red.), 2006. Změny krajiny jako ovlivňující faktor průběhu a projevů extrémních povodní. Dlouhodobé změny poříčních ekosystémů v nivách toků postižených extrémními záplavami. Projekt VaV SM/2/57/05, Univerzita Karlova v Praze.
- Latocha A., 2006. Zmiany użytkowania ziemi w czasach historycznych i ich wpływ na procesy rzeźbotwórcze na stokach i w korytach rzecznych w Sudetach Kłodzkich. *Przegląd Geograficzny* 78 (3), 339–363.
- Latocha A., Migoń P., 2006. Geomorphology of medium-high mountains under changing human impact, from managed slopes to nature restoration: a study from the Sudetes, SW Poland. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 1657–1673.
- Lenczewski W., Leszczyński Z., 1969. Odwodnienie terenów przyległych do zbiornika stopnia wodnego na Odrze w Brzegu Dolnym. Instytut Gospodarki Wodnej, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Leopold L.B., Maddock T.Jr., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. Geological Survey Professional Paper 252, US Gov. Print. Office, Washington.
- Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P., 1964. The frequency concept and geomorphic processes. W: *Fluvial processes in geomorphology*. Dover Pub., New York, 67–80.
- Liu Z., 2001. Sediment transport. Laboratoriet for Hydraulik og Havnebygning, Instituttet for Vand, Jord og Miljøteknik, Aalborg Universitet.
- Lisowski K., 1979. Niektóre erozyjne i akumulacyjne skutki powodzi w Sudetach Zachodnich. W: A. Jahn, S. Kowaliński (red.), *Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku*. Sesja Naukowa 3 marca 1978 r., PAN, Wrocław, 85–91.
- Łach J., 2000. Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulew i powodzi w dolinie Bystrzycy Dusznickiej w lipcu 1998 r. W: *Środowisko przyrodnicze i gospodarka Dolnego Śląska u progu trzeciego tysiąclecia*. Referaty, Komunikaty i Postery, 49 zjazd PTG, Szklarska Poręba, 20–24 IX 2000, 33–35.
- Łach J., 2001. Geomorphic results of flood in July 1997 in Biała Łądecka Valley (Eastern Sudeten, Poland). *Moravian Geographical Reports* 9 (2), 24–28.
- Machajski J., Rędowicz W., 2006. Ocena zdolności przepustowej stopnia wodnego Pilchowice I na rzece Bóbr. *Gospodarka Wodna* 5, 194–200.
- Madeyska E., 1999. Przegląd stanu badań palinologicznych w Sudetach, W: P. Valde-Nowak (red.), *Początki osadnictwa w Sudetach*, Instytut Archeologii i Etnologii PAN, Kraków, 19–33.
- Malicki A., 1939–1946. "Terasa" czy "taras". *Czasopismo Geograficzne* 17 (3/4), 231–233.
- Malik I., Owczarek P., 2007. Dendrochronologiczny zapis erozji koryt potoków górskich w sąsiedztwie zapór przeciwrumowiskowych na przykładzie Černego Potoku (Jeseniki – Sudety Wschodnie). *Przegląd Geograficzny* 79 (2), 313–334.
- Mamak W., 1958. Obudowa potoków górskich. W: *Regulacja rzek i potoków*. Wyd. Arkady, Warszawa.
- Meyer-Peter E, Müller R., 1948. Formulas for bed-load transport. W: *Proceedings of the 2nd Meeting of the International Association for Hydraulic Structures Research*, 39–64.
- Marriott S., 1992. Textural analysis and modelling of a flood deposit: River Severn, U.K. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, 687–697.
- Martini P., Baker V.R., Garzón G. (red.), 2002. Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 32, Blackwell Science.
- Mastalerz K., Wojewoda J., 1990. Stożek aluwialny Pre-Kaczawy – przykład sedymentacji w czynnej strefie przesuwowej, plio-plejstocen, Sudety. *Przegląd Geologiczny* 449, 363–370.
- Mastalerz K., Wojewoda J., 1993. Alluvial-fan sedimentation along active strike-slip fault: Plio-Pleistocene Pre-Kaczawa fan, SW Poland. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 17, 293–304.
- Merritt W.S., Letcher R.A., Jakeman A.J., 2003. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software* 18, 761–799.
- Milewicz J., 1961. Quaternary fluvial and glacial deposits in the region of Lwówek Śląski. *Zeszyty Naukowe UWr*. B8, 81–92.
- Michniewicz M., 1998. The pre-Elsterian valley system in the Western Sudetes, southwestern Poland, and its later transformation. *Geologica Sudetica* 31, 317–328.

- Michniewicz M., Czerski M., Kiełczawa J., Wojtkowiak A., 1996. Staroplejstoceńska sieć dolin kopalnych Sudetów Zachodnich i ich przedpola. *Przegląd Geologiczny* 44 (12), 1232–1238.
- Migoń P., 2008. Współczesna ewolucja rzeźby Sudetów i ich Przedgórze. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. IGIIP UJ, Kraków, 135–163.
- Migoń P., Hrádek M., Parzóch K., 2002. Extreme events in the Sudetes Mountains. Their long-term geomorphic impact and possible controlling factors. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 36, 29–48.
- Migoń P., Potocki J., 1996. Rozwój morfotektoniczny centralnej części Gór Izerskich. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1808, *Prace Instytutu Geograficznego* A8, 69–80.
- Migoń P., Parzóch K., Żurawek R., 1999. Natural hazards in the Sudetes, Central Europe: the human context. W: M.F. Price, T.H. Mather, E.C. Robertson (red.), *Global Change in the Mountains*. Parthenon, New York – London, 105–107.
- Mosley M.P., 1981. The influence of organic debris on channel morphology and bedload transport in a New Zealand forest stream. *Earth Surface Processes and Landforms* 6, 571–579.
- Montgomery D.R., Buffington J.M., 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin* 109 (5), 596–611.
- Morel P., Blanckenburg F. Von, Schaller M., Kubik P.W., 2003. Lithology, landscape dissection and glaciation controls on catchment erosion as determined by cosmogenic nuclides in river sediment (the Wutach Gorge, Black Forest). W: P. Morel i in. (red.), *Catchment erosion in the Wutach Gorge, Black Forest*. Terra Nova 15 (6), 398–404.
- Morisava M., 1985. *Rivers. Form and Process*. Longman, London & New York.
- MPP, 2006. Najgorsze za nami. *Nowiny Jeleniogórskie* 33 (15 VIII 2006), s. 2.
- Murgatroyd A. L., Ternan J. L., 1983. The impact of afforestation on stream bank erosion channel form. *Earth Surface Processes and Landforms* 8, 357–369.
- Mycielska-Dowgiałło E., Korotaj-Kokoszczynska M., Smolska E., Rutkowska J., 2001. Procesy i formy fluwialne. W: *Geomorfologia dynamiczna i stosowana*. WGIŚR UW, Warszawa, 63–86.
- Naden P., 1987. An erosion criterion for gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 12, 83–93.
- Neller R. J., 1988. A comparison of channel erosion in small urban and rural catchments, Armidale, New South Wales. *Earth Surface Processes and Landforms* 13, 1–7.
- O regulacji górskich dopływów Odry. 1909. *Czasopismo Techniczne* 27 (16, 17), Organ Towarzystwa Politechnicznego we Lwowie.
- Oberc J., 1958. Izerska seria suprakrustalna. *Przegląd Geologiczny* 8/9, s. 389.
- Ochrona od powodzi. Materiały szkoleniowe. 1997. Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Zakład Geotechniki i Wód Podziemnych, Instytut Inżynierii Środowiska AR we Wrocławiu, Regionalne Samorządowe Centrum Edukacji Ekologicznej przy Sejmiku Samorządowym we Wrocławiu, Wrocław.
- Olszewska B., Pływaczyk L., Łyczko W., 2004. Warunki wodne w dolinie Odry w rejonie Brzeg Dolny – Malczyce. W: H. Szymańska, Cwojdzński S., Poprawski L. (red.), *Geoekologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry*. 18–19 XI 2004 r., Wrocław, PIG, 33–44.
- Onysyk J., Biliszczuk J., 1998. Mosty Wrocławia pod naporem fali powodziowej w lipcu 1997 r. *Rocznik Wrocławski* 5, Towarzystwo Przyjaciół Ossolineum, Wrocław, 75–81.
- Orłowska E., 1979. Porównanie przebiegu i skutków gwałtownego wezbrania wód w Karkonoszach latem 1897 i 1977 r. W: A. Jahn, S. Kowaliński (red.), *Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku*. Sesja Naukowa 3 marca 1978 r., PAN, Wrocław, 79–91.
- Orth F., 1934. *Die Verlandung von Staubecken*. Bautechnik 12.
- Owczarek P., 2004. Układ i morfologia średniogórskich koryt w warunkach lokalnej dostawy zwietrzelin (Sudety Wschodnie). W: H. Szymańska, Cwojdzński S., Poprawski L. (red.), *Geoekologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry*. 18–19 XI 2004 r., Wrocław, PIG, 83–96.
- Owczarek P., 2007. Transformacja koryt rzecznych w warunkach dostawy grubofrakcyjnego materiału stokowego (na przykładzie średniogórskich dopływów Odry i Wisły). *Prace Naukowe UŚ w Katowicach* 2510.
- Owczarek P., 2008. Hillslope deposits in gravel-bed rivers and their effects on the evolution of alluvial channel forms: A case study from the Sudetes and Carpathian Mountains. *Geomorphology* 98, 111–125.

- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1994. Charakterystyka transportu rumowiska rzeczno. W: Hydrologia stosowana. PWN, Warszawa, 261–273.
- Partsch J., 1894. Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde 8 (2), 103–194.
- Parzóch K., 2001. Erozja rynnowa na stokach wylesionych w Karkonoszach. Przyroda Sudetów Zachodnich 4, 171–180.
- Parzóch K., 2002. Procesy erozyjne na stokach wylesionych w Karkonoszach. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych 487, 239–247.
- Parzóch K., 2005a. Sztuczne zbiorniki wodne w Sudetach jako źródło informacji o denudacji mechanicznej. W: A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – procesy przyrodnicze oraz znaczenie społeczno-gospodarcze. UŚ – WNoZ, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, PTG Oddział Katowicki, Sosnowiec, 183–188.
- Parzóch K., 2005b. Wpływ zapór przeciwrumowiskowych na przebieg procesów fluwialnych w potoku górskim na przykładzie Karkonoszy. W: A. Łajczak (red.), Antropopresja w górach średnich strefy umiarkowanej i skutki geomorfologiczne na przykładzie wybranych obszarów Europy Środkowej. HIMME 2, UŚ, Sosnowiec, 105–108.
- Parzóch K., Sobczyk A., 2004. Denudacja w małej zlewni górskiej strumienia stokowego w Karkonoszach, Sztuczne zbiorniki wodne w Sudetach jako źródło informacji o denudacji mechanicznej. W: A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – procesy przyrodnicze oraz znaczenie społeczno-gospodarcze. UŚ – WNoZ, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, PTG Oddział Katowicki, Sosnowiec, 181–184.
- Parzóch K., Solarska A., 2008. Antropogeniczna przebudowa den dolinnych Przedgórze Sudeckiego na przykładzie Oławy i Krynki. Landform Analysis 9, 314–318.
- Petts G.E. 1984. Sedimentation within a regulated river. Earth Surface Processes and Landforms 9, 125–134.
- Piórecki J., 1980. Kotewka – orzech wodny (*Trapa L*) w Polsce. Biblioteka Przemyska 13, Towarzystwo Przyjaciół Nauk w Przemysku, Przemysł.
- Pływaczek L., 1997. Oddziaływanie spiętrzenia rzeki na dolinę na przykładzie Brzegu Dolnego. Wyd. AR we Wrocławiu, Wrocław.
- Potocki J., 2000. Przemiany użytkowania terenu w Karkonoszach w ciągu ostatnich 100 lat (podłoże społeczno-ekonomiczne, środowiskowe konsekwencje). Opera Corcontica 36, 642–649.
- Przybylski B., Badura J., Czerwonka J. A., Krzyszkowski D., Krajewska K., Kuszell T., 1998. The preglacial Nysa Kłodzka fluvial system in the Sudetic Foreland, southwestern Poland, Geologia Sudetica 31 (2), 171–196.
- Przybylski B., 1998a. Glacial and neotectonic constraints on the Quaternary evolution of the Fore-Sudetic reach of the Nysa Kłodzka River, Geological Quarterly 42 (3), 221–238.
- Przybylski B., 1998b. Late Quaternary evolution of the Nysa Kłodzka river valley in the Sudetic Foreland, southwestern Poland. Geologia Sudetica 31, 197–211.
- Pusch M., Behrendt H., Gancarczyk A., Kronvang B., Sandin L., Stendera S., Wolter Ch., Andersen H.E., Fischer H., Hoffman C.C., Nowacki F., Schöll F., Svendsen L.M., Bäche J., Friberg N., Hachol J., Pedersen M.L., Scholten M., Wnuk-Gławdel E., 2009. Rivers of the Central European Highlands and Plains. W: K. Tockner, U. Uehlinger, Ch.T. Robinson (red.), Rivers of Europe. First ed., Elsevier, 525–576.
- Rachocki A., 1977. Klasyfikacja i terminologia osadów den dolinnych. Zeszyty Naukowe Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Gdańskiego, Geografia 8, 141–150.
- Radecki-Pawlik A., 2001. Formy korytowe rzeki górskiej. Gospodarka Wodna 5, 210–212.
- Radecki-Pawlik A., 2006. Podstawy hydrogeomorfologii cieków górskich. Bel Studio, Kraków – Warszawa.
- Ratomski J., 2004. Zabudowa potoków górskich w terenie silnie zagospodarowanym. Gospodarka Wodna 8, 333–337.
- Rędownicz W., Machajski J., 2007. Minęło 100 lat eksploatacji zbiornika Leśna. Gospodarka Wodna 1, 33–42.
- Richardson K., Carling P.A., 2005. A Typology of Sculpted Forms in Open Bedrock Channels. Geological Society of America Special Papers 392, 112 s.
- Rocznik hydrologiczny wód powierzchniowych Odry i rzek Przymorza między Odrą i Wisłą. 1983. IMGW, Wyd. Komunikacji i łączności.
- Rott N., 1990. Note on the history of the Reynolds number. Annual Review of Fluid Mechanics 22, 1–11.

- Ruszczycka-Mizera M., 1978. Fotointerpretacja jako metoda analizy rozwoju rzeźby dna doliny dużej rzeki na przykładzie doliny Odry. *Acta Universitas Wratislaviensis* 340, Prace Instytutu Geograficznego A2, 115–151.
- Rybničková E., 1966. Pollen-analytical reconstruction of vegetation in the upper regions of the Orlické hory Mountains, Czechoslovakia. *Folia Geobotanica & Phytotaxonomica Bohemoslovaca* 1 (3), 193–228.
- Scheidegger A.E., 1974a. Teoria działalności rzek. W: *Geomorfologia teoretyczna*. PWN, Warszawa, 201–304.
- Scheidegger A.E., 1974b. Erozja rzeczna. W: *Geomorfologia teoretyczna*. PWN, Warszawa, 28–35.
- Schumm S.A., 1977. *The Fluvial System*. John Wiley & Sons, New York.
- Shahjahan M., 1970. Factors controlling the geometry of fluvial meanders. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology* 15 (3), 13–24.
- Sobik M., 1998. Specyficzne cechy klimatu Gór Iżerskich. W: *Problemy klimatyczno-botaniczne Gór Iżerskich*. 21–23 IX 1998, Świeradów Zdrój, Streszczenia referatów, s. 29.
- Spinewine B., Zech Y., 2008. An ex-post analysis of the German Upper Rhine: data gathering and numerical modelling of morphological changes in the 19th century. *Flood Risk Management* 1, 57–68.
- Sroka W., Kowalska A., 1998. The preglacial fluvial deposits in the southern part of the Upper Nysa Depression, central Sudetes Mts, southwestern Poland. *Geologica Sudetica* 31 (2), 157–170.
- Starkel L., 1977. *Paleogeografia holocenu*. PWN, Warszawa.
- Starkel L., 2005. Role of climatic and antropogenic factors accelerating erosion and fluvial activity in Central Europe. *Folia Quaternaria* 22, 27–33.
- Starkel L., 2008. Typy i kierunki współczesnych przekształceń rzeźby Polski. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. IGiP UJ, Kraków, 385–395.
- Stopień Wodny Malczyce. Rzeka Odra km 300. Materiały RZGW.
- Stroosnijder L., 2005. Measurement of erosion: Is it possible? *Catena* 64, 162–173.
- Stupnicka E., 2007. *Geologia regionalna Polski*. Wyd. UW, Warszawa.
- Szczepankiewicz S., 1952. Kaptaż rybny – przykład młodych zmian hydrograficznych w Sudetach. *Czasopismo Geograficzne* 21-22, 426–433.
- Szczepankiewicz S., 1959. Dolina Odry między Wrocławiem i Brzegiem Dolnym. *Czasopismo Geograficzne* 30, 263–285.
- Szczepankiewicz S., 1970. Cechy niektórych pokryw późnocyfrowych, *Acta Universitatis Wratislaviensis* 124, *Studia Geograficzne* 13, Wrocław.
- Szczepankiewicz S., 1989. Ziemie południowo-zachodniej Polski – morfogeneza i dzieje czwartorzędowe. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1029, *Studia Geograficzne* 47, Wrocław.
- Szerszeń L., Chodak T., Gawęcki J., Jasińska Z., Kabała C., Karczewska A., Kaszubkiewicz J., Kotecki A., 2000. Stan środowiska glebowego oraz warunki produkcji rolniczej na Dolnym Śląsku po powodzi 1997 roku. *Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu* 370, *Monografie* 20.
- Szerszeń L., Chodak T., Karczewska A., Kaszubkiewicz J., Bogacz A., Kabała C., 1998. Stan środowiska glebowego Dolnego Śląska po powodzi w 1997 r. W: *Ochrona i rekultywacja terenów dorzecza Odry*. Materiały Konferencyjne, Zielona Góra, 15–16 IX 1998, 249–262.
- Szponar A., 2000. Osady pozakorytowe Odry powstałe w czasie powodzi w 1997 r. *Przegląd Geologiczny* 48, 176–181.
- Szponar A., 2008. *Geologia i paleogeografia Wrocławia*, Wyd. KGHM Cuprum Centrum Badawczo-Rozwojowe we Wrocławiu, Wrocław.
- Szulkowska-Wojacek E., 2005. Zanieczyszczenia wód powierzchniowych. W: J. Fabiszewski (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*. PAN, Wrocław, 471–489.
- Šaňková B., Hrádek M., 2008. The impact of changes in farming in the Eastern Sudetes on dynamic of fluvial processes – on the example of extinct village Jelení (Hirschberg). W: A. Łajczak, K. Klimek, J. Demek, P. Mackovčín, P. Stránská, M. Hrádek, (red.), *Antropopresja w górach i na przedpolu*. *Zapis zmian w formach terenu i osadach*. Głucholazy, 24–27 VII 2008, 22–23.
- Teisseyre A.K. 1975. Pebble fabric in braided stream deposits with examples from Recent and „frozen” Carboniferous channels (Intrasudetic Basin, Central Sudets). *Geologia Sudetica* 10 (1), 7–56.
- Teisseyre A.K. 1977a. Pebble cluster as a directional structure in fluvial gravels: modern and ancient examples. *Geologia Sudetica* 12 (2), 79–97.
- Teisseyre A.K., 1977b. Meander degradation in bed-load proximal streams: repeated chute cut-off due to bar-head gravel accretion – a hypothesis. *Geologia Sudetica* 12 (1), 103–120.

- Teisseyre A.K., 1977c. Współczesne procesy rzeczne w dorzeczu górnego Bobru i Strzegomki (Sudety Środkowe). *Geologia Sudetica* 12 (2), 93–109.
- Teisseyre A.K., 1979a. Przebieg zjawisk erozji i sedymentacji na przykładzie małych rzek górskich. W: A. Jahn (red.), Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku. Sesja Naukowa 3 marca 1978 r., PAN Oddz. Wrocław, Komisja Nauk o Ziemi, Wrocław, 59–67.
- Teisseyre A.K., 1979b. Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich. *Geologia Sudetica* 20 (1), 113–195.
- Teisseyre A.K., 1984. Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błazkowej. *Geologia Sudetica* 19 (1), 7–72.
- Teisseyre A.K., 1985. Mady dolin sudeckich. Cz. I: Ogólna charakterystyka środowiska (na przykładzie zlewni górnego Bobru). *Geologia Sudetica* 20 (1), 113–195.
- Teisseyre A.K., 1988a. Mady dolin sudeckich. Cz. II: Wybrane zagadnienia metodologiczne. *Geologia Sudetica* 23 (1), 65–101.
- Teisseyre A.K., 1988b. Mady dolin sudeckich. Cz. III: Subarealne i subakwalnie deponowane osady pozakorytowe w świetle eksperymentu terenowego (1977–79). *Geologia Sudetica* 23 (2), 5–70.
- Teisseyre A.K., 1989. Deposition of present-day wet alluvial fans (with examples from the Sudetes). *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 17 (3), 291–299.
- Teisseyre A.K., 1990. Dynamika sudeckich rzek zwirodnnych w zimnej połowie roku. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1056, *Prace Instytutu Geograficznego* A4, 119–142.
- Teisseyre A.K., 1991a. Klasyfikacja rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej. *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 22, Wrocław.
- Teisseyre A.K., 1991b. Krewasowanie brzegów i anastomozowanie koryt w dolinie górnego Bobru (Sudety Środkowe). *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 21.
- Teisseyre A.K., 1991d. Terminologia form i osadów rzecznych w świetle badań środowiska. W: A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. *Geografia* 50, UAM Poznań, 211–215.
- Teisseyre A.K., 1992a. Epizodyczne koryta a rozwój suchych dolin w krajobrazie rolniczym. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1399, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 31.
- Teisseyre A.K., 1992b. Rzeki anastomozujące – procesy i modele sedymentacji. *Przegląd Geologiczny* 4, 241–248.
- Teisseyre A.K., 1994. Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1586, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 43.
- Tomaszewski J.T., 1979. Ogólny zarys problematyki wodnej Karkonoszy. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 20, 73–101.
- Tomaszewski J.T., 1994. Spływ powierzchniowy i śródpokrywowy w obszarach górskich Karkonoszy. W: J.T. Tomaszewski (red.), *Problemy Hydrologii Regionalnej. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej*, Karpacz, 26–28 IX 1994, 79–89.
- Tomaszewski J.T., 1997. Ekstremalne wezbrania w górskich zlewniach wschodnich Karkonoszy w lipcu 1997. W: K. Szamałek i in., *Powódź 1997. Forum Naukowo-Techniczne*, Ustroń k. Wisły, 10–12 IX 1997, 217–220.
- Traczyk A., 1991. Osady zbiornika przeciwrumiskowego w Karpaczu i ich znaczenie dla oceny degradacji stoków w zlewni Łomnicy. *Czasopismo Geograficzne* 62 (1/2), 77–84.
- Traczyk A., Kasprzak M., 2005. Antropogeniczne zmiany rzeźby fluwialnej w strefie Karkonoskiego Padołu Śródgórskiego na przykładzie wybranych dolin w rejonie Szklarskiej Poręby. W: *Materiały Warsztatów Geomorfologicznych „Antropopresja w środowisku górskim – zapis zmian w formach terenu i osadach”*, Korbietów – Piłsko, 27–30 V 2005, 127–140.
- Traczyk A., Kasprzak M., 2006. Perspektywy badań dolin rzecznych w rejonie Karkonoskim. W: I. Smolová (red.), *Geomorfologické výzkumy v roce 2006*. Vydavatelství Univerzity Palackého v Olomouci, Olomouc, 288–293.
- Turowski J. M., Hovius N., Meng-Long H., Lague D., Men-Chiang Ch., 2008. Distribution of erosion across bedrock channels. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 353–363.
- Twardy J., Klimek K., 2008. Współczesna ewolucja strefy staroglacjalnej Nizy Polskiego. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. IGIGP UJ, Kraków, 229–269.
- Vanoni V.A. (red.), 2006. *Sedimentation Engineering. American Society Civil Engineers Manuals and Reports on Engineering Practice* 54.

- Walczak W., 1954. Pradolina Nysy i jej plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. *Prace Geograficzne IG PAN* 2.
- Waitt R.B., 2002. Great Holocene floods along Jökulsá á Fjöllum, north Iceland. W: P. Martini, V.R. Baker, G. Garzón (red.), *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 32, Blackwell Science, 37–51.
- Ward S., 2004. Yazoo. W: A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, Routledge, London and New York, s. 1121.
- Ward D., Holmes N., José P., 1994. *The New Rivers and Wildlife Handbook*. The Royal Society for the Protection of Birds, UK.
- Weinerowska K. (red.), 2004. *Laboratorium z mechaniki płynów i hydrauliki*. Politechnika Gdańska, URL: http://www.pg.gda.pl/~kursot/materialy/skrypt_z_plynow.pdf (data dostępu: 2010-06-12).
- Wharton G., 1992. Flood estimation from channel size; guidelines for using the channel-geometry method. *Applied Geography* 12 (4), 339–359.
- Whipple K.X., 2004. Bedrock channel. W: A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, Routledge, London and New York, 81–83.
- Wiater P., 1999. Początki hutnictwa szkła w dolinie rzeki Kamiennej w świetle literatury. *Rocznik Jeleniogórski* 31, 105–114.
- Williams G.P., 1986. River meanders and channel size. *Journal of Hydrology* 88 (1/2), 147–164.
- Witkowska H., Piwowarczyk-Ogórek J., 1999. Wpływ powodzi na ekosystem koryta naturalnego. W: *Przyczyny i skutki wielkich powodzi (aspekty hydrologiczne, gospodarcze i ekologiczne)*. Materiały pokonferencyjne, Kraków, 29–30 XI 1999, Muzeum Przyrodnicze ISiEZ PAN, Kraków, 77–85.
- Wohl E., 2006. Human impacts to mountain streams. *Geomorphology* 79, 217–248.
- Wolman M.G., Miller W.P., 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology* 68, 54–74.
- Worsa-Kozak M., 2004. Odra a pierwszy poziom wodonośny na terenie Starego Miasta we Wrocławiu. W: H. Szymańska, Cwojdzinski S., Poprawski L. (red.), *Geoekologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry*. 18–19 XI 2004 r., Wrocław, PiG, 247–256.
- Wroński J., 1974a. Rozwój przedsudeckiego odcinka doliny Nysy Kłodzkiej w świetle interpretacji zdjęcia lotniczego. *Kwartalnik Geologiczny* 18 (1), 209–221.
- Wroński J., 1974b. Wiek bezwzględny aluwów niektórych rzek Dolnego Śląska. *Przegląd Geologiczny* 12, 602–606.
- Wytyczak R., 1981. Rola osadnictwa w wylesianiu Sudetów XIII i XIV w. na przykładzie międzyrzecza Bobru i Bystrzycy. *Czasopismo Geograficzne* 52 (4), 31–43.
- Wyźga B., Kaczka R. J., Zawiejska J., 2003. Gruby rumosz drzewny w ciekach górskich – formy występowania, warunki depozycji i znaczenie środowiskowe. *Folia Geographica, Series Geographica-Physica* 33/34, 117–138.
- Wyźga B., Zawiejska J., 2005. Wood storage in a wide mountain river: Case study of the Czarny Dunajec, Polish Carpathians. *Earth Surface Processes and Landforms* 30 (12), 1475–1494.
- Zamarin E.A., 1948. *Transportirujuszczaja sposobnost' otkrytych potokow*, Moskwa.
- Zieliński T., 1998. Litofacyjna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, 195–257.
- Zieliński T., 2000. Sedymentologiczne skutki powodzi 1997 i 1998 roku w dorzeczu górnej Nysy Kłodzkiej. W: *Dynamiczna ocena i prognoza geologicznych zagrożeń wywołanych powodzią*. Wyd. IGS-MiG, PAN Kraków, 105–136.
- Zieliński T., 2001. Erozyjne efekty katastrofalnych wezbrań w dorzeczu górnej Nysy Kłodzkiej podczas powodzi 1997 i 1998 r. *Przegląd Geologiczny* 49 (11), 1096–1100.
- Zieliński T., 2003. Catastrphic flood effects in alpine/foothill fluvial system (a case study from the Sudetes Mts, SW Poland). *Geomorphology* 54, 293–306.
- Zieliński T., 2005. Odsypy jako wskaźnik depozycji rzecznej (Nysa Kłodzka koło Bycznia). W: *Terenowe warsztaty sedymentologiczne Sudety 2005 „Specyfika plejstocenijskiej sedymentacji gór i przedgórze”*, 5–9 IX 2005, Przewodnik do wycieczek terenowych, 105–111.
- Ziętara T., 1968. Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. *Prace Geograficzne IG PAN* 60.

- Zwoliński Z., 1986. Kooperacja przepływowa jako miernik zmian reżimu rzeczno-
"Hydrologia regionalna i procesy hydrologiczne w zlewniach". Ogólnopolska Konferencja Hydro-
graficzna, Poznań, 221–225.
- Zwoliński Z., 1988. Metody badań erozji bocznej w korytach rzecznych: przegląd i zastosowane techniki
na Parsęcie. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 38, 179–212.
- Zwoliński Z., 1989. Geomorficzne dostosowywanie się koryta Parsęty do aktualnego reżimu rzeczno-
Dokumentacja Geograficzna 3/4, 1–144.
- Zwoliński Z., 1992. Sedimentology and geomorphology of overbank flows on meandering river flood-
plains. *Geomorphology* 4, 367–379.
- Żelazo J., Popek Z., 2002. Podstawy renaturyzacji rzek. Wyd. SGGW.
- Żurawek R., 1999. Zmiany erozyjne w dolinach rzek Sudetów Kłodzkich wywołane powodzią w lipcu
1997 r. oraz w lipcu 1998 r. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich PAN* 45, 43–61.

6. Zdarzenia ekstremalne w systemie stokowym – grawitacyjne ruchy masowe i erozja gleb

Krzysztof Parzóch, Piotr Migoń

6.1. Wprowadzenie

Ruchy masowe i procesy erozyjne o dużym zasięgu przestrzennym i znaczącej sile negatywnego oddziaływania na gospodarkę odgrywają w dorzeczu górnej Odry stosunkowo niewielką rolę. Egzemplifikacją tej tezy jest odnotowanie w polskich Sudetach podczas ostatnich kilkudziesięciu lat jedynie kilkunastu spływów gruzowo-błotnych, podobnej liczby większych osuwisk i praktyczny brak ruchów masowych o bardzo gwałtownym charakterze – obrywów i lawin kamiennych. Dodatkowo, powyższe procesy wykazują wyraźną tendencję do koncentracji w czasie i przestrzeni. Przykładowo, spływy gruzowe, należące do najgroźniejszych i najbardziej niszczycielskich ruchów masowych, znane są głównie z Karikonoszy, zaś poza nimi udokumentowano tylko nieliczne przypadki. Z kolei osuwiska, w większości płytkie i nie przekraczające 1 ha powierzchni, uaktywniały się przede wszystkim podczas okresów i epizodów opadowych o szczególnie dużej wydajności (jak w lipcu 1998 r. w zlewni Bystrzycy Dusznickiej). Taki stan rzeczy wyraźnie kontrastuje z Karpatami i Pogórzem Karpackim, gdzie osuwiska nie tylko zajmują znaczne powierzchnie stoków, ale powstają lub są reaktywowane z dużą częstotliwością – niemal każdego roku, wiele z nich wyrządza znaczne szkody w infrastrukturze, a sporadycznie nawet powoduje nawet ofiary w ludziach (Poprawa, Rączkowski 2003, Gorczyca 2004, Margielewski i in. 2008). Zasadniczej przyczyny tych różnic upatruje się w od-

miennej budowie geologicznej Sudetów i braku w ich obrębie młodych serii fliszowych, szczególnie podatnych na okresowe zmiany wytrzymałości, deformacje strukturalne i w konsekwencji grawitacyjne ruchy masowe (Migoń 2008a). Uwzględnienie w rozważaniach czeskiej części dorzecza górnej Odry nie zmienia jakościowo takiego obrazu rzeczywistości, gdyż spływy gruzowe i osuwiska są w niej również odnotowywane sporadycznie (Czudek 1997).

Epizodyczna silna erozja wodna to obok grawitacyjnych ruchów masowych druga grupa procesów stokowych inicjowanych podczas ekstremalnych zdarzeń meteorologicznych, ściśle powiązana ze zdarzeniami ekstremalnymi w stokowym systemie hydrologicznym. Procesy te zachodzą na stokach użytkowanych rolniczo, gdzie przybierają charakter liniowej i powierzchniowej erozji gleb (Teisseyre 1994), ale także niekiedy na stokach zalesionych, poddanych wzmożonej antropopresji. Erozja gleb – w przeciwieństwie do grawitacyjnych ruchów masowych – była dokumentowana głównie w przedgórskiej części dorzecza, w pasie przedgórzy i płaskowyżów przedgórskich.

W niniejszym rozdziale ekstremalne zdarzenia geomorfologiczne w systemie stokowym zostaną zaprezentowane w sposób zgeneralizowany i przeglądowy, ale kilka z nich stanie się przedmiotem bardziej szczegółowego opisu. Wybrane studia przypadków są reprezentatywne dla uwarunkowań i przebiegu ruchów masowych i zdarzeń erozyjnych w dorzeczu górnej Odry. W koń-

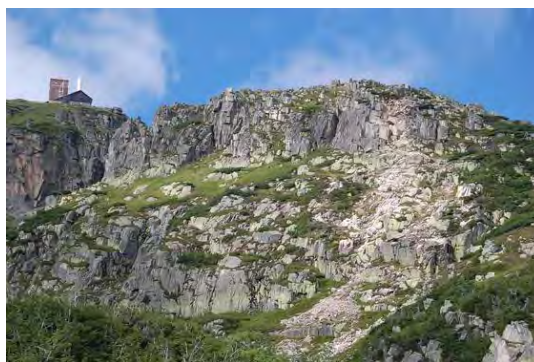
cowej części rozdziału zostanie podjęta próba oceny zagrożeń i ryzyka związanego z ruchami masowymi w południowo-zachodniej Polsce.

6.2. Spływy gruzowe i zjawiska pokrewne w Karkonoszach

Ze względu na kryterium hipsometryczne Karkonosze są zaliczane do gór średnich. Ich najwyższy szczyt – Śnieżka – nieznacznie przekracza 1600 m n.p.m., a wierzchołowa głównego grzbietu jest zrównana na wysokości 1300–1400 m n.p.m. W górach średnich strefy umiarkowanej, w szczególności zbudowanych ze skał krystalicznych, zazwyczaj nie obserwuje się większej aktywności wysokoenergetycznych procesów rzeźbotwórczych. Jednak w przypadku rzeźby Karkonoszy plejstoceny zlodowacenia górskie umożliwiły powstanie stromych i skalistych stoków w obrębie kotłów polodowcowych, następnie rozciętych rynnami korazyjnymi (żlebami) wskutek działania procesów wietrzeniowych i denudacyjnych. W ten sposób Karkonosze nabrały pewnych cech gór wysokich (Jeník 1973), w tym atrybutów wysokogórskiego systemu denudacyjnego (Bieroński i in. 1992, Migoń 2008b). Z kolei wskutek erozji fluwialnej zostały rozcięte starsze plejstoceny zasypiania den dolinnych, czego konsekwencją jest obecność stromych zboczy w luźnych utworach pokrywowych, które miejscami osiągają grubość do 3–4 m. Te okoliczności, w połączeniu z wysokimi sumami opadów i stosunkowo dużą częstotliwością ekstremalnych zdarzeń opadowych, stworzyły w najwyższych partiach Karkonoszach dobre warunki dla rozwoju ruchów masowych.

Wysokoenergetyczne ruchy masowe w Karkonoszach obejmują odpadanie i obrywy, zsuwy zwietrzelinowe oraz spływy gruzowe. Występowanie obrywów jest ograniczone do ścian skalnych kotłów polodowcowych. Wśród ostatnio zanotowanych, dwa większe obrywy miały miejsce w Kotle

Łomniczki w 1994 r., świeże rumowiska głazów i bloków granitowych wskazują także na niedawny epizod tego rodzaju w Wielkim Kotle Śnieżnym (ryc. 6.1). Osuwiska rozwijają się głównie na krawędziach teras plejstoceny, gdzie generowane są przez erozję boczną potoków i nie osiągają większych rozmiarów. Rozleglejsze osuwiska odnotowywane są jedynie w czeskiej części Karkonoszy (Myslil, Pońmourny 1997).



Ryc. 6.1. Ślad po obrywie i ześlizgu bloków skalnych na zachodniej ścianie Wielkiego Śnieżnego Kotła w zachodnich Karkonoszach (fot. P. Migoń)

Wśród ruchów masowych Karkonoszy szczególną rolę odgrywają spływy gruzowe (w starszej literaturze określane jako mury), zarówno dzięki największej częstotliwości ich występowania, jak i skutkom geomorfologicznym i ekologicznym. W wyniku tych procesów są przemieszczane znaczne objętości zwietrzliny zalegającej na stokach, powstają nowe formy terenu oraz przebudowie ulega szata roślinna. Potraktowanie spływów gruzowych jako zdarzeń natury ekstremalnej (wyjątkowych) w środowisku przyrodniczym jest uzasadnione dwiema głównymi okolicznościami: ich inicjowaniem podczas szczególnie wydajnych epizodów opadowych oraz znacznym, jednorazowym przekształcaniem różnych elementów środowiska.

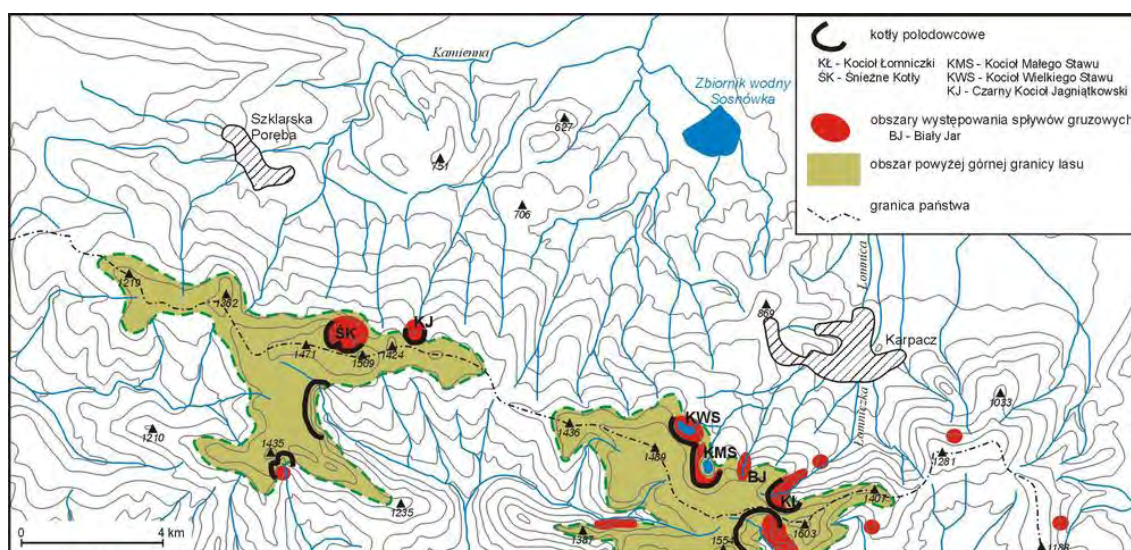
Ogółem w Karkonoszach rozpoznano ponad 250 różnowiekowych spływów gruzowych (ryc. 6.2), z czego ponad 70 w polskiej części gór (Czerwiński 1967, Pilous 1973, 1975, 1977, Migoń i in. 2002, Parzóch,

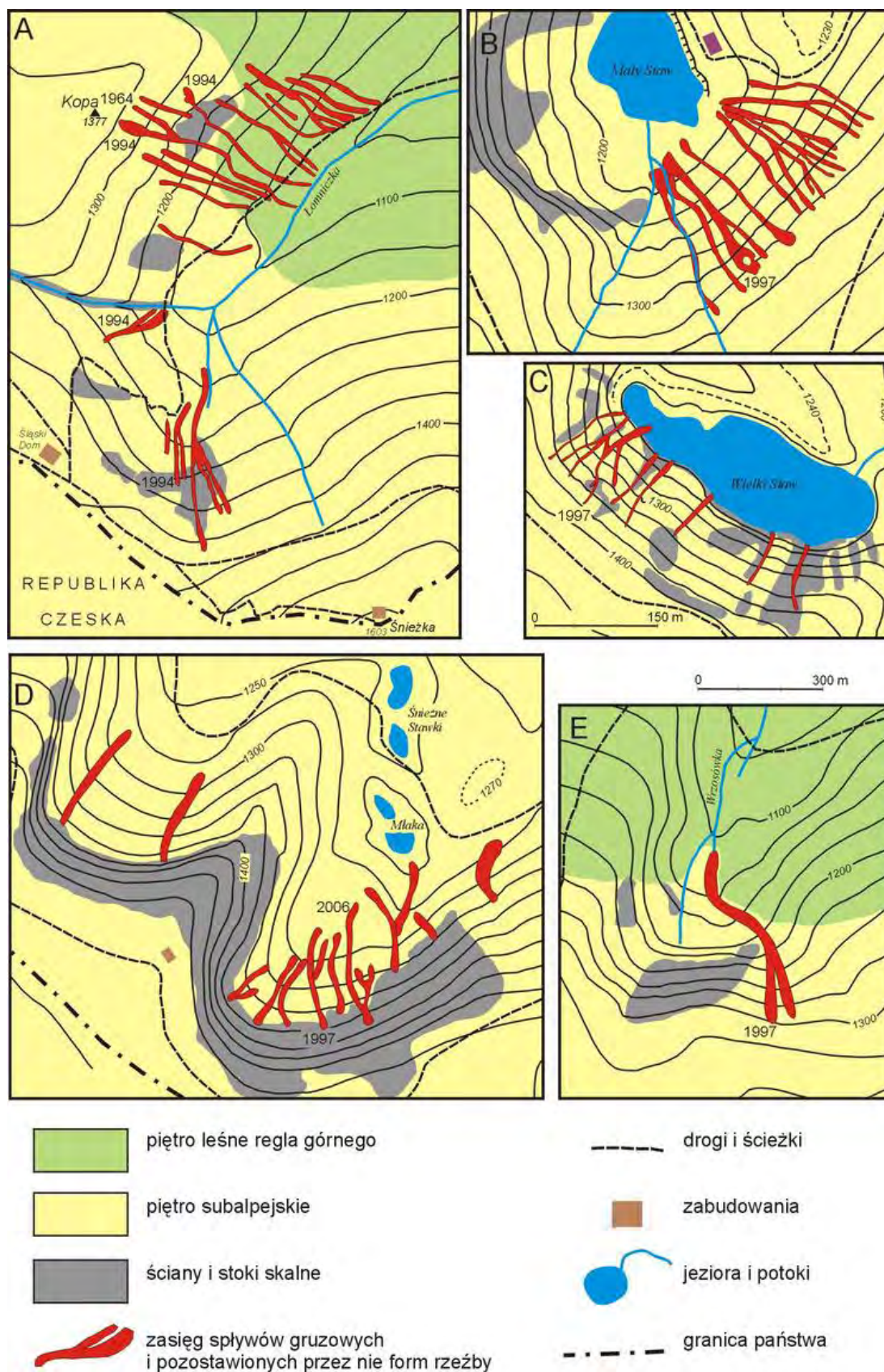
Katrycz 2002, Szymanowski 2004, Migoń i in. 2006, Parzóch i in. 2007, Migoń, Parzóch 2008a, Migoń i in. 2008c). Spływy są rejestrowane w kotłach polodowcowych, na zboczach silnie wciętych dolin, w niszach źródłkowych i na stromych stokach w środowisku leśnym. Najwięcej spływów (blisko 90% znanych przypadków) miało miejsce w obrębie kotłów polodowcowych (ryc. 6.3). Największe zgrupowanie form pozostawionych przez spływy znajduje się w górnej części zlewni Łomniczki we wschodnich Karkonoszach: w Kotle Łomniczki i na sąsiednich stokach Kopy, gdzie zidentyfikowano 27 szlaków spływowych. Ponadto na stromych zboczach doliny Łomniczki występują ślady czterech spływów, w tym jednego pochodzącego z 1997 r. (Parzóch, Katrycz 2002). Formy terenu pozostawione przez różnowiekowe spływy występują powszechnie w Wielkim Śnieżnym Kotle (ryc. 6.4), Kotle Małego Stawu i Kotle Wielkiego Stawu. Pojedyncze spływy gruzowe stwierdzono na zboczach doliny Srebrnego Potoku, w niszy źródłkowej Białego Jaru, na stokach Kowarskiego Grzbietu i Grzbietu Łasockiego.

Spływy gruzowe w polskich Karkonoszach osiągały bardzo różne rozmiary (Parzóch i in. 2007). Ich długości mieszczą się

w przedziale 30–500 m, a szerokości rynien osiągają kilkanaście metrów. Blisko połowa szlaków spływowych w Karkonoszach polskich jest dłuższa niż 200 m. Najdłuższe spływy zanotowano w Czarnym Kotle Jagniątkowskim (ok. 500 m). Najmniejsze różnicowanie długości spływów występuje w Kotle Wielkiego Stawu, gdzie wszystkie szlaki spływów rozpoczynają się w strefie górnej krawędzi kotłów, a kończą w zbiorniku jeziornym. Łącznie wszystkie spływy, które można jednoznacznie zidentyfikować w rzeźbie, zajmują po polskiej stronie gór powierzchnię 12 ha.

Zdecydowana większość spływów gruzowych jest inicjowana przez ruchy masowe innego typu: zsuwy zwietrzelinowe w obrębie piętra kosodrzewiny, obejmujące pełny profil luźnych utworów stokowych zalegających na litej skale lub jego większą część (ryc. 6.5). Strefy inicjacji są związane z miejscami kumulacji wód pochodzących ze źródeł szczelinowych, spływu śródpokrywowego i bezpośrednio z atmosfery. Taka niemal lokalna dostawa wody powoduje pełną saturację pokryw stokowych i w efekcie ruch mas zwietrzelinowych, który w przypadku istnienia liniowych obniżień powierzchni stokowej przyjmuje postać skoncentrowanego spływu. Nieco inaczej są inicjowane





Ryc. 6.3. Rozmieszczenie szlaków spływów gruzowych w kotłach polodowcowych Karkonoszy. Na podstawie: Migoń, Parzóch 2008; dla Śnieżnych Kotłów zmodyfikowane w świetle wyników najnowszego kartowania terenowego wykonanego przez R. Knapik i P. Migonia – uwzględniono tylko najbardziej wyraźne tory spływów gruzowych



Ryc. 6.4. Szlaki różnowiekowych spływów gruzowych na stożkach usypiskowych w Wielkim Śnieżnym Kotle (fot. P. Migoń)



Ryc. 6.5. Miejsce zsuwu zwietrzelinowego obejmującego pełen profil utworów pokrywowych (Kocioł Łomniczy, wrzesień 1994 r.) i niżej przetransformowanego w spływ gruzowy (fot. K. Parzóch)

spływy gruzowe w Wielkim Kotle Śnieżnym, gdzie mobilizacji podlega ostrokrawędzisty rumosz skalny gromadzący się w górnych odcinkach rynien korazyjnych. Szczegółowy przykład spływu gruzowego tego typu jest zaprezentowany w części 6.2.2.

Większość spływów powstaje poniżej górnej krawędzi kotłów podcinających zrównanie wierzchowinowe Karkonoszy, równocześnie powyżej górnej granicy lasu (Parzóch i in. 2007). Ta ostatnia przebiega w Karkonoszach na wysokości 1150–1250 m

n.p.m., ulegając miejscami obniżeniu wskutek oddziaływania w przeszłości czynnika antropogenicznego (wyrąb, wypas). Pomiedzy położeniem górnej granicy lasu i występowaniem spływów gruzowych istnieją sprzężenia zwrotne (Migoń, Parzóch 2008b, Parzóch i in. 2007). Powtarzające się spływy, a także lawiny śnieżne, powodują trwałe obniżenie górnej granicy lasu w kotłach polodowcowych, co jest widoczne w sposób najpełniejszy w Kotle Łomniczki. Równocześnie jednak odnotowano jezorowe przesunięcie górnej granicy lasu w górę w obrębie niektórych stref akumulacyjnych, gdzie jest obecna znaczna ilość różnofrakcyjnego materiału z detrytusem roślinnym, ułatwiająca sukcesję roślinności.

Szlaki spływowe są najczęściej zróżnicowane na trzy główne odcinki: oderwania, transportowy (tranzytowy) i akumulacyjny. Strefa źródłowa jest zazwyczaj powierzchnią zsuwu zwietrzelinowego, a nachylenie powierzchni terenu w jej obrębie najczęściej przekracza 30°. Po usunięciu przez zsuw utworów pokrywowych w strefie tej pozostaje cienka (do 0,2 m) pokrywa zwietrzliny lub zostaje odsłonięta silnie spękana skała podłoża. Strefy oderwania osiągają szerokość kilkunastu metrów i długość dochodzącą do kilkudziesięciu metrów.

Poniżej strefy źródłowej powstaje charakterystyczna morfologia strefy transportowej. Uruchomiona przez zsuw zwietrzelina, przemieszczając się przy udziale przepływu tłokowego, rozcina powierzchnię stokową tworząc rynną korazyjną. Rynny korazyjne osiągają najczęściej głębokość 1–2 m. W dolnej części strefy transportowej część materiału skalnego jest odkładana na boki, gdzie tworzy wyraźne wały po obu (lub jednej) stronach, ograniczające rynny. Wały brzeżne są zbudowane z niewysortowanego materiału (ryc. 6.6) i sięgają od 0,5 m do maksymalnie 7 m wysokości. Powstała w wyniku spływu gruzowego rynna korazyjna obrzeżona wałami jest nierzadko wykorzystywana przez późniejsze spływy, co obserwowano w Kotle Wielkiego Stawu (Pa-

rzóch i in. 2007) i w Wielkim Śnieżnym Kotle. Powtarzalność procesu w tych samych miejscach prowadzi do odnawiania starszych form i decyduje o ich trwałości.

Zmniejszenie nachylenia stoku do kilku-kilkunastu stopni powoduje zmniejszenie prędkości spływu, a nawet jego zatrzymanie, wymuszając depozycję rumoszu skalnego. Formy akumulacji końcowej spływów gruzowych są wykształcone jako loby lub jęzory. W strefie akumulacyjnej spływów powstają najczęściej płaskie, długie i wąskie jęzory, które są następnie rozcinane przez wodę płynącą rynną. W przypadku spływów o dużej zawartości wody tworzą się regularne stożki torencjalne.

Większość materiału skalnego uruchamianego przez spływy gruzowe pozostaje na stokach i nie jest włączana do transportu fluwialnego. Nawet w przypadkach, gdy spływ dociera do koryta potoku i w nim jest składany stożek torencjalny, znaczna część materiału niesionego przez spływ odkładana jest wcześniej na stoku w postaci wałów brzeżnych, które szybko ulegają stabilizacji wskutek wkraczania roślinności (ryc. 6.7). W przypadku dwóch kotłów polodowcowych zajętych przez jeziora górskie (Wielki Staw, Mały Staw), materiał mineralny często trafia do mis jeziornych, przyczyniając się do ich stopniowego zasypywania i spływania (ryc. 6.8).

Formy terenu powstające wskutek spływów gruzowych podlegają oddziaływaniu wtórnych procesów rzeźbotwórczych, przy jednoczesnym udziale kolonizacji przez roślinność. W obrębie rynien korazyjnych aktywne są procesy erozji wodnej, co wynika głównie z silnej koncentracji spływu stokowego w obniżeniach w trakcie intensywnych opadów. W niektórych przypadkach (przykładowo na stokach Kopy) rynny korazyjne przez kilka lat po zejściu spływu stanowią koryta odprowadzające wody ze źródeł szczelinowych (Parzóch, Dunajski 2002). Na powierzchni wałów brzeżnych, poza spływami, oddziałują procesy kriogeniczne. Procesy te powodują stopniowe zasypywanie



Ryc. 6.6. Wał brzeżny jednego ze spływów gruzowych w Kotle Łomniczki. Udokumentowano stan z 1994 r. (fot. K. Parzóch)



Ryc. 6.7. Spływ gruzowy w dolinie Białej Łąby z 1997 r. Większość materiału zdeponowana została na stoku w postaci wałów brzeżnych. Widoczny fragment zbocza doliny jest epizodycznie modelowany przez spływy gruzowe (Pilous 1975), stąd wyraźne obniżenie górnej granicy lasu (fot. K. Parzóch)



Ryc. 6.8. Depozycja podwodna materiału transportowanego przez spływ gruzowy na przedłużeniu stożka usypanego w strefie brzegowej Kotła Wielkiego Stawu (fot. P. Migoń)

rynien korazyjnych materiałem skalnym pochodzącym z ich wyżej położonych partii i obniżanych wałów bocznych, powodując stopniowe zacieranie zespołu form utworzonego przez spływ.

Wraz ze zmianami morfologii rynien spływowych postępuje sukcesja roślinności zielnej, która już po trzech latach doprowadza do stabilizacji blisko 25% powierzchni

szlaku spływu w części zbudowanej z różnofrakcyjnego materiału koluwalnego (Dunajski 1998). Na odsłoniętym podłożu skalnym w górnych partiach spływów rośliny pojawiają się w tym czasie jedynie w spękaniach wypełnionych zwietrzeliną (Parzóch, Dunajski 2002). W efekcie spływu gruzowego następuje zróżnicowanie siedlisk. Szlak spływu stanowi bowiem nową strefę ekoto-

nową zbiorowisk, która najczęściej nie ulega całkowitemu zniszczeniu, z wczesnosukcesyjnym, niezasiedlonym przez rośliny siedliskiem.

Efektywność procesów wtórnych modelujących formy powstałe w wyniku spływów gruzowych jest jednak ograniczona. Niektóre stoki karkonoskie, na przykład w południowej części Kotła Małego Stawu, posiadają specyficzną morfologię obniżeń i wałów przebiegających zgodnie z nachyleniem stoku, niewątpliwie ukształtowaną przez spływy gruzowe. Na podstawie cech porastających je zbiorowisk roślinnych i zapisów historycznych wiek tych zespołów form można ocenić na przynajmniej 120–130 lat, a niewykluczone, że są one znacznie starsze. Stoki takie można uznać za odpowiedniki stoków aluwialnych, znanych z Tatr (Kotarba i in. 1987).

Utrwalenie form rynnowych na stokach powoduje lokalne zwiększenie dostawy wód stokowych do koryt potoków w trakcie intensywnych opadów. Na znaczną dynamikę odpływu wód stokowych dawnymi rynami korazyjnymi wskazują grubofrakcyjne osady deponowane powyżej zapór przeciwrumowiskowych, które instalowane były w obrębie obniżeń od 1995 r. przez Karkonoski Park Narodowy. Dynamika transportu materiału skalnego w pierwszych etapach istnienia rynien korazyjnych wynosi ok. $0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ i stopniowo maleje wraz z postępami agradacji biologicznej (Migoń i in. 2002, Parzóch, Dunajski 2002).

Pomimo dobrze zachowujących się w rzeźbie form, trudno jest ustalić wiek spływów odpowiedzialnych za powstanie wielu z nich. Dla polskiej części Karkonoszy znany jest wiek spływów począwszy od 1964 r., kiedy po raz pierwszy zdarzenie tego typu zostało opisane w literaturze (Czerwiński 1967). Od tego czasu spływy wystąpiły jeszcze w latach 1994, 1997, 2001 i 2006. Łącznie w okresie 1964–2006 w polskiej części Karkonoszy wystąpiło 17 udokumentowanych spływów gruzowych, z czego większość w Kotle Łomniczki.

Rozwój spływów gruzowych może być również stymulowany antropogenicznie, gdy działalność człowieka powoduje zwiększenie nachylenia powierzchni, nagromadzenie większej ilości luźnego materiału skalnego i wzrost możliwości gromadzenia wody. Tak sprzyjające warunki powstają w dolinach rzecznych w rejonach robót górniczych, gdzie gromadzone są hałdy skał płonnych oraz na wysokich nasypach drogowych. Przykładem spływu „antropogenicznego” jest upłynnienie hałdy uformowanej w osi doliny Jedlicy podczas powodzi w 1977 r. (Chmal 1979). Zwiększone przepływy potoku spowodowały wówczas uruchomienie blisko $20\,000 \text{ m}^3$ materiału gruzowego skał płonnych, który złożony został poniżej w dnie doliny na odcinku ok. 200 m (ryc. 6.9). Ponowne, częściowe uruchomienie tego materiału miało miejsce podczas ekstremalnych przepływów w lipcu 1997 r. Spływy gruzowe na wysokich i stromych nasypach drogowych były rejestrowane w Karkonoszach podczas opadów w 1994 i 1997 r. (Parzóch 2001) oraz w Masywie Śnieżnika Kłodzkiego w 1997 r. (Żurawek 1998, Czerwiński, Żurawek 1999).



Ryc. 6.9. Efekty morfologiczne upłynnienia rumożu budującego hałdę kopalnianą w dolinie Jedlicy koło Kowar (fot. P. Migoń)

Ze stosunkowo dobrym rozpoznaniem geomorfologicznym spływów gruzowych w Karkonoszach i ich roli w systemie denudacyjnym tego masywu kontrastuje skromna wiedza o warunkach meteorologicznych, koniecznych do zainicjowania procesów tego

typu. Brak jednoznacznych informacji wynika zarówno z utrudnionego dostępu do odpowiednich danych opadowych, zwykle podawanych w odniesieniu do interwałów dobowych (Pilous 1977), ale także z ogólnie niskiej częstotliwości zdarzeń tego typu. Na podstawie analizy wcześniej opublikowanych materiałów postawiono tezę (Migoń i in. 2002), że wartość progowa opadu godzinowego nieznacznie przekracza $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (tab. 6.1). Jest to wartość bardzo niska, trzykrotnie niższa od przyjmowanej dla Tatr Wysokich (Kotarba 1992, 1994), stąd jest uzasadnione traktowanie jej z dużą ostrożnością. W szczególności trzeba odnotować, że w większości przypadków podawane intensywności godzinowe są efektem prostych obliczeń i dzielenia całkowitej sumy opadu przez pewien interwał czasowy. Wątpliwości wynikają także z uwzględniania danych z miejsc nie zawsze położonych w bezpośredniej bliskości stoku objętego spływem gruzowym. Nieco nowego światła na problem wartości progowych w Karkonoszach rzucił spływ gruzowy w Wielkim Śnieżnym Kotle w sierpniu 2006 r., co zostanie przedstawione niżej, w ramach omówienia studium przypadku (6.2.2.).

Niemniej nie ulega wątpliwości, że większość intensywnych opadów, które wywołują spływy, jest poprzedzana dłuższymi okresami opadów rozlewnych, trwającymi kilka lub kilkanaście dni. W tym czasie pokrywy zwietrzelinowe ulegają całkowitej saturacji. Dlatego też następujący po nich krótkotrwałe, ale obfity opad może prowadzić do uruchomienia zsuwu wzdłuż granicznej powierzchni skała/zwietrzelina, upłynnienia pokryw zalegających w żlebach i rozwoju spływów. Dobrym przykładem wskazanych wyżej warunków pogodowych jest „oberwanie chmury” w nocy z 29 na 30 lipca 1897 r., które poprzedzone zostało kilkudniowymi opadami rozlewnymi (Margas, Szymczak 1969, Czerwiński 1991). Deszcze o zmiennym natężeniu padały wówczas w rejonie Karkonoszy i Kotliny Jeleniogórskiej od 23 lipca. Tylko w ciągu dwóch pierwszych dni spadło 20–40 mm deszczu (Czerwiński 1991). Po dwóch dobach bezdeszczowych ponownie doszło do opadów, których intensywność stopniowo rosła. W nocy z 29 na 30 lipca doszło do „oberwania chmury”, gdy suma opadów w niektórych miejscach w wyższych partiach gór w godzinach 21–7 sięgnęła 120–150 mm (Czerwiński

Tab. 6.1. Zależność występowania spływów gruzowych w Karkonoszach od wielkości i intensywności opadu atmosferycznego. Źródło: Migoń i in. 2002, uzupełnione

Rok	Dni wystąpienia opadu	Opad całkowity [mm]	Intensywność opadu [$\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$]	Występowanie (+) lub brak (–) spływów gruzowych	Źródło danych
1882	17 VII	146–226 ¹	11,9	+	Czerwiński 1991
1897	29-30 VII	130–301 ¹	12-15	+	Czerwiński 1991
1977	31 VII-2 VIII	120–340 ¹	13,1	–	Głowicki 1979
1994	2 IX	62 ²	13,8	+	Pilous 1994
1997	5-9 VII	66,5–207 ¹	6,5-17,7	+	Dubicki, Malinowska-Małek 1999
	18-22 VII	185–229,5 ¹	12	–	
2006	7 VIII	241 ³	23	+	Migoń i in. 2006

¹ dane dla różnych posterunków opadowych zlokalizowanych w Karkonoszach

² dane dla Śnieżki

³ dane dla posterunku Lábska bouda

ski 1991). Największy opad dobowy zanotowano wówczas w Górach Izerskich (345 mm w dniu 29 lipca). Intensywność opadów sięgała wówczas przynajmniej kilkunastu mm w ciągu godziny (Pilous 1977, Migoń i in. 2002). W efekcie intensywnych opadów doszło do jednej z największych w regionie karkonoskim powodzi oraz uruchomienia blisko 40 spływów gruzowych (tylko po stronie południowej; nie jest znana liczba spływów w części północnej gór).

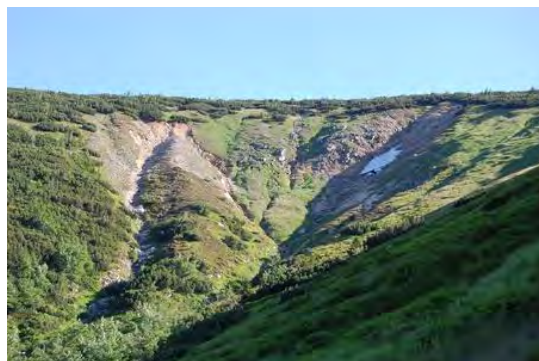
6.2.1. Spływ gruzowy w Białym Jarze (lipiec 1997 r.)

Biały Jar jest niszą źródłową Złotego Potoku, prawobrzeżnego dopływu Łomnicy we wschodnich Karkonoszach (ryc. 6.2). Nisza ta, o głębokości 100 m, położona jest w całości ponad górną granicą lasu i okresowo modelowana przez procesy niwalne związane z zalegającymi tam, nierzadko do sierpnia, płatami śniegu. Stoki o nachyleniach $30\text{--}39^\circ$ są podścielone zwietrzelinami gruzowo-piaszczystymi, których miąższość osiąga średnio 1,5 m, a lokalnie nawet 2–3 m. Grubość taka jest nietypowa dla stoków karkonoskich o takim nachyleniu i wskazuje na pewną predyspozycję strukturalną, zapewne związaną z procesami hydrotermalnymi (August i in. 2007). Niemal połowa powierzchni stoków pokryta jest skąpą roślinnością trawiastą bądź jest jej zupełnie pozbawiona, co warunkuje znaczne nasilenie procesów degradacyjnych na stokach (ryc. 6.10). Nisza rozcinana jest przez cztery niewielkie koryta cieków, które odprowadzają wody z kilku stałych i okresowych źródeł szczelinowych. Po połączeniu cieków wody wyprowadzane są z niszy wąskim obniżeniem z centralnie położonym korytem Złotego Potoku (ryc. 6.11). Możliwość gromadzenia na małej powierzchni dużej ilości wody, pochodzącej ze spływu powierzchniowego i wydajnych źródeł oraz jednocześnie wymuszona rzeźbą ich silna koncentracja w łożysku potoku stwarzają dogodne warunki dla

rozwoju procesów geomorfologicznych o charakterze wyjątkowym (Parzóch, Dunajski 2002). Spływ gruzowy, który miał miejsce w Białym Jarze w lipcu 1997 r. jest dobrym przykładem spływu inicjowanego w obrębie powierzchni stokowej i jego transformacji w potok błotno-gruzowy w obrębie osi doliny.

W lipcu 1997 r. opady o maksymalnej intensywności $17,7 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (dane dla Karpacza – Dubicki, Malinowska-Malek 1999) spowodowały kumulację wody w obrębie niszy. Zwiększona wydajność wypływów źródłowych i drenaż wód podziemnych z wierzchowiny gór spowodowały upłynnienie znacznych mas zwietrzelin zalegających w Białym Jarze. Szczególnie dużą intensywnością cechował się wypływ wód poniżej wypukłego załomu stoku, oddzielającego niszę źródłową od wierzchowiny, wskazujący na szybki i wydajny drenaż pokrywy mineralnych i organicznych (torfów) obecnych na wierzchowinie karkonoskiej. Efektem wypływu było powstanie w tej części Białego Jaru spływu gruzowego, który spowodował silne korazyjne przemodelowanie jednego z koryt we wschodniej części niszy (ryc. 6.12). Przemieszczany korytem materiał skalny musiał osiągać miąższość ponad 1 m, o czym świadczą odsypy głazowo-gruzowe, położone na tej wysokości w stosunku do dna koryta.

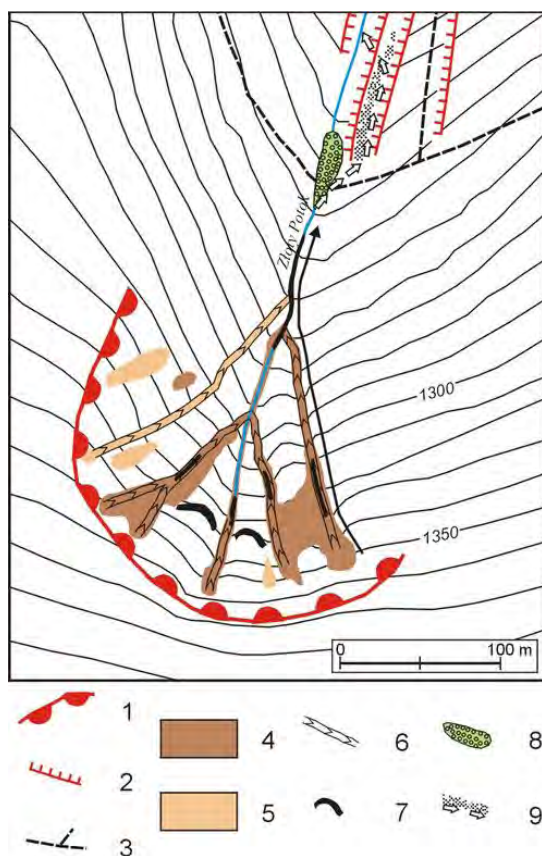
Po przyjęciu wód z pozostałych partii stoków Białego Jaru na wysokości ok. 1260 m n.p.m. spływ przemieszczał się dalej korytem Złotego Potoku, ulegając transformacji w potok gruzowo-błotny poruszający się ruchem turbulencyjnym. W obrębie koryta odnotowano znaczące zmiany morfologiczne. Zostało ono poszerzone i pogłębione o średnio 0,5 m, a zalegający w nim wcześniej rumosz skalny został w całości usunięty. W efekcie powstało koryto skalne z progami o wysokości do 3 m. Część materiału niesionego przez spływ była deponowana na spłaszczeniach przy korycie w postaci niewielkich wałów zbudowanych z głazów i drobniejszego materiału.



Ryc. 6.10. Białý Jar – miejsce silnej erozji i generowania spływów gruzowych w niszy źródłiskowej Złotego Potoku (fot. P. Migoń)



Ryc. 6.12. Akumulacja głazowa w osi spływu gruzowego w Białym Jarze (lipiec 1997, fot. K. Parzóch)



Ryc. 6.11. Szkic morfologiczny Białego Jaru – niszy źródłiskowej Złotego Potoku.

Objaśnienia: 1 – krawędź niszy źródłiskowej, 2 – krawędzie rozcięcia drogowego, 3 – szlaki turystyczne, 4 – odsłonięte pokrywy zwietrzelinowe; intensywnie degradowane, 5 – powierzchnie stokowe degradowane, częściowo zarośnięte, 6 – koryta epizodycznych cieków wykorzystywane przez spływy gruzowe, 7 – wychodnie skalne, 8 – stożek spływu gruzowego z 1997 r., 9 – zmiana biegu potoku w sierpniu 2006 r. wymuszona przez depozycję stożka. Na podstawie: Migoń, Parzóch 2008

Na spłaszczeniu w dnie doliny, poniżej wylotu niszy źródłiskowej, powstał głazowo-gruzowy stożek torencjalny, który osiągnął długość 40 m i szerokość 5–10 m. Drobniejsze frakcje zostały niemal całkowicie wypłukane ze stożka i włączone do transportu fluwialnego lub częściowo złożone w niższych odcinkach dna doliny w postaci rozległych łach piaszczysto-żwirowych.

Powstanie stożka torencjalnego w dolinie Złotego Potoku spowodowało lokalne zmiany hydrograficzne podczas kolejnego epizodu wzmożonego spływu powierzchniowego i wydajnego transportu rumowiska w sierpniu 2006 r. Obecność stożka wymusiła zmianę biegu potoku i skierowanie jego wód obciążonych rumowiskiem w kierunku wschodnim (ryc. 6.11). Spowodowało to zrzucenie części niesionego materiału w postaci wału gruzowego, opierającego się o wcześniejszy stożek i erozyjne rozcięcie dna doliny. W efekcie powstania rozcięcia i jednocześnie zatarasowania ujścia koryta z niszy Białego Jaru bieg potoku uległ zmianie na długości blisko 100 m.

6.2.2. Spływ gruzowy w Wielkim Kotle Śnieżnym (sierpień 2006 r.)

Spływy gruzowe w Wielkim Kotle Śnieżnym wyróżniają się wśród spływów gruzowych zachodzących w Karkonoszach, ponieważ powstają w innych uwarunkowaniach morfo-

logicznych. Wielki Kocioł Śnieżny jest najbardziej wyrazistym elementem rzeźby polodowcowej Karkonoszy i cechuje się obecnością rozciętych rynnami korazyjnymi ścian skalnych o wysokości sięgającej 180 m, szerokiej strefy stożków usypiskowych oraz płaskim, zamkniętym dnem (ryc. 6.4). Mimo obecności wysokiego wału moreny recesyjnej na wylocie kotła, w jego dnie nie powstało jezioro.

Morfologia stożków w Wielkim Kotle Śnieżnym wskazuje, że pewien udział w ich kształtowaniu miały spływy gruzowe. Były one inicjowane w rynnach korazyjnych lub w górnych partiach stożków i przemieszczały się w stronę części dystalnej, pozostawiając po sobie płytkie rynny i równoległe do siebie wały boczne o wysokości zwykle nie przekraczającej 1 m. W trakcie badań prowadzonych w latach 2004–2005 udokumentowano formy pozostawione przez 11 spływów²⁷, przy czym jednoznacznie można było określić wiek tylko jednego z nich, który miał miejsce w lipcu 1997 r. (Parzóch i in. 2007).

Intensywne opady w pierwszej dekadzie sierpnia 2006 r. wywołały między innymi kolejny spływ gruzowy w Wielkim Kotle Śnieżnym, który pod względem długości (340 m) zajmuje 7. miejsce wśród spływów gruzowych w polskiej części Karkonoszy (ryc. 6.13). W historii badań spływów gruzowych w Karkonoszach zajmuje on pozycję szczególną. Przeprowadzone wkrótce po zdarzeniu badania terenowe pozwoliły na szczegółowe udokumentowanie zmian w rzeźbie wywołanych przez spływ, natomiast dostęp do danych opadowych z pobliskiego posterunku Lábska bouda umożliwił odniesienie się do problemu wartości progno-

wych opadu. Szczegółowy opis morfologii spływu gruzowego z sierpnia 2006 r. zawiera praca Migonia i in. (2006), dlatego poniżej zostaną przedstawione tylko najważniejsze informacje o tym wydarzeniu.



Ryc. 6.13. Spływ gruzowy w Żlebie Mokrym w Wielkim Śnieżnym Kotle z sierpnia 2006 r. (fot. P. Migoń)

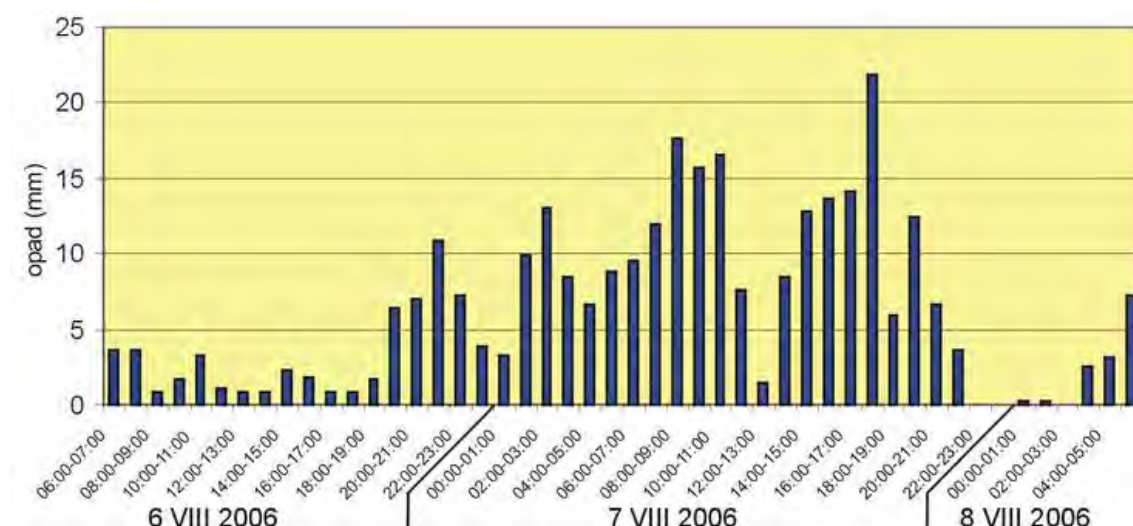
Spływ został zainicjowany w najwyższej części Żlebu Mokrego we wschodniej ścianie kotła, a przemieszczanie materiału postępowało początkowo w dół żlebu, następnie po powierzchni dużego stożka rozciągającego się poniżej skalnych ścian kotła, wreszcie w części końcowej najdrobniejszy materiał był transportowany jeszcze po płaskim, trawiastym dnie kotła. Na stożku doszło do rozdzielenia szlaku spływu na kilka ramion o różnej długości. Odcinek górny szlaku, w rynnie korazyjnej, miał około 150 m długości, natomiast łączna długość wszystkich ramion na stożku usypiskowym wyniosła 330 m. Wały boczne powstałe podczas spływu nie były zbyt efektowne, sięgając 0,8 m wysokości. Warto natomiast odnotować, że na znacznej długości były one włożone pomiędzy starsze, zarośnięte formy

²⁷ Już po oddaniu tego rozdziału do druku przeprowadzono ponowne kartowanie geomorfologiczne w Wielkim Śnieżnym Kotle (R. Knapik, P. Migoń), w którym wykorzystano najnowsze ortofotomapy z 2007 i 2008 roku oraz numeryczny model terenu opracowany na podstawie skaningu laserowego powierzchni (LIDAR). Łączna liczba zidentyfikowanych form pozostawionych przez różnowiekowe spływy gruzowe wyniosła 22.

wałów, z blokami do 2 m długości. Obecność tych form o nieokreślonym wieku wskazuje na występowanie w przeszłości epizodów spływowych o znacznie większej sile morfotwórczej.

Szczegółowy zapis pluwiometryczny z oddalonego o 1 km posterunku Lábska bouda (ryc. 6.14) wskazuje, że okres silnych opadów rozpoczął się w dniu 3 sierpnia, kiedy opad dobowy wyniósł prawie 17 mm i trwał przez następne cztery dni, podczas których dobowe sumy opadu ogólnie rosły. Maksymalny dobowy opad zarejestrowano w dniu 7 sierpnia – ponad 193 mm, podczas gdy w kolejnych dniach intensywność opadu była już wyraźnie mniejsza i na ogół nie przekraczała 10 mm. Dobowa wartość z dnia 7 sierpnia była najwyższa ze wszystkich dotąd odnotowanych na posterunku Lábska bouda, działającym z krótką przerwą od 1962 r., a rejon Śnieżnych Kotłów w ciągu dwóch tylko dni (6–7 sierpnia) otrzymał ponad 20% średniorocznej sumy opadów. Najbardziej wydajne opady przypadły na czas pomiędzy godziną 8:00 w dniu 6 sierpnia a godziną 8:00 w dniu 8 sierpnia. Odnotowano wówczas 11 godzin o intensywności ponad 10 mm na godzinę, 4 godziny o intensywno-

ści ponad 15 mm na godzinę i 1 godzinę (19:00–20:00 w dniu 7 sierpnia), w której spadło ponad 20 mm deszczu. Dane te, pochodzące z posterunku bardzo blisko położonego względem miejsca zejścia spływu, potwierdzają wcześniejsze przypuszczenia, że wartości progowe opadu dla uruchomienia spływów gruzowych w Karkonoszach są niższe niż dla Tatr, rzędu $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Duża wydajność opadu jest jednak warunkiem niewystarczającym. Niezbędna jest także obecność materiału zwietrzelinowego, który może zostać upłynniony. Opróżnienie rynny korazyjnej z rumoszu podczas spływu zapoczątkowuje długi okres ponownego przyrastania materiału i dopiero jego nagromadzenie w większej objętości stwarza ponownie warunki dla uruchomienia grawitacyjnych ruchów masowych. Jest symptomatyczne, że mimo wysokich opadów w pierwszych dniach sierpnia 2006 r. w żadnej z pozostałych rynien korazyjnych w Wielkim Kotle Śnieżnym spływy nie powstały. Z kolei stopień degradacji i porośnięcia starych wałów bocznych na stożku Żlebu Mokrego wskazuje, że od poprzedniego epizodu spływowego upłynęło przynajmniej 100 lat.



Ryc. 6.14. Opady na posterunku meteorologicznym Lábska bouda w dniach 6–8 sierpnia 2006 r. Źródło: Český hydrometeorologický ústav

6.3. Ruchy masowe w pozostałych częściach polskich Sudetów

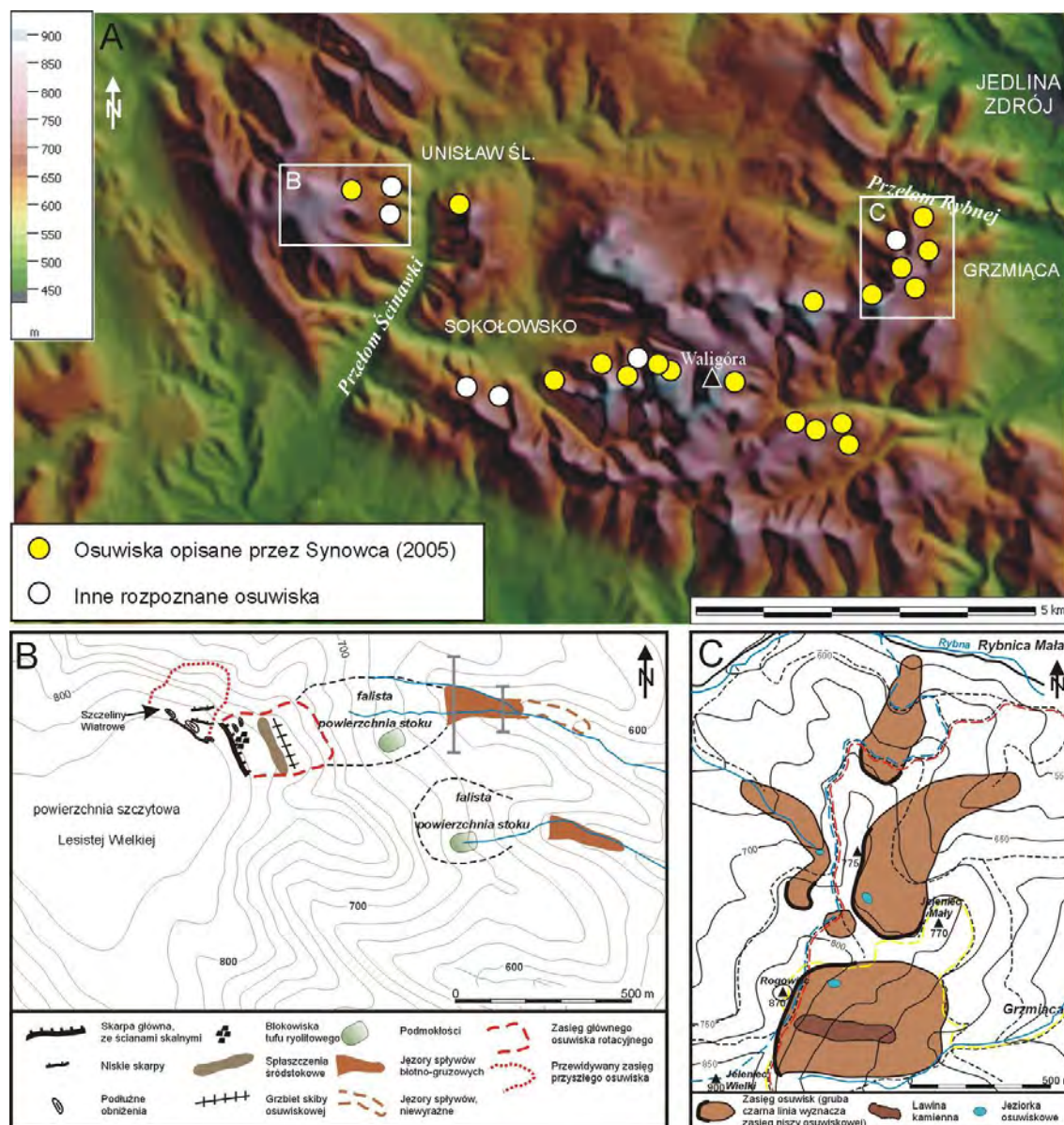
W pozostałej części polskich Sudetów grawitacyjne ruchy masowe na dużą skalę są bardzo rzadkie, a wśród odnotowanych w ostatnich kilku dekadach niemal wszystkie miały miejsce w latach 1997–1998, towarzysząc katastrofalnym wezbraniom w dnach dolin (Czerwiński, Żurawek 1999, Żurawek 1999). Miały one różny charakter i reprezentowały różnego typu przemieszczenia mas skalno-zwietrzelinowych

Większość przejawów ruchów masowych to płytkie i niewielkie powierzchniowo (<1 ha) osuwiska zwietrzelinowe, które powstawały przy silnej predyspozycji strukturalnej i w miejscach, gdzie stabilność stoku została naruszona przez człowieka. Kilka osuwisk pierwszego typu zeszło ze zboczy górnego odcinka doliny Bystrzycy Dusznickiej między Zieleńcem a Dusznikami Zdrój, w konsekwencji krótkotrwałych, ale bardzo wydajnych opadów w nocy z 22 na 23 lipca 1998 r. Powierzchniami poślizgu były zapadające zgodnie z nachyleniem stoku graniczne powierzchnie ławic kompleksu marglistomułowcowego wieku kredowego, budującego północną część Gór Bystrzyckich, a depozycja w dnie doliny spowodowała okresową niedrożność szosy biegnącej doliną. Liczne niewielkie osuwiska odnotowano na skarpach drogowych, w tym wzdłuż głównej drogi łączącej Kłodzko z Kudową Zdrój. Na kluczową rolę uwarunkowań geologicznych wskazuje także fakt, że w poprzedzającym roku 1997 w dotkniętym wyjątkowo wysokimi opadami Masywie Śnieżnika, zbudowanym ze skał krystalicznych, większych osuwisk praktycznie nie zanotowano. Unikato- wym przejawem ruchu masowego był spływ gruzowo-błotny ze stromego zbocza doliny Wilczki w Międzygórzu, który miał 94 m długości i osiągnął znajdujące się u podnóża stoku koryto Wilczki. W 1997 r. rozpoczął się także rozwój dużego osuwiska rotacyjnego w Janowcu na wylocie Przełomu Bardz-

kiego, jednak przemieszczenie okazało się niewielkie, a tylna skarpa osiągnęła wysokość nie przekraczającą 2 m (Żurawek 1999). Osuwisko to jest jednocześnie przykładem formy czasowo ustabilizowanej, której reaktywacja podczas kolejnego wydajnego epizodu opadowego nie może być wykluczona.

Nikła liczba osuwisk i zjawisk pokrewnych odnotowana w ostatnich kilku dekadach nie upoważnia jednak do kategorycznego wniosku o znikomej roli zdarzeń geomorfologicznych tego rodzaju w kształtowaniu środowiska przyrodniczego Sudetów. Lokalnie mają one bowiem duże znaczenie. Historycznym przykładem procesów osuwiskowych na dużą skalę jest osuwisko w Bardzie, które zostanie bliżej scharakteryzowane w dalszej części rozdziału (6.3.1). W różnych częściach Sudetów zidentyfikowano formy pozostawione przez ruchy masowe różnego rodzaju, niekiedy znacznych rozmiarów, jednak o bliżej nieokreślonym wieku. Wśród nich najlepiej rozpoznane pod względem geomorfologicznym są osuwiska w Górach Kamiennych, gdzie ich powstawaniu sprzyja budowa geologiczna i zaleganie masywnego, sztywnego kompleksu skał wulkanicznych wieku permskiego na mniej odpornych skałach osadowych (Jońca 1987, Synowiec 2003, Migoń i in. 2008a,b).

W Górach Suchych, Paśmie Lesistej i Górach Kruczych stwierdzono obecność ponad 20 zespołów form osuwiskowych, w tym zajmujących powierzchnię ponad 10 ha i obejmujących przedział wysokościowy do 250 m (ryc. 6.15). Analiza geomorfologiczna tych form terenu pozwoliła postawić tezę o genetycznym zróżnicowaniu ruchów masowych. Część z nich to głęboko zakorzenione osuwiska rotacyjne, z powierzchnią ścięcia w obrębie gęsto spękanych skał wulkanicznych lub nawet w obrębie podścielających je skał osadowych. Taki charakter mają między innymi rozległe tereny osuwiskowe na północnych stokach Suchawy, pod Włostową i Jeleńcem Małym w Górach Suchych oraz na wschodnich stokach Lesistej Wielkiej. Z kolei wydłużone



Ryc. 6.15. Rozmieszczenie reliktowych osuwisk w Górach Suchych i Masywie Lesistej Wielkiej. Objasnienia: A – rozmieszczenie osuwisk na tle ukształtowania rzeźby terenu, B – morfologia osuwiskowa wschodnich stoków Lesistej Wielkiej, C – rozmieszczenie i zasięg obszarów osuwiskowych wokół Rogowca i Jeleńca Małego

jęzory w obrębie form dolinnych zostały zinterpretowane jako efekt ruchów typu spływowego, ewentualnie osuwisk spływowych (Migoń i in. 2008a). Największe obszary osuwiskowe, jak stwierdzony na wschodnich stokach Rogowca w Górach Suchych (Pulinowa, Mazur 1971, Pulinowa 1972, Synowiec 2003a), są prawdopodobnie skutkiem nakładających się na siebie ruchów różnego rodzaju. Konsekwencją osuwisk i odsłonięcia ścian skalnych w niszach osuwiskowych jest zapoczątkowanie procesów grawitacyjnych innego typu: odpadania i obrywania. O ich znacznej skali świadczą potężne jęzory blokowe pod Rogowcem i aktywne stożki usypiskowe pod Suchawą, wkraczające na drzewostany świerkowe (Malił i in. 2009) (ryc. 6.16).

O wieku procesów osuwiskowych w Górach Kamiennych wiadomo niewiele. Nieliczni opisujący je autorzy wskazywali na brak śladów aktywności form i wiązały po-

Wiek procesów osuwiskowych w Górach Kamiennych wiadomo niewiele. Nieliczni opisujący je autorzy wskazywali na brak śladów aktywności form i wiązały po-

wstanie osuwisk z odległą przeszłością: plejstocenem lub ewentualnie przełomem plejstocenu i holocenu (Pulinowa 1972, Grochol-ski 1972, Jońca 1987), niemniej jednoznacznych dowodów na tak odległy wiek nie było. Z kolei z czasów historycznych nie są znane wzmianki o aktywnych procesach osuwiskowych w tym rejonie. Nieliczne oznaczenia wieku radiowęglowego próbek pobranych z osadów wypełniających jeziora osuwiskowe pod Jeleńcem Małym i Rogowcem wskazują na środkowy holocen (Synowiec 2005), ale niewiele mówią o wieku osuwisk jako całości, a w szczególności o czasie ich inicjacji.



Ryc. 6.16. Aktywne stożki usypiskowe pod Suchawą, wkraczające w drzewostan świerkowy (fot. P. Migoń)

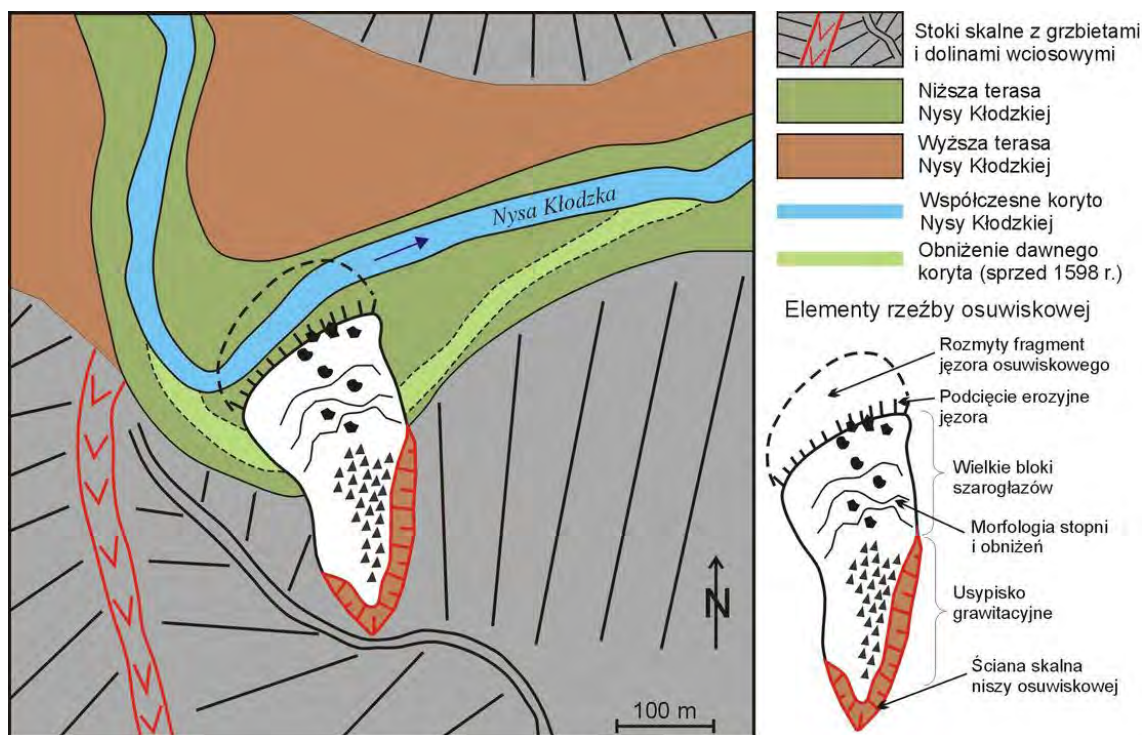
Góry Kamienne nie są jedynym pasmem górskim w Sudetach, w którym stwierdzono obecność rozległych zespołów form powstałych wskutek procesów osuwiskowych. Występują one na stromych, wschodnich stokach Jagodnej w Górach Bystrzyckich (Ranoszek 1998) i w południowej części Masywu Śnieżnika w okolicach Potoczka (Ranoszek 1995). Cechy rzeźby osuwiskowej wydają się także posiadać niektóre fragmenty Gór Wałbrzyskich (masyw Mniszka w Boguszowie-Gorcach, Rybnicki Grzbiet), chociaż żadnych szczegółowych badań w tym obszarze nie prowadzono.

Grawitacyjne ruchy masowe innego typu cechują system geomorfologiczny Gór Stołowych, choć ocena ich intensywności jest problematyczna. Miejscami szczególnie

predysponowanym do obrywów i przewracania bloków skalnych są piaskowcowe urwiska, występujące zarówno na progach zewnętrznych, jak i w głębi masywu, na przykład na Szczelińcu Wielkim (Dumanowski 1961, Pulinowa 1989). Analiza form wskazuje jednoznacznie, że zdarzenia tego typu miały w przeszłości miejsce. Zapisem wielkoskalowych ruchów masowych w rzeźbie terenu są rumowiska bloków u podnóży urwisk, „osuwiska blokowe” (Pulinowa 1989), przewrócone kolumny piaskowcowe oraz otwierające się szczeliny w przykrawędziowych częściach płaskowyżów, których najdoskonalszym przykładem jest Piekiełko na Szczelińcu Wielkim. Należy jednak podkreślić, że w ostatnich 150 latach nie odnotowano w polskiej części Gór Stołowych żadnych spektakularnych przykładów obrywów czy odpadania. Podobnie w ramach ciągłego monitoringu geodezyjnego prowadzonego na krawędziach stoliwa Szczelińca Wielkiego nie stwierdzono szybkiego rozszerzania się przykrawędziowych szczelin, które to zjawisko jest zwykle prekursorem odpadania czy przewracania dużych pakietów skalnych (Cacoń i in. 2008).

6.3.1. Osuwisko w Bardzie

Osuwisko, które według przekazów zeszło 24 sierpnia 1598 r. ze stoków Kalwarii nad Bardem wprost do koryta Nysy Kłodzkiej jest niewątpliwie najbardziej spektakularnym, udokumentowanym przykładem procesów osuwiskowych w Sudetach w okresie historycznym (Oberc 1957, Ciężkowski, Koszela 1988, Migoń i in. 2002). Wydarzyło się ono na podcinanym przez rzekę stromym, nie umocnionym zboczu Kalwarii o średnim nachyleniu powyżej 30° i wysokości względnej około 200 m (ryc. 6.17). Pod względem geologicznym stoki Kalwarii przynależą do struktury bardzkiej, reprezentowanej w tym miejscu przez łupki ilaste (dewon) i szarogłazy (dolny karbon). Silne zbrekcjowanie obu serii skalnych oraz



Ryc. 6.17. Szkic sytuacyjny osuwiska w Bardzie i jego stosunek do morfologii dna doliny Nysy Kłodzkiej. Na podstawie: Migoń i in. 2002, zmodyfikowane

obecność powierzchni upadu zgodnych z nachyleniem pierwotnego stoku stworzyły odpowiednie predyspozycje strukturalne do wystąpienia ruchu osuwiskowego (Oberc 1957).

Analiza form powstałych wskutek osunięcia zbocza doliny wskazuje, że było to głęboko zakorzenione osuwisko translacyjne (ześlizgowe), wykazujące w dolnej części wyraźne cechy spływu. Głęboka nisza osuwiskowa jest ograniczona ścianą skalną o wysokości do 20 m i łamanym przebiegu, dostosowanym do orientacji powierzchni nieciągłości w masywie skalnym. O translacyjnym charakterze przesunięcia w pierwszej fazie ruchu najlepiej świadczy odsunięty od ściany niszy ostańcowy blok, wykazujący pełną zgodność kierunków spękań z pomierzonymi na ścianie niszy osuwiskowej (Tuła 1998). Efektem procesów wtórnych – odpadania i obrywania – jest duże osypisko (stożek usypiskowy) w dolnej części niszy, wchodzący na górną część strefy akumulacyjnej (ryc. 6.18a). Strefa akumulacji rozszerza się wachlarzowato ku dołowi, ma nieregularną powierzchnię, z licznymi nabrzmieniami i zamkniętymi obniżeniami. Na jej powierzchni, a także w pozycji częściowo pogrzebanej występują duże bloki szarogłazów, z których największe dochodzą do 10 m długości. Podobne bloki skalne, choć nieco mniejszych rozmiarów, są widoczne w podciętym czole strefy akumulacyjnej (ryc. 6.18b). Zejście osuwiska do dna doliny Nysy Kłodzkiej spowodowało krótkotrwałe spiętrzenie wód rzecznych, a następnie wyłobienie przez rzekę nowego koryta w dolnej części jezora, dlatego nie jest on zachowany w całości. Ślady starego koryta w formie linijnego obniżenia u podnóża stoku są widoczne po prawej stronie jezora osuwiskowego (ryc. 6.17).

Przyczyna uaktywnienia osuwiska w Bardzie pozostaje w sferze hipotez. Najczęściej podawaną przyczyną jest połączone oddziaływanie znacznych opadów, które miały miejsce w sierpniu 1598 r. i wywołały nimi zmian warunków wodnych w górotworze oraz podcinania zewnętrznych zboczy zakola przez wezbrane wody Nysy

Kłodzkiej (Oberc 1957). Ciężkowski i Kosszela (1988), powołując się na zapisy historyczne i rozważając kontekst geologiczny miejsca osuwiska dodatkowo podkreślają możliwą rolę wstrząsów sejsmicznych w niestabilności stoku.



Ryc. 6.18. Osuwisko w Bardzie: (a) współczesny stożek usypiskowy w niszy osuwiskowej, (b) podcięte czoło jezora osuwiskowego z wielkimi blokami szarogłazów (fot. P. Migoń)

Osuwisko w Bardzie, jakkolwiek jest przykładem jednostkowym, stanowi ważne ostrzeżenie przed zbyt pochopnym traktowaniem stoków sudeckich jako w pełni stabilnych i minimalizowaniem zagrożeń związanych z ruchami masowymi, zwłaszcza że jego uwarunkowania zewnętrzne pozostają nie w pełni rozpoznane.

6.4. Epizody znacznej erozji na stokach zalesionych

W środowisku gór średnich nie podawanym intensywniej antropopresji, w warunkach pełnego zalesienia nawet strome

stoki górskie są chronione przed splukiwaniem. Wylesienie stoków sudeckich w ciągu ostatnich trzydziestu lat, będące w znacznej mierze konsekwencją osłabienia bądź zamierania świerkowych drzewostanów pod wpływem oddziaływania zanieczyszczeń atmosferycznych (Szymański, Zientarski 1993, Raj 1995, Raj, Zientarski 2008) oraz różnorodne działania gospodarcze na terenach wylesionych spowodowały wzrost natężenia procesów erozyjnych. Szczególnie znaczące przeobrażenia w stokowym systemie denudacyjnym w środowisku leśnym są związane z epizodami nawałnych opadów letnich.

Na współczesną deforestację Sudetów składają się głównie zamieranie drzewostanów, wiatrowały i wiatrolomy. Skutki wymienionych typów wylesiania w kontekście hydro- i morfodynamiki stoku są podobne. Wyraźnemu zwiększeniu ulega spływ powierzchniowy, który na terenach pozbawionych pokrycia roślinnego: szlakach zrywki drewna, drogach gruntowych i ścieżkach, generuje intensywne procesy erozyjne (Parzóch 1995, Kasprzak 2006). Wylesienie zlewni górskiej skutkuje też zmianami różnorodnych parametrów hydrologicznych, szczegółowo przedstawionymi na przykładzie zlewni karkonoskich (Dubicki 1990, Dubicki, Woźniak 1997).

Zagrożenie nasiloną degradacją powierzchni ziemi rośnie przede wszystkim na stokach objętych leśnymi pracami ratunkowymi, gdzie prowadzi się zrywkę drewna i rozwijają się linijne obniżenia, określane w literaturze jako rynny zrywkowe lub erozyjne (Dudziak 1974, Nílhavy 1991, Klementowski 1996, Parzóch 2002). Podobne formy rozwijają się w obrębie szlaków turystycznych (Parzóch 2001, Kasprzak 2006). Obserwacje terenowe prowadzone w lipcu 1997 r. w Masywie Śnieżnika, bezpośrednio po okresie najsilniejszych opadów, pozwoliły natomiast na stwierdzenie, że na stokach zadarnionych erozyjne skutki spływu powierzchniowego były znikome (Czerwiński, Żurawek 1999).

Jako rynny erozyjne określa się koryta stokowe o głębokości większej od 0,6 m i szerokości powyżej 0,3 m oraz profilu podłużnym składającym się z odcinków mniej nachylonych, rozdzielonych progami (ryc. 6.19). W większości przypadków formy te są wynikiem transformacji szlaków zrywki drewna. Rozmiary rynien erozyjnych w Sudetach są znacznie zróżnicowane (Parzóch 1998a,b). Najbardziej pogłębione odcinki osiągają ok. 2 m głębokości, maksymalnie nawet do 4 m. W wielu przypadkach dna rynien sięgają podłoża skalnego. Przeciętna szerokość tych form mieści się w granicach 1–1,5 m, ale może osiągać nawet 7 m.



Ryc. 6.19. Typowa rynna erozyjna rozwinięta na dawnym szlaku zrywki drewna z progiem akumulacyjnym i odsłoniętą podłogą skalną poniżej progu (fot. K. Parzóch)

Dominującym procesem modelującym rynny jest erozja wodna. Dynamika zmian morfologii rynien erozyjnych zależy od właściwości epizodycznego spływu w korytach: czasu jego trwania, wielkości przepływu i prędkości spływu. Maksymalne znane wielkości pogłębiania koryt tego typu wynoszą 2–4 m w ciągu jednego epizodu spływu, który trwa kilka godzin. Tak duże postępy erozji odnotowywane były np. w Karkonoszach i Masywie Śnieżnika w trakcie nawalnych opadów we wrześniu 1994 r. i w lipcu 1997 r. (Klementowski 1998, Żurawek 1998, 1999, Czerwiński, Żurawek 1999, Parzóch 2002). Podobną intensywnością cechują się procesy erozyjne na drogach leśnych i ścież-

kach turystycznych, trwale pozbawionych roślinności wskutek wydeptywania (Kasprzak 2006).

Intensywne przemodelowanie rynien erozyjnych w trakcie nawalnych opadów dobrze ilustruje przypadek jednego z koryt w Karkonoszach, zlokalizowanego na północnych stokach Kopy. Do silnego przeobrażenia doszło podczas nawalnych opadów we wrześniu 1994 r., gdy skoncentrowany w korycie spływ spowodował upłynnienie grubych pokryw stokowych, a następnie erozyjne przemodelowanie powstałego rozcięcia. W efekcie tych procesów na odcinku o długości 70 m koryto osiągnęło głębokość 2–3,8 m i szerokość w górnej części 4–8 m. Ogólnie z rozcięcia zostało usunięte blisko 270 m³ materiału, który złożony został poniżej na stoku w formie stożka torencjalnego o objętości ok. 190 m³ (ryc. 6.20). Stożek zatałamował przepływ rynną, czego konsekwencją było powstanie szeregu drugorzędnych rozcięć wyerodowanych przez wody wylewające się z zatałamowanej rynny i powstanie rozległego pola akumulacyjnego zbudowanego z drobniejszego materiału skalnego.



Ryc. 6.20. Stożek torencjalny zbudowany z materiału gławowo-gruzowego wyniesionego z rozcięcia erozyjnego podczas intensywnych opadów we wrześniu 1994 r. w Karkonoszach (fot. K. Parzóch)

Wszystkie rynny erozyjne na stokach leśnych, które są efektem zrywki, docierają do dróg leśnych, którymi odbywa się dalszy

transport drewna. Ma to swoje znaczące konsekwencje w późniejszym przebiegu procesów hydro- i geomorfologicznych. Skutkiem rozwoju spójnej sieci koryt stokowych: rynien erozyjnych na szlakach zrywkowych oraz dróg leśnych i ścieżek turystycznych, są zmiany w organizacji spływu stokowego, polegające na znacznej koncentracji odpływu i przyspieszeniu odwodnienia stoków.

Koncentracja spływu stokowego generować może znaczne szkody w infrastrukturze drogowej, polegające nie tylko na rozcinaniu powierzchni dróg. W lipcu 1997 r. we wschodnich Karkonoszach, w pobliżu dawnej osady Budniki, skoncentrowana na ścieżkach leśnych i w rynnach erozyjnych woda rozcięła powierzchnię stoku na linii szlaku turystycznego, formując koryto erozyjne o głębokości sięgającej 1,5–2 m i szerokości dochodzącej do 0,6 m. W rozcięciu powstały kotły eworsyjne, które osiągały głębokość 1–1,2 m. Spływające nowo utworzoną rynną erozyjną i szlakami zrywkowymi wody stokowe wydostawały się na drogę leśną, która kierowała spływ w kierunku potoku Skalka. Skoncentrowane w ten sposób wody stokowe – poprzez podmycie podpór – zniszczyły most nad potokiem.

Podobne skutki wywołał spływ stokowy w małych zlewniach Gór Bardzkich w pierwszej dekadzie sierpnia 2006, będący konsekwencją niemal nieprzerwanie trwających wydajnych opadów w dniach 3–8 sierpnia. W dniu 8 sierpnia na drogach leśnych o dużym spadku ($>10^\circ$), w ich osi, obserwowano rozcięcia erozyjne o głębokości do 1,2 m i szerokości 0,5–1 m, całkowicie wyłączone te drogi z możliwości użytkowania (ryc. 6.21). Rozcięcia takie osiągały długość do 100 m. Znacznym zniszczeniom uległy też drogi poprowadzone dnami głównych dolin – dopływów Nysy Kłodzkiej. W tych położeniach najbardziej wydajnym procesem niszczącym była erozja wsteczna wód przelewających się ponad przepustami, niedrożnymi wskutek ich zablokowania przez zatory organiczne i mineralne (ryc. 6.22, 6.23). W dolinie Młynówki koło Opolnicy skut-

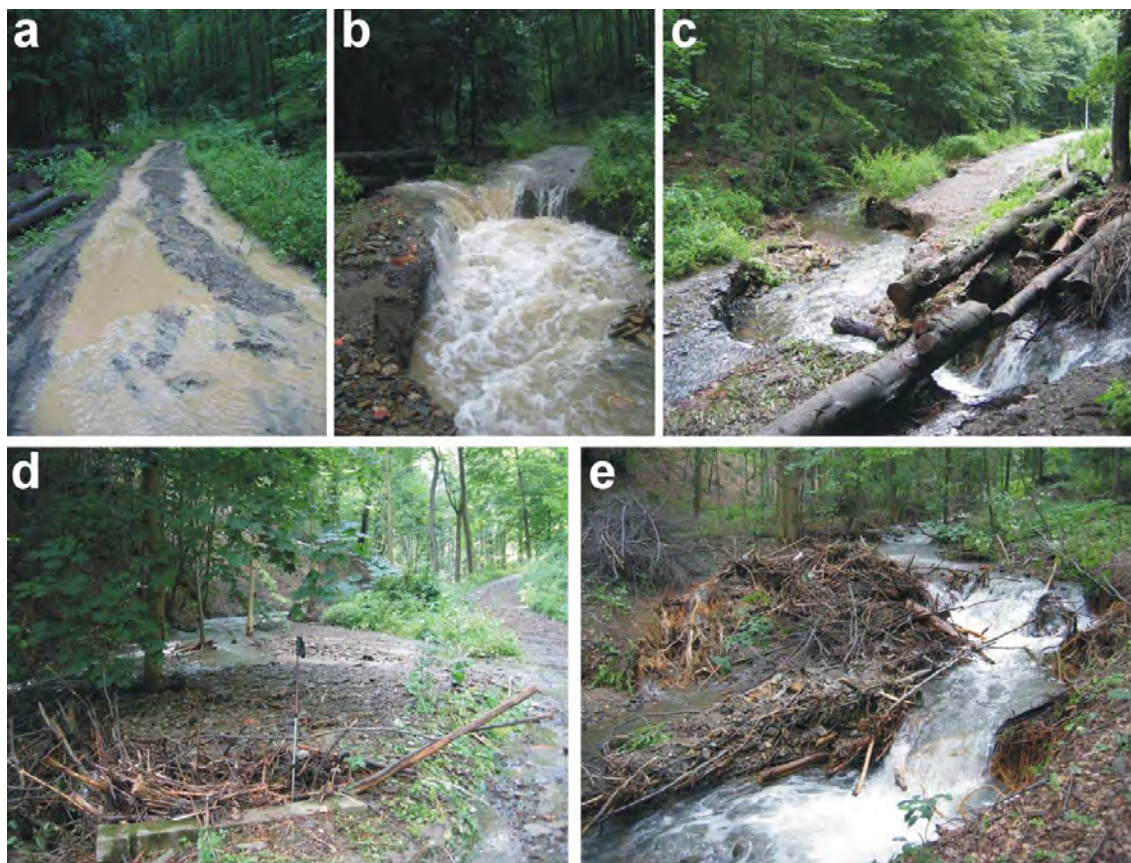
kiem trwającej około 36 godzin erozji było całkowite zniszczenie drogi na odcinku kilkunastu metrów i usunięcie około 30 m³ materiału.



Ryc. 6.21. Rozcięcie erozyjne drogi leśnej w Górach Bardzkich powstałe po ulewnych deszczach w sierpniu 2006 r. Wysokość kijka – 1,5 m (fot. P. Migoń)

Ilość wód stokowych skoncentrowanych w rynnach erozyjnych jest dużo większa niż wynikałoby to z rozmiarów ich zlewni cząstkowych. Rozwinięta sieć mniejszych form korytowych, obecność na stokach strumieni stokowych oraz ścieżek leśnych, nawet nieznacznie przegłębionych, powoduje antropogeniczne rozszerzenie istniejących zlewni naturalnych (Parzóch, Katrycz 2002), a obszar alimentujący koryta w wodę może zwiększyć się blisko dwukrotnie (ryc. 6.24). Powiększanie zlewni cząstkowych koryt stokowych jest szczególnie znaczące podczas opadów o charakterze nawalnym, wówczas bowiem dochodzi do rozwoju spływu powierzchniowego w obszarach wylesionych – zjawiska niezmiernie rzadkiego w Sudetach w warunkach pełnego pokrycia roślinnością (Tomaszewski 1995).

Koryta stokowe w trakcie ekstremalnie intensywnych opadów prowadzą wody w ilościach porównywalnych do przeciętnych przepływów w dużych potokach górskich. Przykładowo rynny erozyjne na stokach karkonoskich podczas lipcowych opadów w 1997 r. cechowały się przepływami rzędu 0,5–1,5 m³·s⁻¹ (Parzóch 2002). Zwięk-

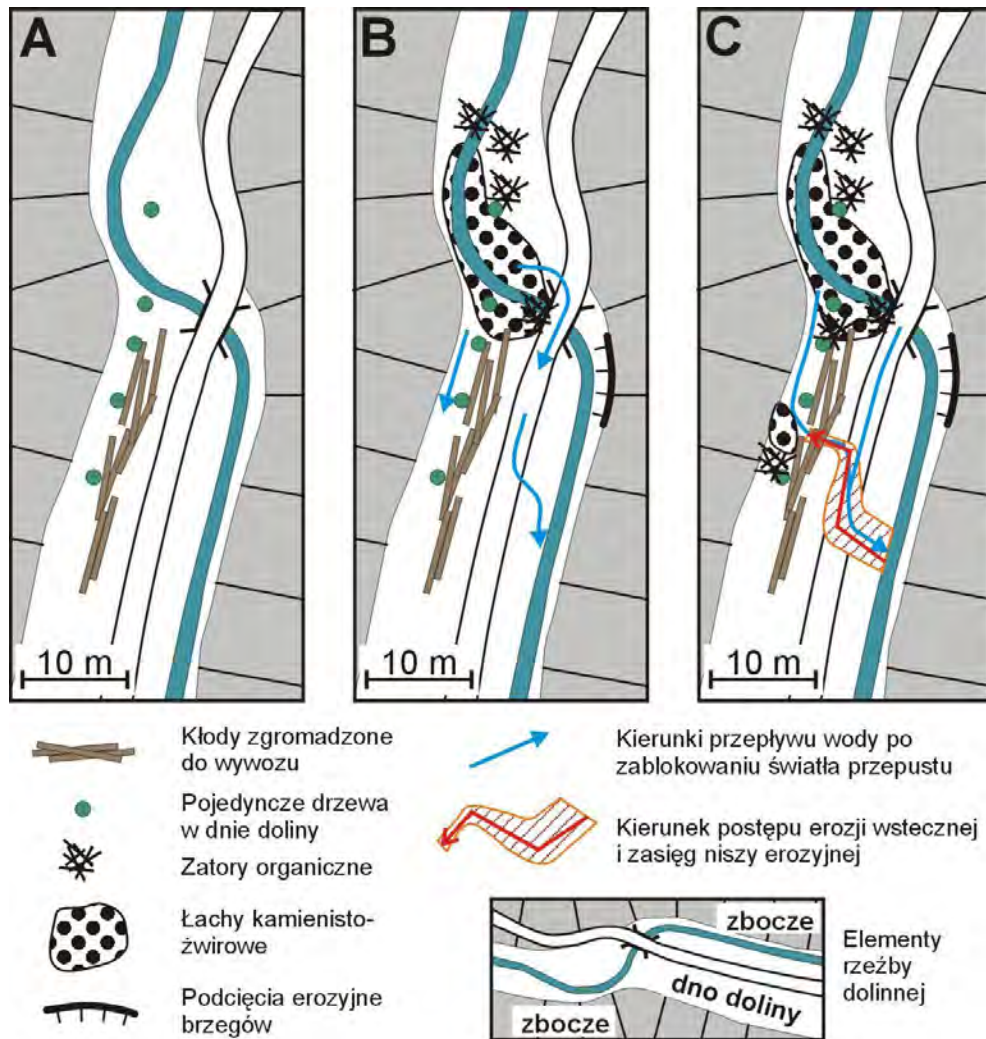


Ryc. 6.22. Morfologiczne efekty wezbrania w osi doliny Młynówki w Górach Bardzkich: (a) spływ drogą leśną w inicjalnej fazie wezbrania (7 sierpnia 2006), (b) to samo miejsce po 24 godzinach (8 sierpnia 2006) – przepływ pozakorytowy był konsekwencją zablokowania przepustu, (c) niszcząca erozja wstecznej i zniszczona droga leśna w trakcie opadania fali wezbraniowej (9 sierpnia 2006), (d) rozległa strefa depozycji mineralno-organicznej powyżej zablokowanego przepustu (na pierwszym planie), (e) powszechne zwały rumoszu drzewnego w osi doliny w trakcie opadania fali wezbraniowej (9 sierpnia 2006) (fot. P. Migoń)

szony przychód wody w tego typu korytach stokowych wynika ponadto z drenażu wód śródpokrywowych, o czym świadczy spływ wód, który trwa nierzadko jeszcze kilka dni po zakończeniu opadów. Drenaż ten znacząco zmniejsza zasoby wód dostępnych dla roślinności.

Ze zwiększeniem przepływów w rynach erozyjnych wiąże się wzrost intensywności stokowego transportu osadów. W rynach erozyjnych przenoszone są wszystkie frakcje, oprócz bloków oraz średnich i dużych głazów. Transport głazów może odbywać się na krótkich odcinkach jedynie w przypadku wyjątkowo nawałnych opadów. Rumosz niesiony przez wody korytowe jest deponowany bezpośrednio w korytach ero-

zyjnych, u ich wylotu w postaci rozległych stożków napływowych lub na różnorodnych przeszkodach terenowych. W wielu przypadkach materiał ten trafia również bezpośrednio do potoków (ryc. 6.25). Konsekwencją rozwoju sieci koryt stokowych jest wzrost ilości i grubości materiału rumowiskowego transportowanego w korytach cieków stałych (Katrycz 1998). Znacznie większe ilości materiału są transportowane w potokach, do których dostawa materiału zachodzi za pośrednictwem rynien erozyjnych, szlaków zrywkowych, dróg i związanych z nimi rowów i przepustów, które skracają drogę krążenia wód i zwiększają prędkość płynącej wody (Parzóch, Katrycz 2002). O znaczeniu ulewnych opadów w zwiększeniu transportu



Ryc. 6.23. Szkic morfologiczny skutków erozji wodnej na drodze leśnej w dolinie Młynówki w Górach Bardzkich po okresie przepływu pozakorytowego w dniach 7–9 sierpnia 2006

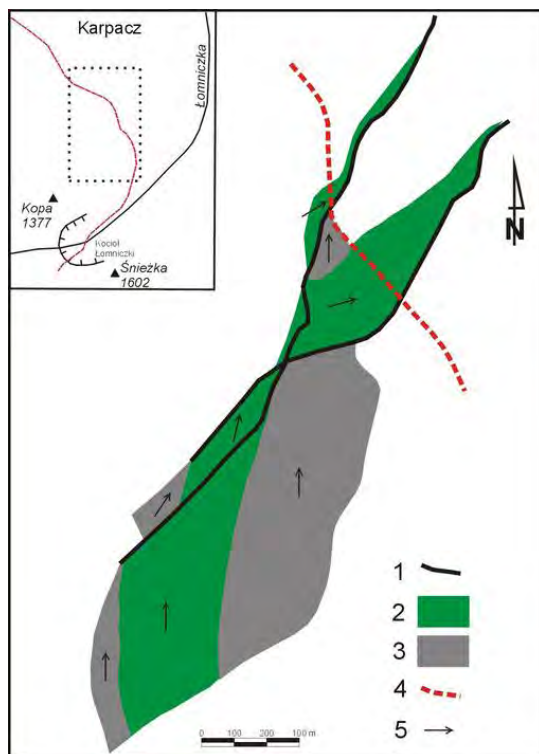
w korytach stokowych obszarów leśnych świadczy przykład niewielkiego zbiornika przeciwpożarowego w Karpaczu – Wilczej Porębie. W zbiorniku tym 47% materiału skalnego (ok. 7 m³) pochodziła tylko z jednego epizodu spływu w lipcu 1997 r. Źródłem materiału były przede wszystkim rynny erozyjne (Parzóch, Sobczyk 2004).

6.5. Epizody znacznej erozji na stokach użytkowanych rolniczo

Południowo-zachodnia Polska zaliczana jest do regionów o przeważnie średnim i słabym zagrożeniu potencjalną erozją wod-

ną (Józefaciuk, Józefaciuk 1999). Średnie zagrożenie odnotowywane jest przede wszystkim na obszarach z pokrywami leśnymi. Jako silnie zagrożone erozją wodną są traktowane niektóre partie Sudetów, co jest związane głównie z większymi nachyleniami powierzchni, jednak – jak wskazano w poprzedniej części – w warunkach zalesienia i zadarnienia do wydajniejszej erozji powierzchniowej dochodzi bardzo rzadko.

Efekty erozyjne w obszarach użytkowanych rolniczo rosną na stokach o większych nachyleniach, a zatem głównie w obrębie izolowanych masywów gór wyspowych i w ich bezpośrednim otoczeniu na Przedgórzu Sudeckim oraz w Sudetach. Szczególnie znaczące skutki erozyjne są obserwowane



Ryc. 6.24. Wzrost powierzchni zlewni cząstkowych koryt erozyjnych na stokach wylesionych na przykładzie wschodnich Karkonoszy. Objaśnienia: 1 – rynnę erozyjną, 2 – zlewnia topograficzna, 3 – zlewnia antropogeniczna, 4 – szlak turystyczny, 5 – kierunki spływu wód stokowych

w rejonie Wzgórz Trzebnickich i Niemczańsko-Strzelińskich, gdzie obok czynnika orograficznego istotną rolę w inicjowaniu zjawisk erozyjnych pełni podłoże – podatne na degradację rozległe płyty osadów pylastych lub żwirowo-piaszczystych (Licznar, Licznar 2002).

Wśród procesów degradacyjnych aktywnych na stokach użytkowanych rolniczo na pierwszy plan wysuwa się splukiwanie, które jest aktywne zarówno w trakcie roztopów wiosennych jak i podczas opadów deszczu w pozostałych porach roku. Na drugim miejscu wśród procesów prowadzących do degradacji powierzchni pól uprawnych wymienić należy zjawiska niweo-eoliczne (Jahn 1969, Jary, Kida 2002a).

Splukiwanie zachodzi głównie podczas nawałnych deszczów. Dorzecze górnej



Ryc. 6.25. Połączenie subsystemu stokowego i korytowego: depozycja części materiału mineralnego wyniesionego ze ścieżki leśnej, dolina Bystrzyka w Karkonoszach, sierpień 2006 r. (fot. K. Parzóch)

Odry jest obszarem o szczególnie dużej częstotliwości opadów nawałnych (Chomicz 1951, Stopa 1965). Opady o intensywności $0,5 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ zdarzają się tutaj często, a taka wartość opadu przyjmowana jest za wystarczającą do uruchomienia procesów erozyjnych na polach ornyczych (Zachar 1970). Duże znaczenie dla przebiegu procesów erozyjnych na polach użytkowanych rolniczo ma wystąpienie gradobicia, które poprzedza intensywny opad deszczu (Górecki, Klementowski 1989). Zniszczenie roślinności i rozbicie struktury gleby jako efekt „bombardowania” przez grad ułatwia w znacznym stopniu rozwój procesów erozyjnych.

Skutkiem nawałnych opadów jest rozwój licznych form erozyjnych i akumulacyjnych oraz transport znacznych mas materiału mineralnego (Dziarski 1968, Górecki, Klementowski 1989, Teisseyre 1992a, 1992b, 1994). Formy te: żłobiny i koryta epizodyczne osiągają relatywnie niewielkie rozmiary, jednak pełnią istotną rolę w kształtowaniu rzeźby obszarów lessowych użytkowanych rolniczo (Teisseyre 1994).

Żłobiny erozyjne na polach ornyczych są, podobnie jak koryta epizodyczne, formami efemerycznymi. Ulegają one zanikowi wskutek zabiegów agrotechnicznych lub nawet tylko wskutek wzrostu roślinności uprawowej. Formy te mają jednak tendencje do od-

nawiania się podczas każdego ulewnego opadu, najczęściej w tym samym miejscu lub bezpośrednio obok (Raczkowski 1958, Teisseyre 1994). W konsekwencji prowadzi to do stopniowego rozczłonkowania stoku w przypadku rozwoju żłobin erozyjnych lub pogłębiania suchych dolinek denudacyjnych przez spływ stokowy w korytach epizodycznych (Teisseyre 1992a).

Koryta epizodyczne rozwijają się podczas nawałnych opadów o kilkuletnim okresie powtarzalności w osiach suchych dolinek denudacyjnych na obszarach lessowych i stanowią istotny składnik współczesnego systemu morfogenetycznego obszarów lessowych użytkowanych rolniczo (Teisseyre 1992a). Spływ stokowy w korytach epizodycznych cechuje się wysokimi wartościami parametrów hydraulicznych (średnie naprężenia ścinające $36\text{--}193\text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$, moc strumienia $27\text{--}318\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), co wynika w dużym stopniu z oddziaływania retencji stokowej (Teisseyre 1992b). Powoduje to istotne erozyjne przemodelowanie den suchych dolinek, gdzie pogłębienie sięgać może $0,12\text{ m}$ w ciągu jednego epizodu spływu (Teisseyre 1992a). Oznacza to, że sucha dolinka denudacyjna (o głębokości wcięcia $5\text{--}20\text{ m}$) w obszarze lessowym użytkowanym rolniczo może powstać w wyniku kilkudziesięciu lub kilkuset epizodów spływu o okresie powtarzalności kilku lat, a koryta epizodyczne mogą być traktowane jako inicjalne formy wąwozów, których rozwój powstrzymują jedynie zabiegi agrotechniczne (Teisseyre 1992a). Powyższe wyliczenia są niesprzeczne z przypuszczeniami, że erozyjne formy wąwozowe na Przedgórzu Sudeckim mogły powstać dopiero w okresie intensywnej gospodarki rolnej, poprzedzonej znaczną deforestacją w XIII–XIV w. (Maziarz i in. 2008, Solarska, Parzóch 2008).

Erozja wąwozowa w południowo-zachodniej Polsce koncentruje się w rejonach występowania lessów i utworów lessopochodnych. Do nich należą Płaskowyż Głubczycki, Wzgórze Trzebnickie i Wzgórze Niemczańsko-Strzelińskie. Najlepiej rozwi-

niętą sieć wąwozów w południowo-zachodniej Polsce posiadają lessowe obszary Wzgórze Trzebnickich, o gęstości średnio $0,184\text{ km}\cdot\text{km}^{-2}$, najslabiej rozwiniętą – Płaskowyż Głubczycki (Jary, Kida 2002b). Pomimo w ogólności niewielkiej gęstości wąwozów w omawianych regionach, są to obszary intensywnie modelowane erozyjnie, głównie podczas deszczów nawałnych. Rozwój spłukiwania skoncentrowanego, wymuszonego często przez obecność obiektów liniowych (holwegów, wąwozów), powoduje powstawanie żłobin erozyjnych na stokach i koryt epizodycznych w suchych dolinkach denudacyjnych (Jary 1991, Teisseyre 1992a, 1992b, 1994, Jary, Kida 2002b).

Formy akumulacyjne powstające w trakcie epizodów erozji na stokach rolniczych to głównie stożki i odsypy piaszczysto-pyłowe, deponowane u podnóża stoków (ryc. 6.26) lub na ławach teras rolnych, jeśli stok był terasowany. Pod względem ilościowym skutki pojedynczych zdarzeń są niewielkie, a wielkości erozji i akumulacji są rzędu kilku milimetrów na epizod (Teisseyre 1994). Powstające formy są na ogół efemeryczne i szybko ulegają zatarciu wskutek rozwoju roślinności, jednak w dłuższej skali czasowej dokonuje się w ten sposób przyrost miąższości utworów deluwialnych i nadbudowa dolnych odcinków stoku. W lessowych regionach Przedgórza Sudeckiego osady deluwialne osiągają do 3 m grubości (Raczkowski 1958), na umiarkowanie nachylonych (do $20\text{--}22^\circ$) stokach sudeckich dochodzą do $1,5\text{ m}$ grubości (Latocha 2007), a miąższości do $0,5\text{--}0,6\text{ m}$ odnotowano nawet na nieużytkowanych rolniczo, ale okresowo wylesianych stokach Gór Kruczych (Traczyk 2006).

Intensywność procesów erozyjnych jest zależna w dużym stopniu od rodzaju pokrycia roślinnego. Dużą odporność na erozję wykazują stoki użytkowane jako pastwiska bądź łąki kośne (Górecki, Klementowski 1989, Teisseyre 1994). Podobną odporność wykazują również gleby bronione przez wyłożone zboże (Teisseyre 1992a). Obserwacje prowadzone po nawałnym opa-

dzie w maju 1984 r. w rejonie Księgienic Wielkich na Wzgórzach Niemczańskich (Górecki, Klementowski 1989) wykazały całkowity brak form erozyjnych na stokach o takim właśnie pokryciu. Nieco innych danych dostarczył Dziarski (1968), który analizował skutki nawałnego opadu w lipcu 1965 r. w pobliżu Ziębic. Autor ten odnotował niewielkie szkody erozyjne na stokach zajętych przez trawy, zboża i rośliny motylkowe, które „jedynie pochyliły się od ciężaru płynącej wody”, a powierzchnia stoku rozcięta została systemami niewielkich żłobin.

Dziarski (1968) zwrócił także uwagę na znaczenie następstw uprawy wzdłuż stoku. Rozmieszczenie w górnej części stoków upraw podatnych na erozję, np. roślin okopowych, wywoływało intensywny zmyw powierzchniowy i częściowe erozyjne niszczenie położonych niżej na stoku łąk a przede wszystkim ich zasypywanie splukanym z górnej części stoku materiałem. Podobne obserwacje zawierają prace Mastalera (1986), Góreckiego i Klementowskiego (1989) oraz Teisseyre’a (1992a). Znaczenie rodzaju upraw dla przebiegu procesów erozyjnych w trakcie nawałnych opadów zmienia się wraz z fenologiczną porą roku, w której następuje opad. W szczególności opady wiosenne (Górecki, Klementowski 1989, Mastalerz 1986, Teisseyre 1994) przynoszą ogromne szkody, z uwagi na słaby jeszcze wzrost roślinności.

Wraz z postępującym zasiedleniem górnej części dorzecza Odry również obszary górskie Sudetów stały się miejscem intensywnie prowadzonej działalności rolniczej. Już w XIV w. osadnictwo sięgnęło tam wysokości 650 m n.p.m. (Walczak 1968), a w kolejnych wiekach granica rolno-leśna przesunęła się do 970 m n.p.m., nierzadko w strefy wododziałowe (Fatyga 2002, Latocha 2007). Obszary leśne zamienione zostały wskutek deforestacji na łąkowe. Część stoków, głównie niżej położone ale o nawet znacznych nachyleniach, zajęte były pod uprawy. Warunki naturalne obszarów górskich, surowy klimat i niesprzyjające rolnic-

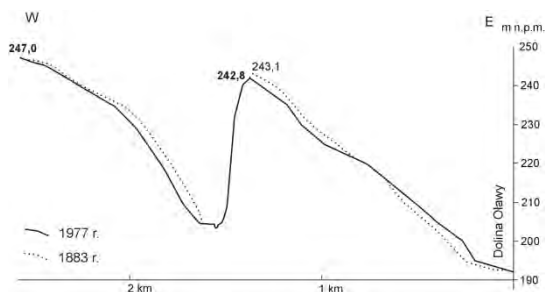
twu warunki morfologiczne wywołały intensywną erozję gleb. Spływ powierzchniowy podczas nawałnych opadów na wylesionych i zajętych pod uprawy stokach powoduje intensywną erozję, która nierzadko prowadzi do usuwania całego profilu glebowego (Fatyga 1979, Latocha 2007). Jak podaje Bac (1948), cytując autorów niemieckich, w latach 20. XX wieku na stokach w regionie kłodzkim wskutek gwałtownych opadów zmyta została warstwa gleby o miąższości 8–12 cm.



Ryc. 6.26. Stożek deluwialny złożony u podstawy stoku w efekcie jednego epizodu spływu stokowego w marcu 2009 r. (fot. A. Solarska, za zgodą autorki)

Wielkość denudacji stoków wywołanej ulewnymi opadami jest bardzo zróżnicowana. Średnie obniżanie stoków z polami ornymi po letnich ulewach w Sudetach obliczone zostało na 0,1–2 mm (Fatyga 1979). Kilkakrotnie większe wartości stwierdzane były na obszarze Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich, w części z pokrywami lessowymi i piaszczysto-żwirowymi (Raczkowski 1958, Teisseyre 1994). Średnie obniżenie powierzchni pól ornich obliczane było tam na podstawie objętości bruzd i innych rozcięć erozyjnych na stokach. W trakcie jednego epizodu opadowego o nawałnym charakterze średnie (teoretyczne) obniżenie powierzchni sięga 6–9 mm (Teisseyre 1994). Pomiarzy prowadzone przez Raczkowskiego (1958) wykazały, że średnioroczne obniżenie powierzchni stoków z polami ornymi wynosi

0,7–3,3 mm w ciągu roku na stokach podścielonych utworami fluwioglacjalnymi i 1,1–5,4 mm na stokach lessowych. Maksymalna, zmierzona na podstawie objętości osadów zdeponowanych w zbiorniku przeciwpowodziowym wartość denudacji powierzchniowej wynosiła 13 mm w trakcie jednego epizodu opadu (Górecki, Klemetowski 1989). W tym miejscu należy podkreślić, że omówione wyżej wyniki ilościowe odnoszą się do niewielkich fragmentów stoków i małych zlewni cząstkowych, dlatego też nie należy wyników tych ekstrapolować na większe obszary. Wykazane denudacyjne obniżanie stoków w trakcie nawałnych opadów ma charakter bardzo lokalny i odnosi się do powierzchni objętych opadami w centralnej części komórki burzowej. Tym niemniej czytelne obniżanie górnych partii stoków w skali wielolecia jest faktem (ryc. 6.27). W Sudetach minimalna grubość usuniętej warstwy z uprawianych od połowy XVII wieku stoków szacowana jest na 0,04–0,8 m (Migoń 2008a).



Ryc. 6.27. Zmiany morfologii stoków w okolicach Henrykowa (Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie na Przedgórzu Sudeckim) w latach 1883–1977 w wyniku spłukiwania na stokach lessowych. Według: Teisseyre 1992b

Wskaźnik nasilenia erozji wodnej gruntów ornych Sudetów Zachodnich w latach 1966–1970 szacowany był na $1\text{--}39\text{ m}^2\cdot\text{ha}^{-1}$, ale wzrósł ponad dwukrotnie w roku 1977 z uwagi na wystąpienie nawałnych opadów w lipcu (Fatyga 1979). Świadczy to dobitnie o znaczeniu nawałnych opadów w uruchamianiu erozji gleb.

6.5.1. Studium przypadku – skutki ulewy z 12 maja 1990 r. w okolicach Henrykowa

Do najlepiej udokumentowanych skutków intensywnych opadów na polach ornych należy ulewa z 12 maja 1990 r. w rejonie Henrykowa na Przedgórzu Sudeckim (Teisseyre 1992a, 1992b, 1994). Badania nad skutkami nawałnego opadu prowadzone były przez wskazanego wyżej autora na stokach wylesionych i użytkowanych rolniczo. Pola eksperymentalne obejmowały cztery systemy deluwialne (epizodyczne zlewnie suchych dolin lub dolinek). Podłoże omawianego obszaru budują lessy i żwirowo-piaszczyste pokrywy fluwioglacjalne.

Nawałny opad wystąpił ok. godziny 18.00 i objął swoim zasięgiem całą zlewnię górnej Oławy. Okres bezpośrednio poprzedzający ulewę był bezopadowy. Największą intensywność opadu zanotowano w rejonie Henrykowa, gdzie według szacunków średni opad wyniósł 20–45 mm (Teisseyre 1992a). Ulewa trwała blisko 20 minut, po czym padał deszcz o mniejszej intensywności. Warto zauważyć, że łączny przepływ maksymalny w trzech potokach odwadniających analizowany obszar wyniósł w trakcie opadu $11,5\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, podczas gdy średni łączny przepływ nie przekracza w nich $0,1\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Teisseyre 1992b).

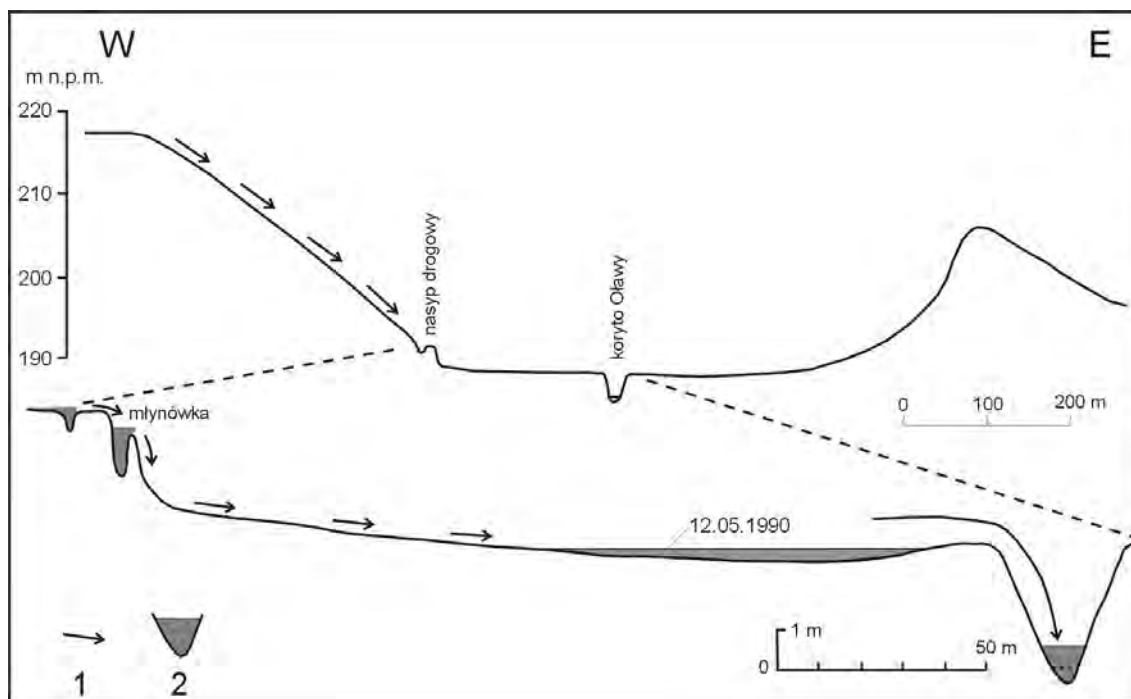
Spływy jednostkowe w obszarze objętym ulewą były zróżnicowane, od 1,2 w południowej części obszaru ulewy do $2,3\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ w części północnej. Maksymalny spływ jednostkowy (ponad $20\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$) został wyliczony dla epizodycznego koryta jednej z suchych dolinek w południowej części obszaru. Tak duża wartość spływu stokowego była wynikiem czasowej retencji stokowej i utworzenia epizodycznego płytkiego zbiornika wodnego, podpartego przez zator roślinny, który następnie został zdrenowany (Teisseyre 1992b). Parametry hydrauliczne niektórych koryt epizodycznych w rejonie Henrykowa wskazują nawet na wyższe wartości spływu

stokowego w trakcie omawianej ulewy (nie-mała dwukrotnie większe), jednak sam autor uznał te obliczenia za niepewne. Zjawiska retencji stokowej i przybojowego spływu wód z niszczonych zbiorników stokowych nie są zjawiskami częstymi, niemniej odgrywają istotną rolę w modelowaniu den suchych dolinek denudacyjnych w obszarach lessowych.

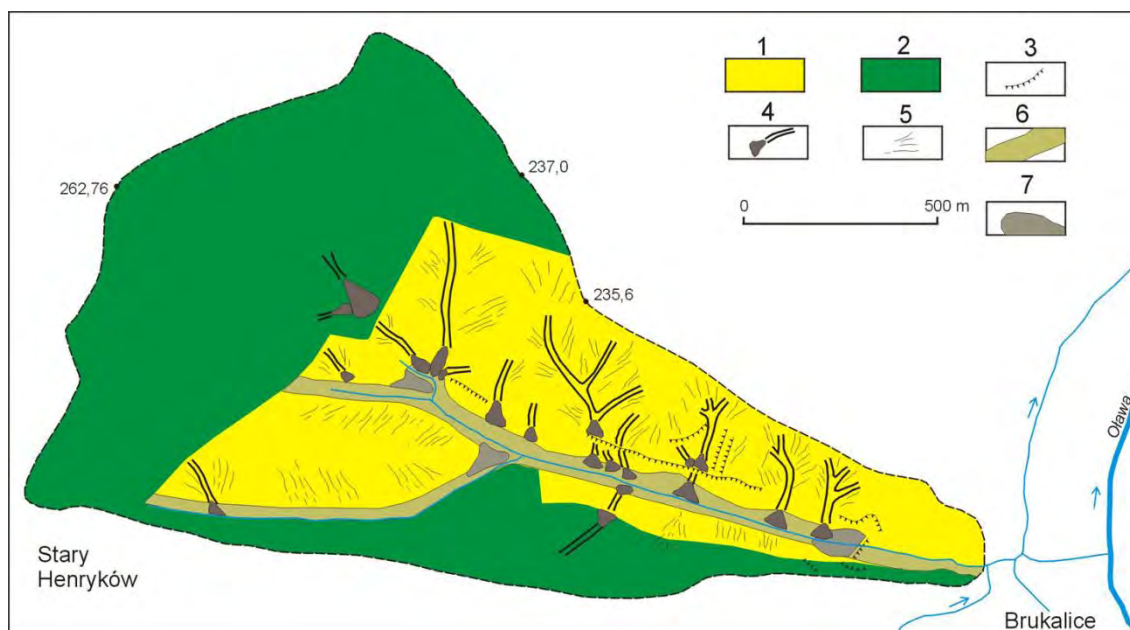
Interesującym zjawiskiem wywołanym przez nasilony spływ stokowy była powódź na blisko 700 m odcinku doliny rzeki głównej. W trakcie omawianego zdarzenia opadowego rzeka Oława nie wystąpiła z koryta, a poziom wody wzrósł jedynie nieznacznie. Zalanie lewej części równiny aluwialnej związane było natomiast z kumulacją wód spływu stokowego ze zboczy doliny i wezbranych wód dopływów bocznych, których nie była w stanie przejąć zaniedbana młynówka, biegnąca wzdłuż podnóża zbocza (ryc. 6.28). Od strony koryta Oławy spiętrzenie wody w dnie doliny spowodował sztucz-

ny wał brzegowy. W rezultacie, gromadząca się na równinie aluwialnej woda, osiągając maksymalną głębokość 0,5 m, odpływała szerokim strumieniem poza korytem. Efekty morfologiczne tej powodzi nie były jednak duże, w kilku miejscach stwierdzono jedynie powstanie krewas w wale młynówki i depozycję pokryw pylasto-ilastych i pylasto-piaszczystych na równinie aluwialnej, dochodzących do 15 cm miąższości.

Większość pól badanych zlewni porośnięta była kukurydzą i burakami cukrowymi, które jeszcze nie wzeszły. Erozja gleb, głównie wskutek splukiwania skoncentrowanego, ze szczególnym nasileniem wystąpiła właśnie na polach o takim pokryciu (ryc. 6.29). Na stokach rozwinęły się systemy żłobin erozyjnych, powstawały również formy erozyjne mniejszej skali: wanny erozyjne, kociołki eworsyjne i lineacja prądowa. Dna suchych dolin denudacyjnych rozcięte zostały natomiast korytami epizodycznymi.



Ryc. 6.28. Powódź w dolinie Oławy w dniu 12 maja 1990 r., związana z kumulacją wód spływu stokowego ze zboczy doliny i wezbranych dopływów bocznych (według: Teisseyre 1994, zmienione). Objaśnienia: 1 – kierunki spływu wód stokowych, 2 – przekroje poprzeczne strug wodnych (linią przerywaną poziomą przed ulewą)



Ryc. 6.29. Skutki geomorfologiczne ulewy w dniu 12 maja 1990 r. na jednym z pól eksperymentalnych (według: Teisseyre 1994). Objasnienia: 1 – pole kukurydzy (w granicach zlewni), 2 – inne uprawy i pastwiska, 3 – terasy rolnicze, 4 – epizodyczne koryta i stożki deluwialne, 5 – główne pola żłobin erozyjnych, 6 – osady deluwialne i aluwialne u podstawy stoku i w dnie doliny, częściowo mikroperypedymenty, 7 – osady deluwialne i aluwialne sztucznych spłaszczeń

Żłobiny erozyjne pojawiały się na wszystkich stokach pozbawionych ochrony roślinnej, nawet w najwyższych partiach stoków o niewielkim nachyleniu, rzędu 2–3°. Wąskie strefy pozbawione form erozji żłobinowej stwierdzano jedynie nad terasami rolnymi, których przebieg był zgodny z poziomiami. Żłobiny osiągały szerokość 0,05–0,6 m i głębokość w granicach 0,02–0,3 m, a długość poszczególnych koryt zmieniała się w zakresie kilku do kilkuset metrów. Parametry morfometryczne żłobin zmieniały się w dół stoku, gdzie zwiększało się stopniowo pole przekroju przepływowego, jak również ich liczba. Przebieg żłobin był prosty, równoległy lub nieregularny z tendencją do anastomozowania. W górnych odcinkach systemów deluwialnych (głównie w nieckach denudacyjnych) żłobiny tworzyły zbieżne promieniste systemy, stanowiąc w ten sposób jedno ze źródeł zasilania koryt epizodycznych w osiach dolin denudacyjnych, gdzie tworzyły się koryta epizodyczne.

Koryta epizodyczne różnią się od żłobin erozyjnych znacznie większym wskaźni-

kiem kształtu koryta, rozumianym jako stosunek szerokości do maksymalnej głębokości ($w \cdot d_{\max}^{-1}$; Teisseyre 1992a). Formy te osiągały długość do kilkuset metrów, a szerokość wahała się w granicach 1,4–12,6 metrów, przy bardzo małych głębokościach, które nie przekraczały 0,3 m (Teisseyre 1994). Ich przebieg był najczęściej równoległy do największego spadku suchej dolinki, jednak rejestrowane były również koryta o lokalnym zasięgu, nawiązujące do przeszkód terenowych (np. teras rolniczych) lub zmienności upraw na stoku.

Materiał wyerodowany ze stoków był deponowany w płaskich dnach dolinnych lub na stokach i u ich podstawy w postaci stożków deluwialnych. Stożki deluwialne należały do największych form depozycyjnych powstałych podczas omawianego epizodu. Ich promienie osiągały wartości 3–80 m, a miąższość zdeponowanych osadów wahała się w granicach 0,01–0,28 m. Objętość zdeponowanego w pojedynczym stożku materiału sięgała maksymalnie 310 m³, przy czym najczęściej formy te gromadziły 5–20 m³

materiału, głównie w postaci piasków glebowych²⁸ (Teisseyre 1990) lub piasków mieszanych. Stożki powstawały u wylotu wszystkich form erozyjnych, żłobin jak i koryt epizodycznych, zarówno w położeniach podstokowych jak i śródstokowych. W drugim przypadku stożki rozwijały się na spłaszczeniach ponad terasami rolnymi, gdzie często łączyły się tworząc mniej regularne pokrywy akumulacyjne.

Znaczna część materiału mineralnego wyniesiona została z badanych zlewni w postaci zawiesiny, o czym świadczą przeprowadzone porównania objętości form akumulacyjnych i erozyjnych w systemach deluwialnych (Teisseyre 1994).

6.6. Ocena zagrożeń i ryzyka

Grawitacyjne ruchy masowe i erozja wodna na stokach są procesami, które często pociągają za sobą wymierne straty materialne i powodują negatywne skutki gospodarcze i społeczne. Skala takich strat, dotkliwość i długotrwałość negatywnych konsekwencji dla ludzi są ściśle powiązane zarówno z samymi cechami zdarzeń wyjątkowych w systemie przyrodniczym (zasięg, częstotliwość, czas trwania), jak i stanem zagospodarowania obszaru, w obrębie którego takie wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze wystąpiły. Uwzględnienie obu tych grup czynników stało się podstawą do rozróżniania zagrożeń i ryzyka, a także rzutuje na przyjmowane strategie działania wobec wyjątkowych zdarzeń naturalnych w środowisku przyrodniczym oraz kierunki zagospodarowania.

Uogólniając w skali całego dorzecza górnej Odry, zagrożenia ze strony ruchów masowych należy ocenić jako niewielkie. Na taką ocenę wpływa bardzo mała częstotliwość zdarzeń geomorfologicznych o więk-

szej efektywności oraz ich lokalny charakter. Spływy gruzowe – najbardziej energetyczny z ruchów masowych dokumentowanych w Sudetach – występują z powtarzalnością kilku-kilkunastu lat, zwykle podczas gwałtownych opadów (oberwań chmury), których godzinne natężenie przekracza 10 mm, poprzedzonych dłuższym okresem z opadami o mniejszym nasileniu. Niemniej ich zasięg geograficzny jest bardzo ograniczony, obejmując praktycznie tylko najwyższe partie Karkonoszy i niektóre fragmenty Wysokiego Jesionika w czeskich Sudetach Wschodnich. Szersze rozprzestrzenienie mają zdarzenia osuwiskowe, notowane w różnych częściach Sudetów, ale tu z kolei ich częstotliwość jest znacznie mniejsza. Ostatnie przypadki powstania nowych osuwisk o powierzchni większej niż 1 ha w polskiej części Sudetów pochodzą z lat 1997–1998. Ruchy masowe typu obrywów notowane były sporadycznie. W ostatnim stuleciu odnotowano tylko kilka epizodów na niewielką skalę w niektórych kotłach polodowcowych Karkonoszy.

Na podstawie analizy miejsc występowania ruchów masowych w okresie historycznym można wyznaczyć obszary najbardziej sprzyjające tej kategorii powierzchniowych procesów morfogenetycznych, a zatem wskazać na strefy potencjalnego zagrożenia. W odniesieniu do spływów gruzowych są to strome zbocza kotłów polodowcowych, a w szczególności rynny korazyjne w ich obrębie, w mniejszym stopniu zbocza głęboko wciętych dolin rzecznych, okryte miąższem (>2 m) płaszczem zwietrzelinowym. W polskich Sudetach rzeźba tego typu jest obecna tylko w Karkonoszach, dlatego też większe spływy gruzowe (>100 m długości) są rejestrowane jedynie w tym masywie. Potencjalnymi miejscami generowania spływów błotno-gruzowych mogą być też niestabilizowane zwałowiska materiału płonego przy dawnych kopalniach i kamieniołomach. Osuwiska – zwłaszcza płytkie osuwiska zwietrzelinowe – mają potencjalnie większy zasięg oddziaływania, a miejscami predysponowanymi do ich występowania są

²⁸ Piaski glebowe – oryginalny termin podany przez Teisseyre'a (1990) określający agregaty zbudowane z drobniejszych frakcji. Pojęcie nie ma zastosowania w naukach gleboznawczych i jest rzadko używane przez innych autorów.

podcięcia zakoli rzecznych, krawędzie teras oraz miejsca antropogenicznego zwiększenia nachylenia stoku (wcięcia drogowe, terasy osadnicze). Strefami naturalnego występowania obrywów i odpadania większych odłamków skalnych są skalne ściany kotłów polodowcowych w Karkonoszach i urwiska Gór Stołowych, a wśród form antropogenicznych – wyrobiska dawnych kamieniołomów i większe skarpy drogowe. Generalnie, zagrożenie ruchami masowymi dotyczy jedynie Sudetów i pojedynczych lokalizacji w obrębie Przedgórza Sudeckiego. Pozostałe obszary południowo-zachodniej Polski można określić jako praktycznie wolne od zagrożeń tego typu.

Jako poważniejsze należy ocenić zagrożenia wynikające z występowania erozji wodnej na stokach, przy czym wynika to głównie z dużej antropopresji w środowisku Sudetów i Przedgórza Sudeckiego. Zmiany użytkowania ziemi, wylesienie znacznych połaci stoków i ich zamiana na obszary uprawne, gospodarka leśna i wprowadzenie licznych nowych dróg odpływu powierzchniowego (drogi, ścieżki, rynny zrywkowe) sprzyjają zarówno powierzchniowej, jak i liniowej erozji wodnej. O dużym znaczeniu tych procesów od przynajmniej kilkuset lat świadczą grube pokrywy utworów stokowych z namycia (deluwialnych) oraz rozbudowane sieci wąwozów, powstających najczęściej przez powiększanie i pogłębianie dróg polnych i leśnych. Zmiany społeczno-gospodarcze w ostatnich kilku dekadach i malejące znaczenie rolnictwa sprawiły, że w wyżej położonych (>500 m n.p.m.) częściach Sudetów problem stał się mniej dotkliwy, ale w partiach niżej położonych i na Przedgórzu Sudeckim, a także na Wale Trzebnickim, erozja wodna nabiera rangi głównego zagrożenia ze strony naturalnych, nie inicjowanych antropogenicznie procesów morfogenetycznych. W przeciwieństwie do ruchów masowych epizody intensywnej erozji na stokach występują corocznie, a obecność trwałych koryt erozyjnych, połączonych z siecią dróg leśnych, skraca czas dobiegu

wód opadowych do stałych koryt i utrwała skoncentrowane, niekorzystne odwadnianie stoków leśnych.

Kompleksowa ocena ryzyka związanego z ruchami masowymi i erozją wodną na stokach nie była dotąd podejmowana w odniesieniu do południowo-zachodniej Polski. W odniesieniu do najczęściej występujących spływów gruzowych jest ono ogólnie bardzo małe, co wynika z ich zasięgu przestrzennego ograniczonego do kotłów polodowcowych i najwyższych odcinków dolin rzecznych w Karkonoszach. Stopień zainwestowania i nasycenia infrastrukturą tych miejsc jest bardzo niski lub wręcz żaden (np. Wielki Kocioł Śnieżny). Elementami infrastruktury narażonymi na zniszczenie i czasowe zamknięcie są głównie szlaki turystyczne (np. szlak prowadzący zboczami Kotła Łomniczki we wrześniu 1994 r.), znacznie rzadziej drogi jezdne. Niewielki spływ gruzowy na północnym stoku Śnieżki w dniu 2 lipca 2009 r., który spowodował kilkudniową blokadę Drogi Jubileuszowej na szczyt, był zdarzeniem w skali Karkonoszy wyjątkowym (Parzóch, Knapik 2009). Część spływów dociera do górnej granicy lasu i powoduje zniszczenia w drzewostanie, ale odbywa się to w strefie ścisłej ochrony Karkonoskiego Parku Narodowego, gdzie nie jest prowadzona regularna gospodarka leśna. Tak więc, za miejsca o najwyższym stopniu ryzyka należy uznać górną część doliny Łomniczki (szlak czerwony), Biały Jar i górną część doliny Złotego Potoku (szlak czarny) oraz Kocioł Małego Stawu (szlak niebieski).

Zdecydowanie wyższy stopień ryzyka jest związany z osuwiskami, o czym można było przekonać się w lipcu 1998 r. w dolinie Bystrzycy Dusznickiej. Osunięcia gruntu spowodowały zakłócenia w ruchu na międzynarodowej drodze z Kłodzka do Kudowy Zdrój, natomiast droga wzdłuż Bystrzycy Dusznickiej z Dusznik Zdrój do Zieleńca pozostawała zamknięta przez kilka miesięcy. Najbardziej narażona na zniszczenie jest infrastruktura drogowa, zwłaszcza w obrębie głęboko wciętych dolin rzecznych, gdzie

podczas budowy i poszerzania dróg dochodzi do znacznych przeobrażeń rzeźby. Ryzyko związane z ruchami masowymi nakłada się zresztą niejednokrotnie na ryzyko wynikające z ekstremalnych zdarzeń w systemie fluwialnym, gdy dochodzi do wzmożonej erozji brzegów i niszczenia konstrukcji oporowych (np. międzynarodowa droga wzdłuż rzeki Kamienniej w Szklarskiej Porębie, zamknięta na kilka miesięcy po zniszczeniach w sierpniu 2006 r.).

Erozja wodna na stokach powoduje wymierne straty w gospodarce leśnej i rolnej. Epizody wydajnego, skoncentrowanego spływu powierzchniowego powodują głębokie rozcięcia dróg leśnych, nawet do 2–3 m (w roku 1997 w Masywie Śnieżnika – Czerwiński, Żurawek 1999), całkowicie wyłączając je z użytkowania. Równie dotkliwe mogą być skutki depozycji na wylocie rozcięć erozyjnych, gdy na drogach powstają szerokie stożki torencjalne, ograniczając przejeżdżalność. Ryzyko wyraźnie rośnie w przypadku dróg leśnych o dużym spadku i źle utrzymanej, nieutwardzonej nawierzchni, a także w sąsiedztwie przepustów o niewystarczającym przekroju poprzecznym dla przyjęcia całej objętości przepływu w strumieniach stokowych. Ryzyko związane ze spłukiwaniem (spływem powierzchniowym) jest generalnie bardzo niskie na stokach zalesionych i zadarnionych, natomiast zdecydowanie rośnie na stokach uprawianych, czasowo pozbawionych ochronnej warstwy roślinności. Jest ono potęgowane niewłaściwymi zabiegami agrotechnicznymi (orka wzdłuż stoku) i niedostosowaniem rodzaju uprawy do nachylenia stoku (uprawa roślin okopowych na stokach o dużym nachyleniu). Ze względu na intensywność gospodarki rolnej

za obszary największego ryzyka w południowo-zachodniej Polsce należy uznać faliasto-pagórkowate obszary Przedgórze Sudeckiego wraz z Płaskowyżem Głubczyckim. W ostatnich kilkudziesięciu latach na tych właśnie obszarach odnotowano najbardziej spektakularne w skutkach epizody wodnej erozji gleb, których tylko część została odpowiednio udokumentowana w literaturze (np. Górecki, Klementowski 1989, Teisseyre 1994).

Przy ocenie zagrożeń i ryzyka związanego z procesami stokowymi w Sudetach nie można jednak pominąć odosobnionych przypadków wystąpienia zdarzeń o skali nie mającej odpowiedników w historii ostatnich kilkuset lat. Do nich należy wielkie jak na warunki sudeckie osuwisko w Bardzie z 1598 r., które poważnie zagroziło egzystencji miejscowości. Podobnych sytuacji morfologicznych – podcinania stromych zboczy skalnych amfiteatrów przez koryta dużych rzek – jest w polskich Sudetach wiele, między innymi wzdłuż Bobru, Bystrzycy, Nisy Kłodzkiej i Bystrzycy Dusznickiej, licznie występują one także w czeskiej części Sudetów. Prawdopodobieństwo aktywacji głębokiego osuwiska skalnego na wypukłym brzegu zakola może być bardzo niskie, ale skutki takiego wydarzenia mogą być dramatyczne. Nierozstrzygnięty pozostaje wreszcie status osuwisk uważanych za reliktowe, które w obfitości występują w Górach Kamiennych, wskazując na szczególne predyspozycje tego pasma do generowania ruchów masowych. Część z tych reliktowych osuwisk jest położona w pobliżu dróg jezdnych i obszarów zabudowanych i ich ożywienie mogłoby spowodować poważne perturbacje i straty materialne.

Literatura:

- August C., Mierzejewski M.P., Cwiągalski J., 2007. Unusual occurrence of smectite within the Karkonosze granite in Biały Jar near Mt. Śnieżka. *Opera Corcontica* 44/1, 61–66.
- Bac S., 1948. Zdobycze pług w Kotlinie Kłodzkiej. *Rocznik Kłodzki*. Kłodzko, 119–136.
- Bieroński J., Chmal H., Czerwiński J., Klementowski J., Traczyk A., 1992. Współczesna denudacja w górskich zlewniach Karkonoszy. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 155, 151–169.
- Cacoń S., Košťák B., Mąkowski K., 2008. Współczesne ruchy masowe Szczelińca Wielkiego. W: A. Witkowski, B. M. Pokryszko, W. Ciężkowski (red.), *Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych*. Wyd. Parku Narodowego Gór Stołowych, Kudowa-Zdrój, 114–127.
- Chomicz K., 1951. Przebieg, rozmieszczenie i częstotliwość deszczów nawalnych w Polsce. *Gospodarka Wodna* 7/8, 262–265.
- Ciężkowski W., Koszela S., 1988. Tremblements de terre locaux dans les Sudetes, SW Pologne, et certaines de leurs consequences. W: P.B. Marinos, G.C. Koukis (red.), *The Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites*. Balkema, Rotterdam, 1285–1289.
- Chmal H., 1979. Przypadek gwałtownego upłynięcia zwału kopalnianego w rejonie Kowar, W: A. Jahn (red.), *Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku*. Wrocław, 129–132.
- Czerwiński J., 1967. Osuwisko w dolinie Łomniczki w Karkonoszach. *Opera Corcontica* 4, 169–175.
- Czerwiński J., 1991. Powódzie w rejonie Karkonoszy od XV w. do czasów współczesnych. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1237, *Prace Instytutu Geograficznego* A6, 85–104.
- Czerwiński J., Żurawek R., 1999. The geomorphological effects of heavy rainfalls and flooding in the polish Sudetes in July 1997. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 33, 27–43.
- Czudek T., 1997. Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. *Sursum*, Tišnov.
- Dubicki A., 1990. Stan obecny oraz prognoza antropogenicznych zmian reżimu hydrologicznego w Sudetach. *Ochrona Środowiska* 40/41, 23–26.
- Dubicki A., Malinowska-Małek J., 1999. Wysokość, natężenie i przestrzenny rozkład opadów atmosferycznych. W: A. Dubicki, H. Słota, J. Zieliński (red.), *Dorzecze Odry. Monografia powodzi*. Lipiec 1997. Wyd. IMGW, Seria: Atlasy i monografie, 23–43.
- Dubicki A., Woźniak Z., 1997. Najważniejsze ekohydrologiczne skutki niezamierzonego eksperymentu naukowego – masowych wylesień w Sudetach Zachodnich. W: J. Sarosiek, J. Štursa (red.), *Geologiczne problemy Karkonoszy. Materiały z sesji naukowej w Przesiece 15-18 X 1997*, Wyd. Aca-rus, Poznań, 209–216.
- Dudziak J., 1974. Obserwacje nad rozwojem rynien stokowych na polanach tatrzańskich. *Czasopismo Geograficzne* 45, 163–171.
- Dumanowski B., 1961. Zagadnienie rozwoju stoku na przykładzie Gór Stołowych. *Czasopismo Geograficzne* 32, 311–324.
- Dunajski A., 1998. Sukcesja roślinności na lawinisku potoku błotno-kamienistego w dolinie Łomniczki w Karkonoszach – stan zaawansowania procesu po trzech latach. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 2090, *Prace Botaniczne* 77, 205–217.
- Dziarski T., 1968. Erozja gleb – na przykładzie skutków jednej ulewy w Ziębicach na Śląsku. *Czasopismo Geograficzne* 39, 283–290.
- Fatyga J., 1979. Szkody erozyjne na gruntach ornych po powodzi w 1977 r. na obszarze górnej części zlewni Bobru. W: A. Jahn, S. Kowaliński (red.), *Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku*. Wrocław, 147–152.
- Fatyga J., 2002. Kształtowanie granic rolno-leśnej i darniowo-polowej w Sudetach w systemie ochrony gleby przed erozją wodną. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 487, 67–77.
- Gorczyca E., 2004. Przekształcanie stoków fliszowych przez ruchy masowe podczas katastrofalnych opadów (dorzecze Łososiny). Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków.
- Górecki A., Klementowski J., 1989. Skutki geomorfologiczne nawalnego deszczu w Księgonicach Wielkich. *Czasopismo Geograficzne* 60, 299–313.
- Grocholski A., 1972. Ślady osuwisk na stokach Lesistej Wielkiej w Górach Kamiennych. *Polskie Towarzystwo Miłośników Nauk o Ziemi, Koło Górnicze w Górcach, Biuletyn Informacyjny* 11, 9–14.
- Jahn A., 1969. Niveo-eoliczne procesy w Sudetach i ich działanie na glebę. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 5, 53–92.
- Jary Z., 1991. Erozja wąwozowa na Wysoczyźnie Głubczyckiej. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1237, *Prace Instytutu Geograficznego* A6, 131–151.

- Jary Z., Kida J., 2002a. Procesy niveo-eoliczne na przedpolu Gór Bardzkich w grudniu 2001 roku. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 487, 87–95.
- Jary Z., Kida J., 2002b. Erozja wąwozowa na obszarach lessowych południowo-zachodniej Polski. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 487, 79–86.
- Józefaciuk A., Józefaciuk C., 1999. Ochrona gruntów przed erozją. Puławy.
- Jeník J. 1973. Zařazení Krkonoř v klasifikačních systémech pohoří. *Opera Corcontica* 10, 93–99.
- Jońca E., 1987. Projektowany rezerwat przyrody nieożywionej Jeleniec w Górach Suchych w Sudetach Środkowych. *Chrońmy Przyrodę Ojczystą* 43 (2), 61–68.
- Kasprzak M., 2006. Erozja wodna na drogach i ścieżkach turystycznych w Karkonoszach. *Przyroda Sudetów* 9, 179–190.
- Katrycz M. 1998. Transport rumowiska wlezonego w zlewni Wilczego Potoku – Karkonosze Wschodnie. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 2061, *Prace Instytutu Geograficznego* A9, 37–58.
- Klementowski J. 1996. Degradacja pokryw stokowych w warunkach antropopresji. Procesy kriogeniczne, spłukiwanie i erozja żłobinowa. W: A. Jahn, S. Kozłowski, M. Pulina (red.), *Masyw Śnieżnika. Zmiany w środowisku przyrodniczym*. Wyd. PAE, 123–142.
- Klementowski J., 1998. Przekształcenie stoków Sudetów Wschodnich podczas powodzi w lecie 1997 roku, W: K. Pękala (red.), *IV Zjazd Geomorfologów Polskich. Główny kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy*. Wyd. UMCS Lublin, 123–128.
- Kotarba A., 1992. Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych. *Prace Geograficzne IGIPZ PAN* 155, 191–208.
- Kotarba A., 1994. Geomorfologiczne skutki katastrofalnych letnich ulew w Tatrach Wysokich. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 27, 21–34.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987. High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains. *Geographical Studies, Special Issue* 3, 1–106.
- Latocha A., 2007. Przemiany środowiska przyrodniczego w Sudetach Wschodnich w warunkach antropopresji. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 3007, *Studia Geograficzne* 80.
- Licznar M., Licznar P., 2002. Erozyność lessów Wzgórz Trzebnickich. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 487, 129–136.
- Malik I., Owczarek P., Migoń P., 2009. Rock fall as a source of sediment in the forested mid-mountain zone in the Kamienne Mts (Sudetes – SW Poland). W: R.J. Kaczka, I. Malik, P. Owczarek, H. Gärtner, I. Heinrich, G. Helle, G. Schleser (red.), *TRACE. Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology 7, Proceedings of the Dendrosymposium 2008, April 27th-30th, 2008 in Zakopane, Poland, Scientific Technical Report STR09/03, Helmholtz-Zentrum Potsdam*, 176–180.
- Margas C., Szymczak H., 1969. Klęski żywiołowe w polskich Karkonoszach i regionie jeleniogórskim (1232-1968). *Wierchy* 38, 77–115.
- Margielewski W., Świąchowicz J., Starkel L., Łajczak A., Pietrzak M., 2008. Współczesna ewolucja Karpat fliszowych. W: L. Starkel, A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, 57–133.
- Mastalerz K., 1986. Skutki ulewnego deszczu i powodzi 6 maja 1984 roku w Księgienicach Wielkich (woj. wrocławskie). *Przegląd Geologiczny* 3, 166–168.
- Maziarz M., Jary Z., Owczarek P., 2008. Rozwój erozji wąwozowej w Masywie Gromnika – Wzgórz Strzelińskie (Przedgórze Sudeckie). W: *Antropopresja w górach i na przedpolu. Zapis zmian w formach terenu i osadach* (w druku).
- Migoń P., 2008a. High-mountain elements in the geomorphology of the Sudetes (Bohemian Massif) and their significance., *Geographia Polonica* 80 (1), 101–116.
- Migoń P., 2008b. Współczesna ewolucja rzeźby Sudetów i ich Przedgórz. W: L. Starkel, A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, 135–163.
- Migoń P., Hradek M., Parzóch K., 2002. Extreme geomorphic events in the Sudetes Mountains and their long-term impact. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 36, 29–49.
- Migoń P., Kasprzak M., Knapik R., 2006. Spływ gruzowy w Wielkim Śnieżnym Kotle w sierpniu 2006 r. *Przyroda Sudetów* 9, 157–168.
- Migoń P., Parzóch K., 2008a. Spływy gruzowe w polskich Karkonoszach – przyczyny, skutki i zagrożenia. *Przegląd Geograficzny* 80, 385–401.

- Migoń P., Parzóch K., 2008b. Geomorfologiczne uwarunkowania przebiegu górnej granicy lasu w Karkonoszach polskich. W: A. Mazur, A. Raj, R. Knapik (red.), Monitoring ekosystemów leśnych w Karkonoskim Parku Narodowym. Wydawnictwo KPN, Jelenia Góra, 29–38.
- Migoń P., Pánek T., Hradecký J., Kasprzak M., Šilhán K., Smolková V., 2008a. Geomorphic and geophysical evidence of deep-seated and flow-like landslides in the Kamienne Mountains (Middle Sudetes, Poland). W: Stav Geomorfologických výzkumů v roce 2008. Geomorfologický sborník 7. Sborník abstraktů, Šlapanice, červen 2008, 35–36.
- Migoń P., Pánek T., Hradecký J., Malik I., Owczarek P., Šilhán K., Smolková V., Remisz J., Kasprzak M., 2008b. Ruchy masowe i współczesna morfodynamika stoków w Górach Suchych (Sudety Środkowe). Przewodnik sesji terenowej. W: A. Traczyk (red.), Geomorfologia Sudetów. Stan badań i perspektywy. I. Polsko-Czeskie Seminarium Geomorfologiczne, Sokołowsko, 16–17 X 2008, Zakład Geomorfologii, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, 97–124.
- Migoń P., Parzóch K., Szymanowski R., 2008c. Współczesne procesy geomorfologiczne w ekotonie górnej granicy lasu w Karkonoszach polskich. W: A. Mazur, A. Raj, R. Knapik (red.), Monitoring ekosystemów leśnych w Karkonoskim Parku Narodowym. Wydawnictwo KPN, Jelenia Góra, 39–55.
- Myslík V., Pošmourný K., 1997. Sesuvná území v Malé Úpě v Krkonoších. Opera Corcontica 34, 25–33.
- Oberc J., 1957. Rejon Gór Bardzkich. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Parzóch K., 1995. Wstępne uwagi nad rozwojem erozji pokryw stokowych w Karkonoszach. W: J. Sarosiek (red.), Geoekologiczne problemy Karkonoszy. Materiały z sesji naukowej w Borowicach 13–15 X 1994, Wyd. Acarus, Poznań, 21–23.
- Parzóch K., 1998a. Rynny erozyjne na stokach Karkonoszy. W: J. Sarosiek, J. Štursa (red.), Geoekologiczne problemy Karkonoszy. Materiały z sesji naukowej w Przesiece 15–18 X 1997, Wyd. Acarus, Poznań, 89–91.
- Parzóch K., 1998b. Przyczyny i skutki współczesnej erozji rynnowej w Karkonoszach. W: K. Pękala (red.), IV Zjazd Geomorfologów Polskich. Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy. Wyd. UMCS Lublin, 143–145.
- Parzóch K., 2001. Współczesne procesy geomorfologiczne w Karkonoszach w warunkach antropopresji. Praca doktorska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- Parzóch K., 2002. Procesy erozyjne na stokach wylesionych w Karkonoszach. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych 487, 239–247.
- Parzóch K., Dunajski A., 2002. Katastrofalne ruchy masowe w Karkonoskim Parku Narodowym związane z nadmiernymi opadami. W: Z. Denisiuk (red.), Strategia zachowania różnorodności biologicznej i krajobrazowej obszarów przyrodniczo cennych dotkniętych klęską powodzi. Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków, 155–165.
- Parzóch K., Katrycz M., 2002. Współczesne procesy geomorfologiczne i antropopresja w górskim środowisku Karkonoszy. Przyroda Sudetów Zachodnich 1 (Suplement), 23–36.
- Parzóch K., Sobczyk A., 2004. Denudacja w małej zlewni górskiej strumienia stokowego w Karkonoszach. W: A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – funkcjonowanie, rewitalizacja i ochrona. Uniwersytet Śląski, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, Polskie Towarzystwo Geograficzne – Oddz. Katowicki, Sosnowiec, 181–184.
- Parzóch K., Migoń P., Szymanowski R., Gąsiorek M., 2007. Spływy gruzowe w północnej części Karkonoszy. Opera Corcontica. 44/1, 81–88.
- Parzóch K., Knapik R., 2009. Debris flow on the NW slope of Mt. Śnieżka, triggered by heavy rainfall on July 2009. W: R. Knapik, J. Andriele (red.), 7th International Conference Geoecological Problems of the Karkonosze Mts., Szklarska Poręba, 21–23 IX 2009, Book of Abstracts, s. 126.
- Pilous V., 1973. Strukturní mury v Krkonoších – I. část. Opera Corcontica 10, 15–69.
- Pilous V., 1975. Strukturní mury v Krkonoších – II. část. Opera Corcontica 12, 7–50.
- Pilous V., 1977. Strukturní mury v Krkonoších – III. část. Opera Corcontica 14, 7–94.
- Poprawa D., Rączkowski W., 2003. Osuwiska Karpat. Przegląd Geologiczny 51, 685–692.
- Pulinowa M.Z., 1972. Procesy osuwiskowe w środowisku sztucznym i naturalnym. Dokumentacja Geograficzna IG PAN 4, 1–112.
- Pulinowa M. Z., 1989. Rzeźba Gór Stołowych. Prace Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach.
- Pulinowa M.Z., Mazur R., 1971. Stare osuwisko we wsi Grzmiąca w Sudetach. Wszechświat 7/8, 200–202.
- Rączkowski W., 1958. Zagadnienie denudacji na obszarze pól uprawnych. Czasopismo Geograficzne 29, 355–371.

- Raj A., 1995. Niektóre problemy ochrony ekosystemów leśnych Karkonoskiego Parku Narodowego na przestrzeni ostatnich kilkunastu lat. W: J. Sarosiek (red.), *Geoekologiczne problemy Karkonoszy. Materiały z sesji naukowej w Borowicach 13-15 X 1994*, Wyd. Acarus, Poznań, 95–100.
- Raj A., Zientarski J., 2008. Monitoring ekosystemów leśnych w Karkonoskim Parku Narodowym. W: A. Mazur, A. Raj, R. Knapik (red.), *Monitoring ekosystemów leśnych w Karkonoskim Parku Narodowym*. Wydawnictwo KPN, Jelenia Góra, 9–16.
- Ranoszek W., 1995. Osuwisko w Potoczku. Pielgrzymy. Informator krajoznawczy. Oficyna Wydawnicza SKPS, Wrocław, 68–71.
- Ranoszek W., 1998. Morfologia progów tektonicznych obramowujących Rów Górnej Nysy. *Acta Universitatis Wratislaviensis 2061, Prace Instytutu Geograficznego A9*, 23–35.
- Solarska A., Parzóch K., 2008. Antropogeniczne zmiany rzeźby Wzgórz Strzebińskich. W: *Antropopresja w górach i na przedpolu. Zapis zmian w formach terenu i osadach (w druku)*.
- Synowiec G., 2003a. Formy osuwiskowe w Górach Kamiennych. *Przegląd Geologiczny 51*, 59–65.
- Synowiec G., 2005. Formy i procesy osuwiskowe w Górach Kamiennych. Praca doktorska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- Stopa M., 1965. Podział Polski na regiony burzowe. *Przegląd Geograficzny 37 (4)*, 659–668.
- Šilhavý I., 1991. Vyvoj eroze na uzemi Krkonošského národního parku v letech 1986–1989 v souvislosti s těžbou dřeva. *Opera Corcontica 28*, 17–46.
- Szymanowski R., 2004. Spływy gruzowo-błotne w Kotle Łomniczki. *Przyroda Sudetów Zachodnich 7*, 223–232.
- Szymański S., Zientarski J., 1993. Hodowla lasów górskich w warunkach stresu środowiskowego na przykładzie Karkonoskiego Parku Narodowego. W: J. Tomaszewski, J. Sarosiek, S. Szymański (red.), *Geoekologiczne problemy Karkonoszy. Materiały z sesji naukowej w Karpaczu 11–13 X 1991*, Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego, 307–313.
- Teisseyre A.K., 1990. Soil sand: Its origin, transportation and part played in the construction of mud-supported floodplains in a humid, temperate climate. *Geologia Sudetica 24*, 285–292.
- Teisseyre A.K., 1992a. Ekstremalny spływ jednostkowy jako przejaw retencji stokowej. *Acta Universitatis Wratislaviensis 1374. Prace Geologiczno-Mineralogiczne 28*, 81–93.
- Teisseyre A.K., 1992b. Epizodyczne koryta a rozwój suchych dolin w krajobrazie rolniczym. *Acta Universitatis Wratislaviensis 1399. Prace Geologiczno-Mineralogiczne 31*, 1–67.
- Teisseyre A.K., 1994. Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku. *Acta Universitatis Wratislaviensis 1399, Prace Geologiczno-Mineralogiczne 43*, 1–188.
- Tomaszewski J., 1995. Zróżnicowanie warunków kształtowania się odpływu z terenów górskich Karkonoszy. W: J. Sarosiek (red.), *Geoekologiczne problemy Karkonoszy. Materiały z sesji naukowej w Borowicach 13-15 X 1994*, Wyd. Acarus, Poznań, 29–32.
- Traczyk A., 2006. Wpływ działalności człowieka na akumulację stokową w okolicach Lubawki w Górach Kruczych (Sudety). W: A. Latocha, A. Traczyk (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. Metody badań i studia przypadków*. Gajt s.c., Wrocław, 84–95.
- Tuła B., 1998. Ruchy masowe w Przełomie Bardzkim. Praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- Walczak W., 1968. *Sudety. Dolny Śląsk 1*. PWN, Warszawa.
- Zachar D., 1970. *Erózia pôdy*. Vydavateľstvo Slovenskej Akadémie Vied, Bratislava.
- Żurawek R., 1998. Geomorfologiczne skutki katastrofalnych opadów deszczu i powodzi w lipcu 1997 r. w dorzeczu Wilczki (Sudety Wschodnie). W: K. Pękała (red.), *IV Zjazd Geomorfologów Polskich. Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy*. Wyd. UMCS Lublin, 229–233.
- Żurawek R., 1999. Zmiany erozyjne w dolinach rzek Sudetów Kłodzkich wywołane powodzią w lipcu 1997 r. oraz w lipcu 1998 r. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich 45*, 43–62.

7. Wahania zwierciadła wód podziemnych jako odzwierciedlenie ekstremalnych sytuacji pogodowych

Robert Tarka, Stanisław Staśko

7.1. Ogólne tendencje obserwacyjne w latach 1985–2005

Zagrożenia zjawiskami ekstremalnymi (powodzią i suszą) w dolnośląskiej części dorzecza Odry mają odmienne uwarunkowania przyrodnicze w części górskiej, podgórskiej i nizinnej. Obszar ten jest w skali kraju specyficzny. Ze względu na wielkość przychodu wód atmosferycznych największa część odpływu generowana jest na obszarach sudeckich, w lewobrzeżnej części dorzecza Odry.

Stan środowiska występowania wód powierzchniowych i podziemnych został dobrze rozpoznany dzięki opracowaniom map geologicznych, hydrologicznych i hydrogeologicznych oraz pomiarom hydrologicznym i meteorologicznym, zarówno niemieckim prowadzonym od 1883, jak i polskim od 1954 r. (np. Malinowski 1976, Kleczkowski 1990, Paczyński 1995, Rast i in. 2000, Paczyński, Sadurski 2007).

W pracy scharakteryzowano zmiany zasobowe wód odzwierciedlające się w anomalnych stanach zwierciadła wód podziemnych w okresach nawalnych opadów, powodziowych i okresach suszy. Szczegółową analizę i dyskusję przeprowadzono dla zjawisk suszy hydrogeologicznej w Sudetach. W mniejszym stopniu opisano zmiany składu chemicznego. Zagadnienie to jest bardzo złożone i wymaga osobnych studiów. Opis i wydzielenie anomalnych zmian stanów zwierciadła wód podziemnych potrzebuje poprzedzenia opisem naturalnych wahań zwierciadła wód podziemnych.

Susza hydrologiczna jest definiowana jako okres, w którym przepływy utrzymują się poniżej określonego stanu granicznego, za który przyjmuje się wartość SNQ, czyli przepływ średni niski z minimów rocznych dla wieloleci. Znacznie trudniejsze jest określenie pojęcia suszy hydrogeologicznej, co wiąże się między innymi z wielopoziomowością zbiorników wód podziemnych. Często susze mogą obejmować płytkie poziomy wodonośne powiązane z wodami powierzchniowymi, a w tym samym czasie nie zaznaczać się w głębszych poziomach. Stąd też istotne jest wyznaczenie stanu granicznego i czynnika przyrodniczego, mając na względzie aspekt pozyskiwania wody. Rozważając dwie studnie założone w tej samej warstwie wodonośnej, ale o różnej głębokości, obserwuje się często obniżenie zwierciadła wód podziemnych aż do zaniku w jednej z nich. Można uznać to za objaw suszy. W tym samym czasie w drugiej wody jest pod dostatkiem. Należy pamiętać, iż na wydajność studni, oprócz stanu zwierciadła wody, wpływa szereg lokalnych uwarunkowań hydrogeologicznych. Z tego też względu przy analizowaniu suszy hydrogeologicznej zasadnym wydaje się określenie stanu granicznego, od którego możemy mówić o suszy hydrogeologicznej. Kordalski i in. (2007) określają wskaźnik zagrożenia suszą gruntową – utożsamiany z niżówką wód gruntowych (niżówką gruntową) – wyłącznie dla poziomu wodonośnego o zwierciadle swobodnym (poziomu wód gruntowych), według wzoru:

$$k_n = 1 - \frac{G}{SNG_w}$$

gdzie: G [m] – stan aktualny, określany jako głębokość położenia zwierciadła wody, SNG_w [m] – średni niski stan (zwierciadła) wody z okresu wielolecia, określany jako średni z minimalnych rocznych stanów wód podziemnych NGR w okresie wielolecia, obliczany przez zsumowanie minimalnych rocznych stanów wód podziemnych NGR i podzielenie ich sumy przez liczbę stanów minimalnych wziętą do obliczeń (lub liczbę lat wielolecia). Na podstawie tak zdefiniowanego wskaźnika wydziela się okresy: braku zagrożenia suszą (niżówką) gruntową, zagrożenia pojawienia się niżówki, wystąpienia płytkiej niżówki i wystąpienia głębokiej niżówki.

Dla określenia wartości granicznej suszy hydrogeologicznej zdecydowano się wykorzystać dane dotyczące stanów średnich niskich (SNG) dla wód podziemnych i średnich wydajności (SNQ) dla źródeł. Drugim ważnym zagadnieniem jest czas trwania suszy. Utrzymujące się przez dłuższy czas zjawisko suszy atmosferycznej może wywołać suszę hydrologiczną, której efektem jest niżówka hydrologiczna, w czasie której zwierciadło wód powierzchniowych spada poniżej poziomu przyjmowanego za graniczny dla utrzymania ekosystemów rzecznych, oraz obniżenie poziomów wód podziemnych zasilających rzeki w tym okresie. Susze atmosferyczna i glebowa mogą być zahamowane i złagodzone niewielkimi opadami, natomiast susza hydrologiczna, a tym bardziej hydrogeologiczna, trwa na ogół długo, nawet kilka sezonów, gdyż odbudowa zasobów wodnych wymaga obfitych i długotrwałych opadów deszczu, a przede wszystkim śniegu (Sasim, Mierkiewicz 2005). Z tego też względu trudno jest utożsamiać pojedyncze położenia zwierciadła wody poniżej stanu granicznego z okresami suszy.

Typowe wahania zwierciadła wód podziemnych w warunkach przeciętnych odzwierciedlają wpływ czynników natural-

nych, głównie zasilania z infiltracji opadów atmosferycznych i topnienia pokryw śniegowych oraz antropogenicznych związane z eksploatacją, melioracją i odwodnieniem obiektów górniczych. Uśredniony wykres amplitud rocznych dla szerokości geograficznych Polski wykazuje dwa minima i dwa maksima roczne (Konoplancew, Siemionow 1990). Stany minimalne stwierdza się na przełomie marca i kwietnia oraz w październiku, podczas gdy najwyższe położenie lustra wody obserwuje się w czerwcu i w grudniu. Na zmienność roczną nakładają się amplitudy wieloletnie. Amplitudy naturalnych wahań zwierciadła wód podziemnych są zależne od pojemności skał zbiornikowych i wykazują niskie wahania dla zbiorników zasobnych (np. systemy porowe, gdzie zmiany dochodzą do 2 m) i wysokie (rzędu 5–15 m, np. dla słabo zasobnych zbiorników szczelinowych i krasowych). Duże znaczenie ma również położenie punktu pomiarowego w polu hydrodynamicznym. W obszarach zasilania zmiany są znacznie wyższe (2–10 m) niż w obszarach przepływu i drenażu (1–2 m).

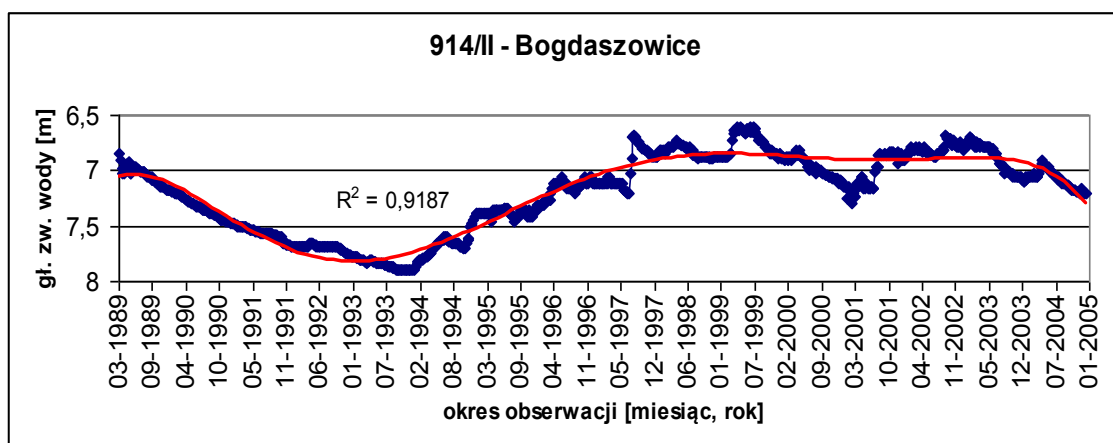
Szeroką analizę zmian położenia zwierciadła wód podziemnych w dorzeczu Odry przedstawiono m.in. pod kątem wpływu eksploatacji dużych ujęć w roku 2005 (Staśko i in., 2005). Zespoły naukowe Uniwersytetu Wrocławskiego, Państwowego Instytutu Geologicznego Oddział Dolnośląski i Przedsiębiorstwa Geologicznego Proxima przeanalizowały bogaty materiał z obserwacji stacjonarnych PIG oraz dane z eksploatacji ujęć wód podziemnych.

Jak wynika z danych pochodzących z sieci stacjonarnych obserwacji wód podziemnych (SSOWP), prowadzonej przez Państwowy Instytut Geologiczny na obszarze Polski od 1974 r., w zasięgu Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej we Wrocławiu (według stanu na 2004 rok) znajduje się łącznie 86 punktów. Wyniki obserwacji publikowane są w *Rocznikach hydrogeologicznych* i *Kwartalniku Państwowej Służby Hydrogeologicznej* (Baza SOH..., Kazimierski 2007).

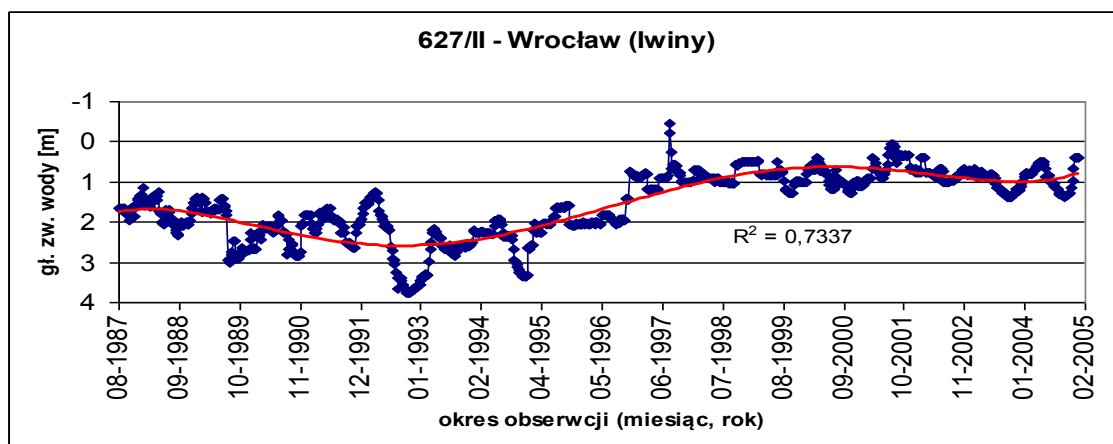
Poniżej przedstawiono typowe zmiany dla wybranych punktów z obszaru Niziny Śląskiej (3 punkty) i z obszaru Sudetów – punkt w Długopolu (ryc. 7.1–7.4). Typowe zachowania się stanów wód podziemnych najlepiej ilustrują wahania w długich okresach (1985–2005). Na wykresach zaprezentowano przykładowe zmiany dla poziomów wodonośnych czwartorzędu w Bogdaszowicach oraz dla głębszych poziomów na przykładzie punktów obserwacyjnych Wrocław Iwiny i Długopole Zdrój (wodonośne osady kredy). Na wykresach wrysowano również linie trendu zmian wieloletnich.

W okresie 1985–2005 obserwowano stany ekstremalnie niskie w latach 1991–1993, wcześniej stwierdzone w Długopolu i Grodkowie (rok 1991), później na przedpolu Sudetów w Bogdaszowicach (1993). Jest to opóźniona reakcja systemów wodnych na głębokie niżówki z lat 1986–1992. Na tle wieloletnich zmian położenia zwierciadła wód podziemnych wyraźnie zaznaczają się wahania roczne.

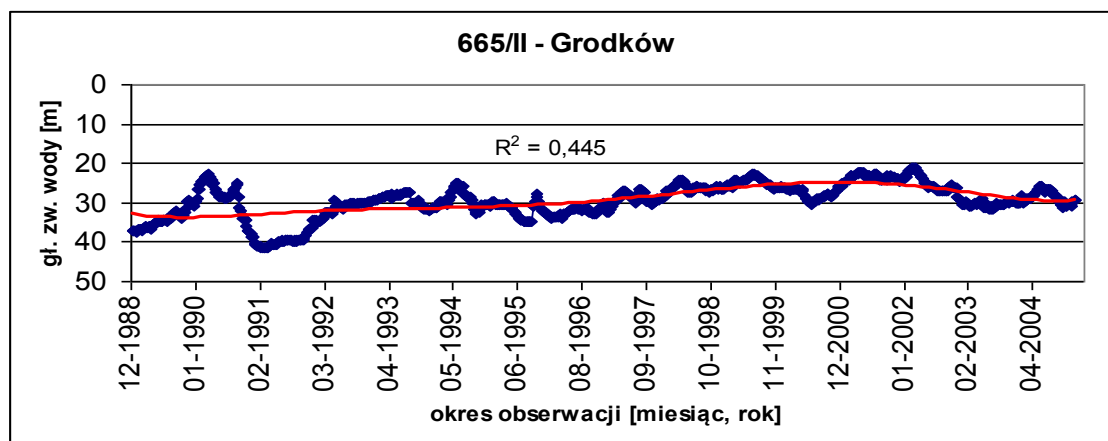
Amplitudy wahań dla analizowanego okresu wynoszą od 1,3 m w zasobnych wodonośnych utworach czwartorzędu (Bogdaszowice) do 7,8 m w Długopolu i ponad 20,4 m w Grodkowie. Ta ostatnia wartość



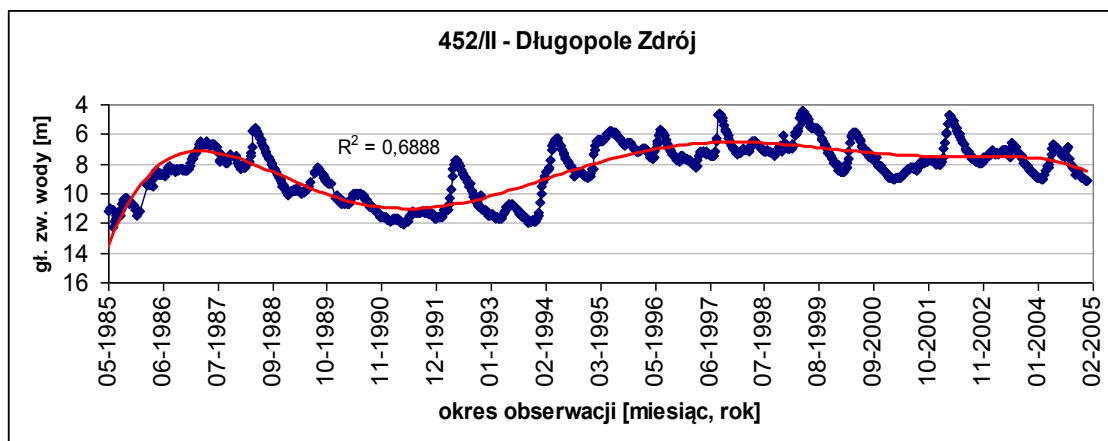
Ryc. 7.1. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w punkcie obserwacyjnym Bogdaszowice (poziom wodonośny w osadach czwartorzędu) według danych PSH (Staśko i in. 2005)



Ryc. 7.2. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w punkcie obserwacyjnym Wrocław Iwiny (poziom wodonośny w osadach trzeciorzędowych) według danych PSH (Staśko i in. 2005)



Ryc. 7.3. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w punkcie obserwacyjnym Grodków (poziom wodonośny w osadach trzeciorzędowych) według danych PSH (Staśko i in. 2005)



Ryc. 7.4. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w punkcie obserwacyjnym Długopole Zdrój (poziom wodonośny w osadach kredy) według danych PSH (Staśko i in. 2005)

jest charakterystyczna dla punktu położonego w strefie zasilania osadów trzeciorzędowych. Pomimo różnych skal na osi głębokości do zwierciadła wód podziemnych na wszystkich wykresach widoczna jest tendencja wzrostowa stanów zwierciadła w latach 1993–2002 (2003).

Ekstremalnie wysokie opady atmosferyczne z lipca 1997 zaznaczają się wyraźnie szybkim i wyraźnym podniesieniem zwierciadła wód podziemnych w Bogdaszowicach i w Iwinach, gdzie nastąpił nawet samowypływ z otworu obserwacyjnego. Natomiast w Grodkowie i Długopolu zmiany te są mniej wyraźne. Po krótkim okresie podniesienia się zwierciadła i przejściu fali powodziowej, już w grudniu zwierciadła te znaj-

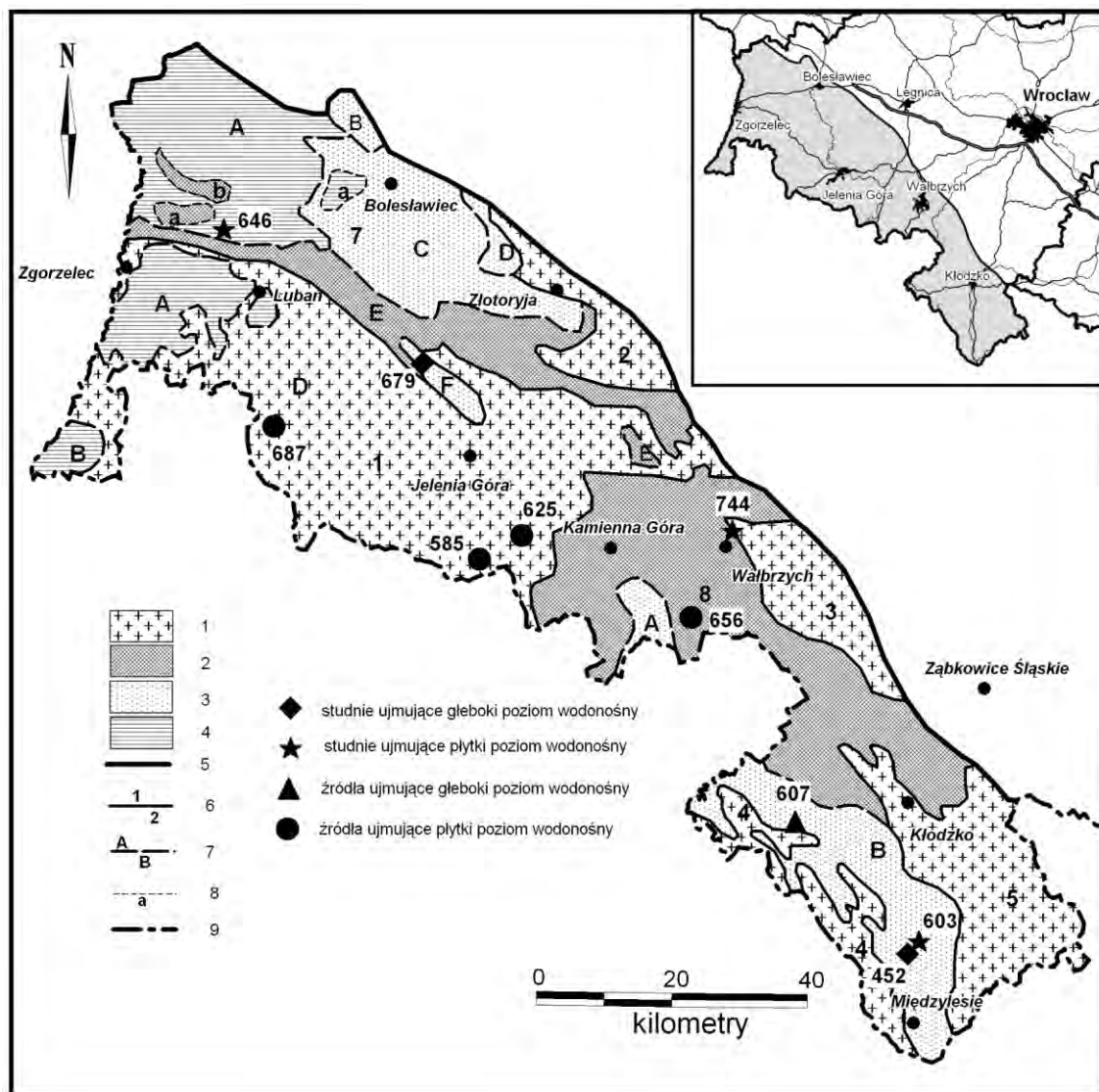
dują się w strefie stanów średnich dla tych okresów i znajdują się na krzywej wzrostowej. Od roku 2001–2002 trwa tendencja spadkowa zwierciadła wód podziemnych.

7.2. Materiał badawczy dla określenia suszy hydrogeologicznej w Sudetach

Materiał podstawowy do analiz szczegółowych stanowiły dane dotyczące wód podziemnych pochodzące z bazy danych SOH (System Obserwacji Hydrogeologicznych, PIG). Do charakterystyki suszy hydrogeologicznej wybrano reprezentatywne

punkty z obszaru Sudetów. Są to punkty 452, 603, 607, 625, 646, 656, 679, 585, 687, 744 będące źródłami oraz studniami wierconymi, które miały najdłuższe ciągi danych zaczynające się od połowy lat 80-tych i kończące się w 2007 r. (tab. 7.1, ryc. 7.5). Zmienność położenia zwierciadła wód podziemnych

i wydajności źródeł zestawiono z warunkami meteorologicznymi. Wykorzystano dane i materiały IMGW, dotyczące rocznych i sezonowych opadów atmosferycznych z lat 1951–2007 ze stacji Kłodzko i Jelenia Góra oraz rocznych temperatur powietrza ze stacji w Kłodzku z lat 1966–2006.



Ryc. 7.5. Mapa analizowanych punktów na tle jednostek hydrogeologicznych obszaru sudeckiego. Według: Malinowski 1991. Objaśnienia: Obszary występowania wód w: 1 – utworach krystalicznych prekambriu i paleozoiku, 2 – osadowych utworach dewonu górnego, karbonu i permu oraz wulkanicznych karbonu i permu, 3 – osadowych utworach kredy i triasu, 4 – utworach trzeciorzędu, 5 – granica regionu sudeckiego, granice: 6 – subregionów, 7 – rejonów, 8 – stref, 9 – granica państwa

Tab. 7.1. Charakterystyka punktów badawczych wybranych do analizy zmian położenia zwierciadła wody i wydajności źródeł. Objasnienia skrótów: Cr₃ – kreda górna, Tr – trzeciorzęd, P₁ – perm dolny, Pt – proterozoik, C₁ – Karbon dolny, pc – piaskowce, me – margle, g – gnejsy, ż – żwiry, tt+tf – tufy, ł – łupki, ze – zlepienie

L.p	Numer punktu w bazie SOH	Miejscowość	Głębokość otworu [m]	Stratygrafia	Litologia	Poziom wodonośny [m p.p.t.]		Zw. ustalone [m p.p.t.]	Rok rozpoczęcia obserwacji
						od	do		
1	452	Długopole Dolne	277	Cr ₃	pc	168	>277	5,65	1985
2	603	Wilkanów	23,2	Cr ₃	pc	7,5	>23,2	1,5	1986
3	646	Gierałtów – Wykroty	55	Tr	ż	22	41	14,2	1988
4	744	Szczawno-Zdrój	55,1	C ₁	ze	6	>50,1	6,0	1998
5	679	Łupki	500	Cr ₃ +Tr	pc	194	444	4,8	1989
6	607	Szczytna Śl.	źródło	Cr ₃	me	–	–		1987
7	625	Kowary – Wojków	źródło	C ₃	g	–	–		1987
8	656	Kowalowa	źródło	P ₁	tt+tf	–	–		1988
8	585	Karpacz	źródło	Cr ₃	g	–	–		1989
10	687	Czerniawa	źródło	Pt	ł	–	–		1989

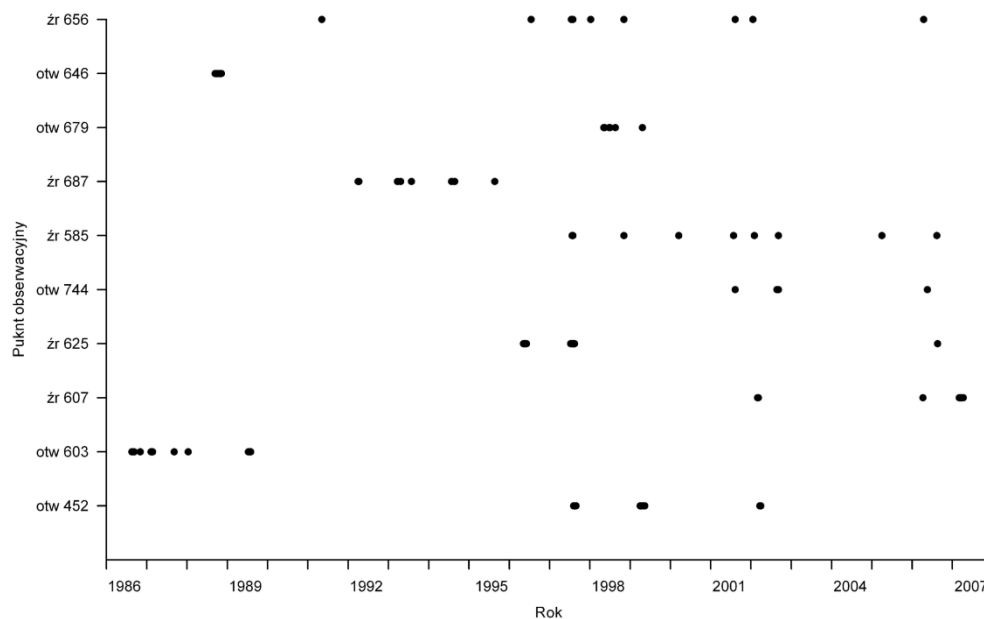
7.3. Stany ekstremalne wysokie

W XX w. powódzie notowano w latach 1902/1903, 1940, 1958, 1965, 1970, 1977, 1981, 1985 i 1997 (Dubicki i in. 1999, Kasprzak, w tym tomie). Szczególnie groźne, wielkoobszarowe powódzie wystąpiły w okresie powojennym w latach 1977 i 1997. W roku 1977 powódź wystąpiła w największym natężeniu w zachodniej części Dolnego Śląska, przede wszystkim w dorzeczu Bobru i Kaczawy.

Dostępność ciągłych danych hydrologicznych a przede wszystkim hydrogeologicznych sprawia, że powódź z 1997 r. może być obiektem szczegółowych analiz hydrogeologicznych. Analizując stany ekstremalnie wysokie wzięto pod uwagę maksymalne stany położenia zwierciadła wody lub wydajności źródła występujące z prawdopodobieństwem <1%. Daty wystąpienia tych sta-

nów w ciągach obserwacyjnych zestawiono na ryc. 7.6. Poza punktem 687, generalny obraz pokazuje, że maksymalne stany lub wydajności są związane z latami 1987, 1989, 1997, 1999, 2001/2002 i 2006/2007, czyli towarzyszą latom o opadach powyżej wartości średniej.

Daty wystąpienia i wartości trzech najwyższych stanów i wydajności dla każdego punktu zestawiono w tab. 7.2. Analizując rok 1997 i związaną z nim wielkoobszarową powódź, należy zwrócić uwagę, że w tym roku maksymalnie wysoki stan położenia zwierciadła wód podziemnych zaobserwowano tylko w jednym punkcie i to dopiero 18 sierpnia, a więc prawie półtora miesiąca po ekstremalnie wysokich opadach z początku lipca. Natomiast w przypadku źródeł maksymalne wydajności w lipcu 1997 zaobserwowano w trzech z pięciu analizowanych punktów. Wpływ ekstremalnych opadów atmosferycznych z roku 1997 na



Ryc. 7.6. Dni z maksymalnie wysokimi położeniami zwierciadła wody lub wydajności źródła

Tab. 7.2. Maksymalne wysokie położenia zwierciadła wody i wydajności źródeł oraz prędkości wzrostu zwierciadła i wydajności

Punkt	Głębokość do zwierciadła		Prędkość wzrostu zwierciadła	
	Data	[m]	Data	[cm·d ⁻¹]
452	12-04-1999	4,42	04-08-1997	-0,25
	26-04-1999	4,54	23-11-1998	-0,16
	18-08-1997	4,56	05-03-2007	-0,15
603	18-08-1986	1,2	01-05-2006	-0,12
	16-02-1987	1,2	14-09-1998	-0,10
	10-07-1989	1,2	24-01-2000	-0,09
	24-07-1989	1,2	11-04-2005	-0,09
646	05-09-1988	13,9	12-10-1992	-0,07
	12-09-1988	13,99	02-08-1993	-0,06
	19-09-1988	14	16-07-1990	-0,05
	26-09-1988	14		
679	04-05-1998	3,84	05-11-2007	-0,11
	29-06-1998	3,88	20-06-1994	-0,06
	22-06-1998	3,9	19-03-2007	-0,04
744	02-09-2002	2,14	07-08-2006	-0,36
	14-08-2006	2,59	23-07-2001	-0,27
	19-08-2002	2,66	19-08-2002	-0,23

Punkt	Wydajność źródła		Prędkość wzrostu wydajności	
	Data	[l·s ⁻¹]	Data	[l·s ⁻¹]
585	21-07-1997	3	21-07-1997	0,39
	07-08-2006	0,69	07-08-2006	0,10
	02-11-1998	0,6	02-11-1998	0,07
607	19-03-2007	16,36	02-04-2007	0,19
	26-03-2007	16,36	09-04-2007	0,16
	26-02-2007	15	11-03-2002	0,14
	05-03-2007	15		
	12-03-2007	15		
	02-04-2007	15		
625	21-07-1997	7,2	21-07-1997	0,88
	28-07-1997	3,67	07-07-1997	0,34
	07-07-1997	2,77	07-08-2006	0,11
656	06-08-2001	60	15-07-1996	4,03
	14-07-1997	45	14-07-1997	3,08
	15-07-1996	30	14-01-2002	3,07
	28-07-1997	30		
	05-01-1998	30		
687	21-08-1995	36	21-08-1995	3,92
	30-03-1992	18	04-07-1994	1,90
	26-07-1993	18	22-03-1993	1,77

stan wód podziemnych formacji krystalicznych Sudetów, na podstawie szczegółowych badań w masywie Śnieżnika, wykazał trzykrotny wzrost wielkości odpływu podziemnego (Staśko, Tarka 2002). Pokazuje to, że źródła szybko reagują na znaczne zasilanie, nawet obejmujące krótki okres. Znaczący wzrost wydajności jest obserwowany zarówno w źródłach płytkiego, jak i głębszego krążenia. W tym drugim przypadku wzrostu wydajności nie należy bezpośrednio wiązać z zasilaniem w tym czasie głębszych poziomów wodonośnych, ale z dopływem do źródła wód z płytszego systemu krążenia. Świadczą o tym analizy krzywych regresji (Tarka 2006).

W przypadku otworów obserwacyjnych maksymalnie wysokie położenia zwier-

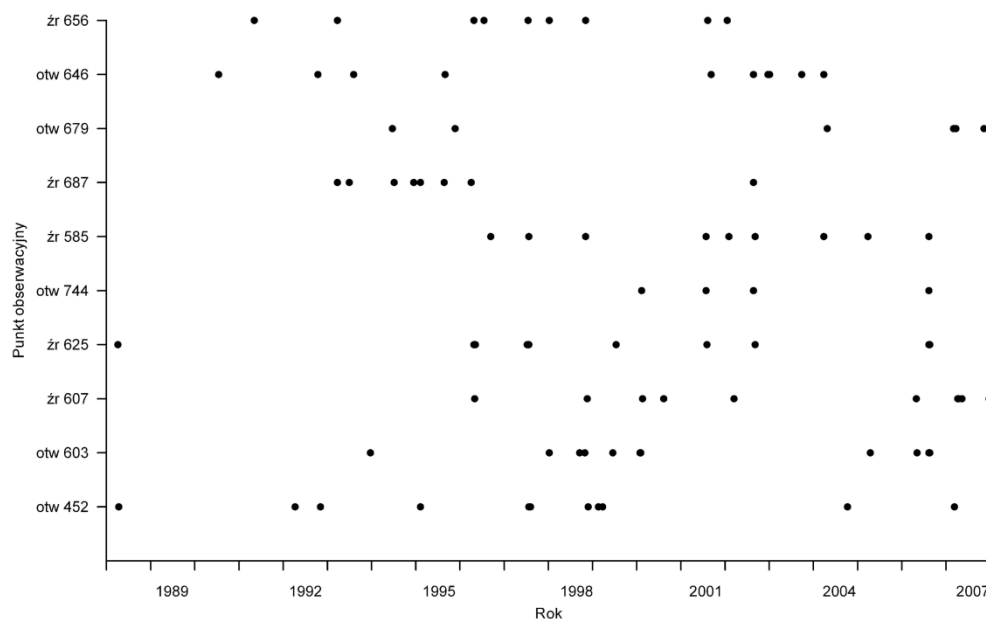
ciadła wody są powiązane z okresami opadów atmosferycznych w wysokości powyżej wartości średniej występujących przez co najmniej dwa lata oraz z korzystnymi warunkami zasilania występującymi bezpośrednio przed wystąpieniem stanów maksymalnych.

Analiza stanów ekstremalnie wysokich rozszerzona została o analizę prędkości wzrostu zwierciadła wody i wydajności źródeł. Na ryc. 7.7 zestawiono daty maksymalnego wzrostu stanu położenia zwierciadła wody lub wydajności źródła występujące z prawdopodobieństwem <1%, a w drugiej części tab. 7.2 zawarto daty najszybszych wzrostów. W przypadku położenia zwierciadła wody najszybsze wzrosty wynoszą od 7–12 do nawet 36 cm na dobę. Przedstawione wartości są wartościami średnimi z okresów

tygodniowych czyli z okresów w jakich prowadzono obserwacje. W przypadku źródeł maksymalne wzrosty wydajności wynoszą od prawie $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ do ponad $4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ na dobę.

Interesujące jest, że w aż trzech punktach (646, 679 i 603) maksymalne wzrosty nie towarzyszą maksymalnym stanom wód podziemnych. Wszystkie te trzy punkty

związane są z otworami obserwacyjnymi, a wzrosty maksymalne zwierciadła towarzyszyły przeciętnym położeniom zwierciadła wody. Maksymalne prędkości wzrostu wydajności szczególnie dobrze korelują z maksymalnymi wydajnościami źródeł szczególnie tych płytkiego krążenia.



Ryc. 7.7. Dni z maksymalnymi prędkościami wzrostu położenia zwierciadła wody lub wydajności źródła

7.4. Niżówka hydrogeologiczna

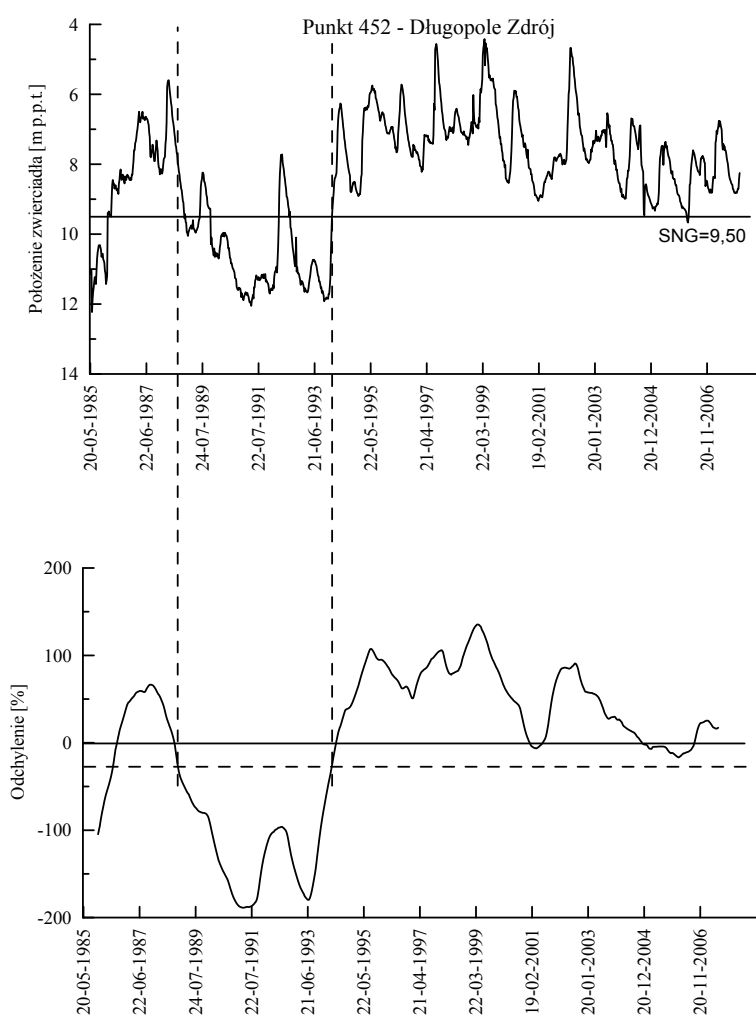
Stany hydrologiczne niżówkowe obserwowano w XX wieku kilkakrotnie. Najbardziej rozległa niżówka letnio-jesienna w roku 1992 (Fal i in. 2000) była widoczna w dopływach górnej i środkowej Odry. Długość trwania stanów niskich dochodziła do 185 dni na Małej Panwi. Czas trwania niżówek dla większości dopływów Odry zawiera się w przedziale od 32 do 61 dni (Dubicki 2002). Niskie zasilanie opadowe i niskie stany wód powierzchniowych odzwierciedlały się w obniżaniu zasobów wód gruntowych i podziemnych. Niskie stany obserwowano w zlewni Nysy Kłodzkiej, Oławy, Ślęzy, Bystrzycy, Kaczawy, Bobru i Baryczy.

W analizie zmian położenia zwierciadła wody oraz wydajności źródeł i określaniu okresów znaczącego obniżenia zwierciadła wód podziemnych i wydajności źródeł oparto się na średniej ruchomej. Przyjmując, że susza hydrogeologiczna jest procesem długotrwałym, przy analizie zmienności położenia zwierciadła wody należy wyeliminować wahania okresowe (sezonowe). Eliminacji tej można dokonać za pomocą średniej ruchomej, gdzie ilość wyrazów na podstawie których oblicza się średnią równą jest długości cyklu zmian okresowych. Z tego też względu obliczana średnia dla każdego punktu obejmowała pomiary z półrocza poprzedzającego, jak i następującego po dniu, dla którego prowadzono analizę. Następnie obliczono odchylenia otrzymanych średnich ruchomych od wartości średniej dla całego okresu anali-

zy. Ponieważ średnia ruchoma eliminuje odchylenie przypadkowe, to porównanie takie umożliwia analizę nieprzypadkowych zmian w szeregu czasowym. Dodatkowo, aby porównać otrzymane odchylenia pomiędzy różnymi punktami obserwacyjnymi, podzielono je przez wartość standardowego odchylenia. Otrzymane wielkości odchyłeń w stosunku do standardowego odchylenia wyrażono w procentach.

Opierając się na otrzymanych wynikach, za niżówkę hydrogeologiczną przyjęto okresy, gdy położenie zwierciadła jest poniżej wartości SNG, a wydajności źródła poniżej SNQ. Natomiast za suszę hydrogeolo-

giczną przyjęto okres, kiedy ujemne odchylenia wartości średniej ruchomej od średniej z całego okresu obserwacji są większe niż 25% standardowego odchylenia. Przyjęcie odchylenia na poziomie 25% koresponduje z okresami, gdy zwierciadło wód podziemnych zalega poniżej wartości SNG, a wydajności źródeł są poniżej SNQ. Zmienność położenia zwierciadła wody oraz wydajności źródeł przedstawiono na ryc. 7.8–7.11. Zauważa się odmienny przebieg zjawiska obniżania położenia zwierciadła wody i wydajności źródeł dla płytkich i głębokich poziomów wodonośnych.

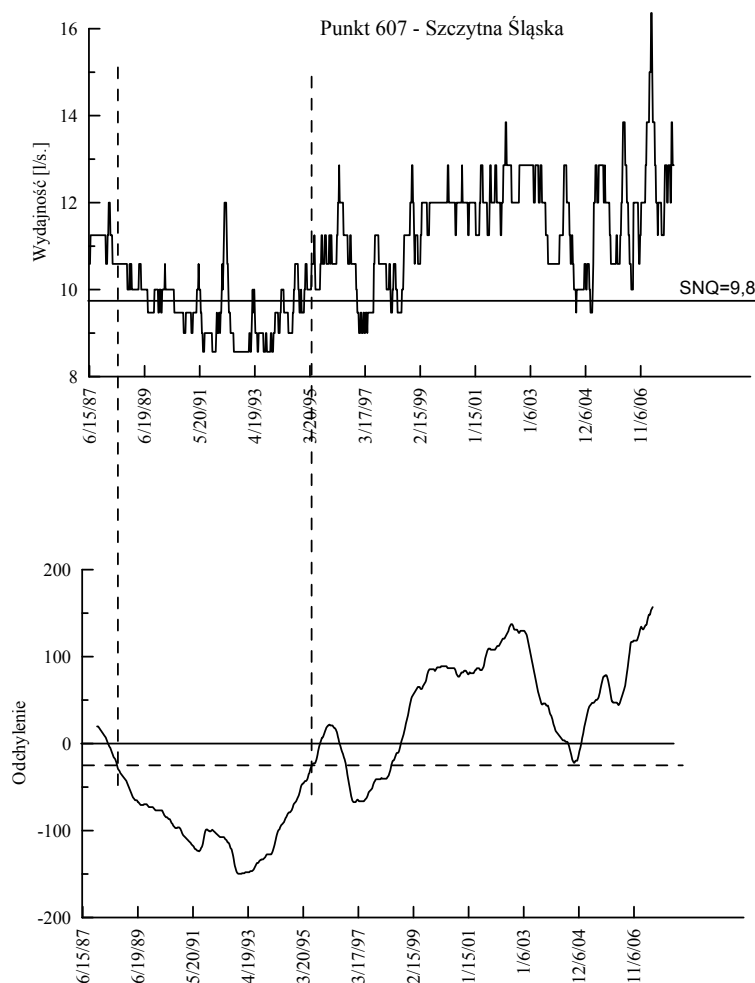


Ryc. 7.8. Zmiany położenia zwierciadła wody i odchylenia od wartości średniej w punkcie obserwacyjnym Długopole Zdrój

W płytkich poziomach wodonośnych zaobserwowano od połowy lat 80-tych XX w. trzy okresy suszy na obszarze Sudetów, w latach 1989–1994, 1999–2000, 2003–2005, podczas gdy w głębszych poziomach wodonośnych wyraźnie odzwierciedla się tylko susza obejmująca lata 1989–1994. Różny jest też przebieg susz. W głębokich poziomach wodonośnych przy długotrwałym niedoborze opadów atmosferycznych dochodzi do trwałego obniżenia zwierciadła wód podziemnych (poniżej wartości SNG) lub wydajności źródeł (poniżej SNQ). Susze te notowano przez długie okresy, np. przez 2,5 roku w Długopolu w latach 1989–1992 i w Szczytnej w latach 1992–1994 (ryc. 7.8 i 7.9). W płytkich poziomach wodonośnych okresy niżówkowe nie są ciągłe i towarzyszą im okresy wzrostu zwierciadła wody i wy-

dajności źródeł, stąd takie przypadki nie kwalifikują się jako okresy suszy hydrogeologicznej. Suszą w przypadku płytkich poziomów wodonośnych określa się okres, w którym zwierciadło wielokrotnie i systematycznie obniża się poniżej wartości SNG, a wydajności źródeł spadają poniżej SNQ.

Susze z początku lat 90-tych XX w. i początku XXI w. są następstwem niskich opadów w tamtych okresach i zasilania horyzontów wodonośnych. Na przełomie lat 80-tych i 90-tych opady poniżej średniej utrzymywały się przez 3 lata, co stwierdzono np. na posterunku w Jeleniej Górze, a nawet przez 4 lata na posterunku w Kłodzku. W efekcie wystąpiło znaczne obniżenie zwierciadła wód podziemnych zarówno w płytkich jak i głębokich poziomach wodonośnych. Nieznacznie wyższe od średniej

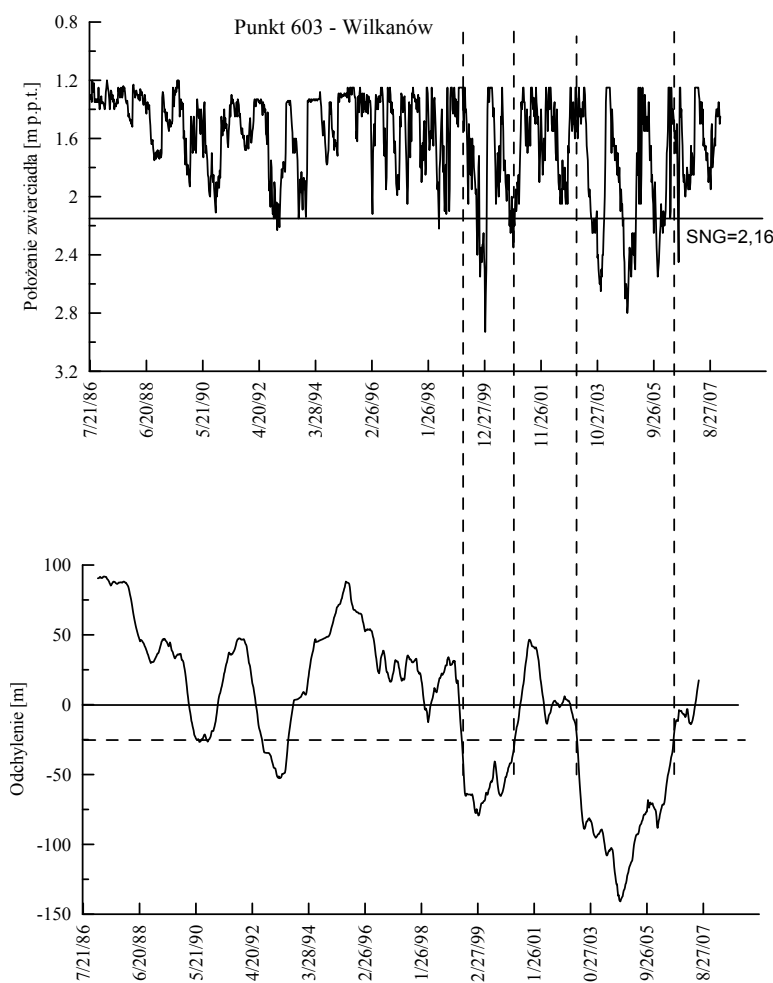


Ryc. 7.9. Zmiany wydajności źródła i odchylenia od wartości średniej – źródło w Szczytnej Śląskiej

opady w 1992 r. poprawiły stosunki wodne w płytkich poziomach wodonośnych natomiast w głębszych poziomach wodonośnych reakcja była nieznaczna i kolejny suchy rok 1993 pogłębił jeszcze tę suszę. W punkcie 607 (Szczytna, ryc. 7.9) zakończyła się ona dopiero w 1995 r. (opady w latach 1994 i 1995 powyżej średniej). Odmienny jest przebieg stanów wód w punkcie 603 (Wilkanów), reprezentującym płytki poziom wodonośny. Susza hydrogeologiczna nie zaznaczyła się wyraźnie, a tylko pojedyncze pomiary osiągnęły stan niżówkowy (ryc. 7.10). Natomiast susza z lat 2003–2005 jest tutaj wyraźna i była następstwem bardzo niskich opadów w latach 2003–2004. Objęła ona swoim zasięgiem jednak tylko płytkie poziomy wodonośne i zakończyła po wysokich

opadach w latach 2005–2006. Obniżone opady w tych latach odbiły się tylko nieznacznie w głębszych poziomach wodonośnych – stany niżówkowe pojawiły się tylko sporadycznie (pojedyncze dni). Sugeruje to, że do wywołania suszy w głębszych poziomach wodonośnych na obszarze Sudetów niezbędne jest utrzymywanie się opadów poniżej średniej rocznej z wielolecia przez co najmniej 3 lata. Stąd też przyjęty przez autorów okres uśredniania przy analizie opadów.

Z kolei susza lat 1999–2000 była suszą stosunkowo płytką i zaowocowała nieznacznym przekroczeniem 10% odchylenia wartości średniej ruchomej od średniej z wielolecia. Wystąpiła ona w okresie, gdy opady atmosferyczne były na poziomie średnim (rok 1999) lub nawet go przekraczały



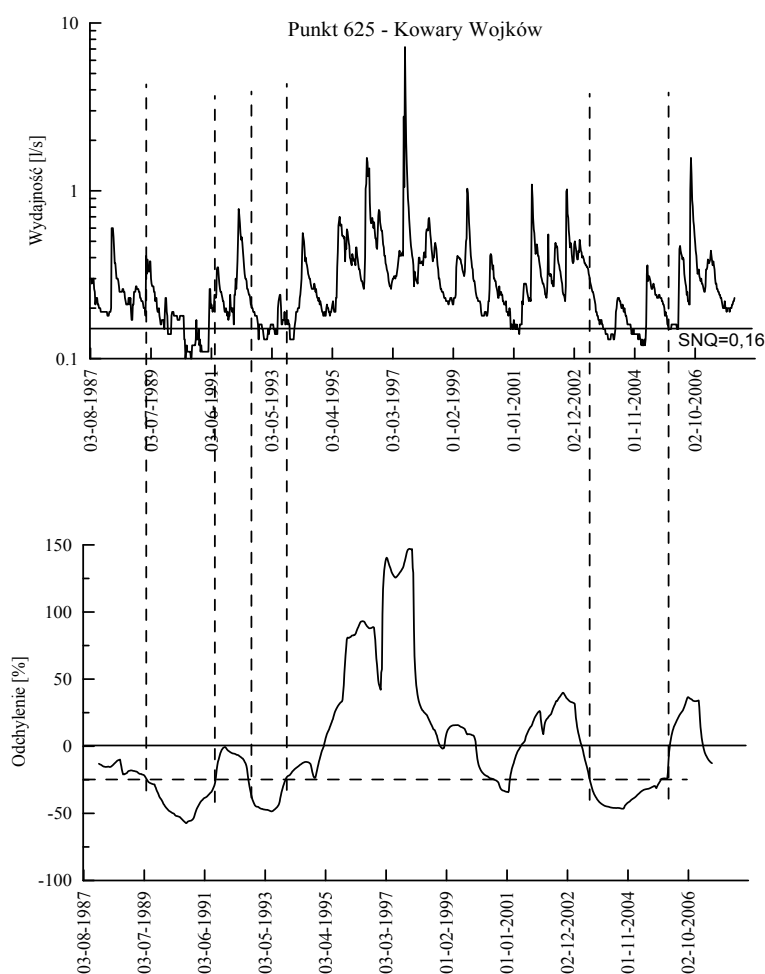
Ryc. 7.10. Zmiany położenia zwierciadła wody i odchylenia od wartości średniej dla studni w Wilkanowie

(rok 2000). Zaznaczała się tylko w płytkich poziomach wodonośnych i była następstwem niedoboru opadów w okresie letnim oraz bardzo wysokimi temperaturami powietrza – rok 2000 był najcieplejszym w wieloleciu 1966–2006, a średnia roczna temperatura powietrza przekroczyła o $1,5^{\circ}\text{C}$ wartość średnią z wielolecia.

Zestawienie procentowego udziału stanów i przepływów poniżej wartości średniej z minimów rocznych wykazuje, że w przypadku studni lub źródeł drenujących płytki poziom wodonośny udział ten wynosi 7–13%. Dla głębszych poziomów wodonośnych liczba stanów poniżej SNG lub wydajności źródeł poniżej SNQ zwiększa się do ponad 20% (22,3–24,4). Wyjątkiem jest tu studnia 646 (Gierałtów) ujmująca płytki poziom wodonośny, z ponad 30% udziałem

stanów poniżej średnich niskich. Czas trwania suszy hydrogeologicznej notowanej w głębszych poziomach wodonośnych jest znacznie dłuższy od niżówek hydrologicznych i wynosi od 180 do ponad 840 dni, podczas gdy w płytkich poziomach nie przekracza 90–120 dni.

Rozkład czasowy i przestrzenny stanów niskich (niżówek) w zlewni Nysy Kłodzkiej analizują m.in. Jakubowski i Tokarczyk (2008), wykazując ich ścisły związek z wodami podziemnymi i czas trwania od 10–180 dni oraz dwuwymiarowy rozkład log normalny. Najbardziej trafnie czas reakcji zwierciadła wód podziemnych na zmiany zachodzące na powierzchni terenu oddaje Jokiel (2008), pisząc o reakcji odpływu podziemnego opóźnionego o kilka lat.



Ryc. 7.11. Zmiany wydajności źródła i odchylenia od wartości średniej – źródło w Kowarach Wojkowie

7.5. Podsumowanie i wnioski

Na podstawie wieloletnich ciągów obserwacji (lata 1985–2007) stwierdza się na tle rocznych wahań tendencje długookresowe zmian stanów i zasobów wód podziemnych. Maksymalne stany zwierciadła wód podziemnych lub wydajności źródeł związane były z latami 1987, 1989, 1997, 1999, 2001/2002 i 2006, czyli towarzyszyły one okresom o opadach powyżej wartości średniej. Krótkotrwale ekstremalne warunki opadowe odzwierciedlają się w ekstremalnie wysokich wydajnościach źródeł. Maksymalne wysokie położenia zwierciadła wód podziemnych są związane z okresami opadów atmosferycznych powyżej wartości średniej, występujących przez co najmniej dwa lata oraz z korzystnymi warunkami zasilania występującymi bezpośrednio przed wystąpieniem stanów maksymalnych. Maksymalne prędkości wzrostu wydajności szczególnie dobrze korelują się z maksymalnymi wydajnościami źródeł, szczególnie dla płytkich wód gruntowych. Natomiast maksymalne wzrosty położenia zwierciadła wód podziemnych najczęściej związane są z okresami przeciętnego ich położenia.

Największe zmiany w stanach wód podziemnych miały miejsce w na początku lat 90-tych XX w. i obserwowano je jako obniżenie stanów wód podziemnych, zarówno w płytkich jak i głębokich poziomach. Zaznaczyło się ono w wodach wgłębnych, niekiedy z 2–3 letnim opóźnieniem. W drugiej połowie lat 90-tych negatywne zmiany w dynamice wód podziemnych zostały prawie całkowicie zredukowane, a stany wód odbudowały się.

Ekstremalnie niskie stany określane jako niżówki hydrogeologiczne stwierdzono w latach 1992–1994 w głębszych zasobnych poziomach wodonośnych. W poziomach płytkich stwierdzono ponadto rozległą suszę w latach 2003–2005. Okresy suszy hydrogeologicznej w płytkich poziomach wodonośnych objawiają się głównie latem lub zimą, z częstotliwością 7–13%, podczas gdy w głębszych poziomach trwają od 1 roku do 2,5 lat i występowały w ostatnim 20-leciu z częstotliwością ponad 20%.

W latach 2004–2005 obserwowano objawy suszy hydrogeologicznej w płytkich poziomach wodonośnych. Zmiany te nie wpływają jednak znacząco na zasoby dyspozycyjne wód podziemnych. W Sudetach, gdzie powszechnie występują wysokie wartości zasilania infiltracyjnego, stan ilościowy wód podziemnych w zlewniach bilansowych jest zrównoważony. Susza atmosferyczna z roku 1989 zaznaczyła się suszą hydrogeologiczną w latach 1992–1994, trwającą nawet do 840 dni. W wodach płytszych poziomów dominują wahania sezonowe, skraca się również reakcja zwierciadła na opad atmosferyczny. Przeciętne susze trwają 60–120 dni i występują głównie w okresach zimowych.

Badania wykazują, że najbardziej zagrożone zjawiskami ekstremalnymi są płytkie wody gruntowe, które spełniają jednocześnie kryterium użytkowości. Prognozowane zmiany zalegania zwierciadła mają jednak ograniczony charakter i sięgają maksymalnie 1–2 m. Lokalnie w strefach szczytowych wysychają płytkie studnie lub źródła okresowe. Z tego powodu nie powinny być istotnie zagrożone zasoby dyspozycyjne wód podziemnych w obrębie użytkowych poziomów wodonośnych.

Literatura:

- Baza danych SOH. Dane Państwowego Instytutu Geologicznego (Państwowej Służby Hydrogeologicznej) dotyczące obserwacji stacjonarnych SOH. PiG, Warszawa.
- Dubicki A. (red.), 2002. Zasoby wodne w dorzeczu górnej i środkowej Odry w warunkach suszy. Wyd. IMGW, Warszawa.
- Dubicki A., Słota H., Zieliński J., 1999. Dorzecze Odry. Monografia powodzi lipiec 1997. Seria Atlasy i Monografie, IMGW, Warszawa.
- Fal B., Bogdanowicz E., Czernuszenko W., Dobrzyńska I., Koczyńska A., 2000. Przepływy charakterystyczne głównych rzek Polski w latach 1951–1995. Wyd. IMGW, Warszawa.
- Jakubowski W., Tokarczyk T., 2008. Czasowa zmienność intensywności niszów w zlewni Nysy Kłodzkiej. W: Meteorologia hydrologia ochrona środowiska kierunki badań i problemy. IMGW, Warszawa, s. 234–243.
- Jokiel P., 2008. Przepływy ekstremalne wybranych rzek środkowej Polski w latach 1951–2000. W: Jokiel P. (red.), Zjawiska ekstremalne i zdarzenia nadzwyczajne w środkowej Polsce. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 99–128.
- Kazimierski B. (red.), 2007. Kwartalny Biuletyn Informacyjny Państwowej Służby Hydrogeologicznej. PiG, Warszawa.
- Konoplancew A.A., Siemionow S.M., 1990. Prognozowanie i kartograficzne odwzorowanie reżimu wód gruntowych. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Kordalski Z., Lidzbarski M., Pasierowska B., 2007. Wyznaczenie obszarów zagrożonych suszą na obszarze dorzecza Wisły. Region wodny dolnej Wisły. Materiały Archiwalne PiG, Oddział Geologii Morza, Gdańsk.
- Kleczkowski A.S. (red.), 1990. Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wymagających szczególnej ochrony. Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej. Akademii Górniczo-Hutniczej. Kraków.
- Malinowski J. (red.), 1976. Atlas Zasobów Zwykłych Wód Podziemnych i ich Wykorzystania w Polsce. PiG, Warszawa.
- Malinowski J. (red.), 1991. Budowa geologiczna Polski 7. Hydrogeologia. PiG Warszawa.
- Paczyński B. (red.), 1995. Atlas Hydrogeologiczny Polski. PiG, Warszawa.
- Paczyński B., Sadurski A. (red.), 2007. Hydrogeologia regionalna Polski 1, Wody słodkie. PiG Warszawa.
- Rast G., Obrdlik P., Nieznański P., 2000. Atlas zalewowych obszarów Odry. WWF, Kraft-Druck, Ettlingen.
- Rocznik Hydrologiczny Państwowej Służby Hydrogeologicznej. Rok hydrologiczny 2004. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa 2005.
- Sasim M., Mierkiewicz M., 2005. Susza w 2003 roku. Gazeta Obserwatora IMGW 1, Warszawa.
- Staśko S., Tarka R., 2002. Zasilanie i drenaż wód podziemnych w obszarach górskich na podstawie badań w masywie Śnieżnika. Prace Geologiczno-Mineralogiczne, Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 1–86.
- Staśko S., Chudy K., Gurwin J., Olichwer T., Tarka R., Wąsik M., Michniewicz M., Wojtkowiak A., Sobol L., Kiełaczawa J., Nowacki F., Śliwka R., Firlić G., Tyrański M., Wyszowska I., 2005. Charakterystyka zmian położenia zwierciadła wód podziemnych w regionie wodnym środkowej Odry. RZGW Wrocław.
- Tarka R., 2006. Hydrogeologiczna charakterystyka utworów kredy w polskiej części Sudetów. Acta Universitatis Wratislaviensis 2884, Hydrogeologia, Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.

8. Prognoza wezbrań na rzekach południowo-zachodniej Polski w świetle modelowania empirycznego

Tomasz Niedzielski

8.1. Wstęp

Prognozowanie wezbrań należy do problemów hydrologicznych, które nie są jeszcze w pełni rozwiązane. Duża różnorodność uwarunkowań hydrologicznych, meteorologicznych, czy geomorfologicznych odpowiadających różnym zlewniom sprawia, że trudno jest konstruować modele uniwersalne, umożliwiające skuteczne prognozowanie wezbrań. Istnieje wiele modeli hydrologicznych, których celem jest modelowanie relacji między opadem a odpływem oraz prognozowanie przebiegu hydrogramu. Główny podział modeli nawiązuje do dwóch sposobów ich konstrukcji, wśród których wyróżnia się modele oparte na fizycznych podstawach procesów hydrologicznych oraz modele empiryczne oparte tylko na przetwarzaniu danych (Beven 2001). Modele hydrologiczne scharakteryzowane są przez Ozgę-Zielińską i Brzezińskiego (1997) oraz Soczyńską i in. (1997).

Modele fizyczne pozwalają na obliczenie prognozy zmiennej hydrologicznej, takiej jak na przykład przepływ czy rzędna poziomu wody, na podstawie opisu procesów fizycznych odpowiedzialnych za fluktuacje badanej zmiennej. Opis taki odbywa się za pomocą metod uwzględniających prawa fizyczne i często polega na stosowaniu skomplikowanych równań różniczkowych. Zastosowanie takiego podejścia do prognozowania procesów hydrologicznych, a w szczególności wezbrań, wymaga jednak przetwarzania bardzo dużej liczby informacji i danych. Jest to często zadaniem złożonym z uwagi na

trudności w zebraniu wiarygodnych parametrów równań oraz ograniczenia w mocy obliczeniowej komputerów. Metody oparte na podstawach fizycznych są zwykle stosowane dla relatywnie małych zlewni, co uwarunkowane jest nierzadko długim czasem potrzebnym na wyznaczanie dokładnych prognoz tymi technikami. Dzięki swojej złożoności metody bazujące na podstawach fizycznych pozwalają na skuteczne prognozowanie relacji między opadem a odpływem. W przypadku hydrologicznej sieci pomiarowej, której przestrzenny rozkład nie zapewnia znacznej gęstości punktów obserwacyjnych, zastosowanie modeli opartych o prawa fizyczne jest utrudnione. Wynika to z niedostatecznej ilości danych wejściowych, które są niezbędne do prawidłowej konstrukcji i testowania modeli.

Alternatywą dla wyżej wymienionych technik prognozowania jest modelowanie empiryczne, które nie uwzględnia teoretycznych, fizycznych podstaw procesów odpowiadających za przebieg zjawisk hydrologicznych. Podejście empiryczne polega na zastosowaniu technik analizy danych, które przetwarzają sygnał wejściowy za pomocą algorytmów opartych na statystyce, teorii szeregów czasowych, sztucznej inteligencji czy eksploracji danych. Celem podejścia empirycznego jest optymalne wpasowanie modelu do danych i wyznaczenie z jego zastosowaniem prognozy. Modelowanie empiryczne polega na zasadzie tzw. „czarnej skrzynki”, za pomocą której określa się zestaw algorytmów znajdujących się między danymi wejściowymi a wyjściowymi. Ze-

staw ten działa na ogół jako automat i ma na celu wstępną obróbkę szeregów czasowych, ich analizę, modelowanie i prognozowanie. Zaletą tych technik jest znaczna prostota działania oraz duża szybkość wyznaczania prognoz. Umożliwia to stosowanie metod empirycznych dla dużych obszarów.

Najszerszą klasę metod empirycznych stanowią techniki statystyczne, których celem jest rozpoznanie zarówno deterministycznych, jak i stochastycznych składowych sygnału. Sygnał deterministyczny w danych hydrologicznych odpowiada składowym sezonowym i trendom. Wyrazy sezonowe modeluje się zwykle funkcjami harmonicznymi, podając częstości kołowe, natomiast przebieg trendów ma charakter wielomianowy. Składowe sezonowe wiążą się z okresowością zjawisk hydrologicznych, która z kolei nawiązuje do klimatu. Oscylacja roczna natężenia przepływu wody w rzece jest często najbardziej energetyczna (Franks i in. 2005), jednak znane są też sezonowości kilkuletnie nawiązujące do długookresowych oscylacji klimatycznych (Labat 2006, Sen 2009) lub nawet kilkusetletnie oraz tzw. quasi-sezonowości o okresach około 200 lat (Huggett 1997). Trendy wiekowe przepływu mogą mieć charakter liniowy bądź nieliniowy oraz statyczny bądź dynamiczny (McCuen 2003). Składowe stochastyczne opisują losową zmienność w czasie zjawisk hydrologicznych. W tych składowych zapisane są przebiegi wezbrań i niżówek. Z uwagi na to, że są to zjawiska nieregularne, co wynika z losowości pola opadu, nie można ich opisać w sposób deterministyczny, co implikuje potrzebę zastosowania podejścia stochastycznego. Modele stochastyczne dopasowuje się do tzw. reszt, czyli szeregów czasowych powstałych przez usunięcie sygnału deterministycznego z danych wejściowych. Reszty zawierają informację o odchyleniach od modelu deterministycznego, a zatem zawierają zapis wezbrań i niżówek. Modele dla reszt opierają się na teorii procesów stochastycznych, które mogą mieć bardzo różną strukturę. Stosuje się liniowe i nieliniowe

oraz jedno- i wielowymiarowe procesy stochastyczne (Fan, Yao 2005).

W niniejszej pracy przedstawiono możliwości wykorzystania wybranych metod statystycznych do prognozowania przepływu na różnych posterunkach hydrologicznych. Dla celów prognostycznych zastosowano metody szeregów czasowych (Bennett 1979, Brockwell, Davis 1991, 1996, Fan, Yao 2005, Reinsel 1997). Reszty wyznaczone przez różnicowanie były prognozowane z zastosowaniem jedno- i wielowymiarowych procesów autoregresji (MAR – *Multivariate Autoregressive*). Jednowymiarowe szeregi czasowe są często stosowanymi metodami prognozowania zmiennych hydrologicznych (Toth i in. 2000, Elek, Markus 2004). Charakteryzują się one dużymi możliwościami stochastycznego modelowania zmienności danych w czasie, jednak nie uwzględniają związków badanej zmiennej z innymi. W hydrologii istnieje duża liczba zależności o charakterze przestrzenno-czasowym oraz zależności między różnymi zmiennymi hydrometeorologicznymi. Ich uwzględnienie w analizie hydrologicznych szeregów czasowych wymaga zastosowania technik wielowymiarowych (Ledolter 1978, Maier, Dandy 2000, Porporato, Ridolfi 2001).

Procesy MAR (Bennett 1979, Lardies 1996, Reinsel 1997) pozwalają na modelowanie danych wektorowych zależnych w czasie. Do rozwoju teoretycznych podstaw metod autoregresji wielowymiarowej przyczynili się znacząco Neumaier i Schneider (2001), którzy zaproponowali krokową metodą estymacji macierzy autoregresji. Omawiane techniki mają zastosowanie w różnych dziedzinach, m.in. w inżynierii, ekonomii, naukach o Ziemi i fizyce (Reinsel 1997). W hydrologii były stosowane przez Ledoltera (1978), natomiast do prognozowania stanów wody na posterunkach hydrologicznych na Odrze przez Niedzielskiego i Czystołowskiego (2005). 32-wymiarowy model MAR uwzględniający zarówno przestrzenne zależności między wartościami przepływu na róż-

nych posterunkach, jak i korelacje przepływu z innymi zmiennymi hydrometeorologicznymi został użyty przez Niedzielskiego (2007) do prognozowania wezbrań w dorzeczu górnej i środkowej Odry.

Badania i analizy hydrologiczne z zastosowaniem zaawansowanych technik statystycznych prowadzone były na Odrze przez wielu badaczy. Oprócz wspomnianych wyżej artykułów Niedzielskiego i Czystołowskiego (2005) oraz Niedzielskiego (2007) należy wymienić kilka ważnych prac, które dotyczą analizowanego w niniejszej pracy obszaru. Strupczewski i in. (2001) wykryli trendy w średniej i wariancji w 39 szeregach czasowych rocznego maksymalnego przepływu z różnych rzek Polski, co dowodzi niestacjonarności. Van Gelder i in. (1999) studiowali roczne maksima przepływu Odry i wykazali, że najlepsze dopasowanie do rozkładu empirycznego gwarantują rozkłady: Rayleigh'a, wykładniczy, Gumbela i logarytmicznie normalny. Sen i Niedzielski (2010) przedstawili obszerną charakterystykę statystycznych własności hydrologicznych szeregów czasowych ze zlewni górnej i środkowej Odry. Prognozowanie powodzi w dorzeczu Odry przeprowadzili De Roo i in. (2003), którzy zastosowali w tym celu model fizyczny LISFLOOD. Gouweleeuw i in. (2005) połączyli model LISFLOOD z numeryczną prognozą pogody wyznaczaną przez Europejskie Centrum Średnioterminowych Prognoz Pogody (ECMWF – *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) w celu prognozowania przepływów na Odrze. Butts i in. (2005) zastosowali model opad-odpływ oparty na europejskim systemie European Hydrological System (MIKE SHE).

Niniejsza praca przedstawia wyniki badań dotyczących modelowania i prognozowania wezbrań w zlewni górnej i środkowej Odry wykonanych w ramach projektu badawczego „Zbadanie prawidłowości przebiegu zdarzeń ekstremalnych w poszczególnych regionach Polski (na przykładzie obszarów wzorcowych)” o symbolu PBZ-KBN-

086/P04/2003. Omówione będą wyniki opublikowane w pracy Niedzielskiego (2007). Modele stosowane w tej pracy będą podstawą wyznaczania prognoz wezbrań Odry z uwzględnieniem okresu 1971–2006, z którego dane hydrologiczne zawierają zapisy kilku powodzi, w tym z 1997 r.

8.2. Obszar badań i dane

Analizowany obszar ma powierzchnię 29 605 km², a w jego skład wchodzi zlewnia górnej Odry i część zlewni środkowej Odry (ryc. 8.1). Zamknięciem badanej zlewni jest posterunek hydrologiczny Ścinawa położony na 331,9 km Odry. Większa część rozważanej zlewni położona jest w Polsce, a mniejsza w Czechach, gdzie znajdują się źródła rzeki. Oprócz Odry rozważane są jej lewo- i prawostronne dopływy: Nysa Kłodzka, Oława, Ślęza, Bystrzyca, Kaczawa, Olza, Kłodnica, Mała Panew. Lewobrzeżne dopływy Odry odwadniają obszar Sudetów i Przedgórze Sudeckiego, gdzie ekstremalne wezbrania mają szczególnie duże rozmiary.

Wezbrania górskie, powodowane zarówno opadami o znacznych sumach, jak i topnieniem pokrywy śnieżnej, mają istotny wpływ na kształtowanie przepływu na posterunkach położonych wzdłuż Odry na Nizinie Śląskiej. Odra oraz większość jej dopływów rozważanych w tej pracy są rzekami uregulowanymi, co wpływa na rejestrowane wartości przepływów. Regulacja jest widoczna na największym odcinku na Odrze między miejscowościami Koźle i Brzeg Dolny. Do najważniejszych zbiorników wodnych, które położone są na obszarze rozpatrywanej zlewni należą: zespół Otmuchów – Nysa na Nysie Kłodzkiej, zbiornik w Lubachowie na Bystrzycy oraz zbiornik Słup na Nysie Szalonej. Wpływ regulacji Odry na wiarygodność analiz hydrologicznych omówiony jest w pracy Sena i Niedzielskiego (2010).

Zlewnia górnej i środkowej Odry jest obszarem, gdzie powodzie występują relatywnie często (Kasprzak, niniejsza monogra-



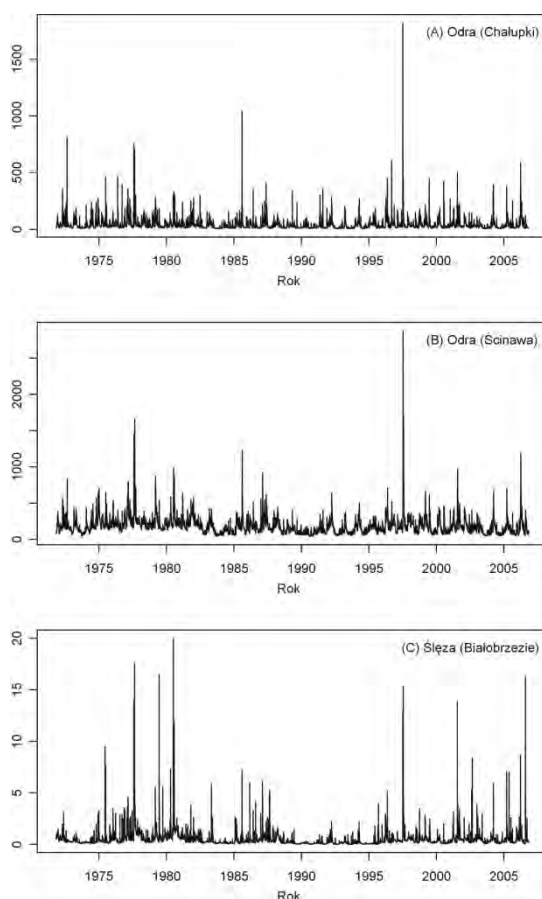
Ryc. 8.1. Obszar badań oraz rozmieszczenie analizowanych posterunków hydrologicznych

fia). Dwie największe powodzie, które miały miejsce na badanym obszarze w okresie 1971–2006 wydarzyły się w latach 1977 i 1997. Uwarunkowania środowiskowe, wielkość oraz skutki powodzi w 1977 r. zostały scharakteryzowane w pracy Dubickiego (1979). Miesiąc lipiec poprzedzający powódź charakteryzował się opadami o znacznych sumach. Na obszarze zlewni górnej i środkowej Odry w lipcu 1977 r. notowano od 102% do 191% opadu normalnego. Bezpośrednio przed powodzią bardzo duże dobowe sumy opadów notowano 1 i 2 sierpnia 1977 r. Największe dobowe maksima opadów obserwowano w Sudetach, gdzie wystąpił opad 100 mm. Najbardziej katastrofalna

powódź na rozpatrywanym obszarze miała miejsce w lipcu 1997 r., a jej główną przyczyną były poprzedzające ją wysokie opady na początku miesiąca (Dubicki i in. 1999). Oprócz dwóch największych powodzi w zlewni górnej i środkowej Odry, miały miejsce mniejsze powodzie powodowane zarówno przez obfite opady deszczu w lecie, jak i roztopy na przełomie zimy i wiosny.

W niniejszym opracowaniu rozważamy dobowe wartości przepływu zmierzone w latach 1971–2006 na następujących posterunkach: Chałupki (Odra), Krzyżanowice (Odra), Miedonia (Odra), Malczyce (Odra), Ścinawa (Odra), Kłodzko (Nysa Kłodzko), Nysa (Nysa Kłodzka), Skorogoszcz (Nysa

Kłodzka), Oława (Oława), Białobrzezie (Ślęza), Krasków (Bystrzyca), Świerzawa (Kaczawa), Cieszyn (Olza), Lenartowice (Kłodnica), Staniszcze Wielki (Mała Panew). Szeregi czasowe przepływu na posterunkach Chałupki, Ścinawa i Białobrzezie są przedstawione na ryc. 8.2. Sygnał największych wezbrań i powodzi z rozważanego okresu jest wyraźnie widoczny w analizowanych danych. Dla celów testowania prognoz przepływu w warunkach ekstremalnych wybrano następujące wezbrania z okresu 1971–2006: sierpień 1972, marzec 1977, sierpień 1977, marzec 1979, lipiec 1980, sierpień 1985, luty 1987, lipiec 1997, lipiec 2001, kwiecień 2006.



Ryc. 8.2. Szeregi czasowe przepływu na posterunkach Chałupki (A), Ścinawa (B) i Białobrzezie (C). Na ośiach pionowych oznaczono przepływ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

8.3. Metody

Zastosowanie metod szeregów czasowych wymaga obliczenia reszt stochastycznych, czyli szeregu czasowego, który nie zawiera sygnału deterministycznego. Przygotowanie reszt wykonuje się przez zastosowanie jednej lub kilku transformacji danych. Wyróżnia się dwie grupy transformacji szeregów czasowych: estymacja składowych deterministycznych i ich odjęcie od danych wejściowych oraz różnicowanie (Brockwell, Davis 1996). Pierwsza grupa technik daje szczególnie dobre wyniki, gdy sygnał deterministyczny jest regularny i znane są częstotliwości kołowe składowych harmonicznych. Druga grupa metod transformacji danych ma zastosowanie, gdy dane są nieregularne i nie zawierają wyraźnych oscylacji harmonicznych. Dane hydrologiczne są zazwyczaj bardzo nieregularne, a ich roczna sezonowość charakteryzuje się zmiennymi amplitudami. Z uwagi na powyższe fakty, do wstępnej transformacji danych hydrometeorologicznych ze zlewni górnej i środkowej Odry zastosowano technikę jednokrotnego różnicowania (Niedzielski 2007). To podejście zastosowano w analizach prezentowanych w niniejszej pracy w celu obliczenia reszt dla danych z okresu 1971–2006.

Prognozy wezbrań wyznaczane były w trzech krokach: najpierw prognozowano szereg czasowy reszt na k dni do przodu, następnie dołączano k -dniowe prognozy do szeregu czasowego reszt, a w ostatnim etapie odwracano tak połączony szereg czasowy stosując operator odwrotny do różnicowania. Tak wyznaczony szereg czasowy złożony był zatem z danych wejściowych i ich k -dniowej prognozy. Podstawową metodą empiryczną zastosowaną do prognozowania przepływów w zlewni górnej i środkowej Odry jest wielowymiarowy proces MAR. Podstawy matematyczne procesów MAR przedstawione są w licznej literaturze (np. Bennett 1979, Reinseel 1997). Modele MAR należą do wielowymiarowych procesów liniowych, co ozna-

cza, że wartość wybranej zmiennej wchodzącej w skład wektora w chwili t jest liniową kombinacją tej i innych zmiennych w chwilach $t-1$ i wcześniejszych do chwili $t-p$. Liczbę całkowitą p nazywa się rzędem autoregresji. Następujące równanie wektorowe przedstawia strukturę procesu MAR o średniej 0:

$$Y(t) = A(1)Y(t-1) + \dots + A(p)Y(t-p) + E,$$

gdzie: $Y(t)$ – wektor reszt w chwili czasu t , $A(j)$ – macierze autoregresji dla $j=1, \dots, p$, E – wektor szumu. Wartość wektora „dzis” zależy zatem od przeszłości procesu. Estymacja macierzy autoregresji opiera się na krokowej procedurze najmniejszych kwadratów zaproponowanej przez Neumaiera i Schneidera (2001). Dla ustalonego t elementami wektora $Y(t)$ są liczby rzeczywiste odpowiadające resztom wyznaczonym dla poszczególnych zmiennych (mogą to być różne zmienne np. hydrologiczne czy meteorologiczne i/lub te same zmienne obserwowane w różnych lokalizacjach). W celu porównania prognoz obliczanych z zastosowaniem modeli MAR wyznaczono również prognozy używając jednowymiarowych procesów autoregresji (AR – *Autoregressive*), które opisane są szczegółowo w pracy Brockwella i Davisa (1996). Do oceny prognoz zastosowano zarówno porównanie predykcji z danymi rzeczywistymi dla wybranych wezbrań oraz ocenę błędów średniokwadratowych (RMSE – *Root Mean Square Error*) prognoz.

8.4. Wyniki

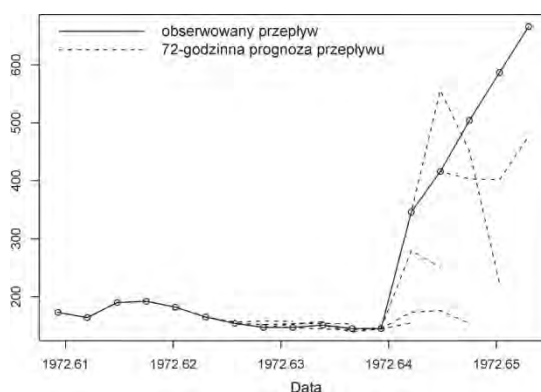
Pierwsza część niniejszego podrozdziału ma na celu omówienie wyników krótkoterminowego prognozowania trzech wezbrań w latach 1977, 1979, 1980, które opublikowane są w pracy Niedzielskiego (2007). Autor analizował dane hydrometeorologiczne ze zlewni górnej i środkowej Odry z okresu listopad 1971 r. – grudzień 1981 r. o interwale próbkowania jednego dnia.

Uwzględniono szeregi czasowe przepływów z 17 posterunków, dobowych sum opadów z 7 posterunków, grubości pokrywy śnieżnej z 7 posterunków oraz stanu wód podziemnych z jednego posterunku. Wezbranie w 1977 r. wystąpiło w sierpniu, a jego przyczyną były opady o dużych sumach. Wezbranie w 1979 r. miało miejsce w marcu i zostało spowodowane przez znaczny wzrost temperatury atmosfery w lutym i na początku marca, czego skutkiem było topnienie pokrywy śnieżnej. W lipcu 1980 r. wystąpiło wezbranie, którego przyczyną były długotrwałe opady deszczu na obszarze całej zlewni. Niedzielski (2007) zaproponował dwa eksperymenty: analizę sprawdzalności prognoz przepływu na przykładzie wyżej wymienionych trzech wezbrań oraz analizę błędów RMSE prognoz. Zastosowano dwa podejścia do modelowania i prognozowania metodami MAR i AR: model 17-wymiarowy (uwzględnia tylko przepływy z 17 posterunków hydrologicznych), model 32-wymiarowy (wszystkie zmienne hydrometeorologiczne opisane powyżej). Prognozy wyznaczano dla dwóch posterunków na Odrze: Ścinawa (posterunek na Nizinie Śląskiej) i Miedonia (posterunek podgórski). Maksymalną długość prognoz ustalono na 4 dni. Prognozy wezbrań w 1977, 1979 i 1980 r. oparte na metodzie MAR dla posterunku Ścinawa umożliwiają ich przewidywanie z 2- lub nawet 4-dniowym wyprzedzeniem. Analogiczne prognozy dla posterunku Miedonia są mniej dokładne, co spowodowane jest mniejszą liczbą danych objaśniających dostępnych z posterunków położonych powyżej. Modele 32-wymiarowe pozwalają na obliczenie dokładniejszych prognoz niż umożliwiają to modele 17-wymiarowe uwzględniające tylko dane hydrologiczne.

Algorytmy zastosowane przez Niedzielskiego (2007) zostały użyte w tej pracy do prognozowania wezbrań z okresu 1971–2006. Pozwoliło to testować modele MAR (model 15-wymiarowy oparty tylko o dobowe wartości przepływu mierzone na różnych posterunkach) dla większej ilości wezbrań,

w tym dla powodzi w 1997 r. Prognozowanie wykonano z 72-godzinny wyprzedzeniem dla posterunku Ścinawa, dla którego średni przepływ obliczony dla rozpatrywanego okresu wynosi $182,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

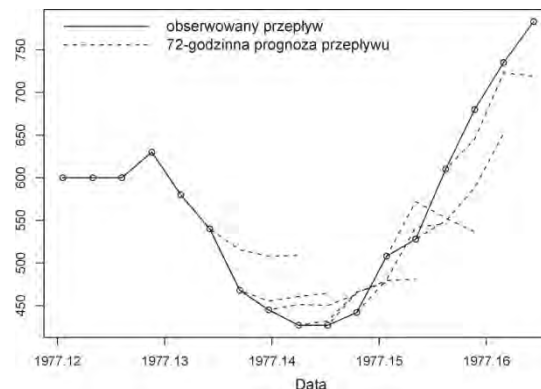
Model MAR nie pozwala na dokładne prognozowanie wezbrania w sierpniu 1972 r. (ryc. 8.3). Wynika to z faktu, że do konstrukcji tego modelu zastosowano bardzo krótki szereg czasowy. Wezbranie roztopowe z marca 1977 r. może być skutecznie prognozowane modelem MAR (ryc. 8.4). 72-godzinne prognozy wpisują się w krzywą przepływu w początkowej fazie wezbrania w marcu 1977 r. Lokalne minimum przepływu przed wezbraniem wynosiło około $450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Na dwa dni przed wzrostem przepływu z tego poziomu model MAR pozwala wyznaczyć 72-godzinne prognozy początkowej fazy wezbrania. Podczas wezbrania prognozy na kolejne 3 dni pozwalają również przewidzieć dalszy jego przebieg, z tym że widoczna jest tendencja do niedoszacowania prognoz w stosunku do danych obserwacyjnych.



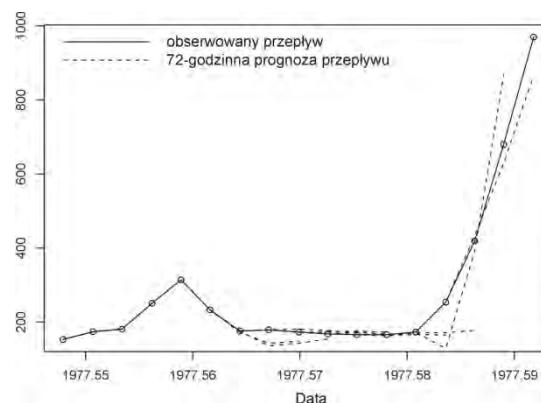
Ryc. 8.3. Prognoza wezbrania w sierpniu 1972 r. według modelu MAR. Na osi pionowej oznaczono przepływ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

Model MAR jest podstawą wyznaczenia dokładnych prognoz powodzi w sierpniu 1977 r. (ryc. 8.5). W czasie kilku dni wartość przepływu na posterunku Ścinawa wzrosła z około $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ do ponad $1400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Na dzień przed zanotowaniem na posterunku Ścinawa znacznego odchylenia w górę od

wartości $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ prognoza wskazywała na bardzo radykalny wzrost przepływu. Prognozy obliczane w następnych dniach (już po początku wezbrania) pozwalały przewidzieć dalszy wzrost przepływu.



Ryc. 8.4. Prognoza wezbrania roztopowego z marca 1977 r. według modelu MAR. Na osi pionowej oznaczono przepływ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

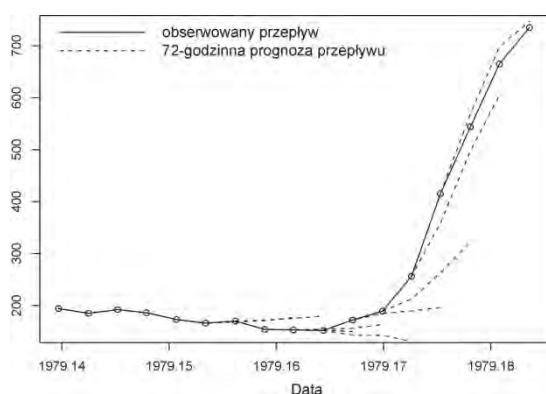


Ryc. 8.5. Prognoza wezbrania w sierpniu 1977 r. według modelu MAR. Na osi pionowej oznaczono przepływ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

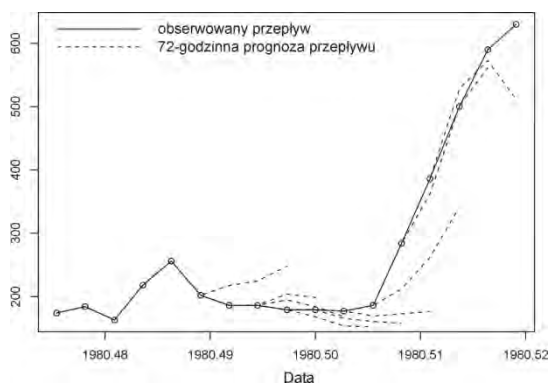
Podczas wezbrania roztopowego w marcu 1979 r. nastąpił wzrost przepływu na posterunku Ścinawa z wartości poniżej $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ do ponad $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Wzrost przepływu został zaprognozowany na dzień przed początkiem wezbrania. Prognozy na 72 godziny do przodu wyznaczane w kolejnych dniach były bardzo dokładne (ryc. 8.6). Poprawnie zaprognozowana została znaczna część przebiegu fali wezbraniowej.

Wezbranie w sierpniu 1980 r. charakteryzowało się wzrostem przepływu z około

$200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ do około $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Model MAR pozwala przewidzieć wzrost przepływu z poziomu $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ na dzień przed początkiem wezbrania (ryc. 8.7). Prognozy wyznaczane w następnych dniach wpasowują się w krzywą przebiegu wezbrania, z tym że dokładność wpasowania jest akceptowalna w pierwszej fazie wezbrania (szybki wzrost przepływu). Ma to jednak duże znaczenie praktyczne, gdyż szczególnie istotne jest prognozowanie szybkich, dynamicznych zmian wartości przepływu z poziomu zbliżonego do przepływu średniego.



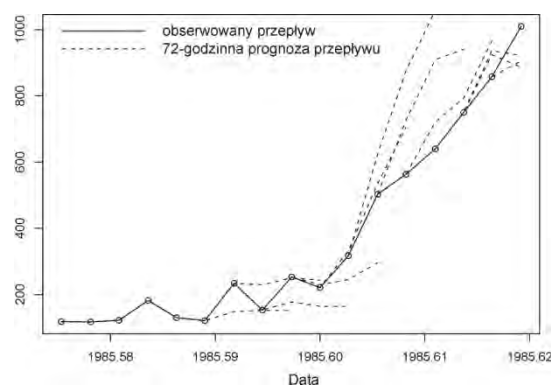
Ryc. 8.6. Prognoza wezbrania roztopowego w marcu 1979 r. według modelu MAR. Na osi pionowej oznaczono przepływ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]



Ryc. 8.7. Prognoza wezbrania z sierpnia 1980 r. według modelu MAR. Na osi pionowej oznaczono przepływ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

W sierpniu 1985 r. miała miejsce powódź w dorzeczu Odry (Kasprzak, niniejsza monografia). Wartość przepływu na posterunku Ścinawa wzrosła wtedy z około

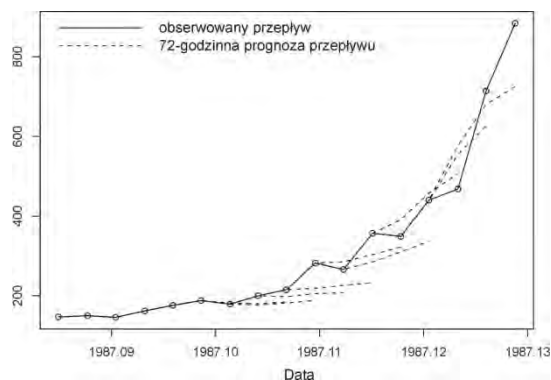
$200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ do ponad $1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Na dwa dni przed wzrostem wartości przepływu z poziomu około $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ prognoza wskazywała na dalszy wzrost wartości analizowanej zmiennej (ryc. 8.8). Na dzień przed najszybszym wzrostem wartości przepływu prognoza na 72 godziny do przodu jednoznacznie wskazywała na ekstremalny wzrost przepływu i miała tendencję do przeszacowania wartości. Przeszacowanie może mieć jednak dużo mniejsze konsekwencje negatywne w przypadku praktycznego stosowania metody. Podobnie jak w omówionych wcześniej przypadkach, metoda MAR działa lepiej dla przewidywania pierwszej fazy wezbrania niż dla przewidywania lokalnego maksimum przepływu. Spadek wartości przepływu, poczynając od lokalnego maksimum, jest natomiast prognozowany z dużą dokładnością.



Ryc. 8.8. Prognoza wezbrania z sierpnia 1985 r. według modelu MAR. Na osi pionowej oznaczono przepływ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

W lutym 1987 miało miejsce wezbranie w trakcie którego wartości przepływu wzrosły z około $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ do ponad $900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Pierwsza faza wezbrania cechowała się mniejszą dynamiką wzrostu niż faza bezpośrednio poprzedzająca lokalne maksimum przepływu (ryc. 8.9). Prognozy fazy wolniejszych wzrostów wartości przepływu zgadzały się z ogólnym trendem rosnącym i oddawały tempo tych zmian. Na dwa dni przed zwiększeniem dynamiki zmian przepływu prognozowano znaczący szybki wzrost wartości analizowanej zmiennej. Pro-

gnoza lokalnego maksimum nie była jednak dokładna, natomiast prognoza spadku wartości przepływu po przejściu kulminacji fali wezbraniowej charakteryzowała się bardzo dużą dokładnością.

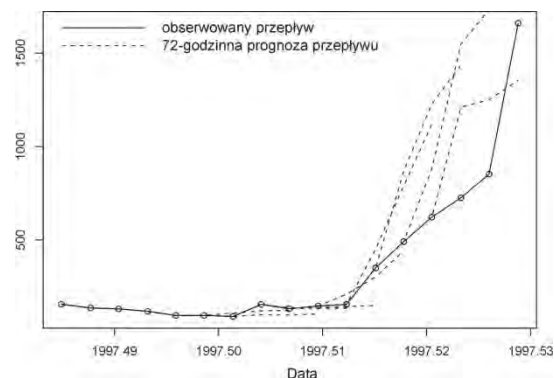


Ryc. 8.9. Prognoza wezbrania z lutego 1987 r. według modelu MAR. Na osi pionowej oznaczono przepływ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

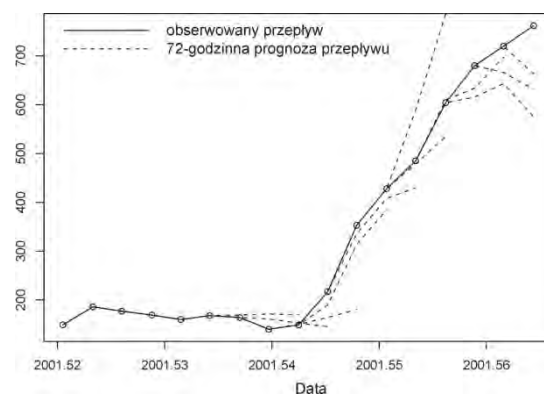
Największa powódź w analizowanym okresie miała miejsce w lipcu 1997 r. Wartość przepływu na posterunku w Ścinawie przed nadejściem fali wezbraniowej wynosiła około $150 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, natomiast kulminacji fali towarzyszył przepływ o wartości dochodzącej $2900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Model MAR pozwolił wyznaczyć dokładną prognozę wzrostu wartości przepływu (początek fali powodziowej) na 48 godzin przed jej nadejściem (ryc. 8.10). Prognozy wyznaczone w trakcie wezbrania pozwalają przewidzieć wzrost wartości przepływu, jednak ich dokładność jest mniejsza, niż prognoz pierwszej fazy wezbrania. Prognozy lokalnego maksimum przepływu fali powodziowej są niedokładne. Prognozy końcowej fazy wezbrania wskazują na tendencję malejącą wartości przepływu, natomiast nie są one wystarczająco dokładne.

Prognozy wezbrania z lipca 2001 r. (zmiana wartości przepływu na posterunku Ścinawa z około $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ do około $900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) – podobnie jak w poprzednich przypadkach – charakteryzują się dużą dokładnością w pierwszym etapie przebiegu tego zdarzenia ekstremalnego (ryc. 8.11). Wzrost wartości przepływu można zapro-

gnozować z 24-godzinnym wyprzedzeniem. Począwszy od trzeciego dnia wezbrania na posterunku Ścinawa prognozy wartości przepływu są niedokładne.

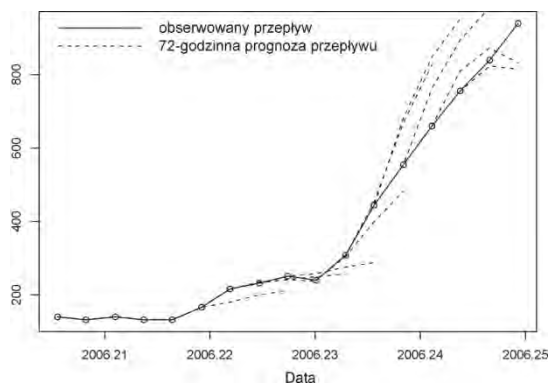


Ryc. 8.10. Prognoza wezbrania z lipca 1997 r. według modelu MAR. Na osi pionowej oznaczono przepływ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]



Ryc. 8.11. Prognoza wezbrania z lipca 2001 r. według modelu MAR. Na osi pionowej oznaczono przepływ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

Ostatnie wezbranie, które wybrano do analizy w niniejszej pracy miało miejsce na przełomie marca i kwietnia 2006 r. Wystąpił wówczas wzrost przepływu na posterunku Ścinawa do prawie $1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Prognoza szybkiego przyrostu wartości przepływu możliwa była na 24 godziny przed nadejściem fali powodziowej (ryc. 8.12). Prognozy wyznaczone w trakcie wezbrania wskazują na szybki wzrost wartości przepływu, natomiast mają tendencję do przeszacowania wartości analizowanej zmiennej.



Ryc. 8.12. Prognoza wezbrania z przełomu marca i kwietnia 2006 r. według modelu MAR. Na osi pionowej oznaczono przepływ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

8.5. Wnioski

Najważniejszym osiągnięciem badań jest skonstruowanie modelu empirycznego opad-odpływ dla rozpatrywanego obszaru, którego podstawy oparte są na wielowymiarowych stochastycznych procesach autoregresji. Model ten pozwala wyznaczać krótko-terminowe prognozy wezbrań (z wyprzedze-

niem 72-godzinnym) w oparciu o zależności między szeregami czasowymi odpowiadającymi różnym zmiennym mierzonym w różnych punktach zlewni. W istocie model uwzględnia tempo przemieszczania się fali wezbraniowej, co możliwe jest dzięki przetwarzaniu danych hydrologicznych z przestrzennie rozłożonych posterunków na obszarze badań. Zauważono, że prognozy wezbrań wyznaczane z zastosowaniem techniki MAR są szczególnie skuteczne w przewidywaniu początku przejścia fali wezbraniowej przez posterunek w Ścinawie. Należy zaznaczyć, że oprócz wykazanych w tej pracy znacznych możliwości procesów autoregresji wielowymiarowej prognozowania ekstremalnych wezbrań, technika ta pozwala też przewidywać wartości przepływu w warunkach normalnych (np. nieznaczne fluktuacje od średniej). Część wyników badań już opublikowano (Niedzielski 2007), a analizy możliwości zastosowań wielowymiarowych modeli autoregresji do prognozowania w hydrologii będą kontynuowane.

Literatura:

- Bennett R.J., 1979. Spatial Time Series. Pion, London.
- Beven K.J., 2001. Rainfall – Runoff Modelling. Wiley, Chichester.
- Brockwell P.J., Davis R.A., 1991. Time Series: Theory and Methods, Springer Series in Statistics. Springer.
- Brockwell P.J., Davis R.A., 1996. Introduction to Time Series and Forecasting. Springer, New York.
- Butts M.B., Overgaard J., Viaene P., Dubicki A., Strońska K., Szalinska W., Lewandowski A., Olszewski T., Kolerski T., 2005. Flexible process-based hydrological modelling framework for flood forecasting – MIKE SHE. W: Proceedings of the International Conference “Innovation, advances and implementation of flood forecasting technology”, Tromsø, Norway, 17–19 X 2005.
- De Roo A., Schmuck G., Perdigao V., Thielen J., 2003. The influence of historic land use changes and future planned land use scenarios on floods in the Oder catchment. Physics and Chemistry of the Earth 28, 1291–1300.
- Dubicki A., 1979. Charakterystyka przyczyn, przebiegu i wielkości powodzi w 1977 roku na obszarze górnego i środkowego dorzecza Odry. W: A. Jahn, S. Kowaliński (red.), Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku. PAN Oddział we Wrocławiu Komisja Nauk o Ziemi, Wrocław, 27–40.
- Dubicki A., Słota H., Zieliński J. (red.), 1999. Monografia powodzi lipiec 1997. Dorzecze Odry. IMGW, Warszawa.
- Elek P., Márkus L., 2004. A long range dependent model with nonlinear innovations for simulating daily river flows. Natural Hazards and Earth System Sciences 4, 277–283.
- Fan J., Yao Q., 2005, Nonlinear Time Series. Springer, New York – Berlin – Heidelberg – Hong Kong – London Milan – Paris – Tokyo.
- Franks S., Wagener T., Bøgh E., Gupta H.V., Bastidas L., Nobre C., de Oliveira Galvão C. (red.), 2005, Regional Hydrological Impacts of Climatic Change – Hydroclimatic Variability, IAHS AISH, Brazil.

- Gouweleeuw B.T., Thielen J., Franchello G., De Roo A.P.J., Buizza R., 2005. Flood forecasting using medium-range probabilistic weather prediction. *Hydrology & Earth System Sciences* 9 (4), 365–380.
- Huggett R.J., 1997. *Environmental Change*. Routledge, London – New York.
- Labat D., 2006. Oscillations in land surface hydrological cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 148–154.
- Lardies J., 1996. Analysis of a multivariate autoregressive process. *Mechanical Systems and Signal Processing* 10, 747–761.
- Ledolter J., 1978. The analysis of multivariate time series applied to problems in hydrology. *Journal of Hydrology* 36, 327–352.
- Maier H.R., Dandy G.C., 2000. Neural networks for the prediction and forecasting of water resources variables: a review of modelling issues and applications. *Environmental Modelling & Software* 15, 101–124.
- McCuen R.H., 2003. *Modeling Hydrologic Change-Statistical Methods*. Lewis Publishers, Boca Raton.
- Neumaier A., Schneider T., 2001. Estimation of parameters and eigenmodes of multivariate autoregressive models. *ACM Transactions on Mathematical Software* 27, 27–57.
- Niedzielski T., Czystołowski M., 2005. Pointwise forecast of water levels based upon the multivariate time series analysis: case study from the Odra River (in SW Poland). W: J.K. Vrijling, E. Ruijgh, B. Stalenberg, P.H.A.J.M. Van Gelder, M. Verlaan, A. Zijderveld, P. Waarts (red.), *IAHR Congress Proceedings of the International Symposium on Stochastic Hydraulics 2005*, IAHR, Madrid, 115–116.
- Niedzielski T., 2007. A data-based regional scale autoregressive rainfall-runoff model: A study from the Odra River. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 21, 649–664.
- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1997. *Hydrologia stosowana*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Porporato A., Ridolfi L., 2001. Multivariate nonlinear prediction of river flows. *Journal of Hydrology* 248, 109–122.
- Reinsel G.C., 1997. *Elements of Multivariate Time Series Analysis*. Springer, Berlin – Heidelberg – New York.
- Sen A.K., 2009. Spectral-temporal characterization of riverflow variability in England and Wales for the period 1865–2002. *Hydrological Processes* 23, 1147–1157.
- Sen A.K., Niedzielski T., 2010. Riverflow characteristics in the upper and middle Odra River basin in Southwestern Poland. *Polish Journal of Environmental Studies* 19(2), 387–397.
- Soczyńska U. (red), 1997. *Hydrologia dynamiczna*. PWN, Warszawa.
- Strupczewski W.G., Singh V.P., Mitosek H.P., 2001. Non-stationary approach to at-site flood frequency modelling. *Journal of Hydrology* 248, 152–167.
- Toth E., Brath A., Montanari A., 2000. Comparison of short-term rainfall prediction models for real-time flood forecasting. *Journal of Hydrology* 239, 132–147.
- Van Gelder, P.H.A.J.M., Van Noortwijk J.M., Duits M.T., 1999. Selection of Probability Distribution with a Case Study on Extreme Oder River Discharges. W: *Safety and Reliability* 2, 1475–1480.

9. Prognozowanie geomorfologicznych skutków wezbrań i powodzi

Marek Kasprzak, Piotr Migoń

9.1. Geomorfologiczne skutki powodzi – podstawowe pojęcia

Dynamiczne przekształcenia rzeźby dolinnej, jakie mogą zachodzić podczas wezbrań rzek, kwalifikują się do grupy zagrożeń naturalnych (ang. *natural hazards*) (Gares i in. 1994). Zasadniczo są one w środowisku przyrodniczym zjawiskiem normalnym, jednak bytowanie człowieka i posadowienie infrastruktury w pobliżu koryt powodują mniejsze lub większe ryzyko. Definicji ryzyka istnieje wiele. Thywissen (2006) zestawiała ich aż 31, niekiedy kompletnie odmiennych od siebie. Najogólniej przyjmuje się, że ryzyko to wskaźnik stanu lub zdarzenia, które mogą spowodować straty. W ujęciu analitycznym przedstawia się je najczęściej równaniem (Langhammer 2007):

$$R = H \cdot V ,$$

gdzie: R – ryzyko (ang. *risk*), H – zagrożenie (ang. *hazard*), V – podatność na straty (ang. *vulnerability*). Można je opisać także funkcją (Langhammer 2007):

$$R = f(P_A, P_B, P_{CB}, C) ,$$

gdzie: R – ryzyko, P_A – prawdopodobieństwo zaistnienia katastrofy, P_B – prawdopodobieństwo wystąpienia katastrofy o danej amplitudzie lub intensywności, P_{CB} – warunki zewnętrzne: gęstość zaludnienia, charakter

zabudowy, sytuacja społeczna, C – następstwa katastrofy.

W odniesieniu ściśle do ryzyka powodziowego można wprowadzać bardziej szczegółowe warunki (Langhammer 2007), np:

$$R = f(S \cdot M \cdot P \cdot V \cdot A) ,$$

gdzie: R – ryzyko, S – sytuacja socjoekonomiczna, M – majątek i infrastruktura, P – warunki powodziowe, V – skuteczność systemu przeciwpowodziowego, A – reakcja na powódź, lub:

$$R = f\left(\frac{A}{H \cdot S \cdot I \cdot C \cdot F}\right) \cdot \left(\frac{Sc \cdot Sb \cdot It}{St \cdot Rb}\right) \cdot (D \cdot Dt \cdot Sd \cdot Sa \cdot Sz \cdot W \cdot P \cdot R) \cdot \left(\frac{1}{Wo \cdot Wt \cdot Wa}\right) \cdot \left(\frac{T}{Ra \cdot Rq}\right) ,$$

gdzie: R – ryzyko, A – wiekowy profil mieszkańców gospodarstwa domowego, H – stan zdrowotny i możliwości ruchowe domowników, S – zabezpieczenia domu, I – dochód gospodarstwa domowego, C – działania lokalnej społeczności, F – doświadczenia powodziowe, Sc – podatność wewnętrznego wyposażenia gospodarstwa domowego na zniszczenie, Sb – podatność budynków na zniszczenie, It – czas potrzebny do odbudowy zniszczonej infrastruktury, St – liczba kondygnacji, Rb – stabilność konstrukcji budynków, D – głębokość wody zalewowej, Dt – czas trwania powodzi, Sd – koncentracja rumowiska rzeczno, Sz – miąższość rumowiska, W – struktura rumowiska, W – fala powodziowa, P – zanieczyszczenia wody, R – intensywność/gwałtowność nadejścia powodzi, Wo – ostrzeżenie przed powodzią:

tak lub nie, Wt – czas między ostrzeżeniem a nadejściem fali powodziowej, Wa – szczegółowość informacji ostrzegawczej, T – czas potrzebny do nadejścia pomocy, Ra – wielkość reakcji na ostrzeżenie, Rq – jakość reakcji na ostrzeżenie.

Analiza minionych zdarzeń w historii Dolnego Śląska pokazuje, że ryzyko powodziowe w regionie jest stosunkowo duże. Skala największych notowanych wezbrań Odry (1736, 1854, 1903, 1997 r.) przekraczała za każdym razem oczekiwania mieszkańców regionu i możliwości systemu zabezpieczeń hydrotechnicznych. W Sudetach i na ich przedpolu nie rzadziej niż co 20–25 lat poszczególne dorzecza nawiedzają wezbrania powodujące dotkliwe straty materialne. Największe z katastrof miały miejsce podczas „Śląskiego Potopu” z lat 1702–1703, „Powodzi Stulecia” z 1897 r. i dwóch „Powodzi Tysiąclecia” z 1997 r. i 2002 r. Nierzadko duże straty na skalę lokalną wywoływały także wezbrania mniejszych cieków wskutek gwałtownych opadów burzowych. Wszystkie takie incydenty trudno zliczyć, a straty na przestrzeni wielu lat przy zmieniającej się sytuacji ekonomicznej można szacować na podstawie typizacji obszarów zagrożonych, proponowanej np. przez Chojackiego (2000).

Jak pokazują przedstawione wyżej równania, o ryzyku nie decyduje jedynie zagrożenie wynikające z natężenia wezbrania, ale także podatność na zniszczenia. Podatność tę określać może odporność brzegów na procesy erozyjne, ale także sposób zagospodarowania dna doliny i układ zabudowy. Jak pokazały m.in. badania skutków powodzi, jaka 12–13 listopada 1999 r. dotknęła przedgórze wschodnich francuskich Pirenejów wskutek 48 godzinnego opadu o wydajności 620–800 mm, obszar strat gospodarczych rzędu 530 mln euro pokrywał się w 87,5% z łatwą do wyznaczenia równią zalewową (Chave 2002). Dowodzi to, jak istotny w minimalizacji ryzyka jest czynnik lokalizacyjny. Niemniej ważnym czynnikiem wydaje się świadomość społeczna i zastoso-

wanie współczesnej wiedzy o procesach naturalnych w planowaniu przestrzennym.

Nowoczesne prace metodyczne z wytycznymi dla planowania przestrzennego wobec zagrożenia powodziowego powstają głównie w krajach wysoko rozwiniętych Europy Zachodniej, Ameryki Północnej i Dalekiego Wschodu. Dobrym przykładem jest ogólnodostępne opracowanie *Development and Flood Risk* (2007) stworzone dla warunków Wielkiej Brytanii. Gotowe wzorce rozwiązań w zarządzaniu ryzykiem i osłoną przeciwpowodziową zawierają opracowania Plate’a (2002), *Total Disaster Risk Management...* (2005) z późniejszymi modyfikacjami dla krajów azjatyckich lub dla obszaru Europy *Managing floods in Europe...* (2002), a dla obszarów miejskich podręcznik *Guidelines on non-structural measures in urban flood management* (Andjelkovic 2001). Ograniczeniu strat w wyniku katastrof środowiska poświęcone są także światowe konferencje naukowe, których pokłosiem bywają publikacje z zakresu tematu obrad, np. pod redakcją Birkmanna (2006). Obszerne przegląd stosowanych w Europie, USA i Japonii opracowań kartograficznych z zakresu ryzyka powodziowego znajduje się w opracowaniu *Atlas of Flood Maps...* (Alphen, Passchier 2007). Zawiera ono również przykłady z Polski, w tym fragment mapy zalewu opracowany przez wrocławski oddział Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej (RZGW).

Zagrożenie powodziowe wyznacza się z reguły w kilku klasach uzależnionych od wysokości fali wezbraniowej i prawdopodobieństwa jej wystąpienia. W Stanach Zjednoczonych każdy obywatel może sprawdzić pod kątem takiego zagrożenia okolice swojego zamieszkania na publikowanych w internecie mapach tworzonych przez FEMA (ang. *Federal Emergency Management Agency* – Federalna Agencja Zarządzania Kryzysowego). Plany te zawierają zasięg zalewu wodą 100-letnią i 500-letnią, poziom wód powodziowych i koty wysokościowe terenu, kilometrów odcinków rzeki oraz linię (ewentual-

nie strefę) jej nurtu, umocnienia brzegów oraz wyznaczają obszary narażone na zalanie w stopniu większym oraz mniejszym (*Q3 Flood Data Users Guide 1996, Mapping the Zone...* 2009).

Według angielskiej instrukcji *Planning Policy Statement 25...* (2006) określa się 3 strefy zagrożenia powodziowego o prawdopodobieństwie zalania małym, średnim lub wysokim (a i b) oraz 5 stopniową klasyfikację podatności na zniszczenia z określeniem dopuszczalnej zabudowy w określonych strefach. Podobne zalecenia zawiera *Dyrektywa 2007/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z 23 października 2007 r. w sprawie oceny ryzyka powodziowego i zarządzania nim*. W jej myśl do 22 grudnia 2011 r. kraje członkowskie Unii Europejskiej powinny dokonać w granicach swoich dorzeczy wstępnej oceny ryzyka powodziowego, a do 22 grudnia 2013 r. zapewnić opracowanie map zagrożenia powodziowego i map ryzyka powodziowego, uwzględniające zalew o prawdopodobieństwie niskim, średnim i wysokim (Pytkowska 2008). Dyrektywa zaleca także wyznaczanie stref, gdzie w warunkach powodziowych dokonuje się transport dużej ilości rumowiska rzeczno-ego, a więc zagrożonych potencjalną erozją i akumulacją rumowiska (Konieczny, Walczykiewicz 2006).

Szczegółowe wytyczne odnośnie wyznaczania obszarów zagrożonych powodzią w Polsce zawierają artykuły 79–88 Prawa wodnego (2009) i zgodnie z art. 79 określa je Dyrektor Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej na podstawie opracowanego wcześniej studium. Studium takie, opiniowane przez rady gmin, rady powiatów i sejmiki wojewódzkie, jest podstawą do określenia obszarów bezpośredniego oraz potencjalnego zagrożenia powodzią w dolinie rzecznej. Na terenach obwałowanych zagrożenie bezpośrednie występuje między linią brzegu a wałem przeciwpowodziowym. Zagrożenie potencjalne powodzią dotyczy terenów zagrożonych przelaniem się wody przez koronę

wałów, zniszczeniem wałów lub uszkodzeniem budowli piętrzących.

Na Dolnym Śląsku materiałem pomocnym w wyznaczaniu stref ryzyka powodziowego w dolinie Odry może być wspólne opracowanie Ośrodka Koordynacyjno-Informacyjnego Ochrony Przeciwpowodziowej w Regionalnym Zarządzie Gospodarki Wodnej we Wrocławiu oraz międzynarodowej organizacji WWF Polska – Biuro Projektu Odra. Opracowanie powstało w ramach projektu „Bezpieczna Gmina nad Odrą” (Kitowski, Nieznański 2009). Na podstawie modelowania hydraulicznego, cyfrowego modelu wysokościowego DEM oraz danych historycznych, na 42 arkuszach map wydrukowanych w skali 1:20 000 umieszczono obok aktualnej sieci rzecznej treść topograficzną czerpaną z map 1:10 000, historyczny kilometr Odry, układ wałów przeciwpowodziowych, istniejące i planowane poldery, posterunki hydrologiczne, granice administracyjne, a przede wszystkim strefy zalewu o prawdopodobieństwach wystąpienia 1% i 10% oraz dodatkowo zasięg powodzi z 1997 r. Mapy zagrożenia powodziowego i potencjalnych zniszczeń powodziowych w różnych skalach opracowane dla Odry firmowane są także przez System Informacji Przestrzennej Dorzecza Odry SIDPO²⁹, jako projekt finansowany z udziałem funduszy Wspólnot Europejskich w ramach Programu Współpracy Przygranicznej Phare Polska – Niemcy 2003.

Problem geomorfologicznego oddziaływania wód powodziowych na dno dolin rzecznych stoi niekiedy w cieniu rozważań nad parametrami hydrologicznymi wezbrań, co doskonale widać w serii podręcznikowych opracowań *Ograniczanie skutków powodzi w skali lokalnej* sygnowanych przez Biuro Koordynacji Projektu Banku Światowego (np. Grocki, Czamara 2001, Radczuk i in. 2001, Radczuk, Żyszkowska 2001), mimo że gwał-

²⁹ URL:

http://www.programodra.pl/sipdo_public/ (data dostępu: 2009.10.15)

towne przekształcenia rzeźby często bywają główną przyczyną notowanych zniszczeń. W określonych warunkach powodują one bardziej dotkliwe straty niż sama inundacja. Sytuacja taka jest charakterystyczna głównie dla rzek górskich, gdzie można podjąć próbę wyznaczenia stref zagrożonych erozją i akumulacją rumowiska rzeczno i powodowanych przez nie zmian korytowych. W Polsce prac w tym zakresie jest jednak niewiele.

9.2. Prognozowanie zjawisk – informacje z przeszłości

Do poprawnego prognozowania przebiegu wezbrań i powodowanych przez nie zmian w morfologii terenu potrzebna jest szczegółowa wiedza, której podstawą są informacje o zdarzeniach powodziowych z przeszłości. Informacje historyczne dzielą się na dwie główne kategorie: obserwacje zdarzeń i zapisy instrumentalne zdarzeń. Pierwsze metodyczne opisy poświęcone wyłącznie zdarzeniom powodziowym powstawały w Europie na początku XVI w., a we Włoszech już w wieku XV (Gurnell i in. 2004). Pomiary hydrometryczne wprowadzono powszechnie od końca XIX w. Zmiany korytowe wywołane powodziąmi prezentowano zazwyczaj na mapach, które stanowią cenny dokument w rozważaniach nad dynamiką systemu fluwialnego i służą niekiedy jako wystarczające źródło do wyznaczenia stref zagrożenia powodziowego, jak np. w atlasie terenów zalewowych Loary (Żelaziński 2004). Pewne novum stanowiły obserwacje zmian profilu poprzecznego koryt.

Możliwe scenariusze przekształceń rzeźby należy czerpać z publikacji poświęconych podobnym wydarzeniom na całym świecie, aby wyrobić sobie pogląd na styl, natężenie i skalę procesów fluwialnych odpowiadających terenowi badań. Można podać jedynie kilka przykładów z odmiennych środowisk, bo wymienić wszystkich, nawet najważniejszych opracowań zawierających opisy skutków powodzi, nie sposób. Opisy

zdarzeń z całego świata zawierają publikacje Ginko (1977) oraz bardziej aktualna *Floods...* Smitha i Warda (1998). Przegląd najważniejszych danych o powodziach na świecie znajduje się w pracy O'Connor i Costy (2003), z obszaru Południowej Afryki u Pegrama i Paraka (2004), Europy u Mitchella (2003) oraz Estreli i in. (2001) lub strefy śródziemnomorskiej u Chave'a i Ballaisa (2006). Borgström i in. (1999) wymienili skutki gwałtownych powodzi, tzw. *flash floods*, w parku narodowym Fulufjället w centralnej Szwecji, Arnaud-Fassetta i in. (2002) efekty wezbrań w górskim departamencie Aude w południowej Francji, Weingartner i in. (2003) omówili cechy powodzi alpejskich na przykładzie obszaru Szwajcarii a Rachlewicz (2007) opisał wezbrania rzek na Spitsbergenie.

9.3. Źródła danych o powodziach na Dolnym Śląsku

9.3.1. Analiza map

Pomijając historyczne materiały kartograficzne, w badaniach nad rzeźbą fluwialną Dolnego Śląska wykorzystuje się z reguły mapy topograficzne w skali 1:10 000 i rzadziej 1:25 000. Pierwsze z nich, odzwierciedlają sytuację z lat 80. i 90. XX w. i zostały wykonane w układzie 1992 (Państwowy Układ Współrzędnych Geodezyjnych 1992), w którym stosuje się jedną strefę dla całej Polski z południkiem odniesienia 19° oraz odwzorowanie Gaussa-Krügera. Każdy z arkuszy obejmuje obszar o rozciągłości 6° długości geograficznej na 4° szerokości geograficznej. Niestety dla Dolnego Śląska nie ma pełnego pokrycia mapami w tym układzie i w niektórych przypadkach sięgać trzeba po starsze, monochromatyczne mapy w układzie 1965 (Państwowy Układ Współrzędnych Geodezyjnych 1965).

Do określania zasięgu i wydzielenia osadów czwartorzędowych w dnach dolin

stosuje się *Szczegółową Mapę Geologiczną Polski* w skali 1:50 000 oraz *Szczegółową Mapę Geologiczną Sudetów* w skali 1:25 000 opracowane przez Państwowy Instytut Geologiczny. Należy mieć jednak świadomość o ograniczeniach tych opracowań i kwestiach spornych odnośnie ich nieaktualnej treści. Mimo swojego wieku niejednokrotnie bardziej szczegółowe i bardziej poprawne pod względem wydzieleni osadów czwartorzędowych bywają niemieckie mapy geologiczne *Geologische Karten* 1:25 000. Wykartowany na nich zasięg aluwium holocenińskiego dobrze wyznacza granice oddziaływania wód powodziowych w tym okresie, zwłaszcza w przypadku rzek nizinnych, gdzie niejednokrotnie trudno odróżnić dno doliny od jej zboczy (Żurawek 1998).

Informacje o topograficznych działach wodnych, wodach powierzchniowych, wypływach wód podziemnych i ich pierwszym poziomie, przepuszczalności gruntów, obiektach gospodarki wodnej oraz punktach hydrometrycznych zawarte są na *Mapie Hydrograficznej Polski* w skali 1:50 000. Jej arkusze opatrzone są na odwrocie obszernym komentarzem autorów zawierającym także dane ilościowe z prowadzonych pomiarów i obserwacji zjawisk hydrologicznych.

Uzupełnieniem przeglądu źródeł kartograficznych może być *Mapa Sozologiczna Polski* w skali 1:50 000, dostarczająca wiedzy o degradacji środowiska przyrodniczego i obszarach rekultywowanych, jakie potrzebne są przy badaniach dolin rzecznych. Wszystkie nowe opracowania kartograficzne mają swój odpowiednik w postaci cyfrowej, dla której publikuje się również instrukcje do jej wykonania, jak np. *Wytyczne techniczne GIS – 3. Mapa Hydrograficzna Polski...* (Główny Geodeta Kraju 2005).

Dobrym przykładem odpowiedniej analizy materiałów kartograficznych, który wpisuje się w tematykę zagrożenia powodziowego, jest publikacja Czerwińskiego (1998). Autor ten na podstawie zebranych informacji popartych obserwacjami terenowymi opisał geologiczne, geomorfologiczne

i antropogeniczne uwarunkowania wystąpienia powodzi we Wrocławiu.

9.3.2. Analiza zdjęć lotniczych i satelitarnych

Prace z zakresu hydrografii i geomorfologii fluwialnej powszechnie korzystają z teledetekcji (Jankowski 1996, Gilvear, Bryant 2004). Zdjęcia wykonywane z powietrza lub przestrzeni kosmicznej dostarczają dokładnych informacji odnośnie zasięgu wód powodziowych i propagacji fali wezbraniowej, zwłaszcza kiedy wykonywane są w seriach czasowych. W badaniach geomorfologicznych szczególnie przydają się one dla wykreślenia układu koryt i powierzchniowych form akumulacji rzecznej (Marcus, Fonstad 2008). Najlepsze do tego celu są fotografie ortogonalne (pionowe), choć do oglądu sytuacji stosuje się nierzadko zdjęcia ukośne z przelotów rekonensansowych. Do odczytywania rzeźby dolinnej nadają się stereopary zdjęć, dzięki którym można odkryć niewidoczne z powierzchni terenu zagłębienia paleokoryt. Ich funkcję przejmują cyfrowe modele wysokościowe (DEM, ang. *Digital Elevation Model*) o wysokiej rozdzielczości. Rzeźbę fluwialną w małej skali badać można na scenach wykonywanych przez satelity programu Landsat w ramach badań NASA (ang. *National Aeronautics and Space Administration*) i USGS (ang. *United States Geological Survey*). Ich maksymalna rozdzielczość z najnowszej generacji satelity Landsat 7 wynosi 15 m dla pasma panchromatycznego, 30 m dla pasma wielospektralnego i 60 m dla podczerwieni.

Możliwość pomiarów kartometrycznych form rzeźby fluwialnej dostarczają ortofotomapy. Z biegiem lat są one coraz łatwiej dostępne i o coraz lepszej rozdzielczości. Zdjęcia powierzchni ziemi bez trudu oglądać można na portalach wymienionych w tab. 9.1. lub za pomocą programu *Google Earth*. Niektóre z nich umożliwiają zaznaczanie własnych lokalizacji, pomiary linii

oraz powierzchni, wgranie punktów oraz tras z odbiornika GPS (ang. *Global Positioning System*), czy też podświetlenie rzeźby terenu lub innych informacji przestrzennych.

Tab. 9.1. Ortofotomapy dorzecza Odry w serwisach internetowych (data dostępu: 2008-09-01)

Adres serwisu	Obszar	Rozdzielczość
www.maps.google.pl	całe dorzecze	różna
www.zumi.pl	całe dorzecze	0,82 m
www.geoportal.gov.pl	całe dorzecze	0,5 m
www.geoserwer.pl	wybrane obszary	0,82 m
www.mapy.cz	pogranicze polsko-czeskie	do 10 cm
www.wroclaw.pl	miasto Wrocław	10 cm 80 cm

Kiedy niezbędne stają się obrazy pojedynczych form fluwialnych, np. odsypów śródkorytowych, można stosować metodę zdalnego fotografowania z balonu wypuszczonego na uwięzi. Zniekształcenia perspektywy przez obiektów, wyraźne przy niskim pułapie zawieszenia aparatu, wymagają jednak zniwelowania w odpowiednim programie graficznym, jeśli obraz ma służyć do dokładnych pomiarów. Podobnie ma to miejsce przy pomiarach granulometrii żwirów na podstawie fotografii cyfrowej. Możliwości mierzenia składu grubofrakcyjnego rumowiska stwarza m.in. program Digital Gravelometer firmy Sedimetrics.

Wśród publikacji poświęconych analizie rzeźby fluwialnej w dorzeczu Odry z wykorzystaniem technik teledetekcji na uwagę zasługują co najmniej 3 z nich. W 1974 r. Wroński opublikował artykuł o rozwoju przedsudeckiego odcinka Nysy Kłodzkiej, w którym dokonał m.in. szacowa-

nia zmian wartości przepływu cieku na podstawie pomiarów geometrii koryt współczesnego i plejstocénskiego, widocznych na zdjęciu lotniczym. Stereopary zdjęć lotniczych posłużyły Ruszczyckiej-Mizerze (1978) do wydzielenia form rzeźby dolinnej charakterystycznych dla odcinka Odry powyżej Wrocławia. W 2005 r. ukazała się natomiast obszerna praca Stabel, poświęcona morfodynamice doliny Odry podczas powodzi w 1997 r. Autorka analizowała stanowiska od Chałupki po Kostrzyn, a także jedno stanowisko na Nysie Kłodzkiej.

9.3.3. Analiza numerycznego modelu wysokościowego

Dobrze skonstruowany numeryczny model wysokościowy (DEM) o szczególności dobranej do obiektu badań wypiera obecnie potrzebę analizy rzeźby terenu przy pomocy mapy topograficznej (Bishop, Shroder 2004). DEM tworzy się w oparciu o zdjęcia radarowe lub skaniny laserowe prowadzone z powietrza (satelity, samolotu), ewentualnie ze stanowisk naziemnych dla stromych zboczy dolin. Tradycyjną metodą uzyskania modelu jest także interpolacja zwektoryzowanej mapy poziomicowej, jednak sposób ten generuje nakładające się na siebie błędy pomiaru geodezyjnego, interpolacji i odwzorowania kartograficznego, wektoryzacji, ponownej interpolacji i wreszcie rejestracji w układzie współrzędnych.

Nie ma problemu z uzyskaniem bezpłatnych rastrowych modeli radarowych SRTM (ang. *Shuttle Radar Topography Mission*), których rozdzielczość (rozmiar pojedynczego rastra) wynosi ok. 90-90 m. Pokrycie dla całego świata, z wyłączeniem stref okołobiegunowych, zostało udostępnione przez USGS. Taka rozdzielczość pozwala analizować strukturę systemu rzeczno-ego w mniejszej skali, jednak nie wystarcza do szczegółowych wydzieleni form fluwialnych oprócz głównych stref erozyjnych i akumulacyjnych (stożków napływowych, równi

zalewowych). Najbardziej szczegółowe modele ze skaningu laserowego LIDAR (ang. *Light Detection and Ranging*), które mogą uwzględniać nie tylko powierzchnię terenu, ale i powierzchnie poszczególnych pięter lasu, mają rozdzielczość rzędu 10–25 cm. Przy takiej szczegółowości możliwe jest badanie nie tylko form rzeźby dolinnej, ale do pewnego stopnia struktury samych koryt. Wzrost rozdzielczości pociąga za sobą jednak zwiększoną wagę plików oraz zapotrzebowanie na moc obliczeniową komputerów.

Istnieje wiele aplikacji do pracy z cyfrowymi modelami wysokościowymi. Do analizy rzeźby stworzony został m.in. program MicroDEM Petmar Trilobite Breeding Ranch (Guth 2002, 2007). Spośród wielu darmowych programów wyróżnia się on mnogością obsługiwanych formatów danych, możliwością ich konwersji oraz kompletną dokumentacją zawartą w pliku pomocy *help*, która obejmuje nie tylko opis wszystkich funkcji programu, ale także algorytmy obliczeniowe, literaturę na ten temat i odnośniki do bezpłatnych baz danych i stron internetowych. Uznany na świecie niekomercyjnym programem jest GRASS. Na uwagę zasługują także rozbudowane aplikacje QGIS, SAGA, MapWindow GIS, BASINS, TAS, Whitebox, ILWIS, gvSIG i wiele innych. Do zastosowań biznesowych stosuje się z reguły programy komercyjne, takie jak ArcView firmy ESRI, MicroStation firmy Bentley Systems, MapInfo firmy Pitney Bowes, TNTmips firmy MicroImages, a przy projektowaniu budowlanym moduły 3D programu AutoCAD (Autodesk).

Na podstawie numerycznego modelu wysokościowego oraz modeli hydrologicznych powszechnie wyznacza się strefy zagrożenia powodziowego. Z reguły uwzględnia się jednak zagrożenie ze strony wzrostu poziomu wody, bez rozważań nad zmianami geomorfologicznymi rzeźby dolinnej (w tym zmianami przekroju poprzecznego koryta i dna doliny), co przedstawiają prace Żelazińskiego (2005), Szypuły (2001) czy Kościeckiego i Twaróg (2002).

9.3.4. Modelowanie zjawisk hydrologicznych i geomorfologicznych

Nowoczesna hydrologia i geomorfologia opierają się na modelowaniu zjawisk fluwialnych. Powstające modele dzielą się na 3 podstawowe grupy. Wyróżnia się modele empiryczne oparte na pomiarach i ich statystycznej obróbce, modele koncepcyjne wymagające późniejszej konfrontacji z rzeczywistością oraz modele wynikające z praw fizyki. W konstruowaniu modeli można stosować pomiary kartometryczne, tak jak w pracy Landona i Piégay (1994) poświęconej wyznaczeniu zmian profilu podłużnego rzeki Giffre we francuskich Alpach w okresie 1912–1993 r., zebranie danych ze szczegółowych badań terenowych danego typu cieków, np. rzek roztokowych w publikacji Sambrooka Smitha i in. (2006), analizę odcinków testowych koryta cieku, jak w artykule Heritage'a i in. (2003) o przewidywaniu przepływów powodziowych czy też symulacje GIS (ang. *Geographic Information System*) użyte przez Büchele i in. (2006) do wyznaczania stref zagrożenia powodziowego w Szwajcarii.

Narzędzia GIS są obecnie podstawą modelowania przestrzeni geograficznej. Znacznie ułatwiają predykcję przemieszczania się fali powodziowej czy efektów przerwania wałów powodziowych (Twaróg 2004). Modelowanie opiera się także na fizyczno-matematycznych opisach hydrauliki cieczy w kanałach otwartych, zawartych w klasycznych pracach z tej dziedziny: Gončarova (1954) czy Hendersona (1966). Pionierem zaawansowanego modelowania GIS procesów stokowych i fluwialnych – erozji, transportu i akumulacji materiału skalnego – jest Mitasova. Jej prace (Mitasova i in. 1995, 1996, Mitas, Mitasova 1998) zawierają algorytmy przeniesione później jako funkcje oprogramowania GRASS GIS. Jedne z najnowocześniejszych modeli komputerowych używanych w Polsce do określania zasięgu strefy powodziowej zaimplemento-

wane są w pakiecie MIKE FLOOD firmy DHI, zawierającym narzędzia MIKE 11 oraz MIKE 21 do modelowania jedno- i dwuwymiarowego (Grzonka 2009, Kondziolka, Radoń 2009). Opcjonalne narzędzie MIKE 21C stworzone zostało do prognozowania parametrów hydrodynamicznych cieków, transportu rumowiska, odporności na rozmywanie dna, erozji brzegów i wielkoskalowego geomorfologicznego modelowania koryt, a także do graficznego przedstawiania uzyskanych wyników (DHI Water&Environment). Pozwala ono na określenie wzajemnego oddziaływania rzeki i terenów zalewowych z uwzględnieniem wpływu budowli hydrotechnicznych, mostów, obwałowań i pokrycia roślinnego równi zalewowej. Wśród wielu innych użytkowych modeli symulacyjnych wymienić można także opracowane przez US Army Corps of Engineers Hydraulic Engineering Center modele HEC-HMS, służący do obliczania odpływu ze zlewni oraz transformacji fal wezbraniowych w kanałach otwartych, oraz HEC-RAS, pozwalający m.in. na obliczanie profili zwierciadła przepływów stacjonarnych, symulację przepływów nieustalonych, estymację transportu rumowiska i analizę jakości wody, lub model CARIMA powstały w Laboratoire d'Hydraulique de Sogreah, umożliwiający symulację przepływu wody i zanieczyszczeń w sieciach cieków i na terenach zalewowych (Radczuk i in. 2001, Samuels 2006, *River Analysis System...* 2008, *Hydrologic Modeling System...* 2009).

Obok modelowania przepływu wody w warunkach powodziowych, na świecie stosuje się wiele sprawdzonych modeli erozji i depozycji luźnych osadów, dotyczących z reguły powierzchni stokowych. Przegląd i porównanie 18 takich modeli zawiera publikacja Merritt i in. (2003). Jednym z nich jest szeroko rozpowszechniony, przeznaczony do analizy systemu stokowego i akceptowany przez gleboznawców empiryczny model USLE (ang. *Universal Soil Equation*), którego jeszcze szerszy opis można znaleźć u Laflena i Moldenhauera (2003), a także jego

modyfikacja – model RUSLE (ang. *Revised Universal Soil Loss Equation*) (Renard i in. 1991, 1994). Model RUSLE ma postać:

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P,$$

gdzie: A – masa gleby wyerodowana z powierzchni terenu w ciągu roku [$\text{Mg} \cdot \text{ha}^{-1}$], R – wskaźnik erozyjności deszczu i spływu dla danej lokalizacji [$(\text{MJ} \cdot \text{ha}^{-1}) \cdot (\text{cm} \cdot \text{h}^{-1})$], K – wskaźnik podatności gleby na erozję wodną [$(\text{Mg} \cdot \text{ha}^{-1}) \cdot (\text{MJ} \cdot \text{ha}^{-1}) \cdot (\text{cm} \cdot \text{h}^{-1})$], L – wskaźnik długości stoku (bezwymiarowy), S – wskaźnik nachylenia stoku (bezwymiarowy), C – wskaźnik pokrywy roślinnej (bezwymiarowy), P – wskaźnik zabiegów przeciwoerozyjnych (bezwymiarowy).

Obie formuły, mimo że chętnie wykorzystywane przez naukowców, nie są pozbawione wad. Krytykę znaleźć można choćby w artykule Kinnella (2005). Z reguły używa się ich jedynie dla małych zlewni badawczych o ściśle ustalonych cechach.

Powszechnie znany jest także model USLED (ang. *Unit Stream Power – based Erosion Deposition*), oparty na koncepcji Moore'a i Burcha (1986a,b), wykrywający miejsca obniżenia zdolności transportowej cieków (Mitasova i in. 1996, Mitas, Mitasova 1998, Drzewiecki, Mularz 2005).

Wśród modeli, na podstawie których można określać ruch rumowiska w korycie rzeczonym, stosuje się m.in. formuły Meyer-Petera i Müllera, Ackersa i White'a, Bagnolda, Parkera i in. (Barry 2004). Wciąż pojawiają się nowe modele dla konkretnych odcińków koryt, jak chociażby dla rzek górskich z układem bystrze-przegłębienie (ang. *pool-riffle*) (Rathburn, Wohl 2003). Wyniki nowoczesnego modelowania mogą dobrze wspomagać tradycyjne metody zapobiegania erozji, opisane np. w pracy Gila (1990), czy wyznaczania stref zagrożenia dynamicznymi przekształceniami rzeźby.

9.3.5. Prace terenowe

Prace terenowe, jakie mają na celu analizę rzeźby fluwialnej, prowadzi się w naszej strefie klimatycznej przez cały rok wyłączając okresy zalegania pokrywy śnieżnej. Najlepszym okresem do obserwacji są miesiące wiosenne i jesienne, poza czasem wegetacji roślin skutecznie maskujących elementy rzeźby. Bezdyskusyjnie obserwacje skutków wezbrania najlepiej prowadzić podczas jego trwania i tuż po zakończeniu epizodu wezbraniowego. Większość efektów erozyjnych lub powierzchni akumulacji rzecznej ulega bowiem szybkiemu zatarciu wskutek procesów naturalnych, w tym m.in. zarastania roślinnością pionierską oraz wskutek działań ratowniczych, naprawczych czy renowacyjnych człowieka, czasem już dzień po zdarzeniu. Prace związane z inwentaryzacją form dna dobrze prowadzić w okresie posuszny przy niżówkowych stanach wody i ekspozycji powierzchni dennej.

Informacji o przebiegu ekstremalnych przepływów szuka się nie tylko w obserwacjach współczesnych procesów fluwialnych. Powodzie są dobrze udokumentowane zapisem sedymentologicznym (Jacobson i in. 2003) i artefaktami pogrzebanymi przez aluwium (Brown i in. 2003), które podobnie jak zapis dendrochronologiczny (Klimek i in. 2002) pozwalają na określenie ram czasowych wystąpienia zjawiska.

9.3.6. Geomorfologiczne kartowanie terenowe

Kartowanie terenowe jest podstawą do określenia warunków hydromorfologicznych cieków. W Europie prowadzi się je często dla oceny stanu środowiska rzek zgodnie z wytycznymi brytyjskiej służby *River Habitat Survey* (Raven i in. 1998, Szoszkiewicz 2008). Ocena ta dokonywana jest przez wskaźniki: jakości habitatu HQA (ang. *Habitat Quality Assessment*) zależny od zakresu i różnorodności naturalnych struktur oraz

wskaźnik modyfikacji habitatu HMS (ang. *Habitat Modification Score*) zależny od zmian wprowadzonych przez człowieka. Według opracowanej metodyki do kartowania służy specjalny formularz zawierający listę wyboru cech odpowiednich dla poszczególnych komponentów środowiskowych doliny. Określa się m.in. kształt doliny rzecznej, użytkowanie terenu w odległości do 50 m od rzeki, modyfikacje jej brzegów, materiał budujący brzegi, użytkowanie terenu do 5 m od brzegu, strukturę roślinności nadbrzeżnej, profil brzegów i ich cechy wraz z zadrzewieniem, cechy koryta, w tym liczbę płos, bystrzy i odsypów, sztuczne budowle hydrotechniczne, zmianę geometrii koryta, retencję, modyfikacje koryta, typ przepływu, materiał dna, liczbę koryt etc.

Z punktu widzenia geomorfologa w poznaniu i późniejszym przewidywaniu tendencji procesów fluwialnych podstawą jest kartowanie głównie form i osadów rzecznych, jakie powstały podczas minionych zdarzeń wezbraniowych. Kartowanie takie prowadzi się na całym świecie. Opis metodyki w odniesieniu dla takich egzotycznych miejsc jak Nepal znaleźć można w pracy Khanala i in. (2007), dla Salwadoru w publikacji Fernández-Lavado i in. (2007), a dla specyfiki obszarów miejskich podtapianych podczas opadów burzowych w artykule Hankina i in. (2008).

Polska ma niemały udział w rozwoju kartografii geomorfologicznej. W zespole opracowującym zunifikowaną legendę do *Geomorfologicznej Mapy Świata* brali udział m.in. Klimaszewski oraz Gilewska i Klimek (Klimaszewski 1953, Bashenina i in. 1968). Zalecenia względem legendy podobnego typu zawiera także *Instrukcja do zdjęcia geomorfologicznego* Bartosika (1975). Dla rzek karpackich z powodzeniem stosuje się instrukcję kartowania *River channel mapping instruction...* opracowaną przez ośrodek krakowski (Kamykowska i in. 1999). Podczas kartowania terenowego pomocne są także znaki kartograficzne stosowane w pracach hydrograficznych, których zbiór opracowany

przez Horodyskiego i Ostrowskiego znajduje się w *Przewodniku do hydrograficznych badań terenowych* (Gutry-Korycka, Werner-Więckowska 1996) lub w opracowaniach z dziedziny melioracji, zebrane np. przez Weycherta (1958).

Kartowanie terenowe już przed niemal 40 laty posłużyło Kaszowskiemu i Kotarbie (1970) do scharakteryzowania procesów oraz form erozyjnych i akumulacyjnych, dostaw rumowiska oraz związków między nimi w łóżysku rzeki Kobylanki na Wyżynie Krakowskiej. Było ono także podstawą do badania przez Kaszowskiego (1975) morfodynamiki koryta potoku Białego w Tatrach. W nowszych pracach przykład kartowania form fluwialnych znajduje się choćby u Krzemienia (2006). Autor ten dokonał podziału koryta Czarnego Dunajca na odcinki o odmiennej morfodynamice (erozyjne, transportacyjne, redepozycyjne, depozycyjne i inne).

Na Dolnym Śląsku kartowane były skutki niemal każdej większej powodzi w Sudetach i na Przedgórzu, najbardziej szczegółowo przez Dąbrowską w zlewni karkonoskiego potoku Skałka (Dąbrowska, Kasprzak 2005). Instrukcja do kartowania terenowego uwzględniająca specyfikę regionu i rzeźby fluwialnej nigdy jednak nie powstała. Inaczej rzecz wygląda u naszych południowych sąsiadów. W Czechach środowisko naukowe wypracowało obszerne instrukcje i zalecenia odnośnie kartowania form powodziowych autorstwa Langhammera i zespołu (2005) oraz Langhammera i Kříňka (2007). Pochodzi stamtąd także oryginalna praca Voņenílka i in. (2001) poświęcona integracji badań geomorfologicznych z systemami GPS oraz GIS.

Pomiary lokalizacji obiektów za pomocą odbiorników GPS stają się standardem w pomiarach geodezyjnych, ale także w nowoczesnym kartowaniu geomorfologicznym i geologicznym (Dzierżek i in. 2008). Do precyzyjnego wyznaczania pozycji w poziomie z dokładnością submetrową lub nawet rzędu milimetrów potrzeba wyspecjalizowa-

negu urządzenia i korekty na podstawie sygnału z naziemnej stacji referencyjnej. Jednak do osadzenia w przestrzeni dużych form fluwialnych, badania krętości koryt czy wyznaczenia charakterystycznych odcinków rzek można z powodzeniem stosować popularne, tańsze odbiorniki GPS z modulem SiRFstar III. Precyzja ich pomiaru w sprzyjających warunkach (dobry układ widocznych satelitów, odsłonięty nieboskłon) wynosi 1–3 m. Bardziej zaawansowane funkcje kartowania z użyciem GPS uzyskuje się dzięki oprogramowaniu do kartowania terenowego, działającego na komputerach przenośnych. Najbardziej znanym z nich jest aplikacja ArcPad firmy ESRI, aktualnie w wersji 8 (wrzesień 2008 r.). Umożliwia ona w terenie rejestrację punktów, linii i poligonów, a także ich ręczne nanoszenie (Clarke i in. 2002), ułatwiając w ten sposób wszelkie pomiary form rzeźby. Wśród opcji programu znajdują się uzupełnianie tablic atrybutów (tworzenie bazy danych), rejestracja odczytów z zewnętrznego dalmierza laserowego, nawigacja na podkładzie obrazu rastrowego (np. zarejestrowanego w układzie współrzędnych zdjęcia lotniczego czy mapy topograficznej) i wiele innych. Mimo że ArcPad został stworzony do współpracy z platformą ArcGis, tworzone przez niego pliki o rozszerzeniu *.shp* są akceptowane przez inne, również darmowe programy GIS.

9.3.7. Botaniczne kartowanie terenowe

Do wyznaczenia terenów, które podczas wezbrań rzeki znajdują się w zasięgu bezpośredniego oddziaływania wód powierzchniowych, można posługiwać się roślinami wskaźnikowymi (Świerkosz 2004). Najlepszymi bioindykatorami terenów zalewowych będą rośliny łatwe w rozpoznawaniu. Rast i in. (2000) dla doliny Odry wyróżnili 9 z nich:

- topola czarna (*Populus nigra*) – występowanie zarośli topoli czarnej lub jej mieszańców (*Populus x canadensis*) wskazuje na dynamiczne procesy ko-

rytowe, odnowienia wymagają świeżych, pozbawionych roślinności aluwialnych powierzchni piaszczystych lub żwirowych;

- wierzba biała (*Salix alba*) i wierzba krucha (*Salix fragilis*) – odnowienia na świeżych, przeważnie drobnofrakcyjnych aluviach w strefie brzegowej przy dynamicznych procesach korytowych lub na namulach w rejonach spiętrzeń wody;
- olsza szara (*Alnus incana*) – charakterystyczna do pogórza, porasta grubofrakcyjne aluwia, jest bioindykatorem aktywnych procesów fluwialnych;
- śnieżyczka przebiśnieg (*Galanthus nivalis*) i kokorycz pusta (*Corydalis cava*) – charakterystyczne dla żyznych siedlisk lasów łęgowych i wilgotnych mezofilnych lasów liściastych, rosną na luźnych glebach o znacznej miąższości i zmiennych warunkach wodnych;
- rutewka żółta (*Thalictrum flavum*) i rutewka wąskolistna (*Thalictrum lucidum*) – porastają ekstenzywnie użytkowane łąki na obszarze terenów zalewowych o zmiennym poziomie wód gruntowych;
- czarcikęs łąkowy (*Succisa pratensis*) – bioindykator torfowisk niskich oraz ubogich łąk zmienno-wilgotnych;
- selernica żyłkowana (*Cnidium dubium*) – porasta umiarkowanie żyzne łąki na obszarach podmokłych, okresowo zalewanych wodami powierzchniowymi lub podnoszącymi się wodami gruntowymi;
- kotewka orzech wodny (*Trapa natans*) – bioindykator eutroficznych, szybko nagrzewających się starorzeczy o głębokości do 2 m i zmiennym poziomie lustra wody;
- okrzęznica bagienna (*Hottonia palustris*) – porasta płytkie i okresowo wysychające starorzecza, często na zacienionych stanowiskach w lasach łęgowych.

Powierzchnie będące w zasięgu wód powodziowych, w tym tereny aktywnie modelowane strefy przykorytowej zasiedlane są często w pierwszej kolejności przez gatunki inwazyjne (Chuman i in. 2006). Zaliczyć do nich można (Anioł-Kwiatkowska 2005, Langhammer i in. 2005):

- rdestowiec ostrokończysty (*Reynoutria japonica*)
- rdestowiec sachaliński (*Reynoutria sachalinensis*);
- barszcz Mantegazziego, inaczej b. kaukaski, b. mantegazyski (*Heracleum mantegazzianum*)
- niecierpek gruczołowaty, inaczej n. himalajski, n. Roylego (*Impatiens glandulifera*)
- nawłóć kanadyjska (*Solidago canadensis*)
- słonecznik bulwiasty, inaczej topinambur, bulwa (*Helianthus tuberosus*)
- łubin trwały (*Lupinus polyphyllus*)
- klon jesionolistny (*Acer negundo*)

Wydzielać można także siedliska roślin:

- rudbekia naga, inaczej roztoicznica naga (*Rudbeckia laciniata*)
- przymiotno białe (*Erigeron annuus*)
- konyza kanadyjska, inaczej przymiotno kanadyjskie (*Conyza canadensis*)
- robinia akacjowa, inaczej grochodrzew biały, robinia biała, grochodrzew akacjowaty (*Robinia pseudoacacia*)
- winobluszcz pięciolistkowy (*Parthenocissus inversa*)
- żóltlica drobnokwiatowa (*Galinsoga parviflora*)

Maksymiuk (1996) zaleca, aby kartować tylko te gatunki i zespoły roślin, które występują masowo (łanowo), szacując szerokość obszaru ich występowania, powierzchnię oraz kształt pasa. W opracowaniu tym nie ma miejsca na szczegółowe opisy oraz ilustracje wymienionych gatunków roślin. Do nauki rozpoznawania bioindykatorów najlepiej sięgnąć po literaturę fachową z zakresu botaniki. Mogą to być klasyczne publikacje, takie jak *Rośliny Polskie* (Szafer i in. 1988) lub inne klucze do oznaczania roślin, np. autorstwa Mowszowicza (1975, 1977, 1980) czy Rutkowskiego (2004). Źródłem łatwo dostępnych informacji będą zbiory zawarte na stronach biologicznej wirtualnej biblioteki Stübera (2007), zawierającej m.in. skany rycin z botanicznego atlasu Thomé'a (1885), rozpowszechniane na zasadach powszechnej licencji publicznej GNU (ang. *General Public License*). Do identyfikowania gatunków roślin porastających brzegi i lustro wody służy także opracowany przez Tomaszewicza i Kłosowskiego *Atlas roślin wskaźnikowych bagien, cieków i zbiorników zarastających* umieszczony w *Przewodniku do hydrograficznych badań terenowych* (Gutry-Korycka, Werner-Więckowska 1996).

W sytuacji, gdy wyznacza się duże obszary zalewowe, żmudnego kartowania terenowego można zaniechać na rzecz badań teledetekcyjnych. Do wydzielania zbiorowisk roślinnych, szczególnie pod względem różnic wilgotności gruntu, można zastosować sceny Landsat. Dla uzyskania pewnego wyniku niezbędne będzie przeprowadzenie klasyfi-

kacji nadzorowanej zdjęcia. Świetnym narzędziem do takich prac jest oprogramowanie MultiSpec (Biehl, Landgrebe 2002).

9.3.8. Bazy danych

Zbierane informacje o geomorfologicznych przekształceniach rzeźby fluwialnej będą bardziej przydatne do dalszych badań, jeśli podda się je standaryzacji i przystosuje do dalszego przetwarzania, w tym komputerowej, kartograficznej wizualizacji i oceny eksperckiej. Mogą one być przydatne dla każdej grupy działań, w ramach funkcjonowania zarządzania kryzysowego, wymienionych przez Kolejkę i Svatoňową (2009) – w działaniach zapobiegawczych (ocenie skali ryzyka, określeniu miejsc, w których wystąpienie konkretnych niekorzystnych zjawisk jest najbardziej prawdopodobne), planowaniu zasięgu (klasyfikowaniu rodzajów zdarzeń i miejsc zasięgu), zarządzaniu operacyjnym (przedstawianiu zadań zarządcom i obywatelom), następujących działaniach naprawczych o długim i średnim czasie trwania oraz w długotrwałej likwidacji skutków powodzi.

Do tworzenia baz danych wykorzystuje się zwyczajowo arkusze kalkulacyjne bądź formularze programu Access (Microsoft Office) lub Base (OpenOffice). Lepiej jednak, jeśli dane są osadzone w przestrzeni geograficznej i dostępne w programie GIS. W bazie danych poświęconej formom i procesom fluwialnym nie może zabraknąć ich klasyfikacji oraz źródeł cytowania informacji. Przykładowymi bazami danych mogą być projekt Systemu Informacji Przestrzennej Dorzecza Odry SIPDO wspierający *Program dla Odry 2006* (Poprawski i in. 2004) lub koncepcja bazy danych dla zlewni Odry opracowana w Zakładzie Hydrogeologii Stosowanej Uniwersytetu Wrocławskiego (Chudy 2004).

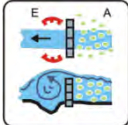
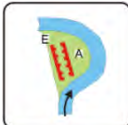
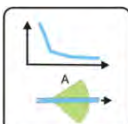
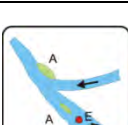
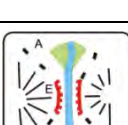
W Polsce podjęto już wiele prób stworzenia baz danych odnoszących się do zjawisk katastrofalnych. Bazy te nie są jednak

kompletne lub ograniczają się do poszczególnych regionów kraju, ponieważ rozwijają je zazwyczaj ośrodki uniwersyteckie pozbawione wydajnej kooperacji lub instytucje państwowe nie współpracujące wydatnie z jednostkami badawczymi. Dane kompletowane przez IMGW (Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej) lub oddziały RZGW (Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej) nie są łatwo dostępne. Korzystanie z tych zasobów pociąga za sobą koszty finansowe.

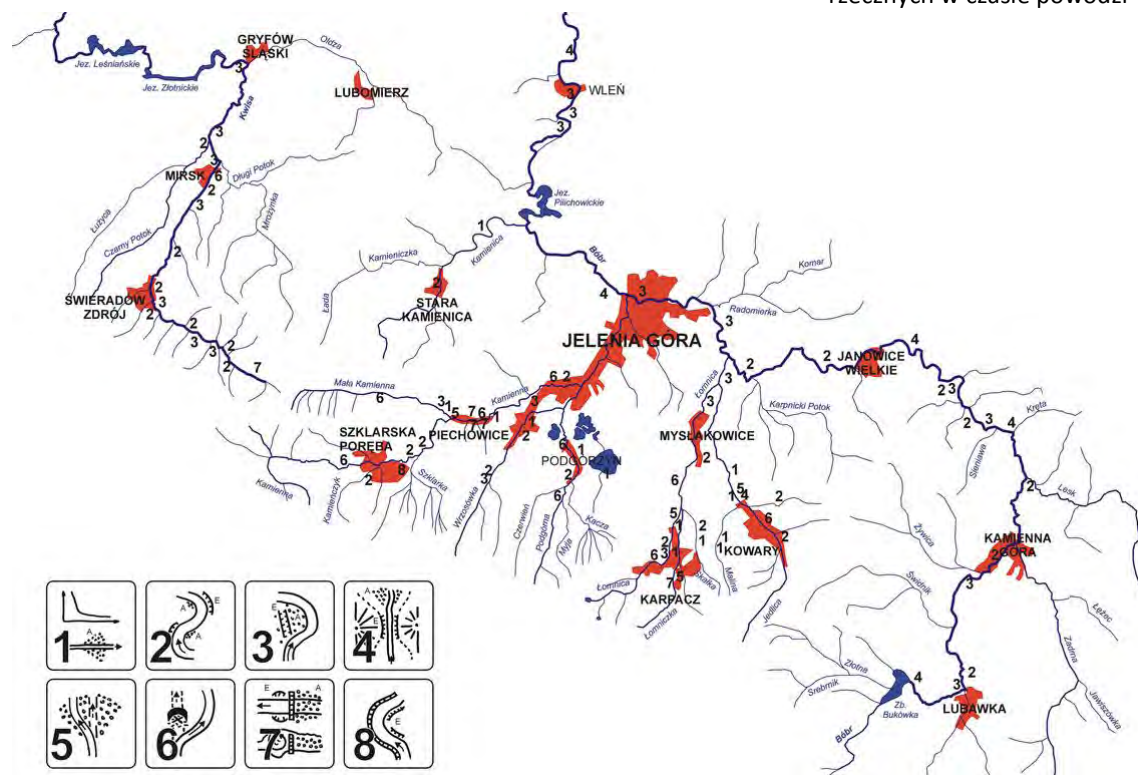
9.4. Typowe scenariusze przekształceń rzeźby podczas katastrofalnych zdarzeń fluwialnych

Na podstawie obserwacji geomorfologicznych skutków minionych powodzi można nakreślić scenariusze potencjalnych zmian w rzeźbie dolinnej dla typowych sytuacji terenowych. Przedstawione zostały one schematycznie na ryc. 9.1. Koncepcję tę trzeba jednak traktować z pewną rezerwą, bo scenariusze przedstawiają jedynie ogólne tendencje zmian.

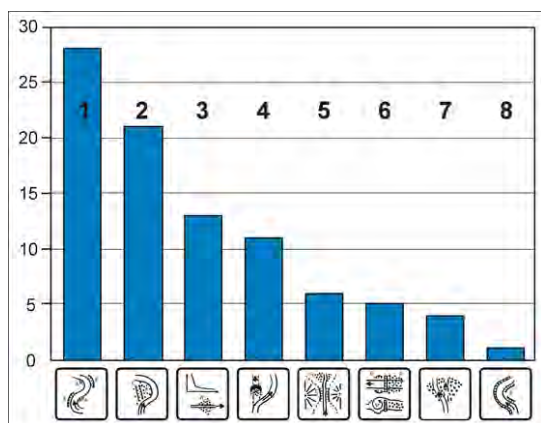
Na podstawie stworzonego schematu zbadano występowanie zniszczeń powodziowych zaistniałych w poszczególnych sytuacjach. Rozpatrzono 89 przypadków, jakie zebrano dla dorzecza górnego Bobru z informacji literaturowych oraz własnych obserwacji (ryc. 9.2). Z zestawienia (ryc. 9.3.) wynika, że geomorfologiczne efekty procesów fluwialnych zagrażają szczególnie krętym odcinkom cieków, gdzie działa erozyjne podcinanie wklęsłych brzegów. W niebezpieczeństwie są także zakola, gdzie dochodzi do rozcinania erozyjnego przez koryta przelewowe i akumulacji rumowiska oraz odcinki, gdzie następują zmiany spadku hydraulicznego. W następnej kolejności zniszczenia spowodowane były tworzeniem zatorów na mostach.

	ZAKOLA Procesy erozyjne na brzegach wklęsłych oraz depozycja rumowiska rzecznicznego na brzegach wypukłych		SZTUCZNE PRZESZKODY Oddziaływanie zabudowy hydrotechnicznej, nagła zmiana obciążenia rzeki poniżej pułapek sedimentacyjnych powoduje erozję dna i brzegów
	KORYTA PRZELEWOWE (SKRÓTY POWODZIOWE) Rozcięcie ostrogi zakola korytem powodziowym, depozycja rumowiska na powierzchni ostrogi		AWULSJA Zmiany korytowe na stożkach napływowych wskutek depozycji rumowiska, predyspozycja do rozłokowania
	ZMNIJSZENIE SPADKU Depozycja rumowiska rzecznicznego wskutek zmniejszenia spadku hydraulicznego, sypanie stożków napływowych poniżej krawędzi morfologicznych gór		UMOCNIENIE BRZEGU Nasilona erozja boczna brzegu wypukłego w sytuacji sztucznego umocnienia brzegu wklęsłego
	ZATOR ŚWIATŁA MOSTU Awulsja rzeki i formowanie nowych koryt, sytuacja typowa przy zatorach z rumoszu drzewnego		DOPŁYWY Depozycja rumowiska rzecznicznego w postaci odsypów centralnych i bocznych, erozja dna w miejscu złączenia nurtów cieku głównego i dopływu
	PRZEŁOM RZECZNY Zmiana szerokości dna doliny, erozja wgłębna boczna i wgłębna na odcinku przełomowym, depozycja aluwium w strefie wylotu z przełomu		

Ryc. 9.1. Typowe scenariusze potencjalnych zmian rzeźby dolin rzecznych w czasie powodzi



Ryc. 9.2. Rozmieszczenie zniszczeń powodziowych w dorzeczu Bobru spowodowanych typowymi przekształceniami rzeźby fluwialnej. Objaśnienia: 1 – sytuacja zakoli rzecznych, 2 – skrót powodziowy, 3 – zmniejszenie nachylenia profilu podłużnego cieku, 4 – zator światła mostu, 5 – sytuacja przełomu rzecznicznego, 6 – sztuczne przegrodzenie koryta, 7 – awulsja na stożku napływowym, 8 – jednostronne umocnienie brzegu. Według: Kasprzak (2006a)



Ryc. 9.3. Częstość występowania zniszczeń powodziowych w wyniku typowych przekształceń rzeźby fluwialnej z 89 obserwacji dla dorzecza górnego Bobru (do Wlenia). Objaśnienia: 1 – sytuacja zakoli rzecznych, 2 – skrót powodziowy, 3 – zmniejszenie nachylenia profilu podłużnego cieku, 4 – zator światła mostu, 5 – sytuacja przełomu rzeczne-go, 6 – sztuczne przegrodzenie koryta, 7 – awulsja na stożku napływowym, 8 – jednostronne umocnienie brzegu

9.5. Mapy ryzyka potencjalnych przekształceń rzeźby dolinnej

Zmniejszeniu strat powodziowych służyć powinny szczegółowe mapy zagrożenia, podatności na zniszczenia i ryzyka związane z procesami erozji rzecznej i depozycji rumowiska rzeczne-go. Obszary nasilonej erozji i depozycji są zazwyczaj niedostatecznie rozpoznane lub nieudokumentowane, mimo okazji, jakie przynoszą kolejne duże wezbrania. Brakuje także literatury zawierającej wytyczne do prowadzenia prac w tym zakresie. Kolejnym problemem są przeszkody w modelowaniu tego typu zjawisk – niemożliwe do zmierzenia w skali całej zlewni zmiany odporności brzegów rzecznych na erozję czy wielkości dostawy drobnofrakcyjnego materiału stokowego do koryt. Praktycznie nie ma też struktury odpornej na zniszczenie w środowisku wodnym (działanie kawitacji etc.). Procesy geomorfologiczne zmieniają ponadto w czasie swoje natężenie i wartości progowe odpowiedzialne za

uruchomienie poszczególnych zjawisk. Na przestrzeni dekad i wieków zmieniają się także tendencje erozyjno-akumulacyjne cieków.

Mimo napotkanych trudności, na świecie powstają opracowania w tym zakresie. Część z nich opiera się na modelowaniu GIS i aproksymacji rzeczywistości, inne polegają na analizie minionych zdarzeń i kartowaniu geomorfologicznym. W drugim przypadku bada się zazwyczaj przeszłe zmiany krętości i zmiany profilu podłużnego koryt rzecznych oraz zmiany ich linii brzegowej, tak jak w pracy Langhammera i Matouňkovej (2006) poświęconej wyznaczeniu współczynnika ryzyka dla czeskiej rzeki Blanicy w dorzeczu Łaby.

Odpowiednio skonstruowana mapa ryzyka potencjalnymi zmianami w rzeźbie dolinnej powinna spełniać takie same zadanie jak klasyczna mapa zagrożenia powodziowego, a więc dawać obraz zmian w sytuacji zagrożenia i służyć planom zagospodarowania przestrzennego oraz programom zarządzania (Foster 1983). W niektórych miejscach, głównie tam, gdzie dochodziło w przeszłości do zmian korytowych lub ingerowano w krętość koryt, można opierać się jedynie na materiale kartograficznym. Niekiedy przynosi to doskonałe efekty, tak jak w wypadku wyznaczania terenów zalewowych Loary na podstawie archiwalnych map (Żelaziński 2004). W wymienionym opracowaniu strefy ryzyka powodziowego wynikały jednak z głębokości i prędkości przepływu wody (tab. 9.2), co wystarcza jedynie w przypadku rzek nizinnych. W przypadku dolin rzek górskich i podgórskich niezbędne wydają się prace terenowe i rozpoznanie geologiczno-morfologiczne warunków naturalnych (Kasprzak, Migoń 2008). Nieodzowna staje się także krytyczna ocena wpływu hydrozabudowy na funkcjonowanie systemu rzeczne-go, która w wielu przypadkach jest niedostosowana do naturalnych tendencji cieków (Wyźga 2001, Bojarski i in. 2005).

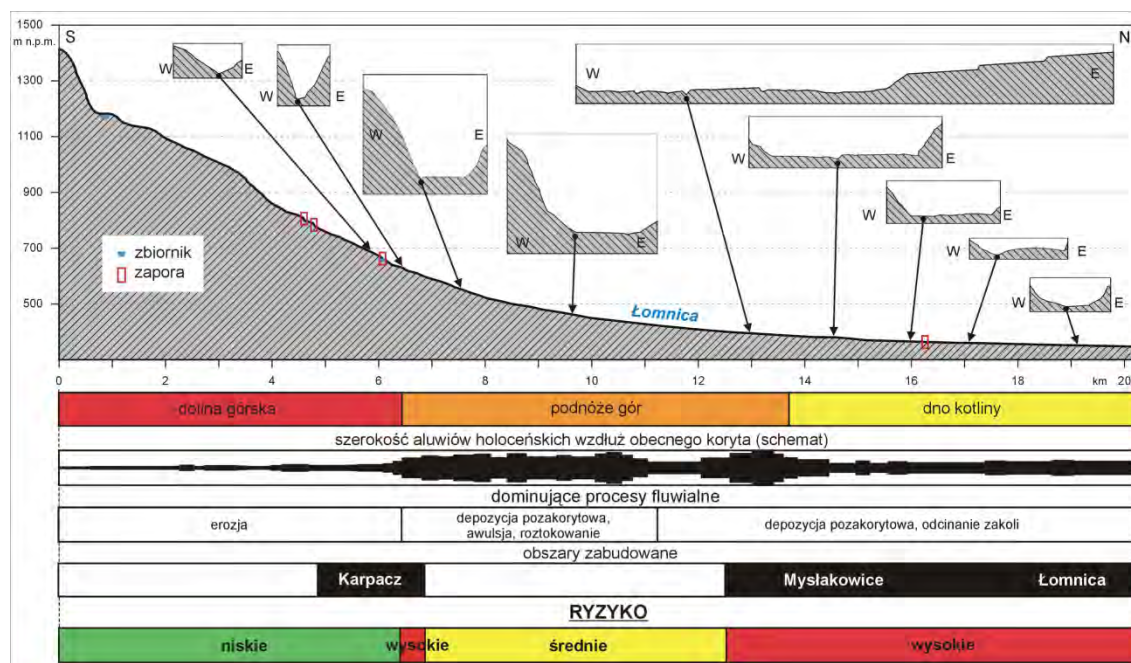
W wyznaczaniu stref zagrożenia fluwialnymi przekształceniami rzeźby dolinnej

można posłużyć się dwiema metodami: wydzieleniem ogólnych tendencji erozyjno-akumulacyjnych cieku lub bardziej szczegółowej analizie geomorfologicznej doliny. Ogólny schemat postępowania przy pracy według pierwszej metody przedstawiony został na ryc. 9.4. W wyznaczeniu stopnia ryzyka wzdłuż karkonoskiego potoku Łomnica posłużono się morfologią doliny i szerokością pasa holocenijskiego aluwium, lokalizacją zabudowy przy korycie oraz procesami geomorfologicznymi charakterystycznymi dla poszczególnych odcinków cieku. Przykład drugiego sposobu postępowania przedstawiono na ryc. 9.5. Dotyczy on środkowego odcinka dopływu Łomnicy – potoku Łomniczka i potoku Płomnica w Karpaczu Wilczej Porębie. W tej metodzie szczegółowo przeanalizowano morfologię doliny na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego DEM, mapy topograficznej 1:10 000 oraz mapy geologicznej *Geologische Karte* 1:25 000, uzupełniając wiedzę bezpośrednimi obserwacjami terenowymi. W wyznaczaniu stref ryzyka potencjalnymi przekształce-

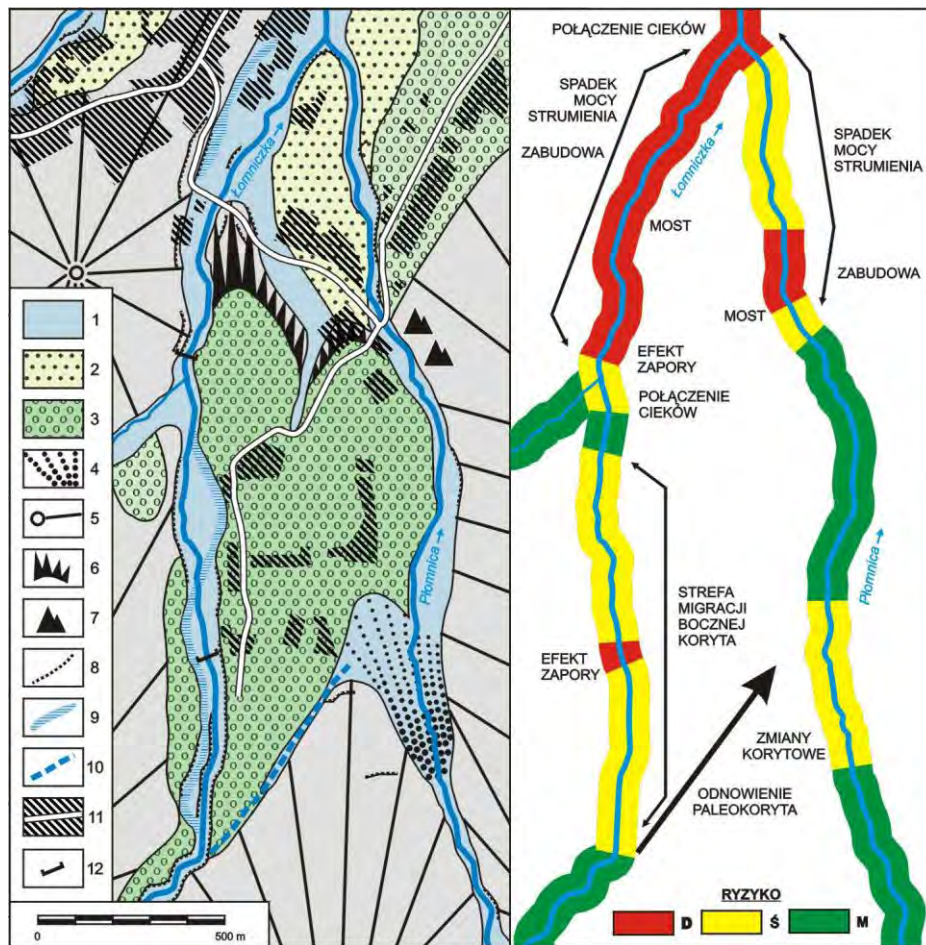
niami rzeźby fluwialnej przyjęto zasadę, że średnie ryzyko występuje, gdy nakładają się na siebie co najmniej 2 sytuacje wyróżnione na ryc. 9.1, a ryzyko duże związane jest z jednoczesnym występowaniem 3 lub większej ilości takich sytuacji. Dodatkowym czynnikiem decydującym o stopniu ryzyka jest zabudowa wzdłuż koryta cieku.

Tab. 9.2. Przykładowa tablica ryzyka dla rzeki nizinnej. Według: Żelaziński (2004)

Kategoria ryzyka	Głębokość zalewu [m]	Szybkość przepływu [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
mała	$h < 1$	zerowa lub mała
średnia	$h < 1$	średnia lub wysoka
	$1 < h < 2$	zerowa lub mała
wysoka	$h > 2$	zerowa lub mała
bardzo wysoka	$h > 2$	średnia lub wysoka



Ryc. 9.4. Schemat wyznaczania stref zagrożenia według ogólnych tendencji przekształceń rzeźby fluwialnej. Przykład rzeki Łomnicy w Karkonoszach i w dnie Kotliny Jeleniogórskiej. Według: Kasprzak (2006b)



Ryc. 9.5. Strefy ryzyka związanego z przekształceniami rzeźby fluwialnej podczas wezbrań cieków w sytuacji geomorfologicznej Wilczej Poręby w Karpaczu. Objasnienia: 1 – aluwia rzeczne w ogólności (holocen), 2 – żwiry i piaski niższej terasy (plejstocen), 3 – żwiry i piaski wyższej terasy (plejstocen), 4 – stożek napływowy, 5 – szczyt i linia stokowa, 6 – próg tektoniczny, 7 – skałki, 8 – podcięcia brzegowe, 9 – kanały powodziowe, 10 – paleokoryto, 11 – obszary zabudowane z głównymi drogami, 12 – zapory przeciwrumowiskowe. Ryzyko: D – duże, Ś – średnie, N – niskie. Według: Kasprzak (2008)

9.6. Zapobieganie negatywnym skutkom geomorfologicznym wezbrań a rachunek ekonomiczny

Zapobieganie procesom geomorfologicznym, które działają w dnie doliny podczas wezbrań rzecznych bywa niezwykle trudne i kosztowne. Ponadto część z nich wynika niekiedy pośrednio z działania człowieka, jak np. zwiększenie dostawy drobnofrakcyjnego materiału stokowego do koryt sudeckich rzek w okresie rolniczego wykorzystania sudeckich zboczy dolin lub wymie-

rania lasów, głównie na skutek zakwaszenia atmosfery zanieczyszczeniami i intensywnej zwózki drewna w latach 80. XX w. W wymienionych wypadkach powodowały one wzrost objętości transportowanego rumowiska rzeczno i jego depozycję na przedpolu gór. Komentarz nie jest także potrzebny do ścisłej zabudowy mieszkaniowej wzdłuż koryt rzecznych, nawet przy wklęsłych brzegach zakoli o małym promieniu krzywizny (przykład uszkodzonego budynku w Szklarskiej Porębie Huta podczas wezbrania Kamiennej 7–8 sierpnia 2006 r.) ani do prostowania koryt i przyspieszenia odpływu.

Nie wdając się w dyskusję między proekologicznymi a inżynieryjnymi koncepcjami zapobiegania skutkom powodzi, należy zwrócić uwagę na potrzebę wzrostu świadomości społecznej i umiejętności organizowania skutecznych działań przeciwpowodziowych przez społeczności lokalne. Metody takich podstawowych działań zawiera podręcznik *Flood-Fight Handbook...* (2007). Ogląd zagospodarowania dolnośląskich dolin rzecznych, zwłaszcza w granicach Sudetów, nasuwa myśl o potrzebie punktowej korekty lokalizacyjnej zabudowy mieszkaniowej i infrastruktury drogowej oraz przeprowadzania fachowych remontów umocnień brzegowych lub ich modyfikacji. Wsie (np. Żelazno w powiecie kłodzkim) i fragmenty miast

(np. Wleń) położone w skrajnie niekorzystnych sytuacjach terenowych podlegają stałemu zagrożeniu ze strony wód wezbraniowych i zmian rzeźby fluwialnej. Zazwyczaj nie jest możliwe przesiedlenie ich mieszkańców, a przypadki takie znane są raczej z odległych krajów (np. ze Stanów Zjednoczonych). Można jednak ograniczyć inwestycje narażone na zniszczenia lub odmawiać ich ubezpieczenia bez spełnienia odpowiednich warunków (brak podpiwniczeń, często zalewany parter wykafelkowany dla ułatwienia odprowadzenia szlamu i mułu etc.). Wspomniany wzrost świadomości społecznej nie jest jednak możliwy bez nakładów na rozwój nowoczesnej nauki nastawionej na aplikacyjne zastosowanie wypracowanej wiedzy.

Literatura:

- Alphen J. van, Passchier R. (red.), 2007. Atlas of Flood Maps. Examples from 19 European countries. USA and Japan. EXCIMAP.
- Andjelkovic I., 2001. Guidelines on non-structural measures in urban flood management. IHP-V, Technical Documents in Hydrology 50, UNESCO, Paris.
- Anioł-Kwiatkowska J., Flora synantropijna, 2005. W: J. Fabiszewski (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*. PAN, Wrocław, 313–319.
- Arnaud-Fassetta G., Beltrando G., Fort M., Plet A., André G., Clément D., Dagan M., Mering C., Qiusserne D., Rycx et Y., 2002. La catastrophe hydrologique de novembre 1999 dans bassin versant de l'Argent Double (Aude, France): de l'aléa pluviométrique à la gestion des risques pluviaux et fluviaux. *Géomorphologie: relief, precessus, environnement* 1, 17–34.
- Barry J.J., 2004. A general power equation for predicting bed load transport rates in gravel bed rivers, *Water Resources Research* 40, W10401.
- Bartosik J., 1975. Instrukcja kartowania geomorfologicznego. WSP Kielce.
- Bashenina N.V., Gellert J., Joly F., Klimaszewski M., Scholz E., 1968. Project of The Unified Key and The Detailed Geomorphological Map of the World. *Folia Geographica. Seria Geographica-Physica* 2, PAN Oddz. w Krakowie, Komisja Nauk Geologicznych.
- Biehl, L., Landgrebe D., 2002. MultiSpec – A Tool for Multispectral-Hyperspectral Image Data Analysis. *Computers and Geosciences* 28 (10), 1153–1159.
- Birkmann J. (red.), 2006. Measuring Vulnerability to Natural Hazards: Towards Disaster Resilient Societies. United Nations University Press, Tokyo, Japan.
- Bishop M., Shroder J.F., 2004. Geographic Information Science and Mountain Geomorphology. Jointly published with Praxis Publishing, Chichester, UK.
- Bojarski A., Jeleński J., Jelonek M., Litewka T., Wyżga B., Zalewski J., 2005. Zasady dobrej praktyki w utrzymaniu rzek i potoków górskich. Ministerstwo Ochrony Środowiska, Departament Zasobów Wodnych, Warszawa.
- Borgström I., Cousins S.A.O., Dahlberg A.C., Westerberg L.-O., 1999. The 1997 flash flood at mount Fulufjället, West Central Sweden: Geomorphic and vegetational investigations of Stora Göljån Valley. *Geografiska Annaler* 81A, 369–382.
- Brown A.G., Petit F., James A., 2003. Archeology and human artefacts. W: G.M. Kondolf, H. Piégay (red.), *Tools in Fluvial Geomorphology*. Wiley, 59–101.

- Büchle B., Kreibich H., Kron A., Thieken A., Ihringer J., Oberle P., Merz B., Nestmann F., 2006. Flood-risk mapping: contributions towards an enhanced assessment of extreme events and associated risks. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6, 485–503.
- Chave S., 2002. Pertinence de la cartographie hydrogéomorphologique dans l'approche des inondations rares à exceptionnelles: exemples de sept bassins fluviaux dans les Corbières et le Minervois (The relevance of hydrogeomorphological maps in predicting rare or exceptional floods: a study of seven catchments in the Corbières and Minervois, France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 4, 297–306.
- Chave S., Ballais J.L., 2006. From hydrogeomorphology to hydraulic computations: a multidisciplinary approach of the flood hazard diagnosis in the Mediterranean zone. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 50 (4), 523–540.
- Chojnacki J., 2000. Szacowanie przewidywanych strat powodziowych w terenach zurbanizowanych metodą typizacji obszarów zagrożonych. *Gospodarka Wodna* 10, 368–375.
- Chudy K., 2004. Koncepcja bazy danych dla zlewni Odry. W: H. Szymańska, S. Cwojdzński, L. Poprawski (red.), *Geoekologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry*. 18-19 XI 2004 r., Wrocław, PIG, 157–164.
- Chuman T., Lipský Z., Matějček T., 2006. Succession of vegetation in alluvial floodplains after extreme floods. *Geografie–Sborník ČGS* 111 (3), 314–325.
- Clarke S., Greenwald C., Spalding V., 2002. Using ArcPad. ArcPad 6. Esri, Redlands, USA.
- Czerwiński J., 1998. Geologiczne, geomorfologiczne i antropogeniczne uwarunkowania zagrożeń powodziowych we Wrocławiu. *Czasopismo Geograficzne* 69 (1), 43–63.
- Dąbrowska A., Kasprzak M., 2007. Struktura koryta w małej zlewni górskiej na przykładzie potoku Skalka w Karkonoszach Wschodnich. Systemy dolinne i ich funkcjonowanie, *Prace Instytutu Geografii AŚ w Kielcach* 16, 173–186.
- Development and Flood Risk: A Practice Guide Companion to PPS25 'Living Draft'. A Consultation Paper. 2007. Department for Communities and Local Government, London.
- DHI Water&Environment, MIKE 21C River Morphology. A Short Description. Danish Hydraulic Institute.
- Drzewiecki W., Mularz S., 2005. Model USPED jako narzędzie prognozowania efektów erozji i depozycji materiału glebowego. *Annals of Geomatics* 3 (2), 45–54.
- Dyrektywa 2007/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z 23 X 2007 r. w sprawie oceny ryzyka powodziowego i zarządzania nim, z załącznikiem, Parlament Europejski, Dziennik Urzędowy Unii Europejskiej, L 288/27.
- Dzierżek J., Jurewicz E., Karnkowski P., Konon A., Mastella L., Ozimkowski W., Rubinkiewicz J., Szczepny R., Szumański A., Mardal T., 2008. Instrukcja Kursu Kartowania Geologicznego. Wydanie IX, zrewidowane, Inst. Geologii Podstawowej UW.
- Estrela T., Menéndez M., Dimas M., Marcuello C., Rees G., Cole G., Weber K., Grath J., Leonard J., Ovesen N.B., Fehér J., Consult V., 2001. Sustainable water use in Europe 3: Extreme hydrological events: floods and droughts. Environmental issue report 21, European Environment Agency, Denmark.
- Fernández-Lavado C., Furdada G., Marqués M. A., 2007. Geomorphological method in the elaboration of hazard maps for flash-floods in the municipality of Jucuar'an (El Salvador). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7, 455–465.
- Flood-Fight Handbook – Preparing for a Flood, 2007. US Army Corps of Engineers, St. Paul District.
- Foster J.R., 1983. Flood-hazard mapping. W: *Physical Geology*. Fourth Edition. Ch.E. Merrill Publ. Comp., A Bell & Howell Comp., 174–177.
- Gares P.A., Sherman D.J., Nordstrom K.F., 1994. Geomorphology and natural hazards. *Geomorphology* 10, 1–18.
- Gil E., 1990. Racjonalne użytkowanie ziemi na stokach pod kątem ochrony przeciwpowodziowej i przeciwozryjnej. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 30, 31–48.
- Gilvear D., Bryant R., 2004. Analysis of aerial photography and other remotely sensed data. W: G.M. Kondolf, H. Piégay (red.), *Tools in Fluvial Geomorphology*. Wiley, 135–170.
- Ginko S.S., 1977. Katastrofy na beregach rek. Rečne navodnenija i bor'ba s nimi, *Gidrometeorolog*. Izd., Leningrad.
- Główny Geodeta Kraju, 2005. Wytyczne techniczne GIS – 3. Mapa Hydrograficzna Polski skala 1:50 000 w formie analogowej i numerycznej. Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa.
- Gončarov V.N., 1954. Osnovy dinamiki ruslovych potokov. *Gidrometeorolog*. Izd., Leningrad.
- Grocki R., Czamara W., 2001. Metody ograniczania skutków powodzi. Ograniczanie skutków powodzi w skali lokalnej. Biuro Koordynacji Projektu Banku Światowego, Wrocław, Wyd. RM, Łódź.

- Grzonka B., 2009. Zastosowanie dwuwymiarowego modelu MIKE FLOOD do wyznaczania stref zalewowych w obrębie Poznania. *Gospodarka Wodna* 3, 101–105.
- Gurnell A.M., Peiry J.-L., Petts G.E., 2004. Using historical data in fluvial geomorphology. W: G.M. Kondolf, H. Piégay (red.), *Tools in Fluvial Geomorphology*. Wiley, 77–101.
- Guth P.L., 2002. User's Guide for MicroDEM 6.0. URL: http://www.wood.army.mil/TVC/MicroDEMv6/Final_%20MicroDEM_603_Guide.pdf (data dostępu: 2008-09-01).
- Guth P.L., 2007. Geomorphometry in MICRODEM. W: T. Hengl, H.I. Reuter (red.), *Geomorphometry: concepts, software, applications*. Office for Official Publications of the European Communities, Luxemburg, EUR 22670 EN, 269–282.
- Gutry-Korycka M., Werner-Więckowska H. (red.), 1996. Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych. Wyd. II uzup., Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Hankin B., Waller S., Astle G., Kellagher R., 2008. Mapping space for water: screening for urban flash flooding. *Journal of Flood Risk Management* 1, 13–22.
- Henderson F.M., 1966. Open channel flow. Macmillian Publishers.
- Heritage G.L., Large A.R.G., Moon B.P., Birkhead A.L., 2003. Estimating extreme flood magnitude in bed-rock-influenced channels using representative reach-based channel resistance data. *Geografiska Annaler* 85A, 1–11.
- Hydrologic Modeling System HEC-HMS. User's Manual, Version 3.4, 2009. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- Jacobson R.B., O'Connor J.E., Oguchi T., 2003. Surficial geologic tools in fluvial geomorphology. W: G.M. Kondolf, H. Piégay (red.), *Tools in Fluvial Geomorphology*. Wiley, 25–57.
- Jankowski A.T., 1996. Przydatność zdjęć lotniczych do badań zjawisk wodnych. W: M. Gutry-Korycka, H. Werner-Więckowska (red.), *Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych*. Wyd. II uzupełnione. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 25–41.
- Kamykowska M., Kaszowski L., Krzemień K., 1999. River channel mapping instruction. Key to the river bed description. W: K. Krzemień (red.), *River channels. Pattern, Structure and Dynamics*. Prace Geograficzne IGUJ 104, 9–26.
- Kasprzak M., 2006a. Przekształcenia rzeźby den dolin rzecznych podczas fluwialnych zdarzeń ekstremalnych na górskich dopływach Bobru w aspekcie zagospodarowania przestrzennego. W: A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie Geosystemów Zlewni Rzecznych 4. Procesy Ekstremalne w Środowisku Geograficznym*, Poznań – Storkowo, 127–128.
- Kasprzak M., 2006b. Historical floods versus contemporary land use in the Łomnica Valley, Sudetes, SW Poland - towards vulnerability assessment. *Geophysical Research Abstracts* 8, European Geosciences Union General Assembly, EGU06-A-05380 (CD-ROM).
- Kasprzak M., 2008. Strefy erozji i akumulacji podczas fluwialnych zdarzeń ekstremalnych w Sudetach, przykład Wilczej Poręby w Karpaczu. *Landform Analysis* 8, 36–40.
- Kasprzak M., Migoń P., 2008. Mapping fluvial geomorphology as a tool for hazard and risk assessment, West Sudetes, SW Poland. "Environmental Analysis and Geomorphological Mapping for a Sustainable Development", Addis Abeba (Ethiopia), 26 II– 6III 2008, Abstract Book, 6–7.
- Kaszowski L., 1975. Morfodynamika koryta potoku Białego w Tatrach. *Folia Geographica, Seria Geographica-Physica* 9, 5–41.
- Kaszowski L., Kotarba A., 1970. Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej). *Prace Geograficzne PAN* 80, 5–87.
- Khanal R.N., Shrestha M., Ghimire M. (red.), 2007. Preparing for Flood Disaster Mapping and Assessing Hazard in the Ratu Watershed. Nepal International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD), Kathmandu, Nepal, 102 s.
- Kinnell P.I.A., 2005. Why the universal soil loss equation and the revised version of it do not predict event erosion well. *Hydrological Processes* 19 (3), 851–854.
- Kitowski K., Nieznański P., 2009. Mapy terenów zalewowych w dolinie Odry na obszarze województwa dolnośląskiego. *Gospodarka Wodna* 3, 110–112.
- Klimaszewski M., 1953. Zagadnienie zdjęcia geomorfologicznego Polski. *Czasopismo Geograficzne* 25, 16–32.
- Klimek K., Malik I., Owczarek P., Zygmunt E., 2002. Historical flood evidence using geomorphological and dendrochronological records, Sudetes Mountains, Central Europe. W: V.R.Thorndycraft, G.Benito, M. Barriandos, M.C. Liasat (red.), *Paleofloods, Historical Data and Climatic Variability: Applica-*

- tions in Flood Risk Assessment. Proceedings of the PHEFRA International Workshop held in Barcelona, 16–19 X 2002, 61–65.
- Kolejka J., Svatoňová H., 2009. Wizualizacja kartograficznych baz danych w procesie likwidacji skutków klęsk żywiołowych. W: W. Żyszkowska, W. Spallek (red.), Bazy danych w kartografii. Główne problemy współczesnej kartografii. UW., Wrocław, 113–129.
- Kondziołka K., Radoń J., 2009. Zastosowanie oprogramowania MIKE FLOOD do zintegrowanego jedno- i dwuwymiarowego modelowania wezbrań powodziowych w zlewni rzeki Rudawy. *Gospodarka Wodna* 3, 106–109.
- Konieczny R., Walczykiewicz T., 2006. Projekt dyrektywy Unii Europejskiej w zakresie redukcji zagrożenia powodziowego. W: M. Maciejewski (red.), Zagrożenia środowiska naturalnymi zjawiskami ekstremalnymi. IMGW, Warszawa, 170–177.
- Kostecki S., Twaróg B., 2002. Zastosowanie numerycznego modelu terenu do wyznaczania stref zagrożenia powodziowego. XII Ogólnopolska Szkoła Gospodarki Wodnej, nt: „Ochrona przeciwpowodziowa w społeczeństwie informacyjnym”, Jachranka, V 2002.
- Krzemień K., 2006. Badania struktury i dynamiki koryt rzek karpaccich. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich* 4 (1), 131–142.
- Laflen J.M., Moldenhauer W.C., 2003. Pioneering Soil Erosion Prediction: The USLE Story. World Association of Soil & Water Conservation – WASWC, Special Publication 1.
- Landon N., Piégay H., 1994. L'incision de deux affluents méditerranéens du Rhône: la Drôme et l'Ardèche. *Revue Géogr.*, Lyon 69, 63–72.
- Langhammer J. i in., 2005. Metodika mapování upravenosti říční sítě a následků povodně. Dlouhodobé změny poříčních ekosystémů v nivách toků postižených extrémními záplavami. Projekt VaV SM/2/57/05, Univerzita Karlova v Praze.
- Langhammer J., 2007. Současné přístupy hodnocení a modelování povodňového rizika. W: J. Langhammer (red.), Povodně a změny w krajině. Univerzita Karlova v Praze, 13–40.
- Langhammer J., Křížek M., 2007. Mapování upravenosti říční sítě a následků povodni. W: J. Langhammer (red.), Povodně a změny w krajině. Univerzita Karlova v Praze, 169–186.
- Langhammer J., Matoušková M., 2006. Mapping and analysis of river network modification as a factor of flood risk in the Blanice river basin. *Geografie – Sborník České Geografické Společnosti* 3 (111), 274–291.
- Maksymiuk Z., 1996. Kartowanie zarastania cieków. W: M. Gutry-Korycka, H. Werner-Więckowska (red.), Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych. Wyd. II uzupełnione. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 123–127.
- Managing floods in Europe: the answers already exist. More intelligent river basin management using wetlands can alleviate future flooding events. 2002. WWF Background Briefing Paper, WWF Danube-Carpathian Programme, WWF Living Waters Programme – Europe.
- Mapping the Zone. Improving Flood Map Accuracy. 2009. National Research Council, The National Academies Press, Washington, D.C.
- Marcus W.A., Fonstad M.A., 2008. Optical remote mapping of rivers at sub-meter resolutions and watershed extents. *Earth Surface processes and Landform* 33, 4–24.
- Merritt W.S., Letcher R.A., Jakeman A.J., 2003. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software* 18, 761–799.
- Mitas L., Mitasova H., 1998. Distributed erosion modeling for effective erosion prevention. *Water Resources Research* 34 (3), 505–516.
- Mitasova H., Hofierka J., Zlocha M., Iverson L.R., 1996. Modeling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *International Journal of Geographical Information Science* 10 (5), 629–641.
- Mitasova H., Mitas L., Brown B.M., Gerdes D.P., Kosinovsky I., 1995. Modeling spatially and temporally distributed phenomena: New methods and tools for GRASS GIS. *International Journal of Geographical Information Science* 9 (4), Special issue on integration of Environmental modeling and GIS, 443–446.
- Mitchell J.K., 2003. European River Floods in a Changing World. *Risk Analysis* 23, 168–172.
- Moore I.D., Burch G.J., 1986a. Physical basis of the length-slope factor in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Science Society Journal* 50 (5), 1294–1298.
- Moore I.D., Burch G.J., 1986b. Sediment transport capacity of sheet and rill flow: Application of unit stream power theory. *Water Resources Research* 22 (8), 1350–1360.
- Mowszowicz J., 1975. Flora wiosenna. Przewodnik do oznaczania dziko rosnących wiosennych pospolitych roślin zielnych. Wyd. Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa.

- Mowszowicz J., 1977. Flora jesienna. Przewodnik do oznaczania dziko rosnących jesiennych pospolitych roślin zielnych. Wyd. Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa.
- Mowszowicz J., 1980. Flora letnia. Przewodnik do oznaczania dziko rosnących letnich pospolitych roślin zielnych. Wyd. Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa.
- O'Connor J.E., Costa J.E., 2003. Large floods in United States: where they happen and why. USGS Special Circular 1425.
- Pegram G, Parak M, 2004. A review of the regional maximum flood and rational formula using geomorphological information and observed floods. *Water SA* 30 (3).
- Planning Policy Statement 25: Development and Flood Risk. 2006. Communities and Local Government, TSO, London.
- Plate E.J., 2002. Flood risk and flood management. *Journal of Hydrology* 267, 2–11.
- Poprawski L., Dubniański Z., Filip S., Szostek A., 2004. System Informacji Przestrzennej Dorzecza Odry (SIPDO). W: H. Szymańska, S. Cwojdzinski, L. Poprawski (red.), *Geoekologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry*. 18–19 XI 2004 r., Wrocław, PIG, 97–103.
- Prawo Wodne, Ustawa z dnia 18 lipca 2001 r., Tekst ujednolicony, 20 stycznia 2009 r., Kancelaria Sejmu.
- Pytkowska M., 2008. Dyrektywa 2007/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z 23 października 2007 r. w sprawie oceny ryzyka powodziowego i zarządzania nim. *Gospodarka Wodna* 3, 1–4.
- Q3 Flood Data Users Guide. 1996. Federal Emergency Management Agency.
- Rachlewicz G., 2007. Floods in High Arctic valley systems and their geomorphologic effects (examples from Billefjorden, Central Spitsbergen). *Landform Analysis* 5, 66–70.
- Radczuk L., Szymkiewicz R., Jełowicki J., Żyszkowska W., Brun J.-F., 2001. Wyznaczanie stref zagrożenia powodziowego. Ograniczanie skutków powodzi w skali lokalnej. Biuro Koordynacji Projektu Banku Światowego, Wrocław, Wyd. RM, Łódź.
- Radczuk L., Żyszkowska W., 2001. Sposoby wykorzystania stref zagrożenia powodziowego. Ograniczanie skutków powodzi w skali lokalnej. Biuro Koordynacji Projektu Banku Światowego, Wrocław, Wyd. RM, Łódź.
- Rast G., Obrdlík P., Nieznański P., 2000. Atlas zalewowych obszarów Odry. WWF, Kraft-Druck, Ettlingen.
- Rathburn S, Wohl E, 2003. Predicting fine sediment dynamics along a pool-riffle mountain channel. *Geomorphology* 55, 111–124.
- Raven P.J., Holmes N.T.H., Dawson F.H., Everard M., 1998. Quality assessment using River Habitat Survey data. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 8 (4), Spec. Issue: The Application of Classification and Assessment, 477–499.
- Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C., 1997. Predicting soil erosion by water. A guide conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). U.S. Department of Agriculture, *Agriculture Handbook* 703.
- Renard K.G., Laflen J.M., Foster G.R., McCool D.K., 1994. The revised universal soil loss equation. W: R. Lal (red.), *Soil erosion. Research methods*. 105–126.
- River Analysis System. Application Guide. Version 4.0. 2008. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- Ruszczycka-Mizera M., 1978. Fotointerpretacja jako metoda analizy rozwoju rzeźby dna doliny dużej rzeki na przykładzie doliny Odry. *Prace Instytutu Geograficznego A, Acta Universitatis Wratislaviensis* 340, 115–151.
- Rutkowski L., 2004. Klucz do oznaczania roślin naczyniowych Polski niżowej. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Sambrook Smith G.H., Best J.L., Bristow Ch.S., Petts G.E. (red.), 2006. *Braided Rivers: Process, Deposits, Ecology and Management*. IAS Spec. Publ. 36, Blackwell Publ.
- Samuels P.G., 2006. The European perspective and research on flooding. W: Knight D.W., Shamseldin A.Y. (red.), *River basin modelling for flood mitigation*. Pub. by Taylor and Francis, London, 21–58.
- Smith K, Ward R., 1998. *Floods: Physical Processes and Human Impact*. John Wiley and Sons, Chichester.
- Stabel E.T., 2005. Satellitenbasierte Analyse der Morphodynamik großer Flußgewässer als Teil einer integrierten Hochwasservorsorge am Beispiel des Oderhochwassers 1997. *Saarbrücker Geographische Arbeiten* B50.
- Stüber K., 2007. Virtueller biologischer Bibliothek „Biolib“. URL: <http://www.biolib.de/> (data dostępu: 2008-09-01)
- Szafer W., Kulczyński S., Pawłowski B., 1988. *Rośliny Polskie. Części I i II*. PWN Warszawa.

- Szoszkiewicz K., Zgoła T., Jusik Sz., Hryc-Jusik B., Dawson F.H., Raven P., 2008. Hydromorfologiczna ocena wód płynących. Podręcznik do badań terenowych według metody River Habitat Survey w warunkach Polskich. Wyd. III. Wyd. Nauk. Bogucki.
- Szypuła M., 2001. Strefy zagrożenia powodziowego: metodyka określania rodzajów i sposobów z wykorzystaniem numerycznego modelu terenu. *Gospodarka Wodna* 8, 328–331.
- Świerkosz K., 2004. Podstawowe typy siedlisk nadrzecznych Polski i ich związek z wezbrzeniami wód. Wizyta studyjna w Niemczech „Przyjazne środowisku metody ochrony przed powodzią wraz z przykładami renaturyzacji rzek”, Kraków/Nowe Brzesko, 9–10 V 2004, 3–6.
- Thomé O.W., 1885. *Flora von Deutschland Österreich und der Schweiz*. Ort: Gera-Untermhaus.
- Thywissen K., 2006. Components of Risk. A Comparative Glossary. SOURCE, Publication Series of UNU-EHS (United Nations University – Institute for Environment and Human Security) 2.
- Total Disaster Risk Management: Good Practices, 2005. UN World Conference on Disaster Reduction. 18–22 I 2005, Kobe, Japan.
- Twaróg B., 2004. Ocena zagrożenia w wyniku przerwania wału przeciwpowodziowego. Mapa zagrożenia obszaru obwałowanego. W: M. Maciejewski, M. Ostojki (red.), *Monitoring zagrożeń i metody osłony środowiska*. IMGW, Warszawa, 85–97.
- Weingartner R., Barbena M., Spreafico M., 2003. Floods in mountain areas – an overview based on examples from Switzerland. *Journal of Hydrology* 282, 10–24.
- Weychert E., 1958. *Studia topograficzne i wodno-melioracyjne*. Wyd. Arkady.
- Wroński J., 1974. Rozwój przedsudeckiego odcinka doliny Nysy Kłodzkiej w świetle interpretacji zdjęcia lotniczego. *Kwartalnik Geologiczny* 18 (1), 209–221.
- Wyźga B., 2001. A geomorphologist's criticism of the engineering approach to channelization of gravel-bed rivers: case study of the Raba River, Polish Carpathians. *Environmental Management* 28 (3), 341–358.
- Voženilek V. i in., 2001. Integrace GPS/GIS v geomorfologickém výzkumu. Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Olomouc.
- Żelaziński J., 2004. Mapy terenów zalewowych jako podstawowy instrument ograniczania skutków powodzi. Wizyta studyjna w Niemczech „Przyjazne środowisku metody ochrony przed powodzią wraz z przykładami renaturyzacji rzek”, Kraków/Nowe Brzesko, 9–10 V 2004, 20–23.
- Żelaziński J., 2005. Symulacja komputerowa jako metoda badania strategii ochrony przeciwpowodziowej, Szkolenie: „Przyjazna środowisku strategia ochrony przed powodzią”.
- Żurawek R., 1998. Powódź w lipcu 1997 r. we Wrocławiu – przypadek Kozanowa. *Rocznik Wrocławski* 5, Tow. Przyjaciół Ossolineum, Wrocław, 53–65.

10. Społeczny i ekonomiczny wymiar powodzi w 1997 r. na przykładzie Wrocławia i Opola

Stanisław Grykień, Robert Szmytkie

10.1. Wprowadzenie

W aglomeracjach miejskich powodzie mogą powodować katastrofalne rozmiary strat i szkód. Ich przyczyny to m.in.: gęsta zabudowa, zajmowanie pod budowę domów mieszkalnych i infrastruktury miejskiej terenów sąsiadujących z rzeką (eliminując tym samym możliwość naturalnego retencjonowania wezbranych wód), niewystarczająca kanalizacja rzek, zły stan i niski poziom wałów przeciwpowodziowych oraz zmniejszanie lub eliminowanie na terenach zurbanizowanych obszarów naturalnego wsiąkania wód do gruntu. Największe zagrożenie w czasie powodzi w mieście związane jest z systemem zaopatrzenia w wodę, kanalizacją i oczyszczaniem ścieków, wysypiskami śmieci i odpadów oraz hałdami przemysłowymi, różnego rodzaju systemami naftowymi (stacje paliw, rurociągi przesyłowe, zbiorniki) i magazynami materiałów niebezpiecznych (Maciejewski 1997). Klęska żywiołowa, jaką jest powódź wpływa na rytm życia codziennego panujący w miastach. Destabilizacji ulega codzienne życie jego mieszkańców – praca i nauka, przemieszczanie się, możliwości dokonywania zakupów. Utrudniony bądź niemożliwy staje się dostęp do mediów: wody, gazu, prądu.

Przez prawie sto lat, jakie minęły od ostatniej wielkiej powodzi w 1903 r., Odra była łaskawa dla mieszkańców Śląska. Miasta czerpały korzyści wynikające z położenia nad tą ważną arterią komunikacyjną, zaniedbując jednak remonty wałów przeciwpowodziowych i budując osiedla mieszkaniowe na

terasach zalewowych. W 1997 r. Odra przypomniała, że jak już wiele razy w przeszłości (Kamiński i in. 1998) potrafi być niebezpieczna i należy jej przywrócić właściwe miejsce w życiu Wrocławia i Opola. Lipcowa powódź w katastrofalny sposób dotknęła oba miasta i jego mieszkańców i nie oszczędziła chyba żadnej dziedziny życia. Obok tragedii poszczególnych obywateli straty poniosła również gospodarka, nauka i kultura. Trudno zatem byłoby oczekiwać, aby następstwa powodzi nie wpłynęły na warunki życia w mieście. Wszak "wielka woda" rozlała się na ogromnej przestrzeni, zatapiając obok osiedli mieszkaniowych obiekty i urządzenia infrastrukturalne, urzędy, szkoły, parki, zakłady pracy i tereny rolnicze.

10.2. Ekonomiczne skutki powodzi

Powódź w 1997 r. była wyjątkowa w historii Polski – w dorzeczu górnej Odry fala powodziowa przekroczyła o 2–3 m najwyższe notowane dotąd stany wód. W dorzeczu Wisły powódź miała łagodniejszy przebieg wobec niższych opadów i mniejszego przyboru wód. Dodatkowo w dorzeczu Odry problem powstał wobec faktu, że rzeki są tu w znacznej mierze uregulowane, a niedrożność ich koryt, zły stan techniczny urządzeń hydrotechnicznych i m.in. powojenna zabudowa polderów pogorszyły sytuację.

Lipcowa powódź 1997 r. spowodowała ogromne straty i szkody powodziowe w Polsce. W jej wyniku zginęły 54 osoby, ewakuowano ponad 106 tys. osób z zalanych

lub zagrożonych terenów, zalaniu uległo 47 tys. budynków mieszkalnych i gospodarstw rolnych. Pod wodą znalazło się 465 tys. ha użytków rolnych, w tym 300 tys. ha gruntów ornych i 147 tys. ha użytków zielonych. Uszkodzeniu lub zniszczeniu uległo 2,0 tys. km dróg i szlaków kolejowych oraz 1,7 tys. mostów i przepustów drogowych. Uszkodzone zostały zakłady przemysłowe, 71 szpitali w miastach, 190 placówek służby zdrowia, 252 obiekty kulturalne, 300 obiektów sportowych, ok. 120 km sieci wodociągowej, 100 ujęć wody pitnej i 200 studni kopanych. Zalanych zostało ok. 70 oczyszczalni ścieków i 7 składowisk odpadów komunalnych (*Dorzecze Odry...* 1999).

Ogólna wartość strat powstałych w wyniku powodzi w lipcu 1997 r. oszacowana została wstępnie na 9,24 mld zł (bez uwzględnienia strat pośrednich). Straty przekraczające kwotę 1 mld zł oszacowano w czterech województwach: wrocławskim (2745 mln zł), katowickim (1830 mln zł), wałbrzyskim (1335 mln zł) i opolskim (1088 mln zł).

W województwie wrocławskim, w którym straty były najwyższe i stanowiły prawie 30%, ewakuowano 23 tys. osób, a zalaniu uległo 40 315 ha użytków rolnych. W wyniku powodzi ucierpiało 6300 gospodarstw rolnych oraz szereg obiektów użyteczności publicznej o randze lokalnej i regionalnej. Były to m.in. 23 obiekty kulturalne, 9 szpitali, 24 kościoły, 23 budynki sądów, archiwów, banków, 8 zespołów urbanistycznych i 24 parki miejskie. Bardzo duże straty poniosła infrastruktura komunalna, gdyż zalanych zostało 21 stacji uzdatniania wody (w tym dwa zakłady we Wrocławiu), 23 oczyszczalnie ścieków oraz 6 wysypisk odpadów (*Dorzecze Odry...* 1999).

W stosunku do kosztów jednostkowych najdotkliwiej dotknęła powódź mieszkańców województwa opolskiego. Na jego obszarze pod wodą znalazło się 87 tys. ha gruntów, a z 26 tys. zalanych i uszkodzonych budynków trzeba było ewakuować 40 tys. osób.

Wstępne szacunki strat (*Dorzecze Odry...* 1999) okazały się niestety w odniesieniu do niektórych kwestii zaniżone. Bilans powodzi podany w opracowaniu *Dorzecze Wiśły. Monografia powodzi lipiec 1997* (Grela i in. 1999), to 55 ofiar śmiertelnych i straty materialne szacowane na około 12 mld złotych. W wyniku powodzi dach nad głową straciło 7 tys. ludzi, straty z tytułu zniszczenia majątku poniosło 9 tys. firm. Woda zniszczyła lub uszkodziła 680 tys. mieszkań, 4000 mostów, 14 400 km dróg, 613 km wałów przeciwpowodziowych i 500 tys. ha upraw.

Specjalistyczne przeglądy urządzeń piętrzących wodę, przeprowadzone w sierpniu 1997 r. przez Ośrodek Technicznej Kontroli Zapór IMGW wykazały uszkodzenia na 12 obiektach, w tym na zbiornikach Otmuchów, Pilchowice, Mietków, Lubaczów, Słup i Jeziorsko (*Dorzecze Odry...* 1999). Ogólną wysokość strat poniesionych w wyniku zniszczeń urządzeń hydrotechnicznych oszacowano w dorzeczu Odry na kwotę 820 mln zł.

Efektom nadmiernego stanu wód było przerwanie obwałowań oraz pojawienie się w nich wyrw, rozmyć, przesięków i osiadanie korony wałów (Sokołowski, Mosiej 1997). Całkowitemu zniszczeniu i przerwaniu uległy wały przeciwpowodziowe w dorzeczu Odry na długości 25 km (1,9 km w woj. częstochowskim, 0,1 km w woj. gorzowskim, 0,1 km w woj. jeleniogórskim, 2,5 km w woj. katowickim, 0,7 km w woj. legnickim, 11,8 km w woj. opolskim, 2,7 km w woj. wałbrzyskim, 2,0 km w woj. wrocławskim i 3,2 km w woj. zielonogórskim). Ogólna długość obwałowań wymagających odbudowy, napraw oraz dodatkowych remontów i konserwacji wyniosła 467 km, w tym 153 km wałów przeciwpowodziowych zabezpieczających obszar województwa zielonogórskiego. Koszt prac odtworzeniowych stanu technicznego obwałowań wyceniono na 265 mln zł, w tym na terenie trzech województw – wrocławskiego, zielonogórskiego i opolskiego na kwotę 156 mln zł.

Znaczącą pozycję w wielkości strat poniesionych w budownictwie wodnym stanowiły uszkodzenia i zniszczenia regulacyjne brzegów rzek i potoków, decydujące niejednokrotnie o trasach przebiegu kabli i przewodów telekomunikacyjnych, wodociągowych, kanalizacyjnych i innych. Sumaryczna długość uszkodzonych lub zniszczonych brzegów rzek i potoków wyniosła 4090 km, w tym 2270 km w czterech województwach, które ucierpiały najbardziej: opolskim, zielonogórskim, wałbrzyskim i wrocławskim. Poza zamuleniem wielu odcinków koryt rzecznych w wyniku powodzi nastąpiło również znaczące zamulenie czaszy zbiorników retencyjnych (zmniejszające ich pojemność), komór sektorów i innych urządzeń na stopniach piętrzących (*Dorzecze Odry...* 1999).

Kontrola obiektów mogących spowodować pogorszenie stanu środowiska, m.in. zakładów chemicznych, oczyszczalni ścieków, składowisk odpadów komunalnych i przemysłowych wykazała uszkodzenia o dużej skali w 116 obiektach, skutkiem czego było ich całkowite lub częściowe wyłączenie. Dokonano także oceny skali i zasięgu oddziaływania uszkodzonych obiektów na środowisko. Stwierdzono, że w 52 przypadkach oddziaływanie to znacznie wykraczało poza granice obiektu. Dotyczyło to głównie oczyszczalni ścieków, w których wystąpiły uszkodzenia urządzeń technologicznych i jednoczesne wypłukiwanie osadu czynnego bądź złoża biologicznego (największe z nich to oczyszczalnie w Opolu, Jeleniej Górze, Krapkowicach, Kędzierzynie-Koźlu i Kłodzku) oraz składowisk odpadów komunalnych i przemysłowych, w których w wyniku zalania wodą nastąpiło uwolnienie substancji niebezpiecznych lub szkodliwych. Przypadki takie miały miejsce w rejonie czynnego wysypiska dla Opola w Groszowicach oraz dla Wrocławia w Maślicach.

Stwierdzono również incydentalne zanieczyszczenia wód powierzchniowych substancjami ropopochodnymi ze stacji paliw i zbiorników na olej opałowy. Taka sytuacja wystąpiła m.in. na terenie woj. jeleniogór-

skiego, katowickiego, opolskiego, wrocławskiego i zielonogórskiego. Pomimo zalania tych obiektów badania służb Państwowej Inspekcji Ochrony Środowiska nie wykazały przekroczenia normatywnych wskaźników zanieczyszczenia (Walewski 1997).

Lipcowa powódź spowodowała też znaczne szkody w lasach i parkach narodowych. Uszkodzeniu uległy tu m.in. szkółki i drogi leśne, mosty, przepusty, urządzenia i szlaki turystyczne. Konsekwencją długiego czasu utrzymywania się wody na obszarach leśnych i w parkach będzie pogorszenie stanu sanitarnego lasów oraz zniszczenie części drzewostanu.

10.3. Powódź we Wrocławiu w lipcu 1997 r.

Czas powodzi można umownie podzielić na trzy okresy:

I okres 6–8 lipca, to czas narastania zagrożenia i tak: 6 lipca w Sudetach nastąpiły gwałtowne i duże opady, w niektórych rejonach spadło 280 mm deszczu. Potoki i rzeki bardzo szybko przybrały i wystąpiły ze swoich koryt. Poziom wody na Nysie Kłodzkiej w Kłodzku przekroczył o 4 m stan alarmowy i woda zaczęła zalewać miasto. Wojewoda opolski ogłosił alarm przeciwpowodziowy. 7 lipca stany alarmowe na Odrze i Nysie Kłodzkiej zostały przekroczone. Fala wody powodziowej wdarła się do Stronia Śląskiego, zalała rejon Głubczyc i Głucholaz. Z terenów zalewanych ewakuowano mieszkańców. 8 lipca w punkcie pomiarów wody w Trestnie odnotowuje się szybki przyrost poziomu wody. Woda zalewa Kłodzko niszcząc dużą część miasta. Powódź ogarnia coraz to nowe miasta i wsie dolnośląskie. Zrzut wody ze zbiorników retencyjnych Nysy Kłodzkiej wzrósł z 250 do 1500 m³ na sekundę. W wyniku tego otwarto ważny dla Wrocławia jaz w Michałowie, zamknięto bramę przeciwpowodziową na doprowadzalniku i wyłączono napięcie zagrożonych zala-

niem obiektów w Michałowie. Zwołane zostało pierwsze posiedzenie Rejonowego Komitetu Przeciwpowodziowego (RKP) we Wrocławiu.

II okres 9–11 lipca: to okres bezpośredniego zagrożenia. 9 lipca w MPWiK we Wrocławiu trwają intensywne przygotowania do działania w warunkach powodzi. Uruchomiono dodatkowe brygady sieciowe, ustalono stałe dyżury beczkowsów, zakupiono 4000 worków jutowych do piasku, dodatkowe telefony komórkowe, suchy prowiant oraz indywidualne wyposażenie dla pracowników. 10 lipca zalane zostają Nysa i lewobrzeżne Opole. Ma miejsce posiedzenie RKP miasta oraz ogłoszenie najwyższego stopnia zagrożenia powodziowego. Określono zagrożenie falą kulminacyjną dla Wrocławia na 11 lipca (piątek). Potwierdzono niebezpieczeństwo zalania Psiego Pola przez rzekę Widawę, przzerwania wałów Odry oraz zalania Karłowic. Zarządzono całonocne kontrole wałów celem sprawdzania przesieków wody. Do godziny 14.00 zastały opracowane plany ewakuacji. Odbyło się drugie posiedzenie RKP na którym wyodrębniono pionry: operacyjny, społeczny i zaopatrzenia, biuro informacyjne i zespół ds. ewakuacji. Przewodniczący RKP zarządził przeprowadzenie ewakuacji ludności zamieszkującej wsie i osiedla: Jeszkowice, Gajków, Kamieniec Wrocławski, Łany, Wojnów, Nadolice Wielkie, Nadolice Małe, Krzyków, Dobrzykowice, Kiełczówek, Kowale Wrocławskie, Opatowice, Świątniki, Bierdzany, Rakowiec, Strachocin, Swojczyce, Zgorzelisko, Sołtysowice, Kłokoczyce, Polanowice, Widawa i Świniary.

III okres 12–13 lipca: to okres powodzi. 12 lipca o godzinie 4.00 woda zalewa ostatnie miejscowości pod Wrocławiem: Siechnice, Kotowice i Radwanice. Od godziny 11.00 wezbrana Ślęza w ciągu kilku godzin zalewa Kozanów, na który później z drugiej strony wdziera się Odra. O godzinie 17.00 zalane zostają Księża Małe i Księża Wielkie, ulicami Krakowską, Traugutta i Kościuszki woda

wpływa do centrum miasta zalewając cały tzw. „Trójkąt Bermudzki”. O godzinie 19.00 poziom Odry na wodowskaziu w Trestnie osiągnął najwyższy stan – 724 cm, który utrzymywał się do rana następnego dnia. Woda podeszła pod Dworzec Główny, zalewając w ciągu nocy ulicę Piłsudskiego. W dwie godziny później wystąpiła z brzegów fosa, zalewając ulice Podwale, Kołłątaja, Sądową i Plac 1 Maja. 13 lipca o godzinie 1.00 Odra przerywa wały na ulicy Kochanowskiego i zalewa Zacisze i Zalesie. W tym samym czasie wydobywająca się z portu na Popowicach woda zalewa część osiedla; pod wodę trafia elektrownia na ul. Długiej. Od godziny 5.00 stopniowo zalewany jest Kleczków, więzienie i szpital psychiatryczny, pod wodę trafia Plac św. Macieja, ulice Trzebnicka, Słowiańska i dworzec Nadodrże, zalewane są Szczytniki i Maślice. Następnie sytuacja stabilizuje się, a od godziny 14.00 poziom wody na wodowskaziu Trestno zaczyna opadać.

10.3.1. Powódź we Wrocławiu – bilans strat oraz zewnętrzna pomoc finansowa

W wyniku powodzi Wrocław, o całkowitym obszarze 29 284 ha został zalany na powierzchni 8982 ha, co stanowiło 30,67% jego terytorium. Straty materialne w mieście oceniono na ponad 700 mln zł. Zalanych zostało 3476 budynków mieszkalnych i użyteczności publicznej (w tym m.in. Szpital im. Marciniaka, gmach sądów, Archiwum Państwowe, Komenda Policji, kilka budynków i bibliotek wyższych uczelni). Pod wodą znalazło się wiele zakładów przemysłowych (głównie na osiedlu Kowale) oraz oba zakłady produkcji wody (Na Grobli i Mokry Dwór). Zniszczona lub uszkodzona została w 50% sieć ciepłownicza, duże zniszczenia dotknęły sieć energetyczną i telefoniczną. Uszkodzonych zostało 301 ulic i biegnące nimi linie tramwajowe. Ucierpiały także położone w dolinie Odry parki miejskie,

w tym zwłaszcza zabytkowy Park Szczytnicki z założonym niedawno Ogrodem Japońskim (Czerwiński 1998).

Opadająca woda odsłoniła ogromniszczeń we Wrocławiu. Szkody spowodowane powodzią były bardzo duże. Cztery osoby utonęły, zalanych i podtopionych zostało 2583 budynków mieszkalnych, woda uszkodziła drogi, mosty i torowiska. Straty gminy Wrocław oszacowano na 99,2% jej budżetu na rok 1997.

Już w sierpniu 1997 r. zaczęły się remonty. Po powodzi trzeba było odbudowywać prawie 44 km dróg, 21 mostów, kładek i wiaduktów. Na same remonty dróg, ulic i mostów miasto wydało 132 mln zł. Większość tej kwoty nie pochodziła z budżetu gminy, gdyż 66,2 mln zł wyasygnował Europejski Bank Odbudowy i Rozwoju, 42,9 mln zł Bank Światowy, a w ramach programu PHARE Wrocław dostał 5,7 mln zł. W sumie było to blisko 115 mln zł dotacji. Należy podkreślić, że w 1997 r. Polska nie należała do Unii Europejskiej. Pieniądze z Brukseli Wrocław uzyskał jedynie z tego powodu, że miasto zostało dotknięte kataklizmem.

Wrocławski system ochrony przeciwpowodziowej powstały po wielkiej powodzi w 1903 r. jest w stanie przyjąć $2400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ wody na sekundę. W lipcu 1997 r. Odrą płynęło o połowę więcej ($3600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), co przesądziło o losie miasta. Woda musiała się wylać na ulice. W 11 lat po „powodzi tysiąclecia” system jest wciąż ten sam i jest w stanie przyjąć tyle samo wody, co w 1997 r. W ciągu ostatniej dekady większość wałów w mieście została gruntownie zmodernizowana i wzmocniona, ale wały nie były podwyższane.

Szansą na to, że w 2014 r. stolica Dolnego Śląska będzie gotowa na przyjęcie fali podobnej do tej z powodzi tysiąclecia jest podpisana 21 maja 2007 r. umowa na realizację wartego 554 mln euro projektu obejmującego przede wszystkim budowę zbiornika retencyjnego Racibórz i modernizację Wrocławskiego Węzła Wodnego. Środki finansowe będą pochodzić z kilku źródeł. Najwię-

cej, bo aż 204,9 mln euro z Banku Rozwoju Rady Europy, 140,1 mln euro z Międzynarodowego Banku Odbudowy, 130 mln euro z funduszu spójności UE, a 30 mln euro stanowią środki budżetu państwa.

Zbiornik retencyjny Racibórz oprócz tego, że zgromadzi 185 mln m^3 wody i zmniejszy w ten sposób falę kulminacyjną na Odrze, dodatkowo pozwoli na uniknięcie zejścia się fal kulminacyjnych na Odrze i Nysie Kłodzkiej. Takie zjawisko miało miejsce w 1997 r. i w dużym stopniu utrudniło walkę z żywiołem. W samym Wrocławiu zmodernizowany ma być kanał Odra – Widawa, który będzie mógł przejąć część wody (ok. $300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) i skierować ją poza centrum miasta. Poszerzony ma być też kanał przeciwpowodziowy i udrożniony tzw. węzeł rędziński, gdzie nanoszony od dziesięcioleci muł utworzył łachy i mielizny.

10.3.2. Wpływ powodzi na rolnictwo we Wrocławiu

Powódź, która w lipcu 1997 r. w tak katastrofalny sposób dotknęła Wrocław i jego mieszkańców, nie oszczędziła rolnictwa, które użytkuje prawie połowę powierzchni Wrocławia (44,6%). Wszak „wielka woda” rozlała się na ogromnej przestrzeni, zatapiając obok osiedli mieszkaniowych pola, sady, łąki i pastwiska. W związku z tym duże straty w wyniku powodzi dotknęły rolników, którzy utracili część swoich pól, którym wyzdychały zwierzęta, którym woda obok domostw zniszczyła również maszyny, urządzenia i budowle służące produkcji rolnej. Woda naniosła namuły oraz przepłukała użytkowane rolniczo gleby, co z kolei wpłynęło na ich skład mineralny oraz zawartość metali ciężkich.

Powódź spowodowała duże straty w uprawach i hodowli. W strukturze zasiewów gospodarstw indywidualnych, które zajmują większość ziemi użytkowanej rolniczo we Wrocławiu, dominują zboża. Obszar ich zasiewów stanowi z reguły ok. 1/3 po-

wierzchni upraw. Zrozumiałe jest zatem, że właśnie te rośliny najbardziej ucierpiały w trakcie powodzi. W bilansie strat ostatecznych w produkcji roślinnej ich udział analizowany poprzez wskaźnik zalanych powierzchni wyniósł 64,6%. Były to zatem straty dwukrotnie większe od relatywnego procentowego udziału gruntów ornych przeznaczanych przez rolników pod zasiewy zbóż. Bardzo duże straty ponieśli ci spośród nich, którzy wysiali kukurydzę, gdyż prawie 2/3 powierzchni tej uprawy (229 ha) znalazło się pod wodą i uległo zniszczeniu. Ponadto powyżej 100 ha zalanych roślin stanowiły w skali miasta ziemniaki (105 ha), jednak było to stosunkowo niewiele, gdyż stanowiło ok. 10% powierzchni zajętych przez tę uprawę. W sumie te trzy rośliny, dominujące na terenie Wrocławia pod względem zajmowanych rokrocznie powierzchni, uległy równocześnie największym ostatecznym stratom w produkcji roślinnej, które zamknęły się sumaryczną powierzchnią 1598 ha, co stanowiło ok. 82% zatopionych gruntów ornych. Pozostałe uprawy, które uległy zniszczeniu, objęły powierzchnię 357 ha, czyli o wiele mniej, niż należałoby się spodziewać po analizie struktury zasiewów na terenie miasta (porównaj: Grykień 1996).

W wyniku wylania Odry pod wodą obok gruntów ornych znalazły się również sady oraz użytki zielone (łąki i pastwiska). W tym przypadku straty ostateczne w produkcji roślinnej zamknęły się powierzchnią 356 ha, co stanowiło 15% zalanych terenów użytkowanych rolniczo (tab. 10.1).

Obok strat poniesionych w produkcji roślinnej osobny akapit należy poświęcić zwierzętom, które dotknęła tragiczna śmierć w wyniku utonięcia. Ilościowo najwięcej utopiło się różnorodnego drobiu – 6923 sztuk. Ponadto zdechło 2126 lisów, 144 owce, 120 nutrii i 103 sztuki trzody chlewnej. Przestrzenny rozkład liczby zwierząt utopionych w czasie powodzi w obrębie dzielnic Wrocławia prezentuje tab. 10.2.

Tab. 10.1. Straty w produkcji roślinnej we Wrocławiu w wyniku powodzi w 1997 r.
Źródło: Wydział Kształtowania i Ochrony Środowiska Urzędu Miejskiego we Wrocławiu, opracowano 29 sierpnia 1997 r.

Wyszczególnienie	Powierzchnia zalana [ha]	Straty [tys. zł]
a) uprawy	1954,68	4168,2
w tym:		
zboża	1263,36	1736,7
rzepak	9,07	11,1
ziemniaki	105,39	173,9
buraki pastewne	19,00	37,8
kukurydza	229,06	435,2
sady	44,96	934,9
warzywa	83,06	195,0
rośliny ozdobne	26,98	43,3
szkółki drzew owocowych	0,20	–
truskawki	19,92	376,8
bez uprawy	59,87	–
pastewne	2,60	4,1
słonecznik	5,53	–
gorczyca i łubin	16,35	16,7
krzewy jagodowe	5,43	202,6
szklarnie	63,90	–
b) użytki zielone	356,27	329,6
ogółem a + b	2310,95	4560,8

Powódź spowodowała duże zniszczenia obiektów melioracyjnych. Największe zniszczenia powodziowe urządzeń melioracyjnych w metrach bieżących miały miejsce na Praczach Odrzańskich (9190), w Widawie i Lipie Piotrowskiej (9015), na Kowalach i Swojczycach (8103), Zgorzelisku (6071). W sumie na terenie miasta zniszczeniu uległo

37 km rowów melioracyjnych, których wartość oszacowano na kwotę 307 mln zł oraz inne budowle, których wartość wyceniono na ok. 50 mln zł. Straty wśród zniszczonych w trakcie lipcowej powodzi 1997 r. obiektów melioracyjnych zamknęły się zatem kwotą ok. 357 mln zł.

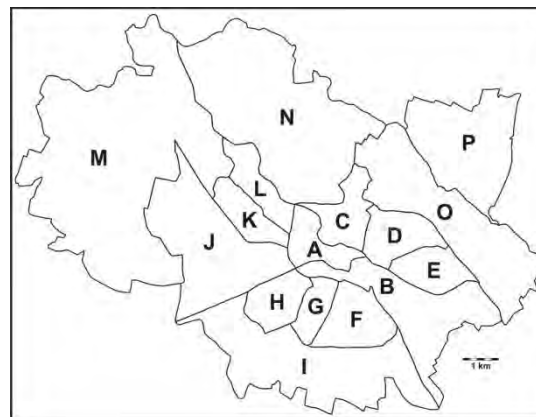
Tab. 10.2. Zwierzęta utopione we Wrocławiu w czasie powodzi w 1997 r. Źródło: Wydział Ochrony i Kształtowania Środowiska Urzędu Miejskiego we Wrocławiu, opracowano 29 sierpnia 1997 r.

	Fabryczna	Psie Pole	Krzyki	Razem
bydło	3	–	–	3
trzoda chlewna	6	54	43	103
owce	120	–	24	144
konie	–	–	–	–
kozy	6	–	3	9
drób	139	6280	504	6923
inne	469	1314	667	2450

10.3.3. Społeczny wymiar powodzi na podstawie badań przeprowadzonych wśród mieszkańców Wrocławia

Przystępując do badań ankietowych na temat wpływu powodzi na życie w dużym mieście, przyjęto założenie przeankietowania 1 osoby na 1500 mieszkańców w wyodrębnionych obrębach. W przypadku Wrocławia wytyczone zostały 43 obręby, nawiązujące swymi granicami do obrębów geodezyjnych (osiedli miasta) i obejmujące, w zależności od liczby mieszkańców, jedno lub kilka sąsiadujących osiedli. Z kolei w trakcie opracowania wyników badań ankietowych wytyczone obręby połączono w 16 obszarów (ryc. 10.1), wyróżniających się swoim położeniem

oraz zasięgiem powodzi na ich terenie. Dzięki powyższej procedurze można było uchwycić specyfikę wpływu powodzi na funkcjonowanie zarówno zalanych, jak i niedotkniętych powodzią części miasta.



Ryc. 10.1. Podział Wrocławia na wydzielone obszary

W trakcie badań terenowych przeprowadzonych na terenie miasta Wrocławia przeankietowano w sumie 423 osoby powyżej 15 roku życia (tab. 10.3), w tym 190 mężczyzn (44,9%) i 233 kobiety (55,1%). Wśród ankietowanych przeważały osoby z wykształceniem średnim (48,9%), wyższym i niepełnym wyższym (30,0%) i zawodowym (18,9%), natomiast osoby z wykształceniem podstawowym stanowiły jedynie 2,1% respondentów. W 1997 r. większość ankietowanych pracowała (58,2%), uczyła się (17,5%) bądź była na emeryturze lub rencie (11,6%). Pozostałą grupę stanowili studenci (6,4%), bezrobotni (3,3%) i osoby o innym statusie (3,0%), głównie gospodynie domowe.

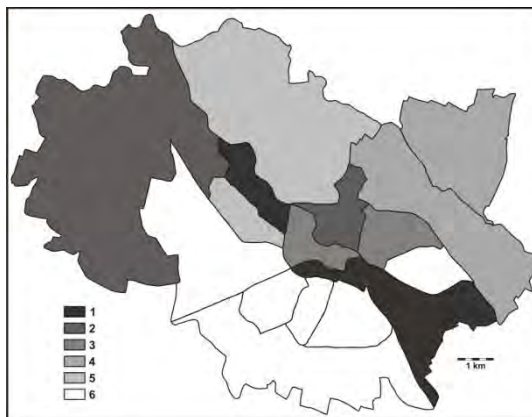
Na terenie Wrocławia powódź objęła osiedla położone w sąsiedztwie koryta Odry oraz jej dopływów Widawy, Ślęzy i Bystrzycy (ryc. 10.2). Najbardziej dotknięte powodzią zostały osiedla położone w południowo-wschodniej części miasta (Księża Małe i Wielkie, okolice ul. Krakowskiej), południowe obrzeża Starego Miasta (okolice ul. Traugutta i Stare Miasto Południowe), a także osiedla położone na północny-zachód od

Tab. 10.3. Liczba ankiet przeprowadzonych w poszczególnych częściach Wrocławia

Obszar	Osiedla	Liczba ankiet
A	Stare Miasto (Zabytkowe, Zachód)	29
B	Stare Miasto Południowe, rejon ul. Traugutta, Księża Małe i Wielkie	35
C	Rejon Placu św. Macieja, Kleczków	44
D	Rejon Placu Grunwaldzkiego, Zalesie, Zacisze, Szczytniki	26
E	Biskupin, Sępólno, Dąbie	19
F	Huby, Gaj, Tarnogaj, rejon ul. Borowskiej	36
G	Rejon Placu Powstańców Śląskich, Borek	37
H	Gajowice, rejon ul. Mieleckiej, Grabiszyn, Grabiszyniek	36
I	Krzyki, Partynice, Brochów, Wojszyce, Ołtaszyn, Klecina, Oporów	21
J	Muchobór Mały i Wielki, Nowy Dwór, Kuźniki, Żerniki	29
K	Gądów Mały, Pilczyce, os. Kosmonautów	23
L	Kozanów, Popowice	22
M	Maślice, Pracze Odrzańskie, Stabłowice, Złotniki, Leśnica, Jerzmanowo, Strachocin	16
N	Różanka, Osobowice, Poświętne, Widawa, Świniary, Rędzin	17
O	Karłowice, Kowale, Sołtysowice, Swojczyce, Strachocin, Wojnów	17
P	Psie Pole, Zakrzów, Zgorzelisko, Pawłowice, Kłokoczyce	16

Starego Miasta (Kozanów i Popowice). Duży zasięg „wielka woda” miała również na północnych obrzeżach Starego Miasta (rejon Placu św. Macieja i Placu Grunwaldzkiego, Kleczków, Szczytniki, Zalesie, Zacisze), na terenie właściwego Starego Miasta (tzw. Stare Miasto Zabytkowe i Stare Miasto Zachód) oraz w północno-zachodniej części

miasta (Maślice Małe i Wielkie, Stabłowice, Marszowice i Pracze Odrzańskie), a także na osiedlach: Swojczyce, Strachocin i Wojnów, położonych na prawym brzegu Odry we wschodniej części miasta.



Ryc. 10.2. Udział gospodarstw domowych dotkniętych powodzią na badanych obszarach we Wrocławiu. Objasnienia: 1 – 70–100%, 2 – 50–70%, 3 – 30–50%, 4 – 15–30%, 5 – 0–15%, 6 – 0%

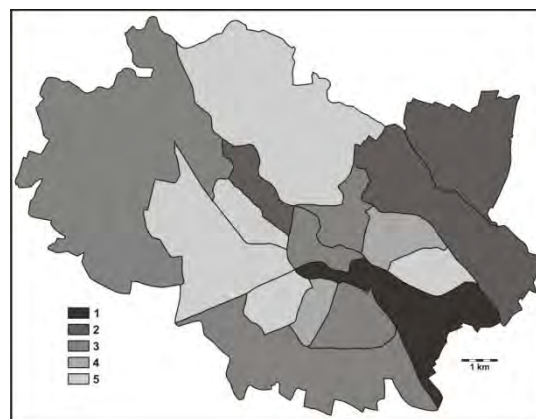
W niewielkim stopniu powódź nawiedziła także osiedla położone w północnej części miasta w międzyrzeczu Odry i Widawy (Psie Pole Południowe, Zgorzelisko, Kowale, rejon Placu Kromera, Sołtysowice, Widawa, Polanowice) oraz Gądów Mały położony na zachód od Starego Miasta i na południe od Popowic. W przypadku Wrocławia powódź objęła w sumie ok. 30% powierzchni miasta, co potwierdzają badania ankietowe, w trakcie których 28,6% ankietowanych przyznało, że ich miejsce zamieszkania zostało zalane przez powódź.

Pozostałe części miasta (Krzyki, południowe i południowo-zachodnie obrzeża miasta, Różanka-Osobowice, Zakrzów), ze względu na położenie na terenach wysoczyznowych oraz w znacznej odległości od koryta Odry i jej głównych dopływów, nie zostały objęte powodzią. Wyjątek stanowią osiedla Sępólno, Biskupin i Dąbie, położone na tzw. Wielkiej Wyspie, które jako jedyne części Starego Miasta i Śródmieścia oparły się naporowi „wielkiej wody”, pozostając

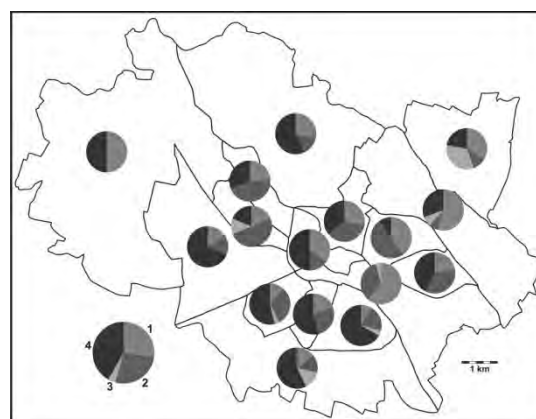
„wyspą” pośród silnie zalanych obszarów miasta.

Powódź w znacznym stopniu wpłynęła na życie mieszkańców miasta (Grykień, Szmytkie 2007, 2008a), również tych, którzy zamieszkiwali osiedla bezpośrednio nieobjęte powodzią. Jednym z przejawów wpływu „wielkiej wody” na funkcjonowanie Wrocławia było ograniczenie możliwości swobodnego poruszania się po mieście. Na ten problem zwróciło uwagę 33,6% ankietowanych (ryc. 10.3), głównie osób mieszkających na osiedlach najsilniej poszkodowanych przez powódź, jak np. rejon ul. Traugutta, Stare Miasto Południowe, Księżę Małe i Wielkie, Popowice i Kozanów oraz na peryferyjnych osiedlach miasta (Psie Pole, Zakrzów, Karłowice, Kowale, Swojczyce, Strachocin, Wojnów), które ze względu na powódź oraz utrudnienia w funkcjonowaniu komunikacji miejskiej straciły „łączność” z pozostałymi częściami miasta.

Utrudnienia w poruszaniu się po mieście oraz zalanie wielu zakładów przemysłowych i placówek usługowych miały również wpływ na pracę wykonywaną przez mieszkańców Wrocławia. Ponad połowa spośród pracujących (58,2%) przyznała, że powódź w jakiś sposób wpłynęła na wykonywaną przez nich pracę. Część pracujących była zmuszona do wzięcia przymusowego urlopu (27,3%), część nie mogła pracować ze względu na czasowe zamknięcie zakładu pracy (27,0%). Bezpośredni wpływ na taki stan rzeczy miał z pewnością problem z dotarciem do pracy, na który wskazało aż 45,1% pracujących. Problem ten dotyczył (ryc. 10.4) głównie osób zamieszkałych na osiedlach bezpośrednio dotkniętych przez powódź, jak np. rejon ul. Traugutta, Księżę Małe i Wielkie, Stare Miasto, Śródmieście, Kozanów i Popowice, oraz mieszkańców osiedli pozbawionych łączności z pozostałymi częściami miasta, jak np. Kowale, Karłowice, Psie Pole, Zakrzów czy Strachocin – Wojnów. Pozostała część pracujących odpowiedziała, że do pracy docierała: pieszo



Ryc. 10.3. Udział osób, które nie mogły swobodnie poruszać się po Wrocławiu. Objasnienia: 1 – 90–100%, 2 – 70–90%, 3 – 50–70%, 4 – 25–50%, 5 – 0–25%

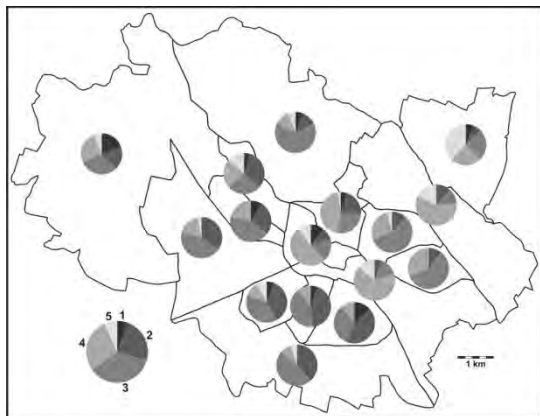


Ryc. 10.4. Wpływ powodzi na pracę wykonywaną przez mieszkańców Wrocławia. Objasnienia: 1 – przymusowy urlop, 2 – zamknięcie zakładu pracy, 3 – inne, 4 – brak wpływu

(49,7%), samochodem (28,6%), komunikacją miejską (23,1%) bądź rowerem (15,0%).

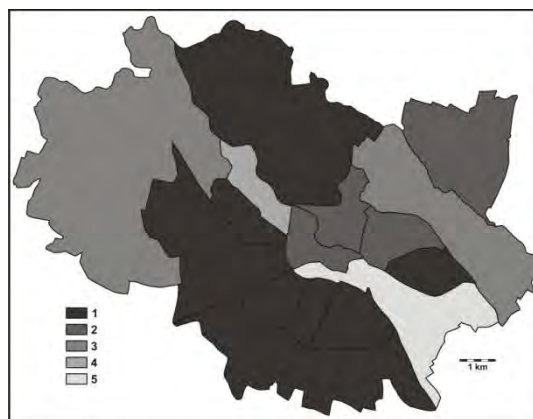
Zalanie ok. 30% powierzchni miasta oraz blokada głównych przepraw mostowych na Odrze miały bezpośredni wpływ na funkcjonowanie komunikacji miejskiej na terenie miasta. Jedynie 5,2% respondentów odpowiedziało, że komunikacja w czasie powodzi funkcjonowała dobrze. Większość stwierdziła, że komunikacja kursowała z pewnymi utrudnieniami (24,1%), bądź że niektóre linie kursowały dobrze, a niektóre źle (35,5%). Pozostali odpowiedzieli, że komunikacja w mieście funkcjonowała źle (28,4%) lub nie funkcjonowała wcale (6,9%). Na problemy

w funkcjonowaniu komunikacji narzekali głównie mieszkańcy: Starego Miasta i Śródmieścia oraz północno-wschodniej części miasta (ryc. 10.5). Utrudnienia w funkcjonowaniu komunikacji dotyczyły głównie linii tramwajowych, z kolei linie autobusowe kursowały z mniejszymi problemami.



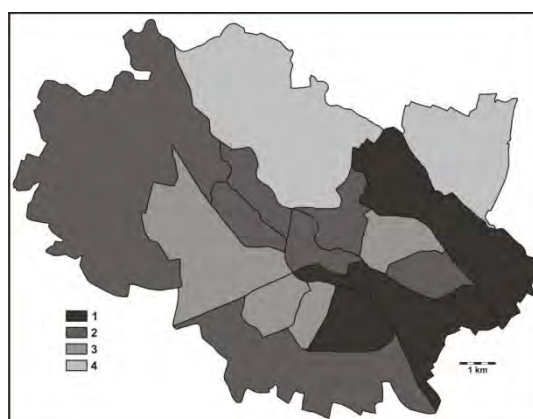
Ryc. 10.5. Funkcjonowanie komunikacji w czasie powodzi we Wrocławiu. Objasnienia: 1 – dobre, 2 – dobre z pewnymi utrudnieniami, 3 – niektóre linie dobrze, niektóre źle, 4 – źle, 5 – komunikacja nie funkcjonowała

Powódź wpłynęła również na funkcjonowanie placówek handlowych i zaopatrzenie gospodarstw domowych. Większość mieszkańców Wrocławia (77,0%) zaopatrywała się w żywność, robiąc zakupy w sklepach położonych w sąsiedztwie miejsca zamieszkania. W ten sposób zaopatrywali się głównie mieszkańcy osiedli niezalanych przez powódź bądź tylko częściowo objętych powodzią (ryc. 10.6). W osiedlach silnie dotkniętych przez powódź (Księża Małe i Wielkie, rejon ul. Traugutta, Stare Miasto Południowe, Popowice, Kozanów) sklepy nie funkcjonowały, a sami mieszkańcy byli zmuszeni do korzystania z różnych form darmowej pomocy zewnętrznej, głównie od państwa (20,4%) bądź władz miasta (17,7%). Duża część ankietowanych (23,7%) z różnych części miasta przygotowała się przed nadejściem „wielkiej wody”, robiąc zapasy.



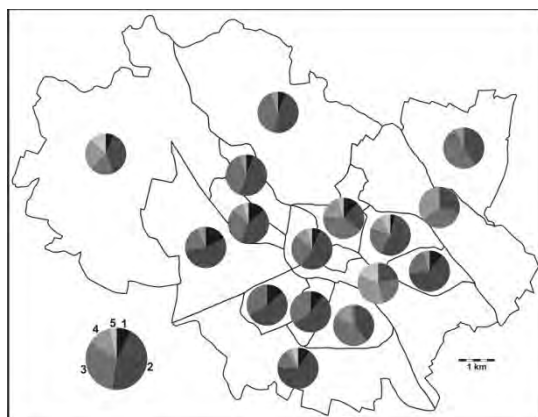
Ryc. 10.6. Udział gospodarstw domowych kupujących żywność w sklepach we Wrocławiu. Objasnienia: 1 – 80–100%, 2 – 60–80%, 3 – 40–60%, 4 – 20–40%, 5 – 0–20%

Mimo to aż 55,7% respondentów przyznało, że ich gospodarstwo domowe odczuwało problemy z zaopatrzeniem w produkty żywnościowe. Na problem ten wskazywali głównie mieszkańcy osiedli: Huby, Tarnogaj i Gaj, Księża Małe i Wielkie, rejonu ul. Traugutta, Stare Miasto Południowe oraz Karłowice, Sołtysowice, Kowale, Strachocin i Wojnow (ryc. 10.7). Mieszkańcy uskarżali się głównie na problem z zaopatrzeniem w: pieczywo (35,1%), owoce i warzywa (22,6%), mięso i wędliny (22,6%) oraz nabiał (18,4%).



Ryc. 10.7. Udział gospodarstw domowych we Wrocławiu, które miały problemy z zaopatrzeniem w produkty żywnościowe. Objasnienia: 1 – 75–100%, 2 – 50–75%, 3 – 25–50%, 4 – 0–25%

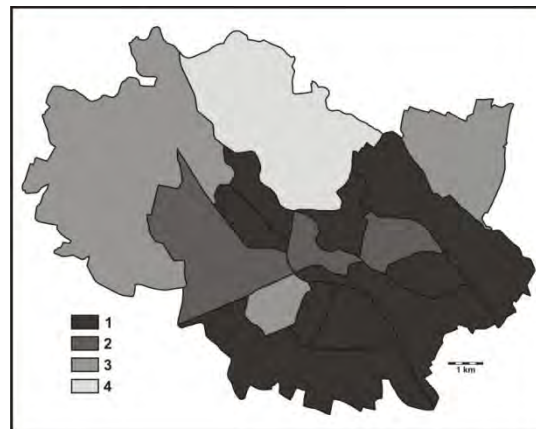
Pomimo problemów z zaopatrzeniem w określone produkty żywnościowe respondenci stwierdzili, że sklepy w trakcie powodzi funkcjonowały dobrze (44,6%), bardzo dobrze (7,7%) lub przeciętnie (31,8%). Jedyne 15,9% ankietowanych źle oceniło funkcjonowanie placówek handlowych w czasie powodzi. Na złe funkcjonowanie sklepów narzekali głównie mieszkańcy silnie zalanych osiedli w południowo-wschodniej części miasta (Księża Małe i Wielkie, rejon ul. Traugutta, Stare Miasto Południowe), osiedli położonych na południowo-zachodnich obrzeżach miasta oraz Karłowic, Sołtysowic, Kowali, Strachocina i Wojnowa (ryc. 10.8). Z kolei w przypadku osiedli Kozanów i Popowice, które znacznie ucierpiały w trakcie powodzi, część mieszkańców odpowiedziała, że w tym czasie sklepy nie funkcjonowały wcale.



Ryc. 10.8. Funkcjonowanie placówek handlowych podczas powodzi we Wrocławiu. Objasnienia: 1 – bardzo dobre, 2 – dobre, 3 – przeciętne, 4 – złe, 5 – bardzo złe

Największy problem dla mieszkańców stanowiło jednak zaopatrzenie w wodę, na co wskazało aż 85,8% respondentów, głównie mieszkańców lewobrzeżnej części miasta. Wiązało się to głównie z tym, że w trakcie powodzi zalane zostały oba zakłady produkcji wody dostarczające wodę dla miasta, przez co w 85,8% gospodarstw domowych nie działały wodociągi i kanalizacja. Co istotne, problem ten dotyczył w zasadzie

całego miasta (ryc. 10.9). Na większości osiedli wody brakowało w ponad 90% gospodarstw domowych. Wyjątek stanowi północno-zachodnia część miasta (Osobowice, Różanka, Poświętne, Widawa, Polanowice, Świniary, Rędzin), która w dużym stopniu korzystała z prywatnych ujęć.

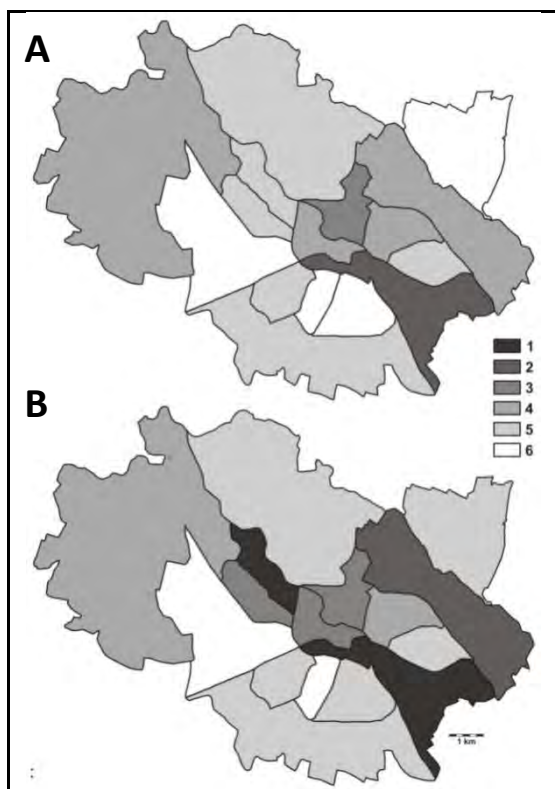


Ryc. 10.9. Udział gospodarstw domowych we Wrocławiu, które miały problemy z zaopatrzeniem w wodę podczas powodzi. Objasnienia: 1 – 90–100%, 2 – 75–90%, 3 – 50–75%, 4 – 20–50%, 5 – 0–20%

W znacznej części gospodarstw domowych odczuwało się również problemy z zaopatrzeniem w gaz (21,3%) i energię elektryczną (36,9%). Na problemy z brakiem gazu uskarżali się głównie mieszkańcy Księża Małego i Wielkiego, rejonu ul. Traugutta, Starego Miasta Południowego (82,9%) oraz rejonu Placu św. Macieja i Kleczkowa (ryc. 10.10). Z kolei na brak energii elektrycznej wskazywali respondenci z Księża Małego i Wielkiego, rejonu ul. Traugutta, Starego Miasta Południowego (100,0%), Kozanowa i Popowic (100,0%) oraz Karłowic, Sołtysowic, Kowali, Strachocina i Wojnowa (82,4%).

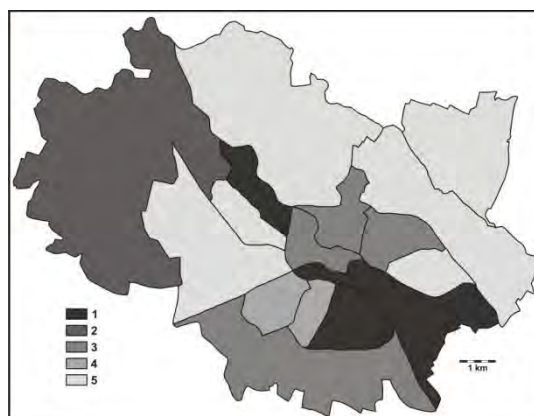
Problem braku wody mieszkańcy miasta rozwiązywali na kilka różnych sposobów. Większość korzystała z wody dostarczanej beczkowozami (71,2%) bądź kupowała wodę mineralną w sklepach (50,8%). Beczkowozy docierały w zasadzie do wszystkich części

miasta, za wyjątkiem Kozanowa i Popowic, gdzie ze względu na wysoki stan wody dojazd do potrzebujących był niemożliwy. Duża część mieszkańców (32,2%) korzystała również z darmowych dostaw wody mineralnej, które były organizowane przez władze miasta. Pomoc ta docierała głównie do mieszkańców osiedli najbardziej dotkniętych przez powódź, jak np. Księżę Małe i Wielkie, rejon ul. Traugutta, Stare Miasto Południowe, rejon Placu Grunwaldzkiego, Zalesie, Zacisze, Kozanów, Popowice, Maślice i Prace Odrzańskie. Niewielka część mieszkańców (9,5%), głównie peryferyjnych osiedli miasta, korzystała również z ujęć prywatnych i studni zakładowych.



Ryc. 10.10. Udział gospodarstw domowych we Wrocławiu, które miały problemy z zaopatrzeniem w gaz (A) i energię elektryczną (B) podczas powodzi. Objasnienia: 1 – 90–100%, 2 – 75–90%, 3 – 50–75%, 4 – 20–50%, 5 – 0–20%, 6 – 0%

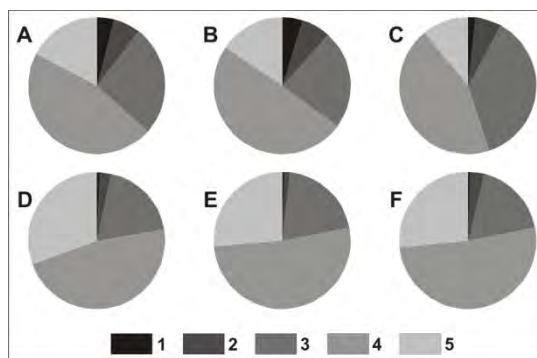
Problemy z zaopatrzeniem w wodę pitną i żywność eliminowano również poprzez darmową pomoc zewnętrzną, z której skorzystało 36,2% gospodarstw domowych na terenie miasta. Darmowa pomoc docierała głównie do mieszkańców zalanych osiedli, jak np. Księżę Małe i Wielkie, rejon ul. Traugutta, Stare Miasto Południowe, Kozanów, Popowice (ryc. 10.11) bądź do mieszkańców osiedli, na których występowały największe problemy z funkcjonowaniem placówek handlowych, czego przykładem są osiedla Huby, Tarnogaj i Gaj. W formie darmowej pomocy zewnętrznej do mieszkańców docierała głównie woda (93,5%), pieczywo (45,8%), mięso i wędliny (34,6%), nabiał (25,5%) oraz owoce i warzywa (18,3%), a także inne produkty żywnościowe i codziennego użytku.



Ryc. 10.11. Udział gospodarstw domowych we Wrocławiu, które korzystały z darmowej pomocy zewnętrznej podczas powodzi. Objasnienia: 1 – 60–100%, 2 – 45–60%, 3 – 30–45%, 4 – 15–30%, 5 – 0–15%

Na uwagę zasługuje bardzo pozytywna ocena, jaką mieszkańcy wystawili służbom odpowiedzialnym za koordynację walki z żywiołem i bezpieczeństwo mieszkańców (ryc. 10.12), tzn. władzom miasta, służbom przeciwpowodziowym, policji, wojsku, straży pożarnej i służbom medycznym. Większość respondentów (ponad połowa we wszystkich przypadkach) oceniła ich działania bardzo dobrze i dobrze, przy czym najłe-

piej ocenione zostały: wojsko, straż pożarna i służby medyczne, a zdecydowanie najgorzej policja, w przypadku której aż 36,9% ankietowanych oceniła ich pracę jedynie jako przeciętną. W opinii mieszkańców na pozytywną ocenę służb wpłynęło przede wszystkim: ich zaangażowanie w walce z powodzią, zaopatrzenie mieszkańców w wodę i żywność, różnorodna pomoc ludziom oraz pomoc w znalezieniu mieszkania dla najbardziej poszkodowanych w trakcie powodzi. Z kolei najwięcej zastrzeżeń w stosunku do służb ankietowani mieli do: złej koordynacji działań i walki z powodzią, zbyt opieszałego usuwania skutków powodzi, złego informowania o nadchodzącym zagrożeniu czy wręcz nie zapobiegnięcia samej powodzi.

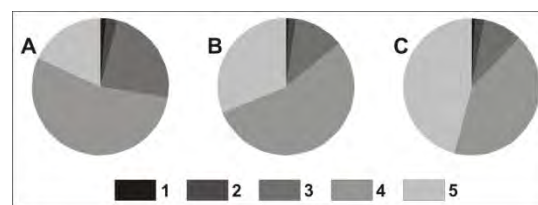


Ryc. 10.12. Ocena działania służb w czasie powodzi we Wrocławiu. Objasnienia: 1 – bardzo zła, 2 – zła, 3 – przeciętna, 4 – dobra, 5 – bardzo dobra

Część ankietowanych uznała, że jednym z mankamentów działań prowadzonych w obliczu „wielkiej wody” przez powołane do tego służby było złe informowanie na temat powodzi. Wynika to głównie z zapewnień przedstawicieli różnych instytucji, że Wrocław nie zostanie zalany. Jeśli jednak chodzi o ocenę informowania przez media o sytuacji w zalanym mieście, to zarówno prasa, radio, jak i telewizja zostały przez większość respondentów uznane za bardzo dobre lub dobre źródło informacji (ryc. 10.13).

Mieszkańcy miasta w obliczu kataklizmu w wyjątkowy sposób zintegrowali się do

działania i wspólnie stanęli do obrony przed naporem „wielkiej wody”. Świadczy o tym chociażby duża liczba osób (45,2% ankietowanych), która osobiście uczestniczyła w walce z powodzią, głównie przy układaniu worków na wałach przeciwpowodziowych i ulicach miasta (63,4%) bądź ładowaniu piasku do worków (49,7%). Część respondentów (10,5%), zamieszkujących zwłaszcza osiedla sąsiadujące z obszarami dotkniętymi powodzią, brała udział w zaopatrzeniu mieszkańców zalanych części miasta. Taka sytuacja miała miejsce w przypadku mieszkańców Psiego Pola, którzy pomagali mieszkańcom Kowali oraz mieszkańców Muchoboru, Nowego Dworu, Pilczyc i Leśnicy, którzy pomagali mieszkańcom Kozanowa i Popowic.



Ryc. 10.13. Ocena informowania przez media o sytuacji w zalanym Wrocławiu. Objasnienia: 1 – bardzo zła, 2 – zła, 3 – przeciętna, 4 – dobra, 5 – bardzo dobra

Potwierdzają to również badania W. Sitka (1997), które wystawiają najlepsze świadectwo zaangażowania Wrocławian w życie miasta, prezentując systematyczny, momentami wręcz wstrząsający, obraz życia zbiorowego mieszkańców Wrocławia w dniach zagrożenia ich egzystencji oraz wielkiej solidarności, która połączyła ich w obliczu kataklizmu.

O wpływie powodzi na mieszkańców miasta świadczą również trudności, jakie napotykali oni w zalanym mieście. Jedynie 20,1% ankietowanych uznało, że powódź nie wpłynęła negatywnie na ich życie. Z kolei największymi problemami dla mieszkańców miasta były: brak wody, gazu i energii elektrycznej, źle funkcjonująca komunikacja

miejska i trudności w poruszaniu się po zalanym mieście oraz problemy z zaopatrzeniem w żywność, a także strach, brak kontaktu z rodziną i obawa przed utratą dobytku.

10.4. Powódź w Opolu w lipcu 1997 r.

Podobnie jak we Wrocławiu, czas powodzi w Opolu podzielono umownie na 3 okresy:

I okres 6–8 lipca – to czas narastania zagrożenia. 6 lipca na Opolszczyźnie w godzinach wieczornych ogłoszono stan przeciwpowodziowy. Tego dnia (niedziela) spadło w Opolu ok. 96 mm deszczu, czyli tyle, ile zazwyczaj w ciągu przeciętnego, letniego, deszczowego miesiąca (w Jarnołtówku – 131,4 mm, w Głucholazach – 149,8 mm). 7 lipca woda zalała szereg miejscowości, w tym Prudnik, Głucholazy, Jarnołtówek, Branice, Głubczyce, Opawicę, Lenarcie, Krasne Pole, Chomiążę. 8 lipca zatopiona zostaje Nysa. Wojewódzki Sztab Przeciwpowodziowy stwierdza, że do Opola wysoka fala dojdzie najprawdopodobniej w czwartek 10 lipca. Nikt nie daje gwarancji, że wały wytrzymają.

II okres 9 lipca – to okres bezpośredniego zagrożenia. 9 lipca zaczyna się wielki dramat miejscowości położonych wzdłuż Odry. Katastrofa powodziowa ogarnęła m.in. Koźle, gdzie w niektórych miejscach woda dochodzi do drugiego piętra bloków mieszkalnych. O godz. 6.00 stan wody w Miedoni wynosił 1021 cm (ponad 400 cm powyżej stanu alarmowego); później jednak meldunki przestały przychodzić. Trudno zatem było prognozować sytuację w Opolu. Wczesnym południem zostaje zamknięta dla ruchu ul. Piastowska. Ewakuowane są instytucje z wysp Pasięka i Bolko. Według prognoz Wojewódzkiego Sztabu Przeciwpowodziowego poziom wody na Odrze w rejonie Opola będzie się podnosił jeszcze przez kilkadziesiąt godzin. Zabezpieczana jest Pasięka od strony

Odry. Wał wzdłuż Bulwaru Karola Musioła, od strony amfiteatru i dalej, zostaje podwyższony workami z piaskiem. Woda jest w piwnicach konsulatu niemieckiego, biblioteki uniwersyteckiej. Workami z piaskiem zabezpieczany jest gmach Komendy Wojewódzkiej Policji, w podziemiu której jest już woda. Miejski Sztab Przeciwpowodziowy przygotowuje miejsca ewakuacyjne (noclegowe) dla osób, których mieszkania może zalać woda. Co bardziej przezorni Opolanie, zwłaszcza na Zaodrze i Pasięce, przygotowują się do powodzi. Robią zapasy artykułów spożywczych, wody. Mieszkańcy parterów i domków jednorodzinnych przenoszą swój dobytek na wyższe kondygnacje.

III okres – 10–11 lipca, to czas powodzi. 10 lipca ok. 4.30 rano wskutek przerwania wału w Winowie w ciągu kilkunastu minut czterometrową falą zalana została Wójtowa Wieś oraz Zaodrze Dalsze (za kanałem Ulgi). Większość parterów bloków przy ul. Prószyńskiej, Koszyka, Wojska Polskiego, Hallera, a także posesje w dzielnicach "malarzy" i "muzyków" zostały zatopione niemal po sufity (w niektórych miejscach woda zalała nawet piętra). Kilka godzin później woda przelała się przez wał na Odrze i zatopiła Pasiękę. Woda wdarła się także na tzw. Zaodrze bliższe (przed kanałem Ulgi). Ok. 40 tys. mieszkańców Zaodrza i Pasięki zostało odciętych od prawobrzeżnej miasta. Przy pomocy śmigłowców oraz łodzi rozpoczęto ratowanie ludzi na zatopionych terenach. Wał usypany wzdłuż ul. Powolnego uratował przed zalaniem ul. Krakowską, jednak sporo piwnic oraz sklepów w tzw. przyziemu zostało podtopionych. Woda zalała przedsiębiorstwo „ZACH Metalchem”, podtopione zostały bloki przy ul. Oświęcimskiej oraz domy jednorodzinne przy ul. Podbornej. Poziom Odry w Opolu narastał do godz. 20.00, uzyskując maksymalny stan 777 cm (przy stanie alarmowym 400 i średnim – 210 cm). Z miasta wyjechać można było tylko dwiema trasami: na Kluczbork i Strzelce Opolskie. 11 lipca woda powoli w Opolu

powoli, ale systematycznie opada (ok. Opolu $5 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$).

24 lipca – o godz. 2.00 nad ranem rozpoczął się przepływ przez Opole kulminacji drugiej fali powodziowej o wysokości 510 cm, która zaczęła się tworzyć w niedzielę, 20 lipca, kiedy to stan alarmowy na Odrze został przekroczony o 9 cm (wynosił 409 cm). Poziom wody w rzece narastał przez cztery dni, osiągając kulminację na poziomie 510 cm. Stan ten utrzymywał się aż 8 godzin (fala, jak przewidywano, okazała się znacznie niższa, aczkolwiek dłuższa); w południe tegoż dnia odnotowano spadek wody o 1 cm i od tego czasu woda systematycznie, aczkolwiek powoli, zaczęła opadać; przywrócony został normalny ruch tranzytowy przez Opole.

10.4.1. Powódź w Opolu – bilans strat

Według szacunkowych danych powódź w lipcu w 1997 r. zalała w województwie opolskim 133,8 tys. ha, czyli 15,8% jego powierzchni. W trzech gminach (Lubsza, Bierawa, Cisek) zalanych zostało ponad 60% obszaru. Zalanych zostało 527 jednostek osadniczych (sołectw, miast). Liczba mieszkańców poszkodowanych regionów wyniosła ok. 136 tys. osób, co stanowiło 13,2% populacji województwa opolskiego. W niektórych gminach (Lubsza, Lewin Brzeski, Nysa, Cisek) poszkodowana została ponad połowa mieszkańców (Drobek 1999).

Na sumaryczny bilans strat w województwie opolskim nakładają się olbrzymie straty indywidualne, poniesione przez poszczególne gospodarstwa domowe. Badania przeprowadzone bezpośrednio po ustąpieniu fali powodziowej na wyspie Pasięka w Opolu wskazały na olbrzymią skalę zniszczeń oraz ogromne emocje, którym poddani byli poszkodowani (Sóldra-Gwiżdż 1997, 1998). Zakres szkód w substancji mieszkaniowej był bardzo duży. Zniszczeniu uległy przede wszystkim tynki, podłogi, stolarka okienna i drzwiowa, a w blisko połowie mieszkań instalacje elektryczna i gazowa. Zakres skut-

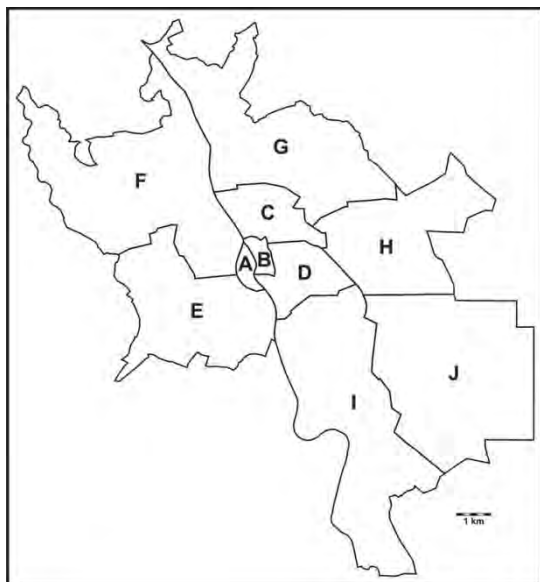
ków katastrofy uzupełniały straty poniesione w majątku ruchomym. Największe z nich obejmowały: meble, sprzęt AGD, wyposażenie kuchni, odzież i obuwie, sprzęt RTV i pamiątki rodzinne. Szkody w mieszkaniach komunalnych wyniosły 41,9 mln zł, w placówkach użyteczności publicznej 41,3 mln, a w infrastrukturze komunalnej 142,3 mln zł. Straty te stanowiły łącznie ok. jednej czwartej sumy budżetów gminnych; w skrajnych przypadkach (gminy Cisek, Popielów) znacząco przekroczyły one poziom rocznego budżetu (Drobek 1999).

10.4.2. Społeczny wymiar powodzi na podstawie badań przeprowadzonych wśród mieszkańców Opola

W przypadku badań ankietowych na terenie Opola przyjęto podobne założenie jak w przypadku Wrocławia. Obszar miasta podzielono na 10 obszarów (ryc. 10.14), obejmujących jedno lub kilka sąsiadujących osiedli. W wyniku badań ankietowych na terenie Opola (Grykień, Szmytkie 2008b) przeankietowano w sumie 141 osób powyżej 15 roku życia (tab. 10.4), w tym 66 mężczyzn (46,8%) i 75 kobiet (53,2%). Wśród ankietowanych przeważały osoby z wykształceniem średnim (49,6%), wyższym i niepełnym wyższym (22,7%) oraz zawodowym (22,0%), natomiast osoby z wykształceniem podstawowym stanowiły jedynie 5,7% respondentów. W 1997 r. większość ankietowanych pracowała (66,7%) bądź była na emeryturze lub rencie (22,7%). Pozostałą grupę stanowili uczniowie i studenci (7,8%), bezrobotni (1,4%) i osoby o innym statusie (1,4%), głównie gospodynie domowe.

Na terenie Opola powódź objęła osiedla położone wzdłuż koryta Odry, zwłaszcza lewobrzeżną część miasta (ryc. 10.15). Największy zasięg „wielka woda” miała na terenie wysp Pasięka i Bolko sąsiadujących ze Starym Miastem, osiedli położonych na lewym brzegu Odry (Zaodrże, Półwieś, Wój-

towa Wieś, Szczepankowice), na terenie południowych osiedli (Groszowice, Grotowice), które jako pierwsze zmagaly się z naporem żywołu, a także w północno-wschodniej części miasta (Zakrzów, Wróblin).

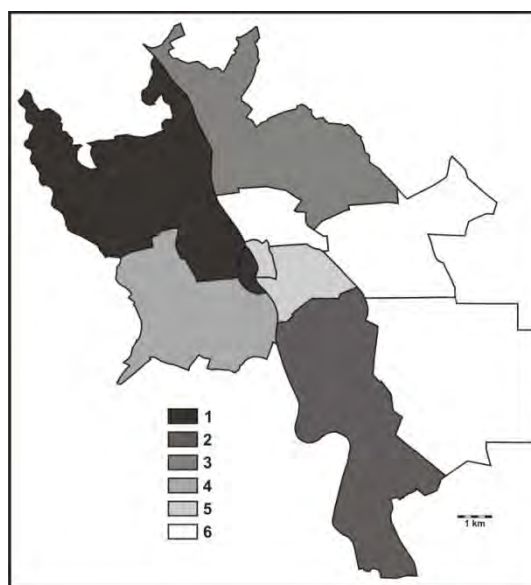


Ryc. 10.14. Podział Opola na wydzielone obszary

Tab. 10.4. Liczba ankiet przeprowadzonych w poszczególnych częściach Opola

Obszar	Osiedla	Liczba ankiet
A	Pasieka	16
B	Stare Miasto	14
C	Śródmieście Północne, Osiedle Chabrów	15
D	Śródmieście Południowe	15
E	Osiedle XXV-lecia, Szczepankowice, Wójtowa Wieś	15
F	Wyspa Bolko, Zaodrże, Półwieś, Bierkowice	11
G	Zakrzów, Wróblin, Gosławice	15
H	Osiedle Malinka, Kolonia Gosławicka	14
I	Nowa Wieś Królewska, Groszowice, Grotowice	15
J	Grudzice, Malina	11

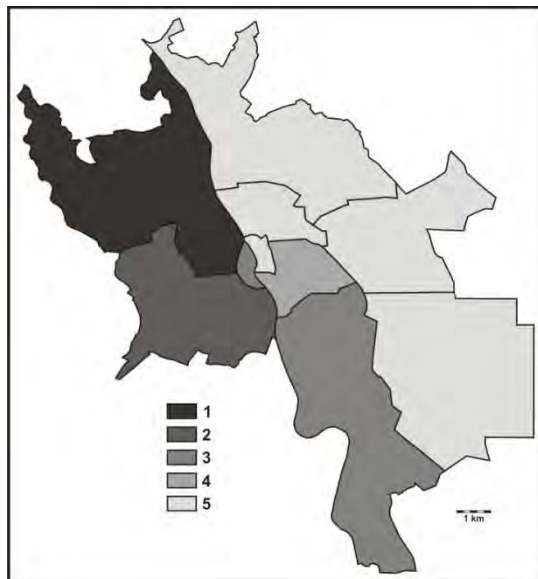
W niewielkim stopniu powódź nawiedziła również Stare Miasto, sąsiadującą z nim od wschodu południową część Śródmieścia oraz Nową Wieś Królewską. Pozostałe osiedla prawobrzeżnego Opola (Śródmieście Północne, Osiedle Chabrów, Osiedle Malinka, Kolonia Gosławicka, Gosławice, Grudzice, Malina), ze względu na znaczne oddalenie od koryta Odry oraz położenie na terenach wysoczyznowych, nie zostały objęte powodzią.



Ryc. 10.15. Udział gospodarstw domowych dotkniętych powodzią na badanych obszarach w Opolu. Objasnienia: 1 – 70–100%, 2 – 50–70%, 3 – 30–50%, 4 – 15–30%, 5 – 0–15%, 6 – 0%

Podobnie jak to miało miejsce w przypadku Wrocławia, powódź w znacznym stopniu wpłynęła na funkcjonowanie miasta i życie mieszkańców Opola, również tych, którzy zamieszkiwali osiedla nieobjęte bezpośrednio powodzią, czego przejawem było m.in. ograniczenie możliwości swobodnego poruszania się po mieście. Na problem ten zwróciło uwagę 31,9% ankietowanych (ryc. 10.16), zwłaszcza mieszkańców lewobrzeżnej części miasta (Osiedle XXV-lecia, Szczepankowice, Wójtowa Wieś, Wyspa Bolko, Zaodrże, Półwieś, Bierkowice) oraz Pasieki, które ze względu na powódź oraz

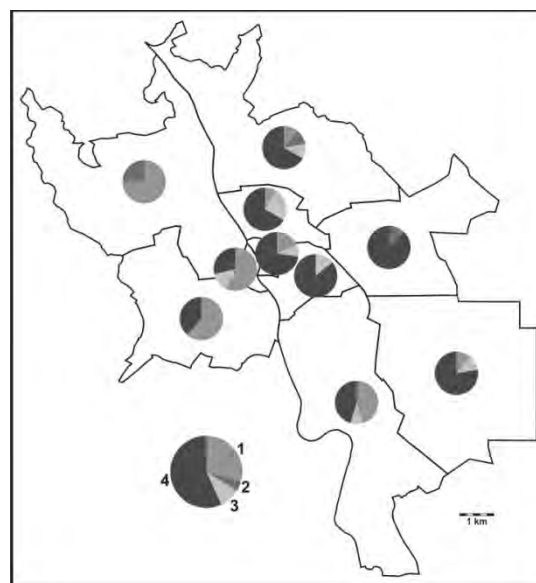
utrudnienia w funkcjonowaniu komunikacji miejskiej praktycznie straciły „łączność” z pozostałymi częściami miasta. Na problem ze swobodnym poruszaniem się po mieście zwrócili również uwagę mieszkańcy południowej części miasta (Nowa Wieś Królewska, Groszowice, Grotowice).



Ryc. 10.16. Udział osób, które nie mogły swobodnie poruszać się po Opolu. Objasnienia: 1 – 80–100%, 2 – 60–80%, 3 – 40–60%, 4 – 20–40%, 5 – 0–20%

W odróżnieniu od Wrocławia, gdzie zalanych zostało wiele zakładów przemysłowych, powódź oszczędziła największe zakłady przemysłowe Opola. Mimo to, ze względu na utrudnienia w poruszaniu się po mieście i zalanie szeregu placówek usługowych, mieszkańcy Opola również wskazywali na problem niemożności wykonywania pracy zawodowej w czasie „wielkiej wody”. Blisko połowa spośród pracujących (43,2%) przyznała, że powódź w jakiś sposób wpłynęła na wykonywaną przez nich pracę. Większość z nich była zmuszona do wzięcia przymusowego urlopu (29,5%), natomiast jedynie 4,2% respondentów przyznało, że nie mogło pracować ze względu na czasowe zamknięcie zakładu pracy. Ponadto 5,0% ankietowanych stwierdziło, że w dniach powodzi ich czas pracy wydłużył się.

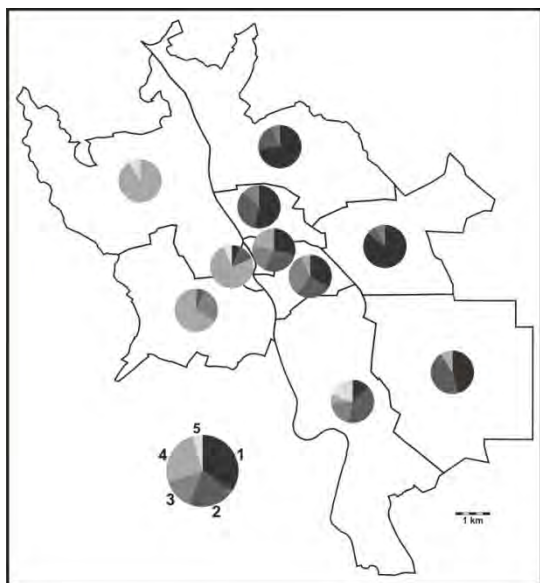
Bezpośredni wpływ na taki stan rzeczy miał z pewnością problem z dotarciem do pracy, na który wskazało aż 35,2% pracujących (ryc. 10.17). Dotyczyło to głównie osób zamieszkałych na osiedlach bezpośrednio dotkniętych przez powódź, zwłaszcza mieszkańców lewobrzeżnej części miasta (Osiedle XXV-lecia, Szczepankowice, Wójtowa Wieś, Wyspa Bolko, Zaodrze, Półwieś, Bierkowice), Pasieki i południowych osiedli Opola (Nowa Wieś Królewska, Groszowice, Grotowice). Pozostała część pracujących odpowiedziała, że do pracy docierała samochodem (28,6%), pieszo lub komunikacją miejską (po 17,6%) bądź rowerem (3,3%).



Ryc. 10.17. Wpływ powodzi na pracę wykonywaną przez mieszkańców Opola. Objasnienia: 1 – przymusowy urlop, 2 – zamknięcie zakładu pracy, 3 – inne, 4 – brak wpływu

Zalanie znacznej części miasta oraz blokada głównych przepraw mostowych na Odrze miały bezpośredni wpływ na funkcjonowanie komunikacji miejskiej na terenie miasta. Mimo to aż 34,0% respondentów przyznało, że komunikacja w czasie powodzi funkcjonowała dobrze. Pozostali stwierdzili, że komunikacja miejska kursowała z pewnymi utrudnieniami (22,0%), bądź że niektóre linie kursowały dobrze, a niektóre źle

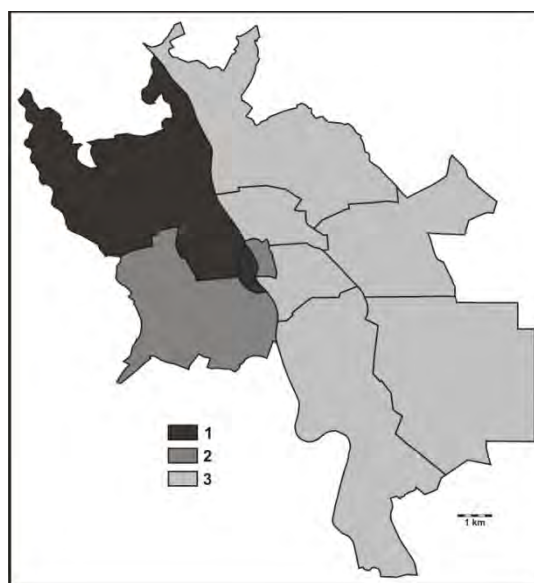
(13,5%). Mimo dużego udziału pozytywnych ocen funkcjonowania komunikacji miejskiej, aż 26,2% respondentów odpowiedziało, że komunikacja w mieście funkcjonowała źle, natomiast 4,3% ankietowanych przyznało, że komunikacja w tym czasie nie funkcjonowała wcale. Na problemy w funkcjonowaniu komunikacji narzekali głównie mieszkańcy lewobrzeżnej części miasta oraz Pasięki (ryc. 10.18), z kolei wśród respondentów z prawobrzeżnej części miasta przeważały oceny pozytywne.



Ryc. 10.18. Funkcjonowanie komunikacji w czasie powodzi w Opolu. Objasnienia: 1 – dobre, 2 – dobre z pewnymi utrudnieniami, 3 – niektóre linie dobrze, niektóre źle, 4 – źle, 5 – komunikacja nie funkcjonowała

Powódź wpłynęła również na funkcjonowanie placówek handlowych i zaopatrzenie gospodarstw domowych. W odróżnieniu do Wrocławia, gdzie na problem z zaopatrzeniem w żywność i wodę wskazało aż 55,7% respondentów, w przypadku Opolu problem ten dotyczył jedynie 31,2% gospodarstw domowych. Ponadto w Opolu problem zaopatrzenia w żywność i wodę dotyczył w zasadzie tylko lewobrzeżnej części miasta oraz Pasięki i Starego Miasta (ryc. 10.19).

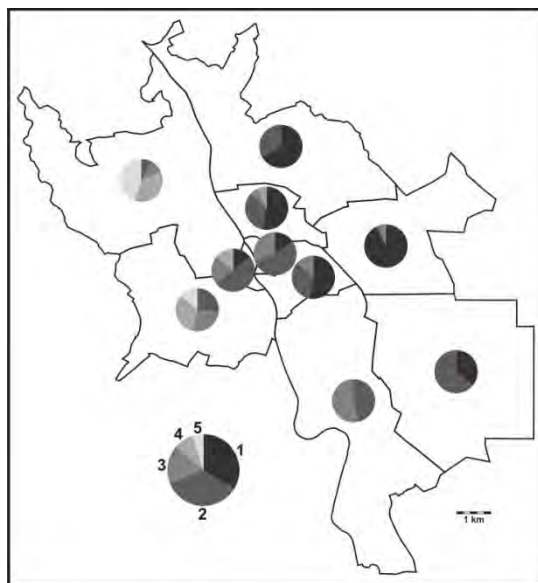
Większość mieszkańców Opolu (86,5%) zaopatrywała się w żywność, robiąc zakupy w sklepach położonych w sąsiedztwie miejsca zamieszkania. W osiedlach silnie dotkniętych przez powódź (Pasięka i lewobrzeżna część miasta) sklepy nie funkcjonowały, a mieszkańcy byli zmuszeni do korzystania z różnych form darmowej pomocy zewnętrznej, głównie od państwa (14,2%) bądź władz miasta (15,6%). Niewielka część ankietowanych (15,6%), głównie z osiedli położonych wzdłuż Odry, a zatem zagrożonych zalaniem, przygotowała się przed nadejściem „wielkiej wody”, robiąc zapasy. Mieszkańcy Opolu narzekali głównie na problem z zaopatrzeniem w pieczywo (22,7%), mięso i wędliny (7,8%), owoce i warzywa (5,7%) oraz nabiał (5,0%), natomiast na problem z zaopatrzeniem w wodę wskazało jedynie 8,5% respondentów.



Ryc. 10.19. Udział gospodarstw domowych w Opolu, które miały problemy z zaopatrzeniem w produkty żywnościowe. Objasnienia: 1 – 60–100%, 2 – 30–60%, 3 – 0–30%

Analizując ocenę funkcjonowania placówek handlowych podczas powodzi, większość respondentów oceniło ją bardzo dobrze (34,1%), dobrze (34,8%), bądź też przeciętnie (17,4%). Z kolei jedynie 13,8% ankieto-

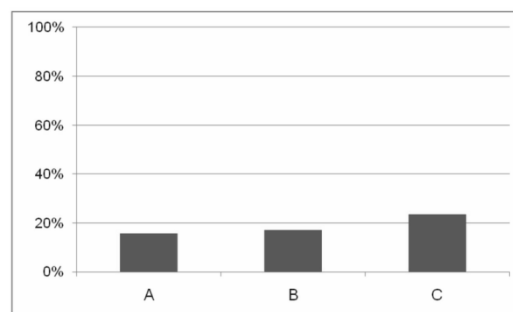
wanych oceniło funkcjonowanie placówek handlowych źle lub bardzo źle. Na złe zaopatrzenie placówek handlowych narzekali głównie mieszkańcy zalanych przez powódź części miasta (ryc. 10.20), a zwłaszcza lewobrzeżnego Opolą (Osiedle XXV-lecia, Szczepankowice, Wójtowa Wieś, Wyspa Bolko, Zaodrże, Półwieś, Bierkowice) oraz wyspy Pasieka.



Ryc. 10.20. Funkcjonowanie placówek handlowych podczas powodzi w Opolu. Objasnienia: 1 – bardzo dobre, 2 – dobre, 3 – przeciętne, 4 – złe, 5 – bardzo złe

Warto jednak zaznaczyć, że Opole, w przeciwieństwie do Wrocławia, nie odczuwało tak dużych problemów z brakiem wody, na który uskarżało się jedynie 15,6% ankietowanych (ryc. 10.21). Problem ten eliminowano głównie korzystając z darmowych dostaw wody mineralnej (72,0%) bądź beczkowozami (12,0%), a także kupując wodę mineralną w sklepach (16,0%). Nie wielka część respondentów wskazała również na problem z zaopatrzeniem w gaz (17,0%) oraz energię elektryczną (23,4%). We wszystkich przypadkach problemy z zaopatrzeniem dotyczyły w zasadzie wyłącznie mieszkańców silnie zalanych części miasta: Pasieki, lewobrzeżnego Opolą (Osie-

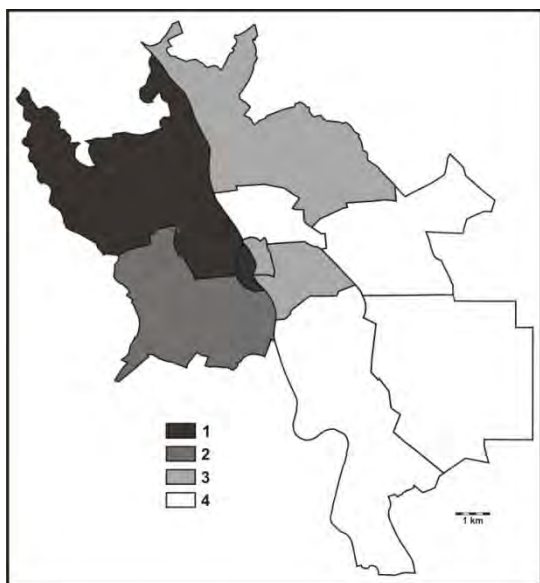
dle XXV-lecia, Szczepankowice, Wójtowa Wieś, Wyspa Bolko, Zaodrże, Półwieś, Bierkowice) oraz Starego Miasta.



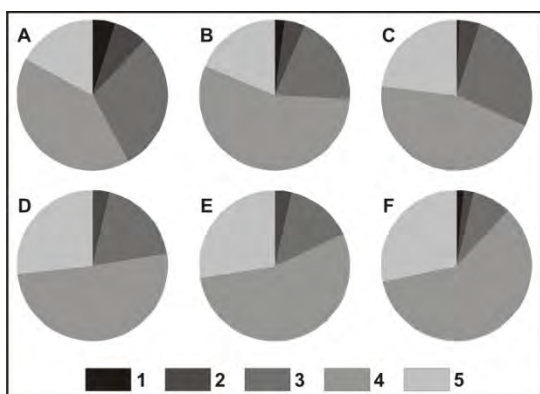
Ryc. 10.21. Udział gospodarstw domowych w Opolu, które miały problemy z zaopatrzeniem w wodę (A), gaz (B) i energię elektryczną (C) podczas powodzi

Dobre funkcjonowanie placówek handlowych, a co za tym idzie, niewielkie problemy z zaopatrzeniem w wodę pitną i żywność, sprawiły, że jedynie 21,3% ankietowanych korzystało z różnych form darmowej pomocy zewnętrznej. Dotyczyło to przede wszystkim mieszkańców lewobrzeżnej części miasta (Osiedle XXV-lecia, Szczepankowice, Wójtowa Wieś, Wyspa Bolko, Zaodrże, Półwieś, Bierkowice) oraz Pasieki (ryc. 10.22), które w czasie powodzi odczuwały największe problemy z zaopatrzeniem w produkty żywnościowe, głównie w pieczywo (76,7%), mięso i wędliny (73,3%), wodę (70,0%) oraz nabiał (56,7%).

Podobnie jak to miało miejsce we Wrocławiu, również w Opolu ankietowani bardzo dobrze ocenili działania służb odpowiedzialnych za walkę z powodzią i bezpieczeństwo mieszkańców miasta (ryc. 10.23). Większość respondentów (ponad połowa we wszystkich przypadkach) oceniła ich działania bardzo dobrze, dobrze lub przeciętnie, przy czym najlepiej ocenione zostały: wojsko, straż pożarna i służby medyczne, a najgorzej władze miasta i służby przeciwpowodziowe.



Ryc. 10.22. Udział gospodarstw domowych w Opolu, które korzystały z darmowej pomocy zewnętrznej podczas powodzi. Objaśnienia: 1 – 60–100%, 2 – 30–60%, 3 – 0–30%

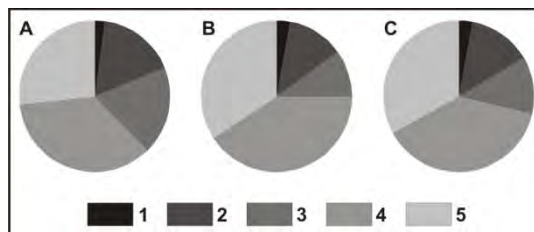


Ryc. 10.23. Ocena działania służb w czasie powodzi w Opolu. Objaśnienia: 1 – bardzo zła, 2 – zła, 3 – przeciętna, 4 – dobra, 5 – bardzo dobra

W opinii mieszkańców na pozytywną ocenę służb wpłynęło przede wszystkim: zaopatrzenie mieszkańców w żywność i wodę pitną, pomoc w znalezieniu mieszkania dla najbardziej poszkodowanych w trakcie powodzi oraz zapewnienie pomocy medycznej. Z kolei najwięcej zastrzeżeń w stosunku do służb ankietowani mieli z powodu złego informowania mieszkańców o nadchodzącym zagrożeniu, złej koordynacji działań i walki z powodzią i nie zapewnienia bezpie-

czeństwa mieszkańcom. Opolanie za bardzo dobre lub dobre źródło informacji o sytuacji w zalanym mieście uznali z kolei media (ryc. 10.24), przy czym najlepiej ocenione zostało radio, a najgorzej prasa.

W Opolu, podobnie jak to miało miejsce we Wrocławiu, do walki z nadciągającym żywiołem przystąpiła znaczna część mieszkańców miasta. Aż 38,3% ankietowanych przyznało, że osobiście uczestniczyło w walce z powodzią, głównie przy układaniu worków z piaskiem (37,0%), ładowaniu piasku do worków (33,3%) oraz ratowaniu dobytku (16,7%) i przy usuwaniu skutków powodzi (5,7%), a także pomagała w zaopatrzeniu mieszkańców zalanych części miasta (29,6%).



Ryc. 10.24. Ocena informowania przez media o sytuacji w zalanym Opolu. Objaśnienia: 1 – bardzo zła, 2 – zła, 3 – przeciętna, 4 – dobra, 5 – bardzo dobra

Mimo różnorodnej pomocy ze strony służb odpowiedzialnych za walkę z „wielką wodą” i mieszkańców miasta, jedynie 31,9 % respondentów odpowiedziało, że powódź nie wpłynęła negatywnie na ich życie. Głównymi problemami dla mieszkańców Opola były w tym czasie: źle funkcjonująca komunikacja miejska, strach, brak informacji o bliskich, brak łączności telefonicznej, uwięzienie w miejscu zamieszkania oraz smród panujący w mieście.

10.5. Wnioski

Badania ankietowe wykazały, że głównym problemem większości mieszkańców Wrocławia w czasie powodzi było zao-

patrzenie w wodę. W przypadku Opolą problem ten dotyczył tylko osób zamieszkałych na terenach objętych powodzią. W obu miastach mieszkańcy zalanych obszarów borykali się dodatkowo z problemem zaopatrzenia w żywność oraz wybrane produkty użytku codziennego. Część mieszkańców Wrocławia i Opolą przygotowała się do powodzi robiąc zapasy, a mieszkańcy zalanych terenów mogli korzystać z darmowej pomocy zewnętrznej. Mimo to zaopatrzenie placówek handlowych w żywność ocenione zostało stosunkowo dobrze. Mieszkańcy Wrocławia (w mniejszym stopniu Opolą) odczuwali jednak problemy z zaopatrzeniem w wybrane produkty żywnościowe.

Dużym problemem w obu miastach było funkcjonowanie komunikacji oraz sprawność działania infrastruktury. Mieszkańcy dosyć dobrze ocenili działania służb uczestniczących w walce z powodzią. Naj-

wyższe noty uzyskało wojsko, straż pożarna i służby medyczne, natomiast najsłabiej oceniona została policja. W opinii mieszkańców informacja o przebiegu powodzi w mediach była dość dobra, a za najlepsze źródło informacji uznane zostały radio w Opolu i telewizja we Wrocławiu.

Oczywiste jest, że nie potrafimy zapobiegać zjawiskom ekstremalnym, do których niewątpliwie należała powódź we Wrocławiu i Opolu w lipcu 1997 r. Możemy jednak, dzięki dobrej organizacji i obecnej technice, ograniczyć zagrożenia wynikające z wezbrań wody. Możemy, dzięki odpowiedniemu prawodawstwu, stosowaniu dostępnych bezpiecznych technologii, tworzeniu systemów wczesnego ostrzegania oraz włączeniu obywateli, polityków i organizacji do działań przygotowawczych – uniknąć ofiar, ograniczyć zniszczenia i zminimalizować szkody.

Literatura:

- Czerwiński J., 1998. Geologiczne, geomorfologiczne i antropogeniczne uwarunkowania zagrożeń powodziowych we Wrocławiu. *Czasopismo Geograficzne* 69, 43–63.
- Dorzecze Odry. Powódź 1997 r., 1999. Międzynarodowa Komisja Ochrony Odry przed Zanieczyszczeniem, Korab, Wrocław.
- Grela J., Słota H., Zieliński J. (red.), 1999. Dorzecze Wisły. Monografia powodzi lipiec 1997. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Drobek W., 1999. Zasięg i skutki powodzi z lipca 1997 roku na Opolszczyźnie w ujęciu przestrzennym, W: K. Frysztański, T. Sołdra-Gwiżdż (red.), *Naturalna katastrofa i społeczne reakcje. Studia nad przebiegiem i następstwami powodzi na Opolszczyźnie w 1997 roku*, Stowarzyszenie Instytut Śląski, Państwowy Instytut Naukowy – Instytut Śląski w Opolu, Opole, 12–28.
- Grykień S., 1996. Rolnicze użytkowanie ziemi we Wrocławiu. *Rocznik Wrocławski* 3, 131–147.
- Grykień S., Szmytkie R., 2007. Warunki życia we Wrocławiu w czasie powodzi w 1997 r. W: I. Kiniorska, S. Sala (red.), *Rola geografii społeczno-ekonomicznej w badaniach regionalnych. Nauki geograficzne w badaniach regionalnych* 2, Kielce, 87–94.
- Grykień S., Szmytkie R., 2008a. Społeczny i ekonomiczny wymiar powodzi we Wrocławiu w 1997 roku. Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.
- Grykień S., Szmytkie R., 2008b. The influence of flooding on living conditions in cities: case studies of Wrocław and Opole. W: S. Liszewski (red.), *The Influence of Extreme Phenomena on the Natural Environment and Human Living Conditions*. Łódź, 79–112.
- Kamiński A., Tyszkiewicz J., Wójcik M. L., Ziątkowski L., 1998. Tysiąc lat powodzi we Wrocławiu. *Rocznik Wrocławski* 5, Wrocław.
- Maciejewski M., 1997. Ryzyko powodziowe w aglomeracjach miejskich. W: *Powódź 1997. Forum Naukowo-Techniczne*, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, 385–392.
- Sitek W., 1997. Wspólnota i zagrożenie. Wrocławianie wobec wielkiej powodzi, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- Sokołowski J., Mosiej K., 1997. Ocena obwałowań po powodzi 1997 r. W: *Forum Naukowo-Techniczne „Powódź 1997”*, Ustroń k. Wisły.

- Sołdra-Gwiżdż T., 1997. Powódź 1997 – Społeczne skutki kataklizmu w świetle badań empirycznych. *Śląsk Opolski* 27, 22–26.
- Sołdra-Gwiżdż T. 1998. Obraz zniszczeń w substancji mieszkaniowej i w majątku ruchomym w opinii respondentów jako wskaźnik zmian jakości życia mieszkańców. *Zeszyty Odrzańskie* 17, 19–28.
- Walewski A., 1997. Ocena skażeń środowiska spowodowanych przez powódź. W: *Forum Naukowo-Techniczne „Powódź 1997”*, Ustroń k. Wisły, 47–82.

Spis ilustracji:

Ryc. 2.1. Położenie obszaru opisywanego w monografii na tle rzeźby i układu sieci rzecznej południowo-zachodniej Polski	13
Ryc. 2.2. Stosunki wysokościowe w dorzeczu górnej Odry	15
Ryc. 2.3. Spadki terenu w dorzeczu górnej Odry.....	16
Ryc. 2.4. Podział fizycznogeograficzny południowo-zachodniej Polski	17
Ryc. 2.5. Typowe krajobrazy południowo-zachodniej Polski.....	19
Ryc. 2.6. Struktura użytkowania ziemi w regionie dolnośląskim i opolskim	29
Ryc. 3.1. Wybrane zdarzenia opadowe o najwyższej intensywności w zlewni górnej i środkowej Odry na tle klasyfikacji Chomicza	39
Ryc. 3.2. Mapy dolne sytuacji barycznej nad Europą w dniach wybranych zdarzeń opadów rozlewnych spowodowanych makroskalową konwergencją: 3 sierpnia 1888, 29 lipca 1897, 10 lipca 1903, 1 lipca 1909 i 1 września 1938 r.	43
Ryc. 3.3. Mapy dolne sytuacji barycznej (izolinie) oraz mapy topografii barycznej 500 hPa (skala kolorystyczna) nad Europą w dniach wybranych zdarzeń opadów rozlewnych spowodowanych przez makroskalową konwergencję: 10 sierpnia 1964, 1 sierpnia 1977, 7 lipca 1997, 13 sierpnia 2002 i 7 sierpnia 2006 r.	44
Ryc. 3.4. Rekonstrukcja trajektorii wstecznych dla porcji powietrza z wysokości 500 (A), 2000 (B) i 4000 m n.p.m. (C) w dniach wybranych zdarzeń opadów rozlewnych spowodowanych przez makroskalową konwergencję: 10 sierpnia 1964, 1 sierpnia 1977, 7 lipca 1997, 13 sierpnia 2002 i 7 sierpnia 2006 r.	46
Ryc. 3.5. Mechanizm powstawania opadów intensywnych związanych z makroskalową konwergencją nad południowo-zachodnią Polską.....	47
Ryc. 3.6. Lokalizacja przypadków wystąpienia opadów nawalnych na Dolnym Śląsku.....	53
Ryc. 3.7. Rozwój sytuacji synoptycznej na obszarze południowo-zachodniej Polski warunkującej wystąpienie opadów nawalnych o genezie konwekcyjnej	55
Ryc. 3.8. Przekrój poprzeczny A–B przez komórkę mezoskalowego systemu konwekcyjnego w rejonie Sudetów wraz z Przedgórzem Sudeckim podczas maksymalnego nasilenia opadów (faza „c” z ryc. 3.7).....	56
Ryc. 3.9. Diagram aerologiczny dla Wrocławia z 1 września 2002 r. (godz. 00 UTC)	57
Ryc. 3.10. Przebieg temperatury powietrza na Szrenicy i Hali Iżerskiej w dniach 12–16 lutego 2003 r. ...	59
Ryc. 3.11. Roczna liczba dni upalnych we Wrocławiu, Jeleniej Górze i na Śnieżce	60
Ryc. 3.12. Zmiany rocznej liczby dni bardzo mroźnych w wieloleciu 1951–2006	60
Ryc. 3.13. Najczęstsze szlaki przemieszczania się cyklonów wywołujących w Polsce wiatr o ekstremalnych prędkościach według założeń Van Bebbera	61
Ryc. 3.14. Rozkład ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza nad Europą	63
Ryc. 3.15. Rozkład ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza 18 i 19 stycznia 2007	63
Ryc. 3.16. Zdjęcie satelitarne wykonane 7 listopada 2002 r. obejmujące pogranicze Polski, Czech i Niemiec. Strzałkami zaznaczono szlaki wędrówki bory przez Sudety Środkowe oraz obniżenie pomiędzy Górami Łużyckimi i Rudawami	65
Ryc. 3.17. Schemat mezoskalowego systemu konwekcyjnego (MCS)	67
Ryc. 3.18. Profil pionowy temperatury powietrza oraz temperatury punktu rosy w dniach z obserwowanymi mezoskalowymi systemami konwekcyjnymi (MCS)	67
Ryc. 3.19. Mapa synoptyczna z 30 maja 2005 r. o godz. 00 UTC.....	69
Ryc. 3.20. Diagram aerologiczny dla Wrocławia z 30 maja 2005 r. dla godz. 12 UTC	69

Ryc. 3.21. Zdjęcie satelitarne z widocznymi mezoskalowymi systemami konwekcyjnymi (30 maja 2005 r., godz. 16.30 UTC)	70
Ryc. 3.22. Skutki szkwału, który 30 maja 2005 r. miał miejsce we Wrocławiu	70
Ryc. 3.23. Szkody leśne spowodowane przez silny wiatr	71
Ryc. 3.24. Mezoskalowy system konwekcyjny, który spowodował pojawienie się „białego szkwału” nad jeziorem Śniardwy 21 sierpnia 2007 r.	71
Ryc. 3.25. Mapa synoptyczna z godz. 00 UTC 15 sierpnia 2008 r.	73
Ryc. 3.26. Rozkład temperatury oraz topografia powierzchni geopotencjalnej na poziomie 850 hPa w dniu 15 sierpnia 2008 r.	74
Ryc. 3.27. Rozkład PWAT (<i>precipitable water content</i> [mm]) nad obszarem Polski	75
Ryc. 3.28. Diagramy aerologiczne ze stacji Proštevov (A) oraz Warszawa-Legionowo (B) z godz. 12 UTC, 15 sierpnia 2008 r.	75
Ryc. 3.29. Rozwój mezoskalowych systemów konwekcyjnych (MCS) nad Polską 15 sierpnia 2008 r.	76
Ryc. 4.1. Zabytkowe znaki wielkich wód (powodzie w 1608 i 1702 r.) wmurowane w fasadę starego młyna w Złotorii nad Kaczawą	85
Ryc. 4.2. Dorzecza dopływów Odry na tle podziału fizyczno-geograficznego w województwie dolnośląskim	87
Ryc. 4.3. Zmiany korytowe w dolinie Odry na odcinku wrocławskim	91
Ryc. 4.4. Tektonika Dolnego Śląska oraz rozkład głównych kotlin i przełomów rzecznych w Sudetach	93
Ryc. 4.5. Główne okresy występowania wezbrań na Dolnym Śląsku i wskaźnik zagrożenia powodziowego (WZP)	97
Ryc. 4.6. Średni wysoki odpływ rzeczny z obszaru Dolnego Śląska i maksymalne zmierzone parametry hydrologiczne dla wybranych posterunków wodowskazowych	98
Ryc. 4.7. Koryto Łomnicy w Karpaczu. Seria zdjęć przedstawia stan z początku XX w.	104
Ryc. 4.8. Schematyczny podział czasowy epizodów powodziowych sumarycznie i według wybranych dorzeczy dla przedziałów czasowych 5 lat	121
Ryc. 4.9. Zasięgi wód powodziowych Odry	122
Ryc. 4.10. Zniszczenia wzdłuż Jedlicy w Kowarach (Schmiedeberg) wskutek powodzi 1897 r.	125
Ryc. 4.11. Dynamiczne procesy korytowe i zniszczenia domów w Piechowicach (Petersdorf) nad Kamienną podczas powodzi w 1897 r.	125
Ryc. 4.12. Rynek w Leśnej (Markklissa) 30 lipca 1897 r.	125
Ryc. 4.13. Zrzut wody ze zbiornika nyskiego i zalanie zachodnich fragmentów miasta Nysy	127
Ryc. 5.1. Schemat różnic w formowaniu się fali wezbraniowej w zależności od rzeźby	142
Ryc. 5.2. Schematyczna charakterystyka hydrologiczna zlewni i właściwości koryta rzeczno-ego	148
Ryc. 5.3. Charakterystyczne elementy koryta rzeczno-ego w planie i przekrój podłużny przez koryto	149
Ryc. 5.4. Zasięg zalewu i formy akumulacji rzeczno-ego powstałe podczas powodzi w lipcu 1997 r. nad Odrą we Wrocławiu	157
Ryc. 5.5. Zmiany układu koryta Nysy Kłodzkiej na stanowisku Byczeń poniżej przełomu, tzw. Rygła Ząbkowickiego	160
Ryc. 5.6. Poglądowy obraz akumulacji osadu w obrębie zbiornika Mietków na Bystrzycy w stanie jego niskiego napełnienia	161
Ryc. 5.7. Meandrowe koryto Jagńieckiego Potoku – lewego dopływu Izery	166
Ryc. 5.8. Zmiany korytowe Jagńieckiego Potoku na Hali Izerskiej	167
Ryc. 5.9. Podcięcie erozyjne Jagńieckiego Potoku na Hali Izerskiej	167
Ryc. 5.10. Stan koryta środkowego odcinka Jagńieckiego Potoku po wezbraniu w sierpniu 2006r.	167
Ryc. 5.11. Parametry koryta dolnego biegu Jagńieckiego Potoku	168
Ryc. 5.12. Powierzchnie odsypów przykorytowych Jagńieckiego Potoku na tle geometrii jego koryta	168
Ryc. 5.13. Na powierzchni stożka napływowego Małej Kamiennej w Piechowicach wody powodziowe kierują się równoległymi, oddzielonymi od siebie korytami	168

Ryc. 5.14. Fragment doliny Bobru na przełomowym odcinku między Marciszowem a Wojanowem	168
Ryc. 5.15. Osady zbiornika zaporowego Perła Zachodu powyżej zapory elektrowni wodnej Bobrowice I na Bobrze na północ od Jeleniej Góry	171
Ryc. 5.16. Strefy akumulacji dennej w zbiorniku Jeziora Modrego	172
Ryc. 5.17. Zniszczenia Kowar spowodowane powodzią na Jedlicy. Lipiec/sierpień 1897 r.	173
Ryc. 5.18. Lokalizacja obszaru badań potoku Skałka	175
Ryc. 5.19. Fragment mapy powstałej w wyniku kartowania koryta potoku Skałka	177
Ryc. 5.20. Schematyczne przedstawienie wybranych elementów struktury koryta potoku Skałka na tle profilu podłużnego i przekrojów poprzecznych doliny	177
Ryc. 5.21. Zmniejszenie nachylenia podłużnego i rozszerzenie koryta Skałki na odcinku depozycyjnym. Woda wpływa pod rumowisko skalne	179
Ryc. 5.22. Zator drzewny i wykształcony poniżej kocioł eworsyjny tworzą w korycie Skałki lokalne przewyższenie	179
Ryc. 5.23. Poglądowy obraz na zlewnię górnej Kwisy	180
Ryc. 5.24. Przebieg fali powodziowej Kwisy według odczytu wodowskazowego w Mirsku i krzywej konsumpcyjnej	182
Ryc. 5.25. Profil podłużny koryta Kwisy i przekroje poprzeczne przez jej dolinę	182
Ryc. 5.26. Cechy charakterystyczne zlewni Kwisy na odcinku dotkniętym powodzią w sierpniu 2006 r.	183
Ryc. 5.27. Podcięcie brzegowe Kwisy spowodowało osunięcie gruntu dostarczające materiał stokowy bezpośrednio do koryta cieku	185
Ryc. 5.28. Erozyjne oddziaływanie nurtu Kwisy na wklęsły brzeg w Świeradowie Zdroju spowodowało destrukcję kamiennego umocnienia	185
Ryc. 5.29. Strefa depozycji aluwium na odcinku lokalnego zmniejszenia spadku hydraulicznego Kwisy w części wciosowej doliny	186
Ryc. 5.30. Strefa depozycji aluwium poniżej podcięcia brzegowego Kwisy w Świeradowie Zdroju widocznego na ryc. 5.27	186
Ryc. 5.31. Zmiany geomorfologiczne w dnie doliny Kwisy na obszarze zabudowanym	187
Ryc. 5.32. Strefa depozycji aluwium Kwisy w dnie Kotliny Mirskiej	187
Ryc. 5.33. Koryto skalne Kwisy w Krobicy pełniące podczas powodzi funkcję korytarza transferowego dla rumowiska dennego	188
Ryc. 6.1. Ślad po obrywie i ześlizgu bloków skalnych na zachodniej ścianie Wielkiego Śnieżnego Kotła w zachodnich Karkonoszach	206
Ryc. 6.2. Występowanie spływów gruzowych w Karkonoszach. Na podstawie: Migoń, Parzóch 2008; zmodyfikowane	207
Ryc. 6.3. Rozmieszczenie szlaków spływów gruzowych w kotłach polodowcowych Karkonoszy	208
Ryc. 6.4. Szlaki różnowiekowych spływów gruzowych na stożkach usypiskowych w Wielkim Śnieżnym Kotle	209
Ryc. 6.5. Miejsce zsuwu zwietrzelinowego obejmującego pełen profil utworów pokrywowych (Kocioł Łomniczki, wrzesień 1994 r.) i niżej przetransformowanego w spływ gruzowy	209
Ryc. 6.6. Wał brzeżny jednego ze spływów gruzowych w Kotle Łomniczki	211
Ryc. 6.7. Spływ gruzowy w dolinie Białej Łaby z 1997 r. Większość materiału zdeponowana została na stoku w postaci wałów brzeżnych	211
Ryc. 6.8. Depozycja podwodna materiału transportowanego przez spływ gruzowy na przedłużeniu stożka usypanego w strefie brzegowej Kotła Wielkiego Stawu	211
Ryc. 6.9. Efekty morfologiczne upłynnienia rumoszu budującego hałdę kopalnianą w dolinie Jedlicy koło Kowar	212
Ryc. 6.10. Biały Jar – miejsce silnej erozji i generowania spływów gruzowych w niszy źródłiskowej Złotego Potoku	215
Ryc. 6.11. Szkic morfologiczny Białego Jaru – niszy źródłiskowej Złotego Potoku.	215

Ryc. 6.12. Akumulacja głazowa w osi spływu gruzowego w Białym Jarze	215
Ryc. 6.13. Spływ gruzowy w Żlebie Mokrym w Wielkim Śnieżnym Kotle z sierpnia 2006 r.	216
Ryc. 6.14. Opady na posterunku meteorologicznym Lábska bouda w dniach 6–8 sierpnia 2006 r.	217
Ryc. 6.15. Rozmieszczenie reliktowych osuwisk w Górach Suchych i Masywie Lesistej Wielkiej.	219
Ryc. 6.16. Aktywne stożki usypiskowe pod Suchawą, wkraczające w drzewostan świerkowy	220
Ryc. 6.17. Szkic sytuacyjny osuwiska w Bardzie	221
Ryc. 6.18. Osuwisko w Bardzie	222
Ryc. 6.19. Typowa rynna erozyjna rozwinięta na dawnym szlaku zrywki drewna z progiem akumulacyjnym i odsłoniętą podłogą skalną poniżej progu	223
Ryc. 6.20. Stożek torencjalny zbudowany z materiału głazowo-gruzowego wyniesionego z rozcięcia erozyjnego podczas intensywnych opadów we wrześniu 1994 r. w Karkonoszach	223
Ryc. 6.21. Rozcięcie erozyjne drogi leśnej w Górach Bardzkich powstałe po ulewnych deszczach w sierpniu 2006 r.	224
Ryc. 6.22. Morfologiczne efekty wezbrania w osi doliny Młynówki w Górach Bardzkich	225
Ryc. 6.23. Szkic morfologiczny skutków erozji wodnej na drodze leśnej w dolinie Młynówki w Górach Bardzkich po okresie przepływu pozakorytowego w dniach 7–9 sierpnia 2006	226
Ryc. 6.24. Wzrost powierzchni zlewni cząstkowych koryt erozyjnych na stokach wylesionych na przykładzie wschodnich Karkonoszy	227
Ryc. 6.25. Połączenie subsystemu stokowego i korytowego: depozycja części materiału mineralnego wyniesionego ze ścieżki leśnej, dolina Bystrzyka w Karkonoszach, sierpień 2006 r.	227
Ryc. 6.26. Stożek deluwialny złożony u podstawy stoku w efekcie jednego epizodu spływu stokowego w marcu 2009 r.	229
Ryc. 6.27. Zmiany morfologii stoków w okolicach Henrykowa (Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie na Przedgórzu Sudeckim) w latach 1883–1977 w wyniku spłukiwania na stokach lessowych	230
Ryc. 6.28. Powódź w dolinie Oławy w dniu 12 maja 1990 r., związana z kumulacją wód spływu stokowego ze zboczy doliny i wezbranych dopływów bocznych	231
Ryc. 6.29. Skutki geomorfologiczne ulewy w dniu 12 maja 1990 r.	232
Ryc. 7.1. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w punkcie obserwacyjnym Bogdaszowice (poziom wodonośny w osadach czwartorzędu)	243
Ryc. 7.2. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w punkcie obserwacyjnym Wrocław Iwiny (poziom wodonośny w osadach trzeciorzędu)	243
Ryc. 7.3. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w punkcie obserwacyjnym Grodków (poziom wodonośny w osadach trzeciorzędu)	244
Ryc. 7.4. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w punkcie obserwacyjnym Długopole Zdrój (poziom wodonośny w osadach kredy)	244
Ryc. 7.5. Mapa analizowanych punktów na tle jednostek hydrogeologicznych obszaru sudeckiego	245
Ryc. 7.6. Dni z maksymalnie wysokimi położeniami zwierciadła wody lub wydajności źródła	247
Ryc. 7.7. Dni z maksymalnymi prędkościami wzrostu położenia zwierciadła wody lub wydajności źródła	249
Ryc. 7.8. Zmiany położenia zwierciadła wody i odchylenia od wartości średniej w punkcie obserwacyjnym Długopole Zdrój	250
Ryc. 7.9. Zmiany wydajności źródła i odchylenia od wartości średniej – źródło w Szczytnej Śląskiej	251
Ryc. 7.10. Zmiany położenia zwierciadła wody i odchylenia od wartości średniej dla studni w Wilkanowie	252
Ryc. 7.11. Zmiany wydajności źródła i odchylenia od wartości średniej – źródło w Kowarach Wojkowie	253
Ryc. 8.1. Obszar badań oraz rozmieszczenie analizowanych posterunków hydrologicznych	260
Ryc. 8.2. Szeregi czasowe przepływu na posterunkach Chałupki (A), Ścinawa (B) i Białobrzezie (C)	261
Ryc. 8.3. Prognoza wezbrania w sierpniu 1972 r. według modelu MAR	263

Ryc. 8.4. Prognoza wezbrania roztopowego z marca 1977 r. według modelu MAR	263
Ryc. 8.5. Prognoza wezbrania w sierpniu 1977 r. według modelu MAR	263
Ryc. 8.6. Prognoza wezbrania roztopowego w marcu 1979 r. według modelu MAR	264
Ryc. 8.7. Prognoza wezbrania z sierpnia 1980 r. według modelu MAR	264
Ryc. 8.8. Prognoza wezbrania z sierpnia 1985 r. według modelu MAR	264
Ryc. 8.9. Prognoza wezbrania z lutego 1987 r. według modelu MAR	265
Ryc. 8.10. Prognoza wezbrania z lipca 1997 r. według modelu MAR	265
Ryc. 8.11. Prognoza wezbrania z lipca 2001 r. według modelu MAR	265
Ryc. 8.12. Prognoza wezbrania z przełomu marca i kwietnia 2006 r. według modelu MAR	266
Ryc. 9.1. Typowe scenariusze potencjalnych zmian rzeźby dolin rzecznych w czasie powodzi	281
Ryc. 9.2. Rozmieszczenie zniszczeń powodziowych w dorzeczu Bobru spowodowanych typowymi przekształceniami rzeźby fluwialnej	281
Ryc. 9.3. Częstość występowania zniszczeń powodziowych w wyniku typowych przekształceń rzeźby fluwialnej z 89 obserwacji dla dorzecza górnego Bobru (do Wlenia)	282
Ryc. 9.4. Schemat wyznaczania stref zagrożenia według ogólnych tendencji przekształceń rzeźby fluwialnej. Przykład rzeki Łomnicy w Karkonoszach i w dnie Kotliny Jeleniogórskiej	283
Ryc. 9.5. Strefy ryzyka związanego z przekształceniami rzeźby fluwialnej podczas wezbrań cieków w sytuacji geomorfologicznej Wilczej Poręby w Karpaczu	284
Ryc. 10.1. Podział Wrocławia na wydzielone obszary	297
Ryc. 10.2. Udział dotkniętych powodzią gospodarstw domowych zamieszkałych na badanych obszarach we Wrocławiu	298
Ryc. 10.3. Udział osób, które nie mogły swobodnie poruszać się po Wrocławiu	299
Ryc. 10.4. Wpływ powodzi na pracę wykonywaną przez mieszkańców Wrocławia	299
Ryc. 10.5. Funkcjonowanie komunikacji w czasie powodzi we Wrocławiu	300
Ryc. 10.6. Udział gospodarstw domowych kupujących żywność w czasie powodzi w sklepach we Wrocławiu	300
Ryc. 10.7. Udział gospodarstw domowych we Wrocławiu, które miały problemy z zaopatrzeniem w produkty żywnościowe	300
Ryc. 10.8. Funkcjonowanie placówek handlowych podczas powodzi we Wrocławiu	301
Ryc. 10.9. Udział gospodarstw domowych we Wrocławiu, które miały problemy z zaopatrzeniem w wodę podczas powodzi	301
Ryc. 10.10. Udział gospodarstw domowych we Wrocławiu, które miały problemy z zaopatrzeniem w gaz (A) i energię elektryczną (B) podczas powodzi	302
Ryc. 10.11. Udział gospodarstw domowych we Wrocławiu, które korzystały z darmowej pomocy zewnętrznej podczas powodzi	302
Ryc. 10.12. Ocena działania służb w czasie powodzi we Wrocławiu	303
Ryc. 10.13. Ocena informowania przez media o sytuacji w zalonym Wrocławiu	303
Ryc. 10.14. Podział Opola na wydzielone obszary	306
Ryc. 10.15. Udział dotkniętych powodzią gospodarstw domowych zamieszkałych na badanych obszarach w Opolu	306
Ryc. 10.16. Udział osób, które nie mogły swobodnie poruszać się po Opolu	307
Ryc. 10.17. Wpływ powodzi na pracę wykonywaną przez mieszkańców Opola	307
Ryc. 10.18. Funkcjonowanie komunikacji w czasie powodzi w Opolu	308
Ryc. 10.19. Udział gospodarstw domowych w Opolu, które miały problemy z zaopatrzeniem w produkty żywnościowe	308
Ryc. 10.20. Funkcjonowanie placówek handlowych podczas powodzi w Opolu	309
Ryc. 10.21. Udział gospodarstw domowych w Opolu, które miały problemy z zaopatrzeniem w wodę (A), gaz (B) i energię elektryczną (C) podczas powodzi	309

Ryc. 10.22. Udział gospodarstw domowych w Opolu, które korzystały z darmowej pomocy zewnętrznej podczas powodzi	310
Ryc. 10.23. Ocena działania służb w czasie powodzi w Opolu	310
Ryc. 10.24. Ocena informowania przez media o sytuacji w zalanym Opolu.....	310

Spis tabel:

Tab. 2.1. Ważniejsze dopływy Odry	27
Tab. 2.2. Zmiany w strukturze użytkowania ziemi w województwie dolnośląskim w latach 1995–2005. .	30
Tab. 3.1. Kategorie wyjątkowych zdarzeń meteorologicznych	36
Tab. 3.2. Kryteria wyróżniania deszczów ulewnych i nawałnych według Chomicza (1951).....	38
Tab. 3.3. Wybrane przypadki ekstremalnych opadów atmosferycznych na Dolnym Śląsku oraz w pozostałej części dorzecza górnej Odry	39
Tab. 3.4. Kryteria powstawania, czas trwania oraz zasięg przestrzenny zniszczeń na przykładzie trzech mezocyklonów (MCS), które wystąpiły w Polsce	73
Tab. 4.1. Podstawowe parametry wybranych rzek dolnośląskich.....	88
Tab. 4.2. Ważniejsze przełomy rzeczne w Sudetach	94
Tab. 4.3. Największe zbiorniki retencyjne na obszarze Dolnego Śląska	104
Tab. 4.4. Suche zbiorniki przeciwpowodziowe w Sudetach	105
Tab. 4.5. Maksymalne stany wody na Odrze podczas wybranych powodzi.....	120
Tab. 4.6. Przepływy maksymalne podczas wybranych powodzi	120
Tab. 4.7. Maksymalne zmierzone stany i przepływy rzek (niekoniecznie najwyższe w czasach historycznych).....	122
Tab. 5.1. Nierozmywające średnie prędkości wody dla gruntów niespoistych.....	147
Tab. 5.2. Wpływ robót regulacyjnych na zmiany morfologicznego i ekologicznego funkcjonowania koryta oraz doliny rzecznej	153
Tab. 5.3. Pomiary rumowiska unoszonego na dolnośląskich rzekach w roku 1983.....	155
Tab. 5.4. Przykłady rekordowych wielkości elementów skalnych transportowanych w sudeckich korytach rzecznych	163
Tab. 5.5. Charakterystyczne formy depozycyjne w dolinach sudeckich rzek	164
Tab. 5.6. Charakterystyczne formy erozyjne w dolinach sudeckich rzek	165
Tab. 5.7. Podstawowe informacje na temat zlewni potoku Skałka.....	176
Tab. 5.8. Podstawowe charakterystyki przepływu dla posterunku wodowskazowego na Kwisie w Mirsku z lat 1979–1980.....	181
Tab. 6.1. Zależność występowania spływów gruzowych w Karkonoszach od wielkości i intensywności opadu atmosferycznego	213
Tab. 7.1. Charakterystyka punktów badawczych wybranych do analizy zmian położenia zwierciadła wody i wydajności źródeł	246
Tab. 7.2. Maksymalne wysokie położenia zwierciadła wody i wydajności źródeł oraz prędkości wzrostu zwierciadła i wydajności	247
Tab. 9.1. Ortofotomapy dorzecza Odry w serwisach internetowych.....	274
Tab. 9.2. Przykładowa tablica ryzyka dla rzeki nizinnej.....	283
Tab. 10.1. Straty w produkcji roślinnej we Wrocławiu w wyniku powodzi w 1997 r.	296
Tab. 10.2. Zwierzęta utopione we Wrocławiu w czasie powodzi w 1997 r.....	297
Tab. 10.3. Liczba ankiet przeprowadzonych w poszczególnych częściach Wrocławia.....	298
Tab. 10.4. Liczba ankiet przeprowadzonych w poszczególnych częściach Opola	306