

ADAM BARTNIK • PAWEŁ JOKIEL



# Geografia wezbrań i powodzi rzecznych



WYDAWNICTWO  
UNIwersYTETU  
ŁÓDZKIEGO

ADAM BARTNIK • PAWEŁ JOKIEL

# **Geografia wezbrań i powodzi rzecznych**



WYDAWNICTWO  
UNIwersYTETU  
ŁÓDZKIEGO

ŁÓDŹ 2012

Adam Bartnik, Paweł Jokiel – Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej  
Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, 90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88

RECENZENT

*Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska*

REDAKTOR WYDAWNICTWA UŁ

*Małgorzata Szymańska*

SKŁAD I ŁAMANIE

*ESUS – Agnieszka Buszewska*

OKŁADKĘ PROJEKTOWAŁA

*Barbara Grzejszczak*

© Copyright by Uniwersytet Łódzki – Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego 2012

Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego

90-131 Łódź, ul. Lindleya 8

Wydanie I. Ark. druk. 16,5

Zam. 5069/2012. Cena zł 56,- + VAT

ISBN 978-83-7525-716-8

<https://doi.org/10.18778/7525-716-8>

*Woda jest bardzo dobrym sługą,  
ale okrutnym panem*  
William Bullein (1562)



## Spis treści

<b>Jednemu daje, drugiemu bierze...</b> .....	7
<b>Nie wszystko płynie</b> .....	13
<b>O ekstremach można by w nieskończoność</b> .....	29
<b>Woda pasuje do kwadratowego i do okrągłego naczynia</b> .....	37
Wezbrania i ich kulminacje .....	37
Maksymalne odpływy jednostkowe .....	45
Indeksy powodziowości Françoù–Rodiera .....	50
Indeksy wysokiej wody .....	52
Powodzie, ich przyczyny i skutki .....	54
<b>Jaka piękna katastrofa</b> .....	59
<b>Nam też się „powodzi”</b> .....	83
<b>Niepewne dane o pewnych zdarzeniach</b> .....	99
<b>Tam gdzie rzeki płyną na wschód</b> .....	109
Warunki formowania się wezbrań .....	109
Przepływy i odpływy maksymalne .....	113
Indeksy powodziowości i wysokiej wody .....	117
<b>Kontynent „mokrych” konfliktów</b> .....	123
Warunki formowania się wezbrań .....	123
Przepływy i odpływy maksymalne .....	128
Indeksy powodziowości i wysokiej wody .....	132
<b>Ziemia, z której eukaliptusy wypłył całą wodę</b> .....	137
Warunki formowania się wezbrań .....	137
Przepływy i odpływy maksymalne .....	141
Indeksy powodziowości i wysokiej wody .....	145
<b>Dwa łyki Ameryki</b> .....	149
Warunki formowania się wezbrań .....	149
Przepływy i odpływy maksymalne .....	153
Indeksy powodziowości i wysokiej wody .....	158
<b>Gdzie rzeki są wielkie i święte</b> .....	163
Warunki formowania się wezbrań .....	163
Przepływy i odpływy maksymalne .....	170
Indeksy powodziowości i wysokiej wody .....	175
<b>Półwysep ciemnych wód</b> .....	179
Warunki formowania się wezbrań .....	179
Przepływy i odpływy maksymalne .....	185
Indeksy powodziowości i wysokiej wody .....	190
<b>Jak dwie krople wody?</b> .....	195
Co na to podręczniki? .....	195
Przepływy maksymalne i krzywe obwiedni .....	197

Maksymalne odpływy jednostkowe na świecie i ich zróżnicowanie przestrzenne .....	203
Powodziowość rzek świata w ujęciu przestrzennym i sezonowym .....	206
Dynamika zmian indeksu wysokiej wody na świecie .....	212
Dla szczególnie zainteresowanych... ..	215
<b>Gdyby Wisła nie topiła, to Polka by po złocie chodziła</b> .....	221
Warunki formowania się wezbrań .....	221
Przepływy i odpływy maksymalne .....	228
Indeksy powodziowości .....	235
Indeksy wysokiej wody .....	238
Kilka uwag o zróżnicowaniu przestrzennym .....	240
<b>Miej usta mokre, ale nogi suche</b> .....	247
<b>Bibliografia</b> .....	251
<b>Spis rysunków i tabel</b> .....	259

## Jednemu daje, drugiemu bierze...

Cztery żywioły niemal od zawsze skupiały uwagę człowieka. W mniemaniu starożytnych filozofów, ich pomieszanie doprowadziło do powstania swoistej harmonii realnego świata jednoczącej w sobie przeciwstawne elementy. Twórcza koincydencja w przestrzeni żywiołów: ognia, powietrza, wody i ziemi przyniosła też fenomen życia i zdaje się stale podtrzymywać wszelką aktywność, jaka mu towarzyszy. Już starożytni zdawali sobie sprawę, że pytanie o to, który z żywiołów jest starszy, ważniejszy, silniejszy czy bardziej pożyteczny, jest źle postawione. Są one bowiem tyleż różne, co równe sobie. Jednocześnie specyfika każdego żywiołu leży w tym, że mogą one być zarówno siłami twórczymi, jak i niszczącymi. Od tego czy uda nam się prawidłowo wykorzystać pierwsze, a okiełznać lub przynajmniej ograniczyć te drugie, zależy zarówno poziom naszego dobrobytu i rozwoju cywilizacyjnego, jak i bezpieczeństwo nas wszystkich i każdego z osobna.

Woda jest dobrem powszechnym, które w równym stopniu może służyć przyrodzie, człowiekowi i społeczeństwu. Dobrem, którego znaczenia w rozwoju cywilizacyjnym świata nie sposób właściwie przecenić. Jej rozmieszczenie na Ziemi jest jednak wysoce nierównomierne i to zarówno w czasie, jak i w przestrzeni. Ta ogromna zmienność czasowa i duże zróżnicowanie przestrzenne żywiołu wodnego jest dziś przyczyną wielu zmartwień różnych społeczeństw i przedmiotem coraz bardziej intensywnych działań zmierzających do ich łagodzenia. Działania te są zwykle bardzo kosztowne i nie zawsze powszechnie akceptowane. Niosą one także niemal zawsze skutki, których charakter dobrze oddaje tytuł rozdziału. By jednemu dać, zwykle innemu trzeba odebrać. Rywalizacja o wodę oraz o kontrolę nad żywiołem wodnym i obiektami wodnymi stała się już dawno faktem. Łacińskie słowo *rivalis* oznaczające osobę, która korzysta z tego samego strumienia co my (mieszka po jego drugiej stronie), nabiera dziś szczególnego znaczenia.

„Rzeka – naturalny ciek powstały z połączenia potoków (strumieni, strug) lub wypływający z czoła lodowca, jeziora, źródła (wywierzyska), rzadziej z obszaru zabagnionego, zasilany powierzchniowo i podziemnie wodą z opadów spadłych w jego dorzeczu, mający ukształtowane koryto i płynący pod działaniem siły grawitacyjnej w łożysku i dolinie, wyżłobionych w wyniku działania jego siły erozyjnej” (*Wielka encyklopedia...*, 2004). Trochę to skomplikowane, niejasne, a na pewno za długie. Może więc inaczej: „Rzeka – masa wody płynąca w korycie naturalnym pod wpływem siły ciężkości.” (Klimaszewski, 1978), albo anegdotycznie i w duchu Bellony: „Rzeka – przeszkoda wodna o wilgotności 100%” lub parafrazując „klasyka”: „Jaka rzeka jest – każdy widzi”. Cytując



tych kilka poważnych i mniej poważnych definicji jednego z ciekawszych obiektów przyrodniczych związanych z żywiołem wodnym, pragniemy zwrócić uwagę czytelnika, iż rzeki są tyleż skomplikowanymi, co prostymi składnikami środowiska geograficznego i to jak są postrzegane i rozumiane zależy w dużym stopniu od obserwatora, sposobu poznawania rzeczywistości oraz od celów, jakim ma służyć sam proces poznawania.

Rzeki i systemy rzeczne są układami rejestrującymi oddziaływanie wielu naraz czynników geograficznych. Forma jaką przybierają oraz ilość i jakość wody jaką niosą są zawsze odbiciem warunków środowiska geograficznego, które je otacza i które je ukształtowało. Rzeki w swoisty sposób zapisują też różnego rodzaju zdarzenia i procesy zachodzące w środowisku, np. zmiany klimatyczne, katastrofy geologiczne czy ewolucję biologiczną. Od pewnego czasu rejestrują również szeroko pojmowaną działalność człowieka. Są także tyleż trwałym, co zmiennym elementem tego środowiska. Ich trwałość zawiera w sobie przeważnie element przyjazny, gdyż rzeki postrzegamy nie tylko jako źródło niezbędnej nam wody, energii i pożywienia, ale również jako dogodne szlaki transportowe, miejsca wypoczynku i składniki krajobrazu. Równocześnie jednak, ich zmienność i dynamika kojarzy się nam zwykle z potęgą, zagrożeniem i bezradnością wobec żywiołu. Wyschnięta rzeka staje się wówczas synonimem głodu i pragnienia, a jej wezbrane wody uzmysławiają nam naszą słabość wobec sił przyrody. W tym kontekście rzeka jest swoistym symbolem żywiołu wodnego, który może dawać, ale może również zabierać.

„O rzece myślimy albo praktycznie, czym jest dla naszych korzyści i wygod, lub co w niej jest wrogiego i groźnego, bądź też teoretycznie, jakie jest jej znaczenie dla formowania się powierzchni ziemi i krajobrazu” (Vincenz, 1980). Istnienie i rozwój większości współczesnych społeczeństw trudno sobie wyobrazić bez systematycznego, ale jednocześnie twórczego wykorzystywania rzek i korzyści, które w sobie niosą. Przepisy prawne w zakresie gospodarowania wodami rzecznyymi były i są ważnym instrumentem nie tylko w zakresie wewnętrznej czy międzynarodowej polityki danego państwa, ale także w sferze działań różnych organizacji krajowych i międzynarodowych, poczynając od stowarzyszeń lokalnych, np. Spółek Wodnych czy Związków Wałowych, przez różnego rodzaju zarządy gospodarki wodnej i międzynarodowe organizacje regionalne, np. Regionalne Zarządy Gospodarki Wodnej, czy Komisje ds. Renu, Dunaju lub innych rzek, a kończąc na WMO, WHO i UNESCO. Niemal wszystkie kraje na świecie mają lepiej lub gorzej sformułowane *Prawo wodne* (Polska – Ustawa *Prawo wodne* z 2001 roku – z późniejszymi zmianami), rozumiane jako zbiór praw, powinności i ustaleń dotyczących konsumpcji i użytkowania wody. Reguluje ono sprawy własności wód, ich ochrony i korzystania oraz określa kompetencje organów administracji wodnej, samorządowej i państwowej, w odniesieniu do wszelkich zagadnień związanych z gospodarowaniem ich zasobami. W jego obrębie podstawową rolę pełnią uregulowania dotyczące rzek, zasobów wód rzecznych oraz ochrony przeciwpowodziowej i przeciwdziałania suszy.

W ciągu ostatniego półwiecza podpisano na świecie ponad 200 różnych umów międzynarodowych, w których przedmiotem sporu lub konfliktu była woda lub obiekty wodne. Jednocześnie, ponad 300 tego typu konfliktów do dziś jeszcze nie zażegnano. Wydaje się również, że spory o wodę, a zwłaszcza o wodę pitną oraz konflikty związane z nowo powstającymi obiektami hydrotechnicznymi będą rodzić się nadal, a ich waga i intensywność będą rosły. Woda słodka nie jest bowiem dobrem powszechnie dostępnym, a 60% jej światowych zasobów jest kontrolowane tylko przez dziewięć państw (Kanadę, Rosję, Chiny, Indie, Brazylię, Indonezję, Kongo, Kolumbię, USA). Wybitny pisarz, dziennikarz i podróżnik Ryszard Kapuściński uważał nawet, że wiek XXI będzie stuleciem wojen i konfliktów o wodę.

We współczesnym świecie coraz większej wagi nabierają też działania, które nazywamy „gospodarką wodną”. Jeśli odniesiemy ją do jakiegoś obszaru (kraju, zlewni, regionu) otrzymamy wówczas pewien zamknięty układ systemowy, w którym po jednej stronie istnieją określone zasoby wodne, a po drugiej – potrzeby wodne wymagające zaspokojenia. Układ ten jest jednak zamknięty tylko pozornie, bowiem granice administracyjne, np. międzynarodowe, jedynie wyjątkowo mają charakter hydrograficzny. W XVIII wieku, a więc po dwustu latach wojen o ustanowienie podziału terytorialnego Europy, pojawił się, pomysł ówczesnych europolityków, by demarkację oprzeć na granicach hydrograficznych (działy wodne). Na szczęście dla autorów nie został on zrealizowany, bo ich przodkowie mieliby niemały problem. Musieliby zdecydować, czy być mieszkańcami „państwa wiślańskiego”, czy może „odrzańskiego”.

Jeśli spojrzymy dziś na mapę świata, od razu zauważymy, jak ogromne zmiany zaszły w ostatnim stuleciu w lądowej tkance wodnej naszej planety. „Sztuczne rzeki” (kanały, rurociągi, akwedukty) są powszechnym elementem sieci hydrograficznej, trwale wpisanym w krajobraz i gospodarkę większości regionów świata, a masa wód rzecznych przetrzucanych na duże odległości przekroczyła już 600 km<sup>3</sup> rocznie i stanowi prawie 1,5% całkowitego odpływu rzeczno-ego. Niektóre systemy obwałowań, zapory i zbiorniki wodne na dużych rzekach oraz wiele innych elementów infrastruktury przeciwpowodziowej, z uwagi na swoje rozmiary, są już dziś obiektami widocznymi z kosmosu, a zjawisko powodzi czy suszy stało się problemem nie tylko lokalnym czy regionalnym, ale także globalnym. W czasie gdy autorzy pisali tę książkę, ceny wielu podzespołów komputerowych w Europie bardzo wzrosły. Jedną z przyczyn tego faktu była, trwająca od września 2011 roku, ogromna powódź w Tajlandii, która spowodowała zniszczenie wielu zakładów produkujących m.in. twarde dyski oraz bardzo utrudniła miejscowy transport przemysłowy oraz eksport i import wytworzonych w tym kraju produktów.

Ryzyko powodziowe jest kombinacją prawdopodobieństwa wystąpienia zjawiska powodzi oraz potencjalnych negatywnych jej skutków dla zdrowia ludzi, środowiska geograficznego, dziedzictwa kultury i gospodarki człowieka. Obok

umiejętności racjonalnego gospodarowania zasobami wodnymi musimy się szybko nauczyć gospodarowania ryzykiem powodziowym, gdyż zjawisko to będzie nam towarzyszyło nadal, mimo ogromnych kosztów ponoszonych na rzecz ochrony przeciwpowodziowej. Z większości aktów normatywnych, jakie uchwalono w celu kodyfikacji zagadnień ochrony przeciwpowodziowej, wynika, że ochrona i przeciwdziałanie temu kataklizmowi należą do zadań administracji rządowej i samorządowej (np. art. 81 Ustawy *Prawo Wodne*), gdyż podobnie jak pozyskiwanie i dostarczanie wody, tak i ochrona ludzi i ich dobytku leży w interesie ogółu. Jednocześnie wszelkie decyzje dotyczące wody i ochrony przed suszą i żywiołem wodnym powinny być podejmowane na jak najniższym szczeblu i możliwie najbliżej miejsca, którego dotyczą (Ramowa Dyrektywa Wodna UE). Przy ich podejmowaniu warto też sobie uświadomić, że „wszyscy żyjemy w dole rzeki” (Kundzewicz, 2000) i musimy pobierać wodę zużytą przez innych i odprowadzać ścieki, które z kolei będzie musiał użytkować nasz sąsiad. Także budowa wału przeciwpowodziowego, który będzie chronił naszą miejscowość przed powodzią, niemal na pewno spowoduje podwyższenie ryzyka powodziowego na terenach położonych niżej, a awaria zapory wodnej z elektrownią zbudowaną na potrzeby sąsiedniego województwa może się dla nas skończyć dramatyczną powodzią błyskawiczną. Korzystając z wody rzecznej, musimy też wiedzieć, że zaciągamy w środowisku, a często i u naszych sąsiadów, swoistą pożyczkę, którą należy spłacić w stosownej formie, czasie i miejscu.

Identyfikacja i ocena zagrożenia powodziowego występującego na danym obszarze są już dziś przeważnie możliwe, nierzadko również w ujęciu ilościowym. Więcej problemów przysparza natomiast określenie stopnia wrażliwości terenu oraz obliczenie poziomu ryzyka, które zależy przecież zarówno od skali „ekspozycji” na powódź, jak i od „wytrzymałości” obszaru na swoje obciążenie tego rodzaju katastrofą, jakie generuje samo istnienie rzeki. Abstrahując nawet od tego, że ocenę ryzyka prowadzimy przeważnie w oparciu o dane i informacje poufne, objęte często różnego rodzaju tajemnicami, np. handlową, gospodarczą, czy wreszcie ochroną dóbr osobistych, to przecież potencjalne straty powodziowe nie dotyczą wyłącznie dóbr materialnych. Pozostaje przecież jeszcze życie, zdrowie i komfort psychiczny człowieka oraz, nie zawsze dające się policzyć, straty w dobrach kultury i cywilizacji. Jako przykład wyjątkowego cynizmu w tym względzie może służyć, historyczna już dziś propozycja, która padła w 1995 roku na Konwencji Klimatycznej w Berlinie, aby wycena skutków ekonomicznych związanych z utratą życia w czasie katastrof naturalnych była w krajach rozwiniętych 15 razy wyższa niż w regionach rozwijających się (Burroughs, 1997).

Kiedy w 2004 roku przystępowaliśmy do pracy przy projekcie zamówionym przez Rząd RP, a koordynowanym przez Uniwersytet Śląski, pt. *Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne w Polsce* uważaliśmy, że po doświadczeniach z „dekady żywiołów”, a tak przecież obrazowo nazywano ostatnie dziesięciolecie XX wieku, niezbędne są tego rodzaju skoordynowane prace badawcze

i działania na rzecz lepszego poznania i przeciwdziałania różnym zjawiskom ekstremalnym, które pojawiają się zapewne w przyszłości. Zakres wniosków i liczba publikacji naukowych powstałych w wyniku sygnowanych tym projektem prac badawczych i wdrożeniowych są ogromne i wypada nam tylko skierować Czytelnika do jego obszernej bibliografii.

Doświadczenie zdobyte w toku przeprowadzonych wówczas badań i syntez było tak duże i wielokierunkowe, iż niemal automatycznie zmuszało do wielu refleksji i przemyśleń. Ich wynikiem jest właśnie, oddawana do rąk Czytelnika, monografia. Prezentuje ona, w możliwie przystępnej formie, bardzo szeroki zakres zagadnień związanych z występowaniem, zróżnicowaniem i skutkami wezbrań i powodzi rzecznych na świecie. Przedstawione w niej zagadnienia opracowaliśmy, korzystając z badań i wniosków wyprowadzonych na gruncie różnych dyscyplin naukowych (np. hydrologii, hydrotechniki, meteorologii, gospodarki wodnej). Łączy je natomiast zawsze aspekt geograficzny (przestrzenny) oraz chęć pokazania ogromnej różnorodności zjawisk, problemów i obiektów, z jakimi muszą się zetknąć hydrolodzy, prognozując i badając wezbranie rzeki. Autorzy uważają przy tym, że mimo całego wachlarza działań, metod i rozwiązań stosowanych w hydrologii, wezbrania i powodzie rzeczne są jednym z największych globalnych problemów, z jakimi człowiek musiał, musi i będzie musiał się mierzyć w przyszłości. Aleksander Krawczuk powiedział kiedyś: „Bogów rzek podobno już nie ma, ale sny o rzekach pozostały”. Możemy mieć tylko nadzieję, że nie będą to „nocne koszmary”.



## Nie wszystko płynie

Hydrosferę można badać i analizować w różnych aspektach, np. w związku z pochodzeniem Ziemi i jej skorupy, jako składnik ziemskich procesów geochemicznych czy też środowisko powstawania życia na naszej planecie. Jednak hydrologię interesuje ona przede wszystkim jako miejsce powstawania zasobów wodnych. Powszechnie przyjętą definicją pojęcia „hydrosfera” jest określenie jej jako ciągłej powłoki wodnej naszego globu, wyróżniającej się swoistą dynamiką polegającą na ciągłym krążeniu w niej wody. Hydrosferę można również zdefiniować jako przestrzeń, w której występują i krążą wody wolne Ziemi. W takim ujęciu hydrosfera „przenika” zarówno do atmosfery, jak i do litosfery, a równocześnie podkreślona zostaje jej dynamika.

Poglądy na ten temat ilościowej charakterystyki hydrosfery mają już dziś swoją historię. Szacunki objętości poszczególnych jej elementów, jak też oceny wydajności działających w niej procesów zmieniały się dawniej i zmieniają się dziś i to nie tylko wskutek przyrastania liczby oraz dokładności uwzględnianych materiałów badawczych, ale również w wyniku antropogenicznych i naturalnych przeobrażeń jej struktury – zatrzymywania wody w zbiornikach, eksploatacji zasobów statycznych wód podziemnych, zmiany linii brzegowej mórz, wzrostu ewapotranspiracji, topnienia lodów itp.

Całkowita powierzchnia Ziemi wynosi 510 mln km<sup>2</sup>. Około 71% tej powierzchni zajmują oceany i morza, reszta – 29% to obszary lądowe. Całkowita masa mórz i oceanów jest ponad cztery razy większa niż łączna masa wszystkich lądów, które „wystają” ponad powierzchnię Wszechoceanu, oraz 266 razy większa od masy atmosfery znajdującej się powyżej.

Analizując rozmieszczenie mórz i oceanów na naszej planecie, łatwo zauważymy, że większość kontynentów znajduje się na Półkuli Północnej. Fakt ten, jak i istotne różnice w rozmieszczeniu oceanów i lądów na poszczególnych szerokościach geograficznych oraz nierównomierne rozmieszczenie pasm górskich wywołują dość wyraźnie zaznaczające się w skali globalnej różnice klimatyczne między obiema półkulami. Ich skutkiem jest m.in. to, że Półkula Północna jest wilgotniejsza niż Południowa, zaś ta ostatnia charakteryzuje się intensywniejszym parowaniem w strefie równikowej i ogromnym nagromadzeniem lodu w strefie polarnej.

Biorąc pod uwagę skalę globalną, łatwo można dowiedzieć, że wybrzeża oceanów otrzymują zwykle więcej opadów niż interior kontynentów. To zaś prowadzi wprost do wniosku, że wilgotność kontynentu jest tym większa, im mniejsza jest

jego powierzchnia, a jednocześnie – dłuższa jego linia brzegowa. Jeśli dla każdego kontynentu obliczymy wskaźnik zwartości, czyli stosunek obwodu koła o powierzchni równej obszarowi kontynentu do długości jego wybrzeża, to otrzymane liczby będą się bardzo różniły. Średnia dla wszystkich kontynentów będzie bliska 0,5, ale największą zwartością będą się charakteryzować Afryka (0,64) i Ameryka Południowa (0,52), zaś najmniej zwarte będą Azja (0,33) i Ameryka Północna (0,23). Zatem to właśnie te dwa kontynenty powinny charakteryzować się największym uwilgotnieniem.

Panuje powszechne przekonanie, że hydrosfera zawiera ogromne ilości wody. Jej całkowita objętość wynosi bowiem ok. 1,386 mln km<sup>3</sup>. Zauważmy wszakże, że w 97,5% jest to woda słona, a jedynie 2,5% stanowi woda słodka (35 mln km<sup>3</sup>). Również z tej, wydawałoby się dużej, objętości wody słodkiej, tylko 4,2 mln km<sup>3</sup> są dziś dostępne człowiekowi. Zauważmy bowiem, że procentowo największa ilość wody słodkiej uwięziona jest w lodzie, wieloletniej zmarzlinie i pokrywie śnieżnej Antarktydy, Arktyki oraz obszarów polarnych i gór (68,7%). Kolejne 29,9% zasobów wód słodkich jest także trudno dostępne, gdyż znajduje się w litosferze (wody podziemne). Jedynie 0,26%, całkowitej objętości wody słodkiej na Ziemi jest zmagazynowana w jeziorach, zbiornikach wodnych i w systemach rzecznych. Właśnie do tych zasobów mamy najłatwiejszy dostęp, gdy chodzi o realizację potrzeb ekonomicznych. Spełniają one również podstawową rolę w kształtowaniu lądowych ekosystemów wodnych.

Masy wodne Ziemi znajdują się w ciągłym ruchu. Wywołują go procesy stymulowane głównie przez radiację słoneczną, grawitację oraz zmiany ciśnienia atmosferycznego, a w mniejszym stopniu także przez ciepło uwalniane z wnętrza Ziemi. Wśród procesów wywołujących ten ruch najważniejszą rolę pełnią: cyrkulacja atmosferyczna i oceaniczna, parowanie i transpiracja, opad atmosferyczny oraz odpływ powierzchniowy i podziemny. Współcześnie coraz większego znaczenia nabierają również procesy wywoływane i stymulowane przez człowieka.

Każdego roku z powierzchni Ziemi paruje ok. 577 tys. km<sup>3</sup> wody, przy czym oceany dostarczają do atmosfery 502 800 km<sup>3</sup> wody, a lądy – 74 200 km<sup>3</sup>. Warto podkreślić, że na wyparowanie tak dużej ilości wody zużywane jest ok. 20% energii słonecznej docierającej do Ziemi. Przechodzeniu wody z fazy ciekłej w gazową i odwrotnie towarzyszy pobór lub oddawanie ogromnych ilości energii w postaci ciepła. Zatem obieg wody w atmosferze wiąże się z pobieraniem, transportem i oddawaniem energii cieplnej. Taka sama ilość wody spada w ciągu roku na naszą planetę w postaci różnych form opadu atmosferycznego: na oceany – 458 tys. km<sup>3</sup> wody, na lądy – 119 tys. km<sup>3</sup>. Nadwyżka opadu, jaka powstaje na lądach – ok. 44 800 km<sup>3</sup> formuje całkowity odpływ rzeczny (ok. 42 750 km<sup>3</sup> na rok) oraz bezpośredni odpływ wód podziemnych do oceanu (2150 km<sup>3</sup> rocznie). Woda ta nie tylko wyrównuje bilans wodny zbiorników oceanicznych, ale tworzy też podstawowe zasoby służące zaspokojeniu potrzeb życiowych i działalności ekonomicznej współczesnego człowieka.

Woda w globalnym procesie krążenia znajduje się w ciągłym ruchu, przemieszczając się z jednego ogniwa krążenia do drugiego oraz z jednego obszaru na inny, niejako przy okazji zmieniając również swój stan skupienia i właściwości fizyczne i chemiczne. Są jednak ogniwa tego obiegu, w których jest ona zatrzymywana na stosunkowo długi czas – tempo odnawiania zasobów jest tam bardzo wolne (kilka tysięcy lat). Należy tu wymienić przede wszystkim zbiorniki wód podziemnych oraz baseny oceaniczne. W odniesieniu do wód powierzchniowych występujących na lądzie, stosunkowo długim czasem odnawiania charakteryzują się wody retencjonowane w lądolodach i lodowcach, wieloletniej zmarzlinie, misach jeziornych, podmokłościach i bagnach strefy tropikalnej oraz w torfowiskach strefy umiarkowanej. Wymiana wody w tych ogniwach krążenia trwa stosunkowo długo (od kilku do kilkuset lat), a zaburzenie jej tempa powoduje różnorodne skutki w odniesieniu do klimatu i obiegu wody na Ziemi. Jednocześnie tempo wymiany wód w ogniwach: atmosferycznym, glebowym i rzeczonym jest bardzo szybkie i mierzy się je w miesiącach, dniach, a w przypadku organizmów żywych nawet w godzinach. Dynamika procesów atmosferycznych, i to zarówno w aspekcie czasowym, jak i przestrzennym, jest ogromna. Łatwo obliczyć, że cząsteczka wody niesiona wiatrem o prędkości  $100 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ , może w ciągu 10 dni potrzebnych średnio na odnowienie całych zasobów wodnych atmosfery pokonać odległość bliską połowie równikowego obwodu Ziemi, a więc przenieść się znad Atlantyku np. do Australii. Wystarczy też kilkanaście dni, by kropelki wody znajdujące się we wszystkich rzekach świata wymienić na „nowe”. Odpływ rzeczny należy zatem do najbardziej dynamicznych procesów zachodzących w hydrosferze. Jest on również, obok parowania i opadu, najważniejszym na Ziemi regulatorem jej budżetu masy i energii.

Systemy rzeczne, jakie zostały ukształtowane w wyniku procesu odpływu, są niezwykle złożonymi układami, rejestrującymi oddziaływanie wielu czynników równocześnie. Forma, jaką przybierają rzeki i ich doliny, ilość wody jaką niosą oraz jej dynamika, a także charakter całych systemów rzecznych są zawsze odbiciem warunków środowiska geograficznego, w którym funkcjonują. Rzeki w swoisty sposób zapisują różnego rodzaju zdarzenia i procesy klimatyczne, geologiczne, biologiczne. Od pewnego czasu rejestrują one również, i to bardzo wyraźnie, szeroko pojmowaną działalność człowieka. Choć masa wody, jaką niosą w danej chwili wszystkie rzeki świata, jest tylko dwukrotnie większa od objętości wody, jaką zawierają w sobie organizmy żywe Ziemi, to znaczenie wód rzecznych w historii naszej planety było i jest ogromne. Obok wody, rzeki koncentrują bowiem ogromną ilość energii nagromadzonej na kontynentach, a także są nośnikiem i przekaźnikiem wielu substancji oraz informacji genetycznej.

Formy, jakie powstają w wyniku odpływu rzecznych, są jednym z najtrwałszych elementów rzeźby i krajobrazu. Z tego powodu kształt dolin, ich gęstość i wielkość oraz rodzaj gromadzonych w nich osadów i sposób ich depozycji uznawane są powszechnie za jedną z doskonałych wskazówek zmian zachodzących



w środowisku, w tym zmian klimatycznych, oraz przemian sposobu i tempa obiegu wody. Zmiany i fluktuacje klimatu były, i są nadal, decydującym wydarzeniem w historii rzek i stymulatorem zmian ich reżimu odpływu. Można nawet powiedzieć, że historia rzek jest zsynchronizowana z historią zmian klimatu na Ziemi.

W przeszłości stwierdzono wiele gwałtownych zmian klimatu, i to zmian, które nastąpiły w ciągu kilkudziesięciu lat. Współcześnie obieg wody na kontynentach zbliża się do swoistego progu, którego przekroczenie może doprowadzić do takiego właśnie łańcucha wydarzeń. Prawdopodobieństwo takiej niekorzystnej sekwencji zdarzeń jest dzisiaj nawet większe niż dawniej. Istniejące bowiem na Ziemi ekosystemy, wskutek działalności człowieka, są coraz bardziej niestabilne; na przykład globalnemu wzrostowi odpływu na wielu obszarach towarzyszy jednocześnie stały deficyt wody na innych terenach.

Tabela 1. Dopływ wód rzecznych do Wszechoceanu

Szerokość geograficzna	Dopływ wód rzecznych [ $\text{km}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ ]				
	M. Arktyczne	O. Atlantycki	O. Indyjski	O. Spokojny	Wszechocean
90° – 80° N	50	0	0	0	50
80° – 70°	2 126	0	0	0	2 126
70° – 60°	2 105	560	0	926	3 621
60° – 50°	0	1 903	0	1 711	3 614
50° – 40°	0	1 975	0	728	2 703
40° – 30°	0	377	0	1 771	2 148
30° – 20°	0	931	1 574	814	3 319
20° – 10°	0	851	1 170	636	2 657
10° – 00°	0	2 519	444	1 840	4 803
00° – 10°	0	9 040	909	2 043	11 992
10° – 20°	0	229	514	195	938
20° – 30°	0	148	160	70	378
30° – 40°	0	779	49	326	1 154
40° – 50°	0	444	38	689	1 171
50° – 60°	0	43	0	432	475
60° – 70°	0	0	0	0	0
70 – 80°	0	0	0	0	0
80 – 90° S	0	0	0	0	0
Razem	4 280	19 800	4 860	12 210	41 150

Źródło: A.H. Doganovski, W.N. Malinin, 2004.

Średnie roczne natężenie przepływu wszystkich rzek świata wynosi ok.  $100 \text{ km}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . W skali rocznej, ok. 42% odpływu rzecznego dociera do Wszechoceanu z obszarów położonych pomiędzy  $10^\circ\text{N}$  i  $10^\circ\text{S}$  (tab. 1). Największa rzeka na Ziemi – Amazonka – oddaje do Wszechoceanu ok. 16% rocznego globalnego odpływu całkowitego. Około 27% światowych zasobów wód słodkich formuje się na terytorium pięciu największych dorzeczy: Amazonki, Gangesu i Brahmaputry, Kongo, Jangcy oraz Orinoko. Prawie połowę światowego odpływu rzecznego odbiera Ocean Atlantycki; wpadają do niego cztery z sześciu najważniejszych rzek świata (Amazonka, Kongo, Orinoko, Parana). Jednocześnie tylko 2,3% (ok.  $1000 \text{ km}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ ) globalnego, rocznego odpływu rzecznego powstaje na obszarach endoreicznych, które zajmują aż 20% powierzchni lądowych Ziemi (w Australii – 40%). Ale i na obszarach egzoreicznych straty na parowanie z sieci rzecznej są ogromne. Oszacowano, że rocznie ok.  $1100 \text{ km}^3$  wody formującej odpływ rzeczny wyparowuje z rzek, zanim dotrze do Wszechoceanu. W ramach tej objętości  $380 \text{ km}^3$  przypada na Azję,  $300 \text{ km}^3$  na Afrykę, a  $340 \text{ km}^3$  na Amerykę Północną (Shiklomanov, Rodda, 2004).

Tabela 2. Sezonowa struktura odpływu rzecznego

Część świata	Średni roczny odpływ rzeczny V [ $\text{km}^3$ ]	Udział poszczególnych miesięcy w rocznej sumie odpływu [%]											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Europa	2 900	6,2	6,6	6,9	8,9	14,3	13,3	9,2	7,6	7,3	6,9	6,6	6,2
Ameryka Północna	7 870	4,7	4,9	5,0	7,0	11,6	15,2	12,6	9,9	9,6	8,6	5,9	5,0
Afryka	4 047	8,4	7,5	7,0	7,1	7,5	6,6	6,1	6,1	8,0	10,6	12,7	12,4
Azja	13 510	5,1	4,1	4,7	5,1	8,8	13,7	14,9	13,8	11,2	7,2	6,8	4,6
Ameryka Południowa	12 030	5,9	7,0	8,1	10,0	11,4	12,1	11,1	9,7	7,6	6,0	5,5	5,6
Australia i Oceania	2 400	10,3	13,2	12,4	10,1	7,4	7,1	6,2	6,9	5,4	6,6	7,2	7,2
Świat	42 757	5,9	5,6	6,8	7,3	10,3	12,4	12,1	11,4	9,5	7,5	5,7	5,5

Źródło: J.A. Shiklomanov, J.C. Rodda, 2004.

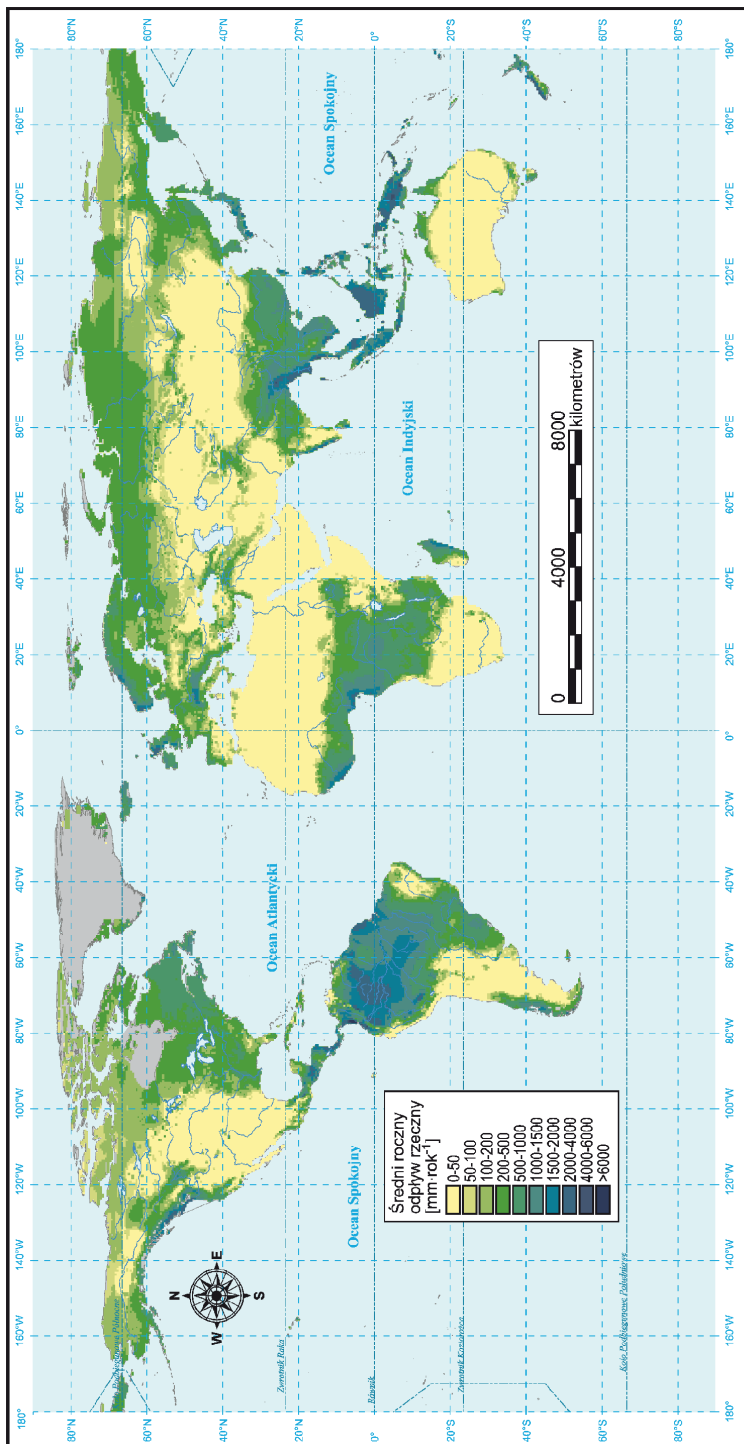
Odpływ rzeczny jest bardzo nierównomiernie rozmieszczony w różnych częściach świata i niemal równie zmienny sezonowo (tab. 2). Najwyższe wartości

odpływów rzecznych w Europie występują między kwietniem i lipcem (46% sumy rocznej), w Azji między czerwcem a wrześniem (54%). W Afryce najzasobniejsze w wodę są miesiące od października do grudnia (35,7%), w Ameryce Południowej od kwietnia do lipca (44,6%), a w Australii i Oceanii od stycznia do kwietnia (46%). Można przyjąć, że średnio dla całej Ziemi pora największych odpływów rzecznych przypada na czas między majem a październikiem. Odpływ w tym półroczu stanowi przeciętnie 63% odpływu rocznego. Warto też podkreślić, że w okresach wezbraniowych, trwających zwykle ok. 3–4 miesięcy, formuje się od 60 do 80% światowego odpływu rzecznego.

Odpływ rzeczny na świecie jest bardzo zróżnicowany także przestrzennie (rys. 1). Różnice wynikające ze strefowości klimatycznej i uwarunkowań morfologicznych potęgują dodatkowo czynniki związane z globalną cyrkulacją mas powietrza i wód oceanicznych. Nakładają się na to jeszcze czynniki związane z budową geologiczną, pokryciem terenu, a także, z działalnością człowieka. Wszystko to powoduje, że odpływ rzeczny z poszczególnych kontynentów, czy też z obszarów leżących w poszczególnych strefach klimatycznych, jest bardzo zróżnicowany. Warto przy tym podkreślić, że w odniesieniu do wielkości przeciętnych, różnice międzykontynentalne i międzystrefowe są dużo mniejsze niż różnice pojawiające się w obrębie poszczególnych stref czy kontynentów. Przestrzenne rozmieszczenie odpływu na Ziemi ma charakter wybitnie strefowy. Występują trzy wyraźne maksima: w strefie równikowej i w strefach szerokości umiarkowanych oraz cztery lokalne minima: dwa w rejonach zwrotnikowych i podzwrotnikowych oraz dwa w strefach polarnych.

Przeciętnie z lądowych obszarów Ziemi rzeki odprowadzają rocznie 360 mm wody. Najwyższą warstwą odpływu charakteryzuje się terytorium Ameryki Południowej. Przy średnim opadzie równym ok. 1600 mm łączny odpływ z tego obszaru sięga 600 mm. Zatem średni współczynnik odpływu dochodzi tutaj do 35%. Najmniejsze zasoby wód rzecznych występują zaś w Afryce. Rzeki tego kontynentu dostarczają do oceanu światowego jedynie 140 mm wody, przy średnim opadzie równym ok. 680 mm. Współczynnik odpływu wynosi więc zaledwie 23%. Stosunkowo dużo wody niosą natomiast rzeki europejskie. Wskaźnik odpływu sięga tu 320 mm, co przy uwzględnieniu opadów na poziomie 730 mm, daje współczynnik odpływu równy 43%. Warto dodać, iż współczynnik ten jest najwyższy wśród obliczonych dla wszystkich kontynentów. Europę należy więc uznać za najlepiej odwadnianą część świata.

Jeszcze bardziej zróżnicowane są średnie odpływy z poszczególnych stref klimatycznych. W klimatach równikowych przeciętny odpływ rzeczny wynosi 1200 mm, by w strefie zwrotnikowej obniżyć się do 50 mm i mniej. Również współczynniki odpływu zmieniają się tu w bardzo szerokich granicach: od poniżej 10% w strefie klimatów zwrotnikowych suchych do powyżej 60% na obszarach okołorównikowych.



Rys. 1. Przeciętny odpływ rzeczny na świecie w latach 1950–2000 (Fekete i in., 2002, zmienione)

Zróźnicowanie przestrzenne odpływu na obszarach w poszczególnych strefach klimatycznych jest także duże i stanowi konsekwencję zmian stopnia oceanizmu klimatu oraz czynników lokalnych, w tym orograficznych i geologicznych. W strefie tropikalnej Azji całkowity odpływ rzeczny może być mniejszy niż 300 mm, ale może również przekraczać 1500 mm. Systemy rzeczne odwadniające wyżynę Dekanu w Indiach charakteryzują się warstwą odpływu na poziomie 200–400 mm, przy współczynnikach odpływu nie przekraczających kilku procent. Równocześnie, szereg rzek Półwyspu Indochińskiego odprowadza do oceanów ponad 1500 mm wody, a współczynniki odpływu sięgają tam nawet 40%.

Podobne różnice występują w strefie klimatów umiarkowanych. Bardzo zasobne w wodę są np. rzeki Japonii. Roczna warstwa odpływu jest tam bardzo wysoka i sięga 600–1000 mm, lokalnie przekraczając nawet 1500 mm. Równocześnie, płynące w tej samej strefie klimatycznej rzeki północnych Chin i Mongolii charakteryzują się zwykle wskaźnikami odpływu mniejszymi niż 100 mm, przy współczynnikach odpływu od kilku do kilkunastu procent.

Najwyższy średni odpływ jednostkowy cechuje terytorium Ameryki Południowej. Spoglądając jednak na mapę odpływu rzeczno tego kontynentu, można łatwo zauważyć ogromną zmienność przestrzenną tej składowej bilansu wodnego. W pasie równikowym, gdzie nadwyżka opadów wyprowadzana jest przez największy na świecie system rzeczny Amazonki, warstwa odpływu przekracza 1000 mm, sięgając nawet 1500 mm. Amazonka jest przy tym przykładem dorzecza prezentującego, prawie w czystej formie, cechy równikowego reżimu odpływu. Przepływ rzeki w Obidos (ok. 1100 km od ujścia) wynosi średnio ok.  $220\ 000\ \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Daje to roczną warstwę odpływu bliską ok. 1000 mm i współczynnik odpływu ok. 50%. Największą ilość wody rzeka ta prowadzi od kwietnia do lipca, choć różnice między przeciętnymi z poszczególnych miesięcy nie przekraczają zwykle 60%.

W zlewniach systemu Orinoko oraz w dorzeczach kolumbijskiego wybrzeża Ameryki Południowej odpływy roczne sięgają nawet 6000 mm. Podobne ilości wody odprowadzają rzeki Ameryki Środkowej. Przy opadzie w granicach 4000–5000 mm, warstwa odpływu mieści się tam w przedziale od 2 do 3 tys. mm. Rzeki są tu stosunkowo krótkie, ale bardzo trudne do ujarznienia. Jeśli dodamy do tego częste trzęsienia ziemi, liczne cyklony oraz aktywne wulkany, to łatwo można zgodzić się z opinią jednego z tamtejszych XIX-wiecznych dyplomatów, że „Dzięki Bogu mieliśmy tego roku tylko dwie powodzie, dwa trzęsienia ziemi i trzy rewolucje” (Nałkowski, 1894). Również w dorzeczach zachodniego skłonu południowych Andów odpływy są wysokie i przekraczają 2500 mm, a współczynniki odpływu sięgają lokalnie 80–90%, natomiast w równikowych i podrównikowych klimatach wnętrza Ameryki Południowej oraz na wschodnich krańcach tego kontynentu odpływy są dużo niższe. W dorzeczu Sao Francisco, na Wyżynie Brazylijskiej, wskaźniki odpływu kształtują się na poziomie 10–200 mm, obniżając się lokalnie nawet do kilku milimetrów. Niskie odpływy notuje się także w Patagonii i na pustyni

Atacama. Przeciętne współczynniki odpływu wynoszą tam kilkanaście procent, a w niektórych miejscach obniżają się nawet do kilku procent.

Najmniejszy odsetek wody opadowej odprowadzają rzeki afrykańskie i australijskie, choć i na tych kontynentach kontrasty współczynnika odpływu są bardzo duże. W Afryce wyraźnie zaznacza się przy tym strefowość klimatyczna. Największą ilość wody na tym kontynencie wprowadzają do Wszechoceanu rzeki odwadniające zachodnią część Afryki równikowej. Z dorzeczy rzek Konkoure, Buri czy Loba, przy średnich rocznych opadach rzędu 2000–2500 mm, odpływa rocznie ok. 1000–1500 mm wody. Tej wysokości odpływy spotykamy również w dorzeczach niektórych rzek Madagaskaru oraz w zlewniach rzek odwadniających liczne pasma górskie wnętrza kontynentu afrykańskiego.

Na obszarach tropikalnych i subtropikalnych Czarnego Łądu odpływ jest zwykle niższy niż 200 mm, a jedynie w systemie Kongo wzrasta do ponad 400 mm. Na terytoriach sawann i pustyń afrykańskich odpływy są prawie zerowe. Typowym zjawiskiem są tu rozległe niecki bezodpływowe. To właśnie w nich gubią wodę epizodyczne, a tylko czasem okresowe, strumienie zwane *ouedi* (*wadi*). Typowym przykładem jest cały system ouedów odprowadzających w kierunku Sahary wody pochodzące z opadów w górach Atlas.

Jedną z tych rzek, oued Saoura, nazywana też „małym Nilem”, ma powierzchnię zlewni zbliżoną do 100 tys. km<sup>2</sup>, z której jedynie 40% można uznać za właściwy obszar alimentacyjny. Obejmuje on niewielkie fragmenty Atlasu Zachodniego i Atlasu Saharyjskiego. Na pozostałą część dorzecza składają się rozległe i areiczne obszary pustynne Wielkiego Ergu o opadach bliskich zeru. Przepływy wywołane opadami w górach Atlas mogą pojawić się w korycie tego saharijskiego ouedu właściwie w każdej porze roku. Najczęściej jednak występują latem. Od natężenia i ilości opadu w górach zależy przy tym „południowy” zasięg fali wezbraniowej płynącej jego korytem.

W okresie 70 lat obserwacji woda w korycie ouedu Saoura pojawiła się tylko 135 razy, przy czym dwa razy zaobserwowano ją aż w rejonie Reggane. Czas trwania przepływu w korycie jest zróżnicowany. W czasie okresu obserwacji najtrwalszy przepływ zanotowano w 1967 roku. W rejonie Beni Abbes koryto ouedu prowadziło wówczas wodę przez pięć kolejnych miesięcy. Przepływy w tej rzece mogą być bardzo duże. W 1959 roku, u wylotu ouedu z gór Atlas, zanotowano natężenie przepływu przekraczające 2500 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>. Na pograniczu Maroka przepływ sięgał nawet 5500 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>, a więc był bliski wartości zanotowanej w Warszawie w czasie kulminacji fali wezbraniowej w 1997 roku (5200 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>).

Niezwykle zasobne w wodę są rzeki odwadniające wyspy Pacyfiku, a w szczególności Indonezję, Filipiny oraz Nową Zelandię (tab. 3). Opady na dowietrznych stokach Jawy, Borneo i Celebesu przekraczają zwykle 4000 mm, sięgając nawet 5000 mm. Duże uwilgotnienie powietrza wysoce ogranicza parowanie i powoduje, że współczynniki odpływu tych rzek są najczęściej wyższe niż 60%, a warstwa odpływu przekracza 1000 mm, dochodząc nawet do 3000 mm. Swoistym

ewenementem jest rzeka Cagayan (wyspa Luzon). Powierzchnia jej dorzecza przekracza nieco 4200 km<sup>2</sup>, a odpływ, przy opadach bliskich 2100 mm, wynosi średnio 1950 mm. Daje to najwyższy na świecie współczynnik odpływu, bliski 93%.

Tabela 3. Najwyższe roczne odpływy rzeczne na świecie

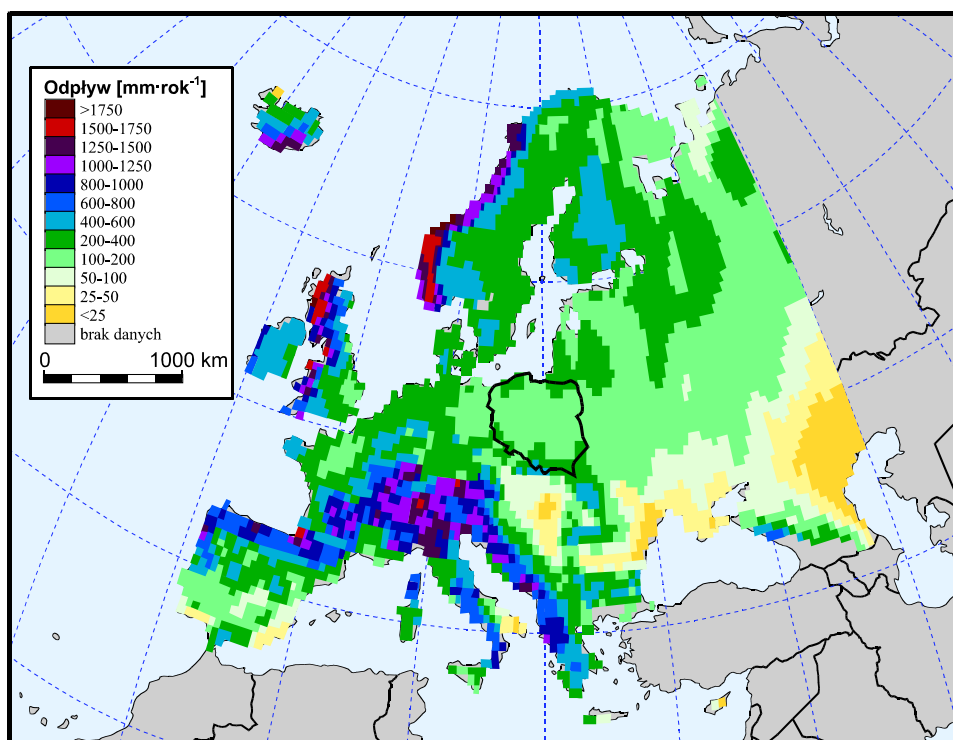
Rzeka	Kraj (kontynent)	Powierzchnia zlewni [km <sup>2</sup> ]	Odpływ roczny	
			[km <sup>3</sup> ]	[mm]
Hokitika	Nowa Zelandia (A&O)	350	3,1	8 900
Esk	Nowa Zelandia (A&O)	250	1,7	6 800
Naya	Kolumbia (S A)	2 000	13,0	6 500
Haast	Nowa Zelandia (A&O)	930	6,0	6 450
Speel	Alaska – USA (N A)	580	3,1	5 300
San Juan	Kolumbia (S A)	16 000	82,0	5 100
Taramakau	Nowa Zelandia (A&O)	1 000	4,8	4 800
Baudo	Kolumbia (S A)	5 400	24,0	4 400
Micay	Kolumbia (S A)	4 400	19,0	4 300

Źródło: J.D. Milliman, K.L. Farnsworth, 2011.

Położona w zupełnie innej strefie klimatycznej Nowa Zelandia charakteryzuje się również bardzo wysokim odpływem. Sprzyja temu oczywiście stała dostawa z zachodu wilgotnych mas powietrza oceanicznego – dryf wiatrów zachodnich oraz górzysty krajobraz obu wysp. W zachodniej części Wyspy Południowej warstwa odpływu w zlewniach rzek o powierzchni 500–1000 km<sup>2</sup> sięga lokalnie 9000 mm. Daje to średnie odpływy jednostkowe dochodzące do 300 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>, a więc wartości osiągnane w Polsce tylko w trakcie wysokich wezbrań rzek górskich i wyżynnych. Z całego terytorium Nowej Zelandii odpływa średnio w roku ok. 400 km<sup>3</sup> wody. Powierzchnia tego kraju wynosi ok. 270 tys. km<sup>2</sup>. Zatem, po uwzględnieniu różnicy powierzchni, odpływ roczny jest tutaj 10 razy większy niż w Polsce.

Odpływy rzek w strefie polarnej i subpolarnej są małe i bardzo często mają charakter okresowy lub nawet epizodyczny. Przyczyną jest wieloletnia zmarzlina oraz wielomiesięczne przemarznięcie małych i średnich rzek do dna. Warto w tym miejscu podkreślić, że zamrażanie to jest skutkiem zimowego przerwania dopływu „ciepłych” wód podziemnych do koryta. Długotrwały brak związku hydraulicznego koryta z wodami podziemnymi skutkuje bardzo niskimi współczynnikami zasilania podziemnego rzek północnej Rosji, Kanady i Alaski, lokalnie mniejszymi niż 5%. W północno-zachodniej części Rosji do dna zamrażają rzeki o powierzchni zlewni do 1000 km<sup>2</sup>, a w Kazachstanie nawet do 5000 km<sup>2</sup>. W Jakucji rzeki o powierzchni zlewni ok. 1000 km<sup>2</sup> zamrażają przeciętnie na pół roku, a rzeki małe (100 km<sup>2</sup>) nawet na 240 dni (Doganovskij, Malinin, 2004).

Jeszcze krócej trwa odpływ w rzekach zasilanych z lodowców górskich i lodowców strefy polarnej. Okresowe (często epizodyczne) strumienie tworzą na powierzchni lodu koryta ablacyjne, które funkcjonują tylko w czasie krótkiego lata. Przepływy w tych ciekach, zwykle niewielkie, epizodycznie mogą być jednak bardzo duże. Ablacja zachodzi również wewnątrz i pod lodowcem (lodowce ciepłe), a funkcjonujące tam liczne i rozwinięte w pionie i poziomie systemy studni, kanałów i jaskiń sprawiają, że trudno oprzeć się pokusie, by sposobu odwadniania czaszy czy jezora lodu nie przyrównać do drenażu znanego z obszarów kraśowych (kriokras). Zwykle proces odwadniania lodowca odbywa się spokojnie, ale wystarczy dodatkowy impuls, np. wzmożony dopływ ciepła z wnętrza Ziemi, i katastrofa gotowa. Wezbrania typu *jökulhlaup* (np. na Islandii) zdarzają się rzadko, ale są to zjawiska niezwykle niebezpieczne. Łączny dopływ wody pochodzącej z topniejących lodowców i lądolodów do Wszechoceanu Ziemi wynosi rocznie  $3450 \text{ km}^3$ , przy czym lodowce górskie dostarczają tylko 12–13% tej masy. Są jednak rejonry, gdzie wody z ablacji tych lodowców stanowią 6% (rzeka Kubań), a nawet 8% (rzeka Kolumbia) odpływu rocznego (Doganovskij, Malinin, 2004).



Rys. 2. Przeciętny roczny odpływ rzeczny w Europie (Zieliński i in., 1996, za „Europe’s Environment”, 1995)



Terytorium Europy, mimo stosunkowo niewielkiej powierzchni i małego zróżnicowania klimatycznego, charakteryzuje się dość dużą zmiennością przestrzenną odpływu. Zaznacza się tu wyraźnie wpływ oceanizmu i kontynentalizmu klimatu, jak też efekty wywołane orografią i budową geologiczną. Ponadto, duże rozczłonkowanie Europy nie pozwoliło na powstanie tu wielkich systemów rzecznych – przeważają więc dorzecza i rzeki małe. Również działy wodne mają w Europie dość specyficzny przebieg. Biegają bowiem często po obniżeniach i nie nawiązują do głównych pasm górskich (np. działy kontynentalne oddzielające Morze Bałtyckie od Morza Północnego i Morze Czarne od Morza Śródziemnego). Najwięcej wody z Europy trafia do Oceanu Atlantyckiego – 2114 km<sup>3</sup> rocznie (312 mm). Do Morza Arktycznego dociera w ciągu roku 735 km<sup>3</sup> (480 mm).

Tabela 4. Najwyższe roczne odpływy rzek europejskich (A > 100 km<sup>2</sup>)

Kraj	Rzeka	Wodowskaz	Powierzchnia zlewni [km <sup>2</sup> ]	Odpływ roczny	
				[km <sup>3</sup> ]	[mm]
Niemcy	Mueglitz	Dohna	198	1,94	9802
Islandia	Tungufljot	Faxi	198	1,55	7810
Rosja (Eu)	Terek	Ordzhonikidze	1490	10,86	7286
Norwegia	Kinso	Holen	229	1,45	6339
Bośnia i Herc.	Sava	Stremska Mitrovica	8800	51,12	5809
Francja	Ardeche	Aubenas	470	1,99	4240
Islandia	Bruara	Dynjandi	596	2,05	3447
Norwegia	Etneelv	Stordalsvatn	127	0,39	3056
Szwajcaria	Reuss	Mellingen	3382	10,07	2977
Norwegia	Nausta	Naustundvatn	220	0,61	2754
Islandia	Vatnsdalsa	Bru	102	0,26	2537
Norwegia	Gaular	Viksvatn	505	1,27	2506
Islandia	Fossa	Eyjolfsstadir	113	0,26	2262
Czechy	Cidina	Novy Bydzov	452	1,00	2220
Islandia	Eystri-Ranga	Tungufoss	293	0,65	2208
Islandia	Olfusa	Selfoss	5678	12,21	2151
Norwegia	Loelv	Lovatn	231	0,48	2077
Norwegia	Fusta	Fustvatn	520	1,04	1997
Norwegia	Eidselv	Hornindalsvatn	378	0,69	1837

Źródło: R.W. Herschy, 2003.

W południowej części obszaru europejskiego dominuje śródziemnomorski reżim odpływu, a podwyższone odpływy jednostkowe występują na terenach gór i wyżyn oraz w obrębie dobrze rozwiniętego krasu (rys. 2). W Apeninach, Pirenejach i w górach Półwyspu Bałkańskiego średnie warstwy odpływu przekraczają często 1000 mm, a współczynniki odpływu sięgają nawet 40%. W tej części Europy jedynie rzeki odwadniające Półwysep Iberyjski prowadzą stosunkowo mało wody. Średni odpływ roczny rzadko przekracza tam 200 mm, a lokalnie maleje nawet do 50 mm. W strefie klimatów umiarkowanych zróżnicowanie odpływu jest równie duże. Odpływy roczne mogą tu przekraczać 2000 mm (Alpy, Kaukaz), jak też mogą być niższe niż 50 mm. Współczynniki odpływu zawierają się także w bardzo szerokich granicach: od kilku do ponad 50%.

Duże ilości wody niosą rzeki odwadniające północno-zachodnie skłony Gór Skandynawskich oraz zachodnie i północne obszary Wysp Brytyjskich. Wysokie odpływy notowane są również w Islandii (tab. 4). Roczne sumy odpływu przekraczają, w tych rejonach Europy, 1000–1500 mm, przy opadzie w granicach 2000–3000 mm. W latach intensywnej ablacji lodowcowej, która w półroczu ciepłym dochodzi do 50 mm na dobę (Norwegia, Islandia, Alpy), roczne sumy odpływu mogą być szczególnie wysokie. Równocześnie na terenie Niziny Panońskiej, w Andaluzji oraz na stepach Ukrainy średni odpływ roczny rzadko przekracza 50 mm, a współczynniki odpływu oscylują w granicach kilku procent.

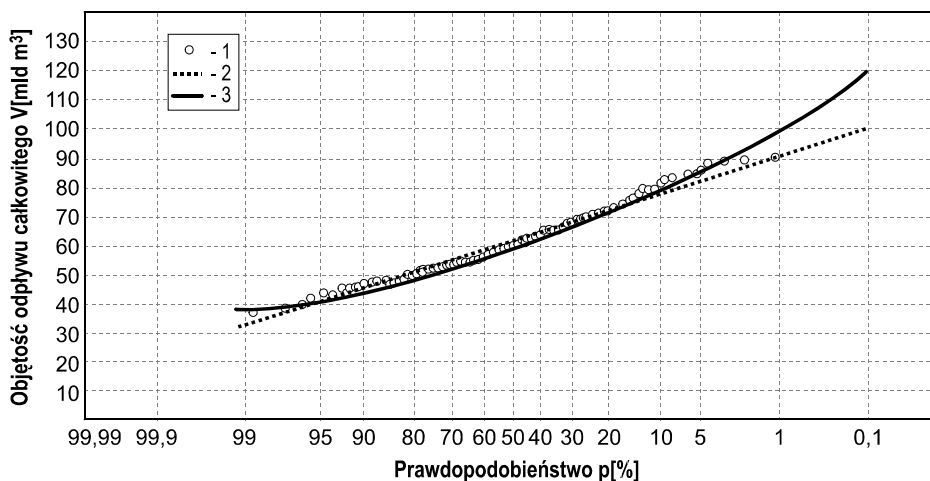
Liczba cieków w Polsce jest bardzo trudna do oszacowania. Według danych IMiGW, wynosi ona dziś 14 044, w tym:

- 1553 cieki o powierzchni zlewni od 50 km<sup>2</sup> do 500 km<sup>2</sup>,
- 182 rzeki o powierzchni zlewni od 500 km<sup>2</sup> do 10 tys. km<sup>2</sup>,
- osiem rzek o powierzchni zlewni większej od 10 tys. km<sup>2</sup>.

Wszystkie te cieki mają łączną długość ok. 133 tys. km. Nieco ponad 6700 strug ma swoje nazwy (Czarnecka i in., 2010).

Całkowity odpływ rzek Polski formuje się na obszarze większym o 12,3% od powierzchni naszego kraju – 351 028 km<sup>2</sup>. Mimo to granice Polski w dużym stopniu mają charakter hydrograficzny. Nasze zasoby wodne są więc w ogromnym stopniu autochtoniczne i to my odpowiadamy za ich ilość i jakość. Z ogólnej masy wód odpływających rzekami, na dorzecze Odry przypada ok. 27,5%, na dorzecze Wisły ok. 54,8%, a na dorzecza pozostałych rzek uchodzących do Bałtyku i Zalewu Wiślanego odpowiednio 9,5 i 5,9%. Z tych czterech głównych obszarów hydrograficznych odpływa łącznie ok. 97,7% całkowitej masy wód rzecznych.

W XX wieku średni roczny odpływ rzeczny z terytorium Polski wynosił ok. 61,5 km<sup>3</sup> (rys. 3). Zatem z 1 km<sup>2</sup> powierzchni odpływało średnio 5,55 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>, co daje warstwę odpływu równą 175 mm. Uwzględniając przeciętną wysokość opadów równą 629 mm, otrzymamy współczynnik odpływu bliski 28% i średnie parowanie terenowe równe 454 mm.



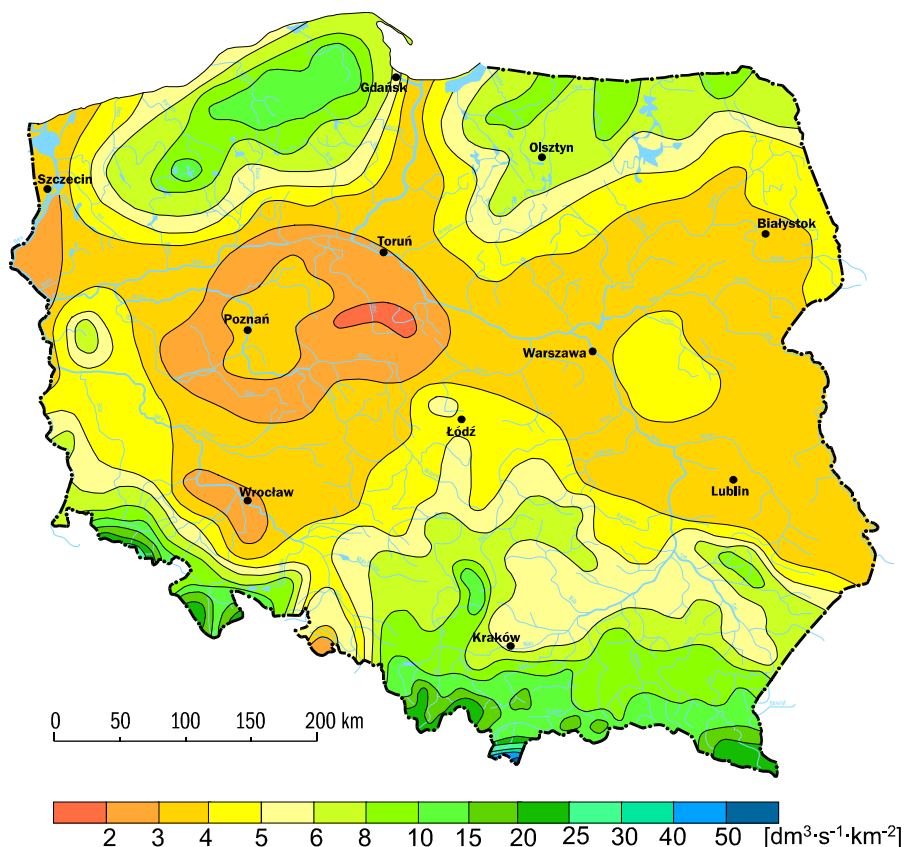
Rys. 3. Krzywe prawdopodobieństwa rocznych sum odpływu całkowitego z obszaru Polski (Fal, 1993)

1 – wyrazy ciągu malejącego, 2 – wyrównanie funkcją rozkładu normalnego, 3 – wyrównanie funkcją rozkładu Pearsona III typu

Wieloletnia zmienność rocznych sum odpływu jest w Polsce dość duża. W roku suchym może odpływać z Polski mniej niż  $38 \text{ km}^3$  wody ( $p = 99\%$ ), zaś w roku wyjątkowo wilgotnym odpływ może sięgnąć nawet  $100 \text{ km}^3$  ( $p = 1\%$ ). Stosunek obu odpływów prawdopodobnych wynosi ok. 2,6. Jest to wartość dość duża, nawet w skali europejskiej.

Zróznicowanie przestrzenne odpływu w Polsce jest także duże (rys. 4). Najwyższe średnie odpływy jednostkowe występują w wysokich partiach Tatr. Mogą one tam przekraczać nawet  $50 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Najmniejsze odpływy średnie notowane są na Kujawach, lokalnie bywają tam niższe niż  $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Stosunek tych dwu wielkości wynosi 1 : 25 i obrazuje skalę przestrzennego zróżnicowania całkowitego odpływu rzeczno w Polsce. Analizując zaprezentowaną mapę średniego rocznego odpływu jednostkowego w Polsce, warto wiedzieć, że  $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  odpowiadają rocznej warstwie odpływu równej 63 mm,  $5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  to ok. 160 mm, a  $20 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  daje 630 mm wody. Upraszczając, warstwę odpływu w milimetrach uzyskujemy mnożąc średni odpływ jednostkowy przez 31,5.

W cyklu rocznym odpływ rzeczny na obszarze Polski ulega zmianom związanym z występowaniem pór roku. Maksima odpływu pojawiają się zwykle na wiosnę, a minima jesienią. Półrocze zimowe (listopad–kwiecień) charakteryzuje się znacznie wyższymi odpływami niż półrocze letnie. Odpływa wówczas ponad 57% ogólnej masy wód odprowadzanych z terytorium kraju w ciągu całego roku.



Rys. 4. Średni odpływ jednostkowy w Polsce (Jokiel, 2004, za IMiGW, poprawione)

Naturalne zasoby wód powierzchniowych Polski, w przeliczeniu na jednego mieszkańca, są równe  $1580 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ . Jest to wartość trzy razy mniejsza niż przeciętna dla Europy i ok. 4,5 razy mniejsza od średniej dla świata. Stawia to nasz kraj w grupie państw o najgorszej dostępności do wody. Zasoby realnie dostępne, z gwarancją 95% i po uwzględnieniu przepływów nienaruszalnych, są jeszcze mniejsze i wynoszą przeciętnie ok.  $250 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$  na mieszkańca (Zieliński i in., 1996).

Warstwa odpływu, jaką odprowadzają polskie rzeki w czasie wezbrań, zależy od rodzaju wezbrania, wielkości zlewni, a także od jej warunków fizjograficznych i wilgotnościowych. Maksymalne odpływy w czasie wezbrań roztopowych w Polsce nie są zwykle wyższe od 150 mm i dotyczą głównie zlewni nizinnych o powierzchniach bliskich  $1000 \text{ km}^2$ . W zlewniach większych lub mniejszych odpływy maksymalne w trakcie takich wezbrań są redukowane. W czasie wezbrań opadowych warstwy odpływu mogą być znacznie wyższe i przekraczać nawet

200 mm. Dotyczy to w szczególności zlewni górskich i wyżynnych o powierzchniach mniejszych od 300 km<sup>2</sup>. Wraz za wzrostem powierzchni wysokość odpływu wezbraniowego szybko maleje.

Wezbrania w Polsce formowane są przez wody pochodzące z odpływu bezpośredniego (powierzchniowego i podpowierzchniowego). Ta forma odpływu pojawia się szybko i niemal równie szybko zanika, często bezużytecznie i w sposób zagrażający życiu ludzi, spływając do morza. W skali Polski udział odpływu bezpośredniego w całkowitym wynosi 40–45%. Daje to rocznie objętość równą ok. 23–24 km<sup>3</sup> wody.

## O ekstremach można by w nieskończoność

*Ekstremus* – to łacińskie słowo oznaczające „najdalszy”, „ostatni”, „krajowy”, jest kojarzone z kłopotami, które dotyczyły wielu z nas na egzaminie dojrzałości z matematyki, gdy szukając ekstremum funkcji stwierdzaliśmy z przerażeniem, że mogą być nawet dwa – minimum i maksimum. Po chwili zadumy zaczęliśmy też dostrzegać, że zjawiska, które nas otaczają, od czasu do czasu wchodzą w stany ekstremalne oraz że te stany wcale nie są przez nas mile widziane. Lato było za chłodne i marzliśmy na plaży, a zima bezśnieżna i przemarzły także oziminy. Innym razem susza zniszczyła plony zbóż, a duży mróz spowodował, że spóźniliśmy się do pracy. Jakby tego było mało, wylała też rzeczka, nad którą mamy domek letniskowy i zamiast truskawek będziemy musieli dociec, do kogo należą przyniesione przez nią dobra?

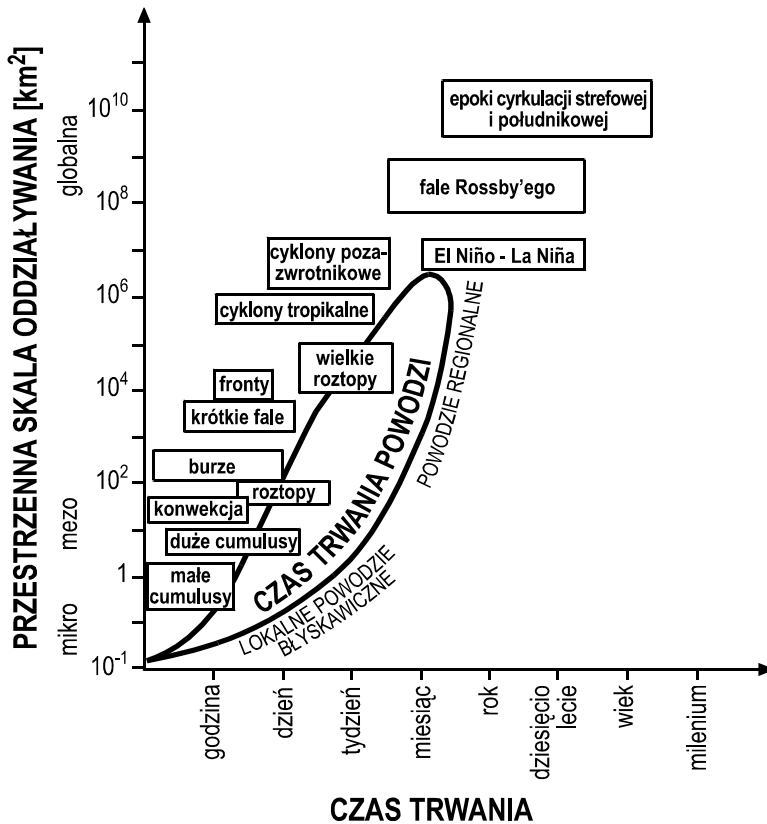
Po takich doświadczeniach zaczęliśmy intensywnie myśleć i szybko doszliśmy do wniosku, że trzeba się zabezpieczyć. Kupiliśmy ciepłą odzież, szafki pełne zapasów żywności przestały się domykać, na urlop pojedziemy do „ciepłych krajów”, a o pracy i pieniądzach, jakie włożyliśmy w obwałowanie działki, lepiej nie mówić. Będzie drogo, ale przecież trzeba myśleć „perspektywicznie”. Niestety, w ciągu kilku następnych zim nasz kożuch wiszący w szafie zjadły mole, urlopy dowiodły, że na Karaibach są wulkany, tsunami i cyklony, a kluseczki ze zgromadzonych zapasów mąki jemy do dziś. Na pocieszenie został nam tylko wał przeciwpowodziowy, który zasłania co prawda nadrzeczne błonia, ale wygląda solidnie i wśród sąsiadów działkowiczów zostaliśmy uznani za eksperta od powodzi.

Dalsza obserwacja zdarzeń ekstremalnych, a zwłaszcza koszty zastosowanych zabezpieczeń, spowodowały, że zaczęliśmy też myśleć „ekonomicznie”. W naszym słowniku pojawił się termin „prognoza”, czyli słowo oznaczające przewidywanie przyszłych faktów, zdarzeń i zjawisk, oparte na racjonalnych przesłankach. Zauważyliśmy między innymi, że można prognozować wielkość przepływu naszej rzeczki na długo przed jej wezbraniem. Szybko zaczęliśmy jednak mieć wątpliwości. Przecież *prognōsis* to w języku Platona – przecucie, a na dodatek, w języku polskim: „prognozę się stawia” – jak kabałę?! Mamy więc, w tak ważnych sprawach, jak czas i miejsce urlopu, czy liczba minut potrzebna byśmy dotarli na czas do pracy, opierać się na przecuciach i wróżbiarstwie? To już lepiej idźmy podwyższyć groblę na działce, na tym przynajmniej się znamy.

Zaobserwowane zdarzenia (zjawiska) ekstremalne stały się w ten sposób kryteriami, które razem z ekonomią wpłyną na skalę naszych przedsięwzięć i charakter koniecznych wyrzeczeń (np. na wysokość zbudowanej grobli czy wypłaty z bankomatu). Zdecydowaliśmy się też, że będziemy promować technikę, nie naukę, gdyż podjęliśmy próbę odizolowania się od zjawisk, które nam zagrażają,

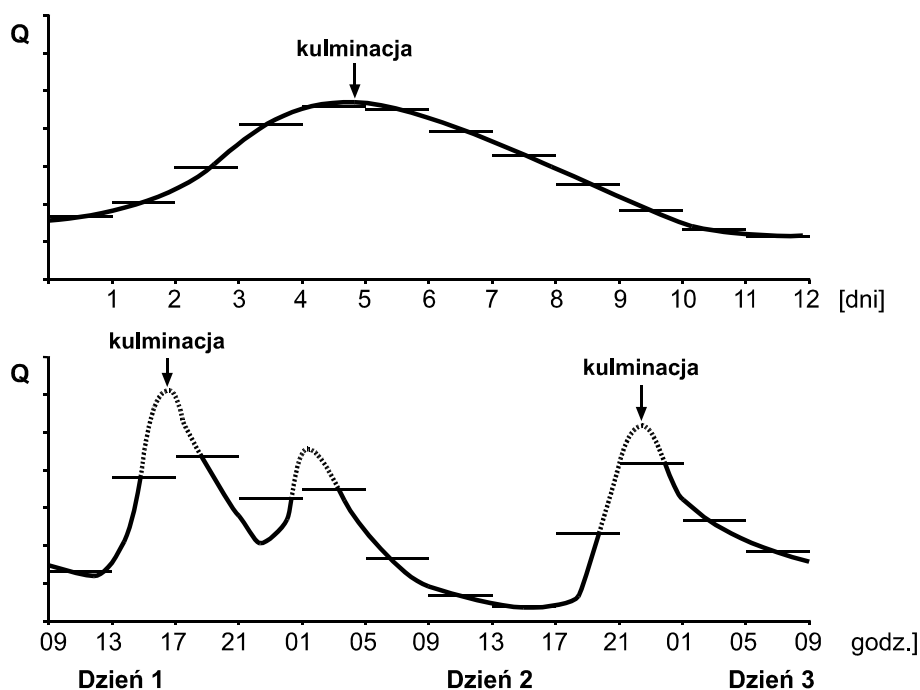
porzuciwszy pytania o ich naturę, przyczynę i możliwość prognozy. Założyliśmy nawet z góry, że są one nieprzewidywalne. Wskutek takiego wyboru zdarzenia ekstremalne próbujemy od siebie odsunąć – nie odsuwając siebie od nich.

Przyrodnicze zdarzenia ekstremalne nieodmiennie kojarzone są z takimi pojęciami, jak kataklizm, katastrofa czy też klęska. Słowa „zdarzenia ekstremalne” brzmią przy tym tyleż naukowo, co beznamiętnie i nie zmieni tego ich użytkowa definicja, że są to zdarzenia, na które nie jesteśmy przygotowani technicznie, ekonomicznie i/lub psychicznie (Ozga Zielińska, Ozga Zieliński, 2006). Trzy pozostałe terminy zawierają natomiast w sobie duży ładunek emocjonalny. Przede wszystkim, sugerują nagłość zdarzenia, jego bezwzględność, nieuchronność oraz cechy niszczycielskie. Pamiętajmy jednak, że trwający jedną chwilkę obryw mas skalnych czy też przebiegająca przez kilka godzin powódź są ani mniej, ani bardziej katastrofalne niż kilkuletnia susza czy trwający przez całe dziesięciolecia systematyczny proces pogarszania się jakości wody w rzece. Percepcję zdarzenia ekstremalnego musimy zatem odnosić zawsze do aktualnej perspektywy czasu.



Rys. 5. „Czasoprzestrzeń” powodzi i zjawisk klimatycznych z nimi związanych (Hirschboeck, 1988)

Niewątpliwie, większość zjawisk pogodowych i fluktuacji klimatycznych, wpływających lub wprost generujących ekstremalne zjawiska w rzekach, zachodzi w takim horyzoncie czasowym i w takiej skali przestrzennej, w których możliwe były i są pomiary instrumentalne lub przynajmniej wiarygodne obserwacje (rys. 5). Czas ten jest przeważnie krótszy od zasięgu creutzenowskiego antropocenu, natomiast zasięg oddziaływania – bliski powierzchni najmniejszego kontynentu. Czasoprzestrzenny rozrzut zjawisk wywołujących powódzie jest zatem ogromny i choćby przez to znakomicie utrudnia ich badanie, modelowanie i prognozowanie. Jeśli nawet założymy, że pojedyncze zdarzenie (np. powódź) jest nieprzewidywalne, ale jednocześnie będziemy umieli prognozować średnią i inne miary statystyczne opisujące tego rodzaju zdarzenia, to jesteśmy na gruncie determinizmu statystycznego. A to już nieźle. Bowiem dzięki temu możemy przynajmniej oprzeć się na prognozach statystycznych.



Rys. 6. Wpływ kroku czasowego obserwacji hydrologicznych na wysokość zanotowanych kulminacji fal wezbraniowych (Shaw, 1998)

Liczba śmiertelnych ofiar wypadków drogowych, w wielu krajach Europy, przekracza co roku kilka tysięcy (w Polsce każdego roku jest ok. 3000 zabitych). Rejestrujemy ten fakt dość spokojnie, przyzwyczajamy się do niego i w żadnym razie nie kojarzymy go z katastrofą, klęską czy zdarzeniem ekstremalnym, ale raczej ze



społecznymi kosztami motoryzacji. Jeśli jednak w wyniku powodzi, trzęsienia ziemi czy też innego nagłego zjawiska, o małym prawdopodobieństwie zaistnienia, zburzone zostanie miasto i zginie podobna liczba ludzi, będzie to na pewno odnotowane przez nas jako kataklizm i zapisane grubymi czcionkami w annałach, z podkreśleniem naszej bezradności wobec przyrody lub karygodnych błędów ludzkich. Mówiąc więc o zdarzeniach ekstremalnych, musimy mieć też na względzie ich zupełność.

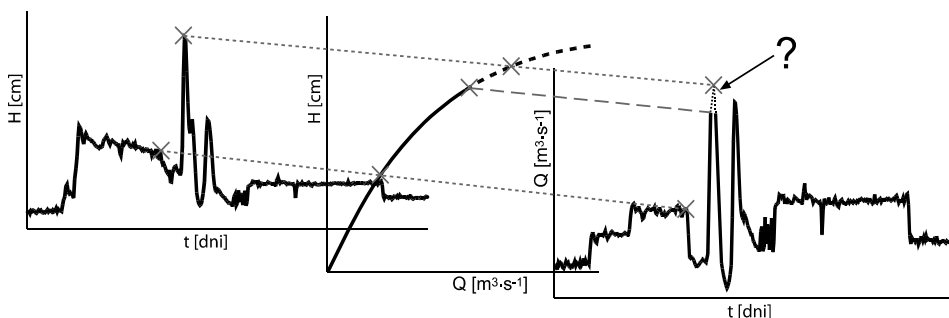
Prawdopodobieństwo tego, że w ciągu najbliższego roku wystąpi na Ziemi kilka klęsk żywiołowych o dużej liczbie ofiar i ogromnej skali zniszczeń, wynosi właściwie 100%. Jednocześnie prawdopodobieństwo tego, iż takie zdarzenie będzie naszym udziałem, jest bardzo małe. Pojęcie klęski żywiołowej oraz jej skala i prawdopodobieństwo są zatem względne i zależą od wielkości obszaru, liczby ludności i przedziału czasowego, którego dotyczy. Bardzo gwałtowny opad czy długotrwała susza przyniosą znacznie mniejsze szkody gospodarcze i społeczne gdy zaistnieją na stepach Mongolii, niż gdy dotkną gęsto zaludnionych i uprzemysłowionych obszarów Anglii. Różne społeczności, żyjące w rozmaitych regionach Ziemi, posiadają bowiem zróżnicowaną odporność i elastyczność na sytuacje ekstremalne. Jedne poradzą sobie szybko nawet z ogromnymi stratami, dla innych nawet niewielkie anomalie mogą spowodować ogromne perturbacje gospodarcze i społeczne, a odnośnie do jeszcze innych zdarzenia takie w ogóle nie zostaną odnotowane jako ekstremalne. Problem percepcji zdarzenia ekstremalnego, np. w hydrologii, wiąże się również z precyzją prowadzonych obserwacji i krokiem czasowym, z jakim są one wykonywane. Wezbrania rzeki trudno nie zauważyć, ale dużo łatwiej przeoczyć jego kulminację (rys. 6). Stąd, analizując i waloryzując katastrofalne zjawiska przyrodnicze, musimy zawsze pamiętać zarówno o kontekście geograficznym, jak i społeczno-gospodarczym. Warto nawet rozważyć przyjęcie swoistych „progów akceptacji” dla poszczególnych zdarzeń ekstremalnych oraz różnych warunków geograficznych i poziomów rozwoju cywilizacyjnego.

Mówiąc o przyrodniczych zdarzeniach ekstremalnych i skutkach, jakie wywołują, trzeba też dostrzec, iż posądzana o nie „przyroda” prawie zawsze ma „wspólnika”, a w wielu przypadkach jest ona nawet jedynie biernym „obserwatorem” takich zdarzeń. Obok typowych klęsk żywiołowych równie częste są dziś bowiem katastrofy antropogeniczne i synergiczne. Pierwsze wywoływane są przez różnego rodzaju awarie instalacji produkcyjnych i wydobywczych, wypadki w obrębie sieci transportu oraz inne zdarzenia nadzwyczajne związane z aktywnością człowieka. W ich wyniku dochodzi zwykle do emisji szkodliwych substancji, zanieczyszczenia ekosystemów, dużych strat materialnych, a nawet ofiar w ludziach.

Klęski synergiczne, coraz częstsze i bardziej dokuczliwe, polegają na wzajemnym generowaniu, albo wzmacnianiu skutków klęski żywiołowej przez katastrofę antropogeniczną lub odwrotnie. Klasycznym przykładem jest tutaj awaria zapory wodnej, która spowoduje katastrofalne wezbranie rzeki

i dramatyczną powódź w jej dolinie, lub cyklon, który zatapiając potężny zbiornikowiec, spowoduje, że jego ładunek zniszczy ekosystemy okolicznych wybrzeży. Powiązania nie zawsze są jednak tak oczywiste. Warto się nieraz zastanowić, czy np. powódź, która nawiedziła nasze miasto, nie była echem albo nawet skutkiem sposobu jego zabudowy, rodzaju instalacji, które w nim zbudowano, a nawet faktu jego istnienia w danym miejscu? Także dokuczliwa susza w danym regionie może być przecież nie tylko efektem braku opadów, ale także skutkiem złego (rozrutnego) gospodarowania istniejącymi tam zasobami wodnymi. Mówiąc najprościej, czy czasem nie jest tak, że sami nadstawiamy się na przysłowiowy „prawy sierpowy”, a leżąc na macie nie szukamy przypadkiem winnego naszej porażki na widowni? Poznanie genezy zdarzenia ekstremalnego jest zatem zadaniem kluczowym, gdyż zależy od niej nie tylko poprawność metod zastosowanych do jego opisu i analizy, ale również rodzaj i skala ewentualnych działań zabezpieczających i ratunkowych.

Niemal codziennie dziennikarze i publikatory przyprawiają nas o ból głowy, informując o kolejnych, większych lub mniejszych, kataklizmach dotyczących naszej planety. Chęć zwiększenia nakładu gazety czy poziomu oglądalności kanału telewizyjnego powoduje, że mamy coraz więcej „powodzi stulecia”, „susz tysiąclecia” i „klęsk ekologicznych”. Abstrahując od prawdziwości i trafności tego rodzaju pseudonaukowych sformułowań, sam fakt ich głoszenia przynosi więcej szkody niż pożytku. Przyzwyczajają on nas bowiem do stałej obecności tych zdarzeń w naszym życiu i w efekcie przestajemy reagować na nie zainteresowaniem, nie mówiąc już o pomocy czy solidarności z ich ofiarami. Prowadzi to w końcu nie tylko do deprecjacji samych pojęć, ale dodatkowo stwarza złudzenie, że oto po takiej katastrofie wszystko wraca do normy i czeka nas długi okres błędnego spokoju. Wydaje się, iż w środowisku dziennikarskim pilnie potrzebny jest, z jednej strony umiar w posługiwaniu się tego rodzaju sformułowaniami, z drugiej zaś – edukacja pozwalająca lepiej rozumieć opisywane problemy. Zwłaszcza w tej drugiej kwestii dużo do zrobienia mają naukowcy i specjaliści.



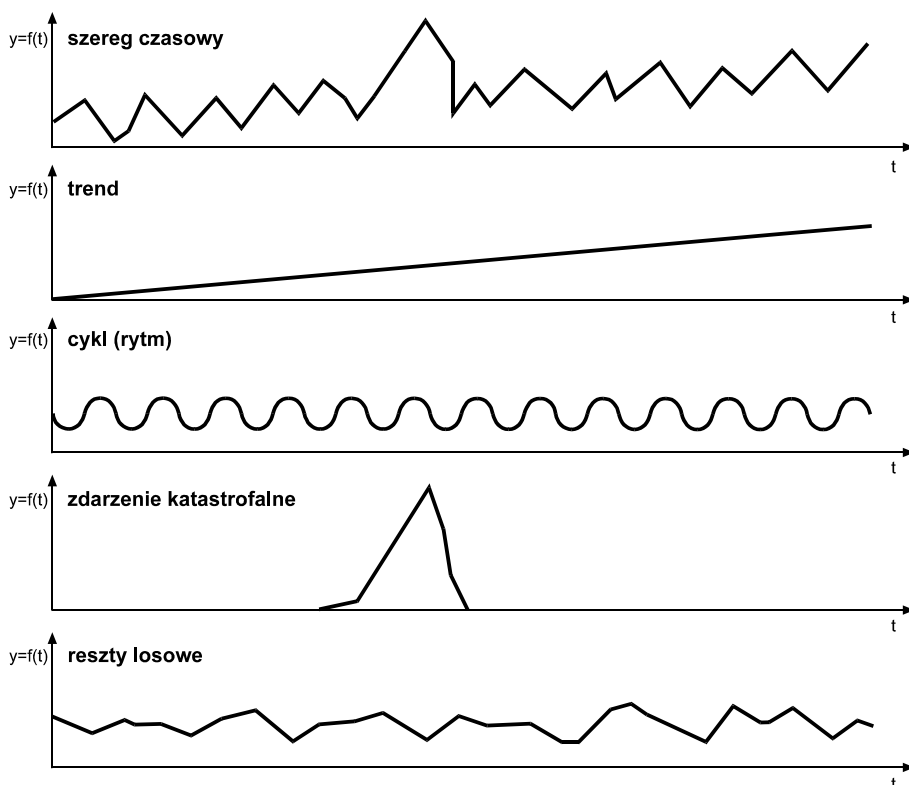
Rys. 7. Mechanizm powstawania błędów w relacji stan wody ( $H$ ) – natężenie przepływu ( $Q$ )

Postawienie prognozy, jakakolwiek by ona nie była, zmusza zarówno do zrozumienia natury prognozowanego procesu i jego otoczenia, jak i do spojrzenia w przeszłość i poznania płynącego z niej przesłania. Choć rzeczywiście, jest coraz więcej przesłanek by twierdzić, że *stationarity is dead* (Milly i in., 2008), to przecież odtworzenie przeszłości pozwala dużo lepiej zrozumieć obserwowane dziś rezultaty. Można przecież nie tylko ocenić, w jaki sposób różne czynniki przyczyniają się do zmian w systemie i jakie są ich natężenia graniczne, ale także zastanowić się nad pytaniami, czy inne czynniki mogą wywołać podobne skutki i czy czasem, bez udziału branych pod uwagę zjawisk, system nie uległby podobnej przemianie? Trzeba przy tym pamiętać o powszechnej zasadzie „nieliniowości”, z której wynika, że czynniki łącząc się wywołują często skutek ilościowo, a nawet jakościowo inny od sumy efektów generowanych przez każdy z nich z osobna. Warto również wiedzieć, że do odczytania przeszłości układu złożonego – a takim przecież jest środowisko życia człowieka – zgodnie z drugą zasadą termodynamiki, nie wystarczy posiadanie nawet ogromnej liczby informacji o jego stanie aktualnym; tak jak nie da się, bez konsekwencji dla otoczenia układu, przywrócić jego stanu pierwotnego, jeśli wcześniej został on zaburzony. Żaden komputerowy model nie jest też w stanie dokładnie i w czasie rzeczywistym opisać natury zjawiska, które jest bardziej skomplikowane niż sam komputer.

Dobrym przykładem są tutaj liczne porażki, które ponosimy, próbując bardzo precyzyjnie odzwierciedlić (wymodelować) przebieg wezbrania rzeki i przewidzieć wielkość jego kulminacji. Zapominamy często, że już na etapie przygotowywania danych do budowy i weryfikacji tego rodzaju modeli pojawiają się błędy związane z metodyką pozyskiwania danych hydrometrycznych, np. natężenia przepływu jako funkcji stanu wody zanotowanego na wodowskazie (rys. 7). Obok 2–8% błędu samego pomiaru natężenia przepływu, pojawia się niepewność (błąd) w momencie wykorzystywania relacji  $Q = F(H)$ . Jego skala bardzo wzrasta w kierunku górnej i dolnej części krzywej przepływu. Przyczyny tego są hydrologom znane, ale rzadko udaje się je całkowicie wyeliminować. W konsekwencji przepływy ekstremalne są raczej „szacowane” i ekstrapolowane niż obliczane, a błędy tych szacunków są szczególnie duże w momencie zaistnienia zdarzeń katastrofalnych.

Obserwując, przebiegające w czasie, zmiany natężenia zjawiska przyrodniczego, np. przepływu rzeki, dochodzimy szybko do wniosku, iż szereg jego stanów może zawierać w sobie różne składowe i nie zawsze widoczna dyspersja jest wynikiem losowości zjawiska (rys. 8). Szczególną funkcję zdają się w nim pełnić zdarzenia o natężeniach znacznie przekraczających jego „przeciętną” dyspersję i trudno poddające się analizom genetycznym, w obrębie „względnie uporządkowanej losowości”. Być może hipotezę B.L. Dzerdzejewskiego i A.S. Monina, która mówi, że „nagromadzenie w atmosferze charakterystyk ilościowych wywołuje rozwój kontrastów, po czym jej charakter zmienia się skokowo tworząc nową jakość, nowy stan” (Jokiel, Kożuchowski, 1989) można odnieść również do

innych zjawisk przyrodniczych, zwłaszcza hydrologicznych. Zatem, katastrofalne wezbrania i powodzie są zjawiskami immanentnie wpisanymi w „życie rzek”, a powstające przy ich okazji swoiste „rozładowanie” nadmiaru zasobów masy i energii w zlewni jest niezbędne dla jej prawidłowego funkcjonowania w środowisku. Nie oznacza to jednak, iż nasze działania w zakresie ochrony przed powodzią są nieracjonalne i jałowe, bo co ma być, to i tak będzie. W tych działaniach musi nam jednak stale towarzyszyć świadomość, że pełne zabezpieczenie przed powodzią nie jest możliwe oraz że wylew wody, będący dla nas katastrofą, niekoniernie musi być klęską dla otaczającego nas środowiska.



Rys. 8. Dekompozycja szeregu czasowego (Shaw, 1994)

Jednym z najważniejszych aspektów badań nad konsekwencjami globalnego ocieplenia jest przewidywanie zmian, które mogą wystąpić w obrębie ekstremalnych charakterystyk odpływu, w tym maksymalnych i minimalnych przepływów rzecznych oraz częstotliwości wezbrań i niszów. Wnioski i projekcje na ten temat, mimo dużej niepewności (często nawet co do kierunku), są dość jednoznaczne i w zasadzie nie zależą od zastosowanych procedur prognozowania (modele empiryczne lub teoretyczne). Jedne i drugie rozwiązania prowadzą do

konkluzji, iż w małych i średnich zlewniach (i to właściwie bez względu na strefę klimatyczną czy ustrój rzeczny) globalne ocieplenie prowadzi do istotnych zmian wielkości oraz częstości maksimów i minimów przepływu rzecznoego (zarówno w aspekcie ekstremów absolutnych, jak i sezonowych). Wezbrania mają być coraz wyższe i gwałtowniejsze, a niżówki – głębsze, i będą się zdarzały częściej. Jeśli „dołożymy” do tego coraz szybszy wzrost znaczenia antropogenicznych czynników „nieklimatycznych” (urbanizacja, wylesianie, kanalizacja, przerzuty wody itd.), nasza zdolność adaptacji do nowych stosunków wodnych zmaleje jeszcze bardziej, a podatność na skutki ekstremalnych zdarzeń hydrologicznych równie mocno wzrośnie. W efekcie ekstremalne zdarzenia hydrologiczne będą miały duże konsekwencje ekonomiczne i ekologiczne nie tylko na terytoriach zurbanizowanych, ale i rolniczych, a zwłaszcza tam gdzie występuje niestabilny, w czasie i przestrzeni, poziom wilgotności. Skutkiem chwiejnego uwilgotnienia jest zwykle napięty bilans wodno-gospodarczy. Zatem niekorzystne zmiany dotkną najbardziej tych obszarów, które już dzisiaj mają problemy z nadmiarem lub z niedoborem wody.

# Woda pasuje do kwadratowego i do okrągłego naczynia

## Wezbrania i ich kulminacje

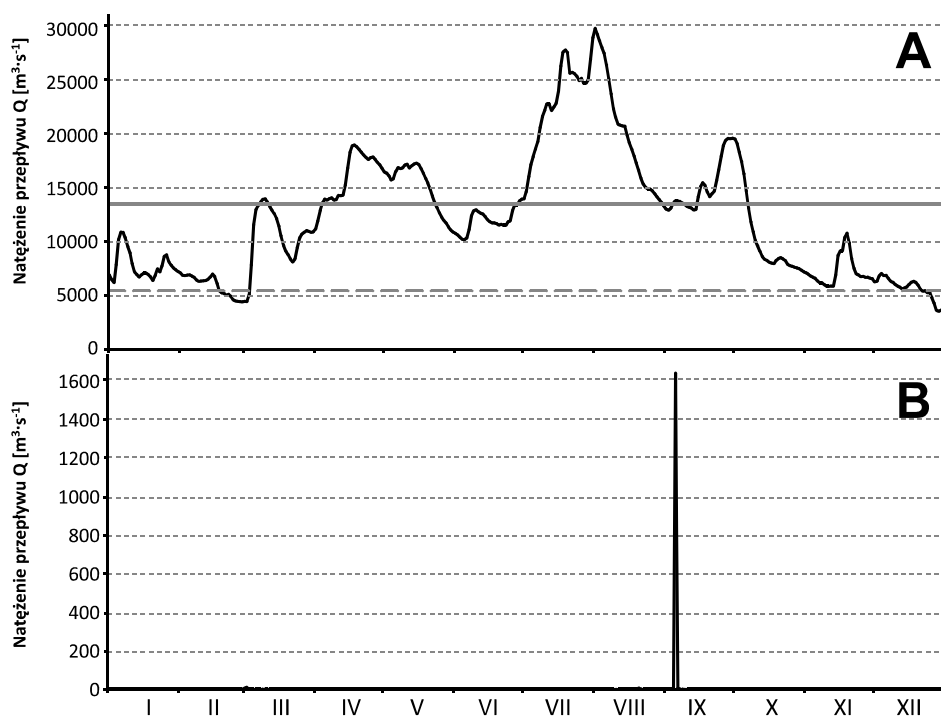
Opad przetransformowany przez rodzaj filtru, jakim jest zlewnia, dociera w konsekwencji do całego systemu koryt rozcinających jej powierzchnię. Koryta te oraz doliny, w których się znajdują, są skutkiem historycznego oddziaływania klimatu na warunki geologiczno-geomorfologiczne zlewni. Pojawiająca się w nich w określonym czasie i w określonym miejscu woda pochodzi zarówno z aktualnego zasilania, jak też z zasobów zgromadzonych wcześniej. Natężenie przepływu w korycie rzeki jest więc funkcją aktualnego napełnienia wszystkich „zbiorników” zlewni, w tym powierzchniowego i podziemnego.

Wykres przebiegu natężenia przepływu w czasie, w określonym przekroju kontrolnym koryta rzecznego, nazywamy w hydrologii hydrogramem przepływu. Gdyby opad o stałej intensywności trwał nieskończenie długo, to odpływ z dowolnej zlewni osiągnąłby po pewnym czasie pewną wartość maksymalną, która ustabilizowałaby się na tym poziomie na cały czas trwania opadu. Na przykład opad o natężeniu  $1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ , spadający na zlewnię o powierzchni  $100 \text{ km}^2$ , uformowałby stały odpływ równy ok.  $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . W praktyce zjawisko takie jest oczywiście mało prawdopodobne. Opad szybko się kończy, a ilość wody, jaka dociera do koryt systemu zlewni, zmienia się w czasie. W obrębie hydrogramu można zatem wyróżnić szereg elementów i, co ważne, elementy te powtarzają się w czasie, a co jeszcze ważniejsze – wykazują wzajemne podobieństwa.

Hydrogramy przepływu mogą być bardzo nieregularne lub bardzo wyrównane. Stosunek przepływów minimalnych do maksymalnych może się kształtować jak 1:10, ale może być także mniejszy od 1:100 000, a w skrajnych przypadkach cieków okresowych i epizodycznych może być nawet nieokreślony (rys. 9B). Zależy to od warunków klimatycznych dorzecza, a w szczególności od wysokości opadów i ich nierównomierności, a także od charakteru zlewni, jej budowy geologicznej, rzeźby terenu, cech sieci rzecznej oraz geometrii i spadków koryt. Ogromną rolę odgrywa też zabudowa hydrotechniczna zlewni i cieków oraz sposób gospodarowania wodą. W ogólności i w dużym uproszczeniu prawdziwa wydaje się teza, że rzeki górskie i małe cechują się zwykle większą dynamiką przepływu niż rzeki nizinne i duże.

W podręcznikowych definicjach wezbraniem nazywa się zwykle gwałtowne i wyraźne podniesienie się stanu wody w rzece lub w innym zbiorniku wody powierzchniowej, wywołane wzmożonym zasilaniem lub podpiętrzeniem

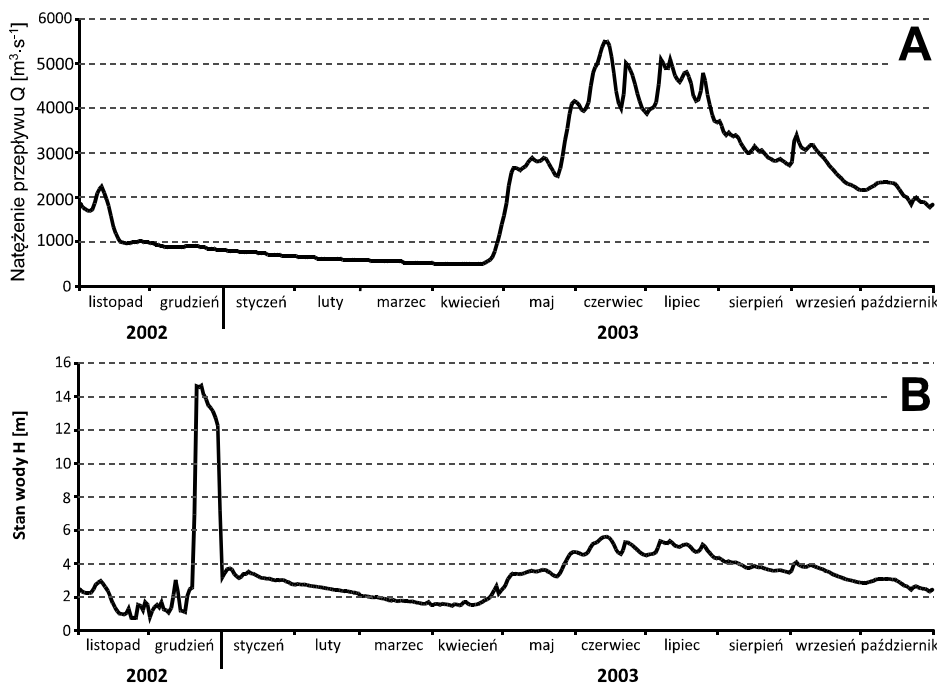
spowodowanym utrudnieniami w swobodnym odpływie wody (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski, 2006). Już na pierwszy rzut oka definicja ta wydaje się niekompletna (zwłaszcza dla hydrologów), bowiem stan podniesionego zwierciadła wody utrzymuje się zwykle przez pewien czas, a zatem wezbranie należy rozpatrywać jako okres hydrologiczny, w którym stany są wyższe niż przed jego rozpoczęciem. Już tylko z tych rozważań wynika jasno, że wezbranie, jako zjawisko hydrologiczne, jest wielowymiarowe i można, a nawet należy analizować je w różnych kategoriach, w tym: wysokości, czasu trwania, objętości, a nawet genezy. Jest ono zatem swoistym okresem w „życiu” rzeki, który jest immanentnie związany z jej istnieniem oraz funkcjonowaniem i tylko po spełnieniu wielu specyficznych warunków może być uznany za zdarzenie ekstremalne czy nadzwyczajne.



Rys. 9. Przykłady wezbrań rzecznych o różnym charakterze (na podstawie USGS, 2011)  
 A – Missisipi w St. Louis w 1993 r. (poziomą, ciągłą linią zaznaczono tzw. wodę brzegową, przerywana przedstawia średni wieloletni przepływ Missisipi), B – rzeka (*arroyo*) Hassayampa w Box Damsite w 1970 r. (NE Arizona)

Kształt i dynamika rocznego hydrogramu przepływu mogą być bardzo różne, tak jak mocno zróżnicowane mogą być wielkości, kształty i geneza fal wezbraniowych (rys. 9). Ogromne wezbrania wielkich rzek świata, których dobrym przykładem jest hydrogram zawierający, opisane w następnym rozdziale, katastrofalne

wzbranie Missisipi w lipcu 1993 roku (rys. 9A), wyglądają zupełnie inaczej niż równie dramatyczne, choć w całkiem innej skali przestrzennej i czasowej, gwałtowne powodzie wywołane ulewami lub awariami urządzeń hydrotechnicznych. W tym drugim przypadku dobrym przykładem są hydrogramy przedstawiające spływy wód burzowych korytami rzek okresowych typu *arroyo* lub *ued* (rys. 9B). Zwykle nie czynią one wielkich szkód, ale powodują duże zmiany w morfologii dolin oraz niszczą i tak już ubogie na tych terenach gleby i szatę roślinną. W jednej z takich dolin (Hassayampa), która rozcina suche *bedlandy* pogranicza pustyni Sonora, na zachód od Phoenix w Arizonie, zanotowany przepływ kulminacyjny wezbrania był ponad 30 tys. razy większy od przepływu przeciętnego. Choć odpływ jednostkowy w kulminacji wezbrania był stosunkowo niewielki („tylko” ok.  $1500 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), to nie obyło się bez ofiar. W wyniku wezbrania życie straciło 25 osób. W ciągu kilku godzin z kanionu wypłynęło tyle wody, ile zwykle wypływa z niego w ciągu kilkunastu lat.



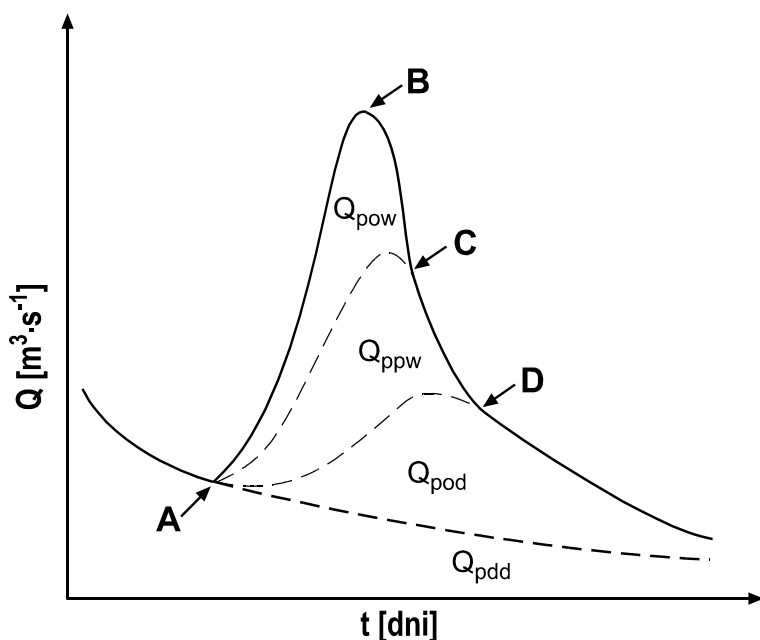
Rys. 10. Wezbranie wywołane zatorami na rzece Jukon w Eagle – rok 2002/2003  
(źródło danych: USGS, 2011)

A – natężenie przepływu, B – stany wody

Jeszcze inaczej wyglądają gwałtowne wezbrania rzek wywołane zatorami lodowymi lub lodowo-śryżowymi (rys. 10). Mówiąc najprościej, wody płynącej rzeką w trakcie wezbrania nie przybywa (natężenie przepływu w rzece nie



wzrasta – A), ale jej lustro podnosi się szybko w wyniku „zakorkowania”, przez różne formy lodu, przekroju czynnego koryta (B). Szczególnie niebezpieczne są zatory, które w Polsce nazywano „ciężkimi” (czasem głuchymi). Powstają one wówczas, gdy lód i śryż całkowicie zablokują przepływ i spowodują wylew wody wraz z masami lodowymi na terasę zalewową doliny oraz gwałtowną powódź powyżej tego miejsca. Do zakorkowania przekroju poprzecznego koryta może dojść zarówno na kilka godzin, jak i na kilkadziesiąt dni. Uwolnienie mas wody i lodu może nastąpić w sposób naturalny, poprzez wypłukanie podbitki śryżowej, pogłębienie koryta i in. Często jednak, z uwagi na sytuację powodziową, konieczne są szybkie zabiegi służące udrożnieniu przekroju koryta i umożliwieniu swobodnego spływu mas lodu. Jak ogromne siły działają w momencie powstawania zatoru niech świadczy fakt, iż w 1840 roku Wisła w rejonie Gdańska, właśnie w wyniku pojawienia się zatoru lodowego, przerwała wały i mierzęję, a w konsekwencji w okolicach Górek Wschodnich utworzyła dla siebie nowe ujście do Bałtyku. Warto dodać, iż ten nowy odcinek nadal był „zatoregenny” i „powodziogenny” i żadną miarą nie zasługiwał na nieco romantyczną nazwę, jaką mu nadał Wincenty Pol – Wisła Śmiała.



Rys. 11. Fazy i formy odpływu w czasie wezbrania (Tomaszewski, 2001, zmienione)  
 A–B – faza propagacji, B–D – faza opadania, D – początek fazy wysychania,  $Q_{pow}$  – odpływ powierzchniowy,  $Q_{ppw}$  – odpływ podpowierzchniowy,  $Q_{pod}$  – odpływ podziemny okresowy,  $Q_{pdd}$  – odpływ podziemny podstawowy

Jeśli w zlewni pojawi się nadwyżka opadu nad różnymi formami retencji i aktualnym parowaniem (tzw. opad efektywny), ilość wody w rzece zaczyna szybko wzrastać (rys. 11). Na hydrogramie przepływu zaznaczy się to fazą propagacji fali wezbraniowej (czoło fali) – A–B. Kończy się ona kulminacją przepływu – wierzchołkiem fali (B). Upraszczając nieco, przez przekrój kontrolny koryta przepływa w tym momencie maksymalna ilość wody, jaka dotarła do rzek systemu w postaci różnych form odpływu i z różnych miejsc zlewni. W miarę przemieszczania się fali wezbraniowej w dół koryta, wskutek różnicy w prędkościach przepływu między strefą przyboru i strefą opadania, czoło fali ulega skracaniu, zaś grzbiet wydłuża się coraz bardziej (B–D). Jednocześnie maleje kulminacja. Zachodzi więc zjawisko spłaszczania fali z biegiem rzeki. Wpływ na jego intensywność mają różne rodzaje retencji: dolinna, korytowa i zbiornikowa.

Propagacja fali wezbraniowej jest efektem transformacji opadu efektywnego przez powierzchnię obszaru zasilania oraz skutkiem określonej struktury i geometrii koryt. Najmniejsze koryta, zwykle cieków epizodycznych, zbierają spływ powierzchniowy – stokowy, tworząc najniższy rząd odpływu. Cieki okresowe odbierają wodę od cieków epizodycznych, jak również wody spływające powierzchniowo po stokach i wody glebowe tworzące spływ podpowierzchniowy. Ostatni rząd odpływu tworzą cieki stałe, zasilane przez skupiony dopływ z cieków okresowych czy epizodycznych oraz rozproszony spływ powierzchniowy i podpowierzchniowy. Stałość odpływu zapewniona jest jednak przez drenaż trwałych poziomów wodonośnych, a więc odpływ podziemny. Warto w tym miejscu dodać, że przekrój koryta, w którym rozpoczyna się drenowanie względnie stabilnych w czasie zasobów wód podziemnych, zamyka tzw. zlewnię zerowego odpływu. Znajomość jej powierzchni jest bardzo użyteczna przy obliczaniu lub szacowaniu przepływów minimalnych. W Polsce powierzchnie zlewni zerowego odpływu są zbliżone do 10 km<sup>2</sup> – w górach i 50 km<sup>2</sup> – na nizinach. W klimatach suchych zlewnie zerowego odpływu mogą mieć natomiast powierzchnie sięgające kilku tysięcy km<sup>2</sup>. Na wszystkich wymienionych wyżej poziomach organizacji odpływu istotną rolę odgrywa też pionowy dopływ wody – opad bezpośrednio na koryta rzek. W małych zlewniach, z 10 mm sumy opadu, bezpośrednio na koryta spada ok. 4% tej sumy, a zatem ok. 4% objętości fali wezbraniowej uformowanej w wyniku tego opadu stanowi woda pochodząca z bezpośredniego zasilania koryt systemu (Jokiel, 2002).

Po przejściu kulminacji fali wezbraniowej ilość wody docierającej do koryt maleje – głównie za sprawą redukcji odpływu powierzchniowego (rys. 11 B–C–D). Rozpoczyna się wówczas faza opadania fali (grzbiet fali) – faza recesji odpływu. Warto podkreślić, że w czasie gdy maleje odpływ bezpośredni, rośnie zasilanie podziemne rzeki. Jego kulminacja przechodzi też później niż wierzchołek fali wezbraniowej. W oczywisty sposób wiąże się to z różnicą w tempie przemieszczania się wody po powierzchni terenu oraz w strefach aeracji i saturacji.

Po pewnym czasie odpływ bezpośredni ustaje i koryta rzek systemu zasilane są już wyłącznie przez wody pochodzące z drenażu poziomów wodonośnych

(rys. 11 D+). Na hydrogramie przepływu faza ta rozpoczyna się w punkcie załamania krzywej obrazującej opadanie fali wezbraniowej. Proces zmniejszania się przepływów nazywany jest wysychaniem, a odcinek hydrogramu, który go przedstawia – krzywą wysychania. Suma odpływów  $Q_{pow} + Q_{ppw} + Q_{pod}$  jest objętością fali, a czas jaki upłynął między czynnikiem inicjującym wezbranie (lub jego estymatorem) i wierzchołkiem fali (niekiedy jej środkiem ciężkości) przyjęto nazywać czasem koncentracji przepływu.

Hydrologiczny opis wezbrania rzeki, z uwagi na dużą liczbę możliwych charakterystyk i sytuacji, jest zabiegiem skomplikowanym, choć współczesne modele hydrologiczne radzą sobie z nim całkiem dobrze. Z punktu widzenia hydrologii i gospodarki wodnej kluczową charakterystyką każdego wezbrania jest przepływ kulminacyjny. Jest on bowiem zawsze brany pod uwagę przy określaniu tzw. przepływów charakterystycznych i prawdopodobnych, a przez to służy do identyfikacji różnego rodzaju przepływów miarodajnych. Najwyższa kulminacja wezbrania z okresu wieloletniego (*WWQ*) daje też pogląd na klimatyczne i fizycznogeograficzne uwarunkowania odpływu rzecznoego na danym obszarze (w danej zlewni), a jej znajomość pozwala ocenić skalę ryzyka podejmowanego w odniesieniu do różnych lokalnych aspektów gospodarki wodnej. W tradycji hydrologii polskiej *WWQ* (Wysoki Wielki Przepływ) odpowiada *WWW*, a więc Wysokiej Wielkiej Wodzie, czyli najwyższemu zanotowanemu stanowi wody w danym przekroju poprzecznym rzeki. Relacja ta nie dotyczy sytuacji, w których w rzece pojawiają się piętrzenia o różnej genezie.

Przepływy *WWQ* (najwyższe kulminacje fal), zanotowane w różnych przekrojach wodowskazowych i w różnym czasie, zawierają się w bardzo szerokich granicach i zależą od wielkości zlewni, jej charakteru oraz od warunków pogodowych i klimatycznych decydujących o sposobie „rozrzędu” wody opadowej. Ogromną rolę odgrywają też czynniki wpływające na prędkość płynięcia wody w korytach całego systemu. Do najważniejszych należą tu spadki, kształty koryt, rozmiary i charakter teras zalewowych oraz zabudowa hydrotechniczna. Przepływ *WWQ* jest też swoistą miarą najbardziej niekorzystnego splotu warunków hydro-meteorologicznych w zlewni i w tym kontekście charakterystyką niezwykle cenną poznawczo, zwłaszcza w odniesieniu do ich zróżnicowania przestrzennego i wartości granicznych.

Najważniejszym czynnikiem decydującym o wysokości kulminacji wezbrania jest powierzchnia zlewni. Dotychczasowe badania wskazują także, iż dla danej powierzchni istnieje pewna graniczna (maksymalna) wysokość opadu (maksymalny wiarygodny opad), którego skutkiem może być skrajnie duży odpływ, a co za tym idzie ogromne natężenie przepływu w przekroju zamykającym tę zlewnię. Zależność między powierzchnią zlewni i maksymalnym możliwym przepływem przez jej przekrój kontrolny jest aproksymowana tzw. obwiednią przepływu. Nie jest przy tym jasne, czy równania opisujące takie zależności mają charakter regionalny, czy też ich forma zależy od wielkości lub charakteru zlewni, albo od klimatu i powiązanego z nim ustroju rzecznoego.

Dla rzek świata tego rodzaju obwiednię w sposób przybliżony opisuje, wielokrotnie przywoływane i klasyczne już niemal, równanie podane przez J.A. Rodiera i M. Roche'a (1984):

$$WWQ \approx C \cdot A^n \text{ [m}^3 \cdot \text{s}^{-1}] \quad (1)$$

gdzie:

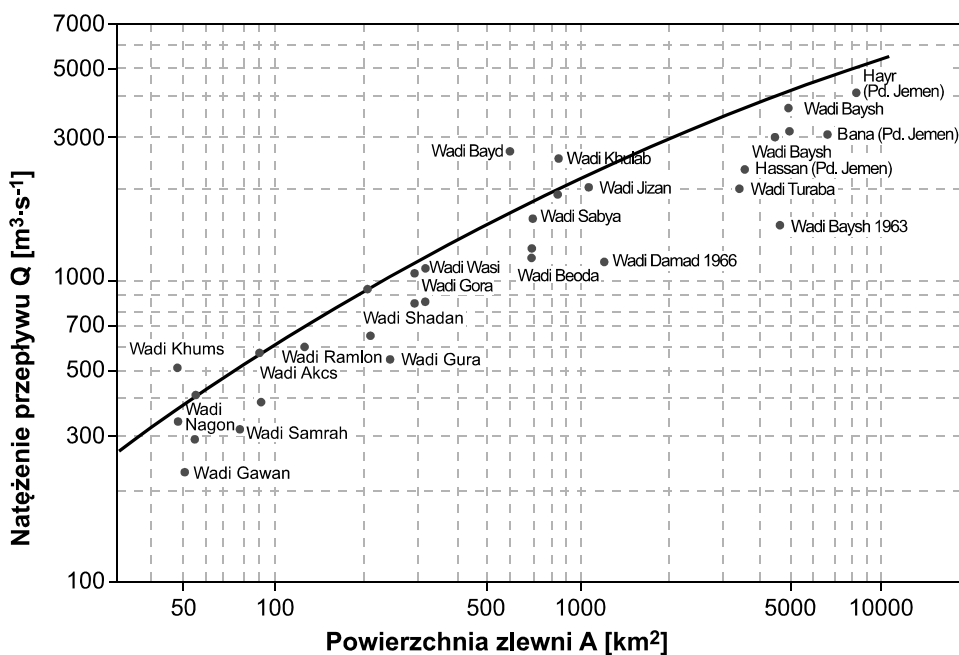
$WWQ$  – najwyższy notowany przepływ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ],

$A$  – powierzchnia zlewni [ $\text{km}^2$ ],

$C$  – parametr odzwierciedlający czynniki wpływające na odpływ maksymalny,

$n$  – parametr „krzywizny” redukujący  $WWQ$  w funkcji  $A$ .

Parametry  $C$  i  $n$  zostały przez ww. autorów oszacowane na 500 i 0,43. Wielkości te, jak i sama forma równania były wielokrotnie modyfikowane i dyskutowane (por. kolejny rozdział).



Rys. 12. Obwiednia zmierzonych i estymowanych przepływów maksymalnych epizodycznych cieków typu ued (Zekai, 2008, zmienione)

Ciekawym przykładem jest równanie obwiedni wyznaczone dla zmierzonych lub oszacowanych, maksymalnych przepływów epizodycznych notowanych w uedach odbierających wody tropikalnych ulew zdarzających się niekiedy nad obszarami Półwyspu Arabskiego (rys. 12). Łatwo zauważyć, że maksymalne spływy wezbraniowe są tu kilkakrotnie niższe od granicy wyznaczonej formułą

Rodiera–Roche’a (dla 100 km<sup>2</sup> – sześciokrotnie mniejsze). Jest to spowodowane ogromnymi stratami na infiltrację i parowanie oraz dużym udziałem, w całkowitej powierzchni zlewni uedu, tzw. zlewni zerowego odpływu. Średni przepływ w czasie trwania tego rodzaju wezbrań można obliczać z równania podanego przez S. Zekai (2008):

$$\bar{Q}_w = 43,0 \cdot A^{0,522} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}] \quad (2)$$

gdzie:

$\bar{Q}_w$  – średni przepływ w czasie wezbrania [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ],

$A$  – powierzchnia zlewni [ $\text{km}^2$ ].

Klasyczną już niemal ideę równania obwiedni (eq.1) nieco inaczej wykorzystali J.M. O’Connor i J.E. Costa (2004) w odniesieniu do rzek Stanów Zjednoczonych. Na podstawie 35 663 kulminacji wezbrań, które zanotowano na ponad 14 800 wodowskazach, obliczyli 99% i 90% maksymalne przepływy rzek USA w funkcji powierzchni ich zlewni. Ustalane równania związków między  $Q_{p\%}$  i  $A$  mają postać:

$$\begin{aligned} Q_{90\%} &= 24,3 \cdot A^{0,57} \\ Q_{99\%} &= 74,0 \cdot A^{0,53} \end{aligned} \quad [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}] \quad (3)$$

gdzie:

$Q_{p\%}$  – przepływ maksymalny o danym prawdopodobieństwie [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ],

$A$  – powierzchnia zlewni [ $\text{km}^2$ ].

Z przytoczonych badań wynika, że kwantyle o 99% prawdopodobieństwie zostały przekroczone na 284 wodowskazach zamykających zarówno zlewnie małe, jak i duże (w niektórych przekrojach nawet dwa razy). W prawie 2100 przekrojach na rzekach USA zanotowano równocześnie przepływy maksymalne przekraczające próg 90% prawdopodobieństwa. Warto podkreślić, iż zdaniem autorów najbardziej narażony na katastrofalne deszcze i gwałtowne wezbrania jest Teksas, a zwłaszcza obszar Balcones Escarpment, gdzie w formowaniu opadów nawalnych i wezbrań dużą rolę odgrywa czynnik orograficzny. Jednocześnie wezbrania, które wielkością kulminacji przekroczyły  $Q_{99\%}$ , notowano przeważnie w stanach zachodniego wybrzeża (Oregon, Washington, Kalifornia i Alaska) oraz na Hawajach i Puerto Rico.

Do aproksymowania maksymalnego przepływu rzeki jako funkcji powierzchni jej zlewni stosowano też inne formuły, np. hiperbolę o równaniu (formułę F. Pagliariego):

$$WWQ = \frac{a \cdot A}{(b + A)} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}] \quad (4)$$

gdzie:

$a, b$  – parametry regionalne,  
 $A$  – powierzchnia zlewni [ $\text{km}^2$ ],  
 $WWQ$  – przepływ maksymalny [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ].

Wykorzystał ją K. Dębski (1969), przedstawiając wzór pozwalający szacować ekstremalnie wysoki przepływ małych rzek z obszaru Polski:

$$WWQ = \frac{361 \cdot A}{(12,2 + A)} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}] \quad (5)$$

Wydaje się, że dla zlewni o powierzchni większej niż  $10 \text{ km}^2$  formuła ta daje wyniki zawyżone.

Autorzy proszą w tym miejscu o wybaczenie tych hydrologów, których formuły (empiryczne i matematyczne) i różne modele służące ocenie  $WWQ$  nie zostały tu zaprezentowane. Jest ich jednak tak wiele, że przedstawienie choćby części z tego dorobku przekraczałoby formalne i merytoryczne ramy książki, a dla czytelnika niezbyt zainteresowanego „kuchnią” tego rodzaju analiz – byłoby zapewne nieco nużące.

### Maksymalne odpływy jednostkowe

Dla prawidłowej interpretacji odpływu wezbraniowego, w tym odpływu maksymalnego w czasie kulminacji, niezbędne jest obliczenie maksymalnego odpływu jednostkowego, czyli ilości wody, która w czasie kulminacji wezbrania odpływa w ciągu 1 sekundy z  $1 \text{ km}^2$  powierzchni zlewni:

$$WWq = \frac{WWQ}{A} \cdot 1000 [\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}] \quad (6)$$

gdzie:

$WWQ$  – przepływ maksymalny [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ],  
 $A$  – powierzchnia zlewni [ $\text{km}^2$ ],  
 $WWq$  – maksymalny odpływ jednostkowy [ $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ].

Charakterystyka ta jest szczególnie ważna i miarodajna w praktyce inżynierskiej (Linsley i in., 1958) oraz ma duży walor poznawczy, zwłaszcza w analizach porównawczych, gdzie za jej pomocą bada się różne aspekty zasobności wodnej. Miara ta jest, co prawda, silnie uzależniona od powierzchni zlewni, genezy wezbrania i szeregu czynników lokalnych, ale nadaje się znakomicie do badań szeroko pojmowanej dynamiki odpływu i oceny fizjograficznej podatności obszaru na powstawanie powodzi.

Ekstremalnie wysokie odpływy jednostkowe w trakcie kulminacji wezbrań zmierzono, między innymi, w zlewniach rzek: Cithuatian w Meksyku –  $9850 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , Pionier w Australii –  $6600 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  czy w nowozelandzkiej Haast –  $7540 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (Smith, Ward, 1998). Odpływy takie, w małych zlewniach ( $<100 \text{ km}^2$ ), mogą nawet być wyższe od  $10\,000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (O'Connor, Costa, 2004): Halawa Stream (Hawaje, USA) –  $63\,500 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , Lane Canyon (Oregon, USA) –  $61\,500 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , Bronco Creek (Arizona, USA) –  $42\,300 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

Z terytorium Europy można także podać przykłady równie wysokich odpływów jednostkowych: mała alpejska Orba w Zorbino –  $17\,700 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , równie mała Tyne (East Lothian) z Wielkiej Brytanii –  $10\,000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , Izera w przekroju Grenoble –  $4370 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  lub Findhorn at Fores w Szkocji –  $3070 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Nawet stosunkowo spokojny Men w przekroju we Frankfurcie może odprowadzać w czasie kulminacji wezbrania  $1615 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a Dunaj w Wiedniu –  $1376 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (Rodier, Roche, 1984, Shaw 1994).

Duże mogą być również odpływy jednostkowe ze zlewni zasilanych ablacyjnie rzek i strumieni w strefie polarnej. W zlewni Scotta na Spitsbergenie, zmierzone odpływy jednostkowe, w trakcie kulminacji wezbrań deszczowo-ablacyjnych, sięgają nawet  $1300 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (Bartoszewski, 1998), a odpływ jednostkowy w trakcie wezbrania typu *jökulhlaup* w 1996 roku przekroczył wszelkie granice, sięgając w zlewni islandzkiej Skeidary  $38\,000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (Herschy, 2003). Badania teoretyczne oraz obserwacje prowadzone na poletkach i w małych zlewniach eksperymentalnych wskazują, iż w skrajnie niekorzystnych sytuacjach pogodowych i geologiczno-morfologicznych maksymalne spływy w górach i na wyżynach Europy mogą dochodzić nawet do  $35\,000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a na nizinach nawet do  $12\,000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (Smith, Ward, 1998). Dla terytorium Polski przyjmuje się także teoretyczną granicę jednostkowego odpływu maksymalnego z małych zlewni bliską  $30\,000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (Byczkowski, 1996; Stachy i in., 1996). Wielkość tę zdają się potwierdzać zarówno wyniki pomiarów i oszacowań odpływów ekstremalnych pochodzące z małych zlewni dotkniętych katastrofalnymi deszczami (gwałtownymi roztopami) zebrane przez K. Dębskiego (1970) i A. Ciepiewskiego (1970), a później przez B. Twaroga (2004), A. Dobrowolskiego i in. (2004), T. Bryndalę i in. (2008) i T. Bryndalę (2009), jak i wartości teoretyczne, uzyskane przy użyciu różnych formuł empirycznych i modeli hydrologicznych (Byczkowski, 1996; Soczyńska, 1997; Ozga-Zielińska i in., 2003; Ostrowski, Zaniewska, 2007). Maksymalny odpływ jednostkowy w trakcie powodzi w 1996 roku w Sułoszowej (Niedbała, Soja, 1998) był co prawda większy ( $37\,000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ), ale i błąd szacunku był tu zapewne wyższy.

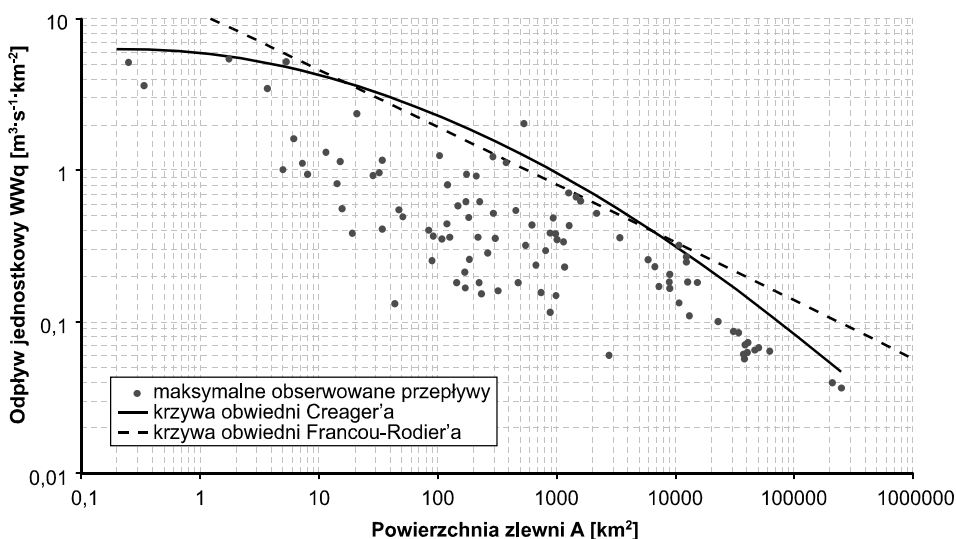
Odpływ jednostkowy w czasie kulminacji wezbrania jest odwrotnie proporcjonalny do powierzchni zlewni. Do opisu tej zależności stosowano także różne funkcje. Przykładem może być formuła zaproponowana w podręczniku W.P. Creagera i in. (1945). Ma ona postać:

$$WWq = 1000 \cdot aA^{bA^c} \text{ [dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}\text{]} \quad (7)$$

gdzie:

$a$ ,  $b$  i  $c$  są regionalnymi parametrami wyznaczanymi empirycznie, pozostałe oznaczenia jw.

W chorwackiej części dorzecza „modrego” Dunaju gwałtowne wezbrania rzek i strumieni są częste i stanowią poważny problem dla lokalnej i krajowej gospodarki wodnej. Niektóre z tych wezbrań znajdują się nawet na „czarnej liście” najbardziej tragicznych tego rodzaju zdarzeń w Europie. W grupie 99 zlewni, dla których przeanalizowano długoletnie serie obserwacyjne, jednostkowe odpływy maksymalne mieściły się w przedziale od  $40 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  – w chorwackiej zlewni Dunaju (ponad 251 tys.  $\text{km}^2$ ) do ponad  $5000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  – w małej zlewni strugi Bela Voda ( $1,8 \text{ km}^2$ ) – rys. 13. Graniczne odpływy jednostkowe w zlewniach o powierzchni 10 i 100  $\text{km}^2$  wynoszą odpowiednio ok. 3000 i 2000  $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a parametry równania Creagera dla obwiedni maksimum obserwowanych są równe:  $a = 6,0$ ;  $b = 0,92$ ;  $c = -0,033$  (Biondić i in., 2007).



Rys.13. Obwiednie Creagera i Francou–Rodiera maksymalnych odpływów jednostkowych w zlewniach rzek dorzecza Dunaju w Chorwacji (Biondić i in., 2007, zmienione)

Formuła Creagera oraz model obwiedni  $WWQ$  posłużyły również do oszacowania granicznych maksimum wezbrań rzek (*probably maximum floods – PMF*) w kanadyjskiej Kolumbii Brytyjskiej (Abrahamson, 2010). Równanie, za pomocą którego można szacować maksymalny odpływ jednostkowy w zlewniach tego chłodnego, a zarazem bardzo wilgotnego regionu, ma postać:



$$WWq = 37805 \cdot A^{-0,396} \text{ [dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}] \quad (8)$$

oznaczenia jw.

Oszacowane wartości parametru „*a*” formuły Creagera zawierały się w przedziale 0,2 do 0,7 (przeciętnie 0,37). W zlewniach o powierzchni 10 i 100 km<sup>2</sup> maksymalne odpływy jednostkowe są tu znacznie wyższe niż w chorwackiej części dorzecza Dunaju i wynoszą odpowiednio 15 200 i 6100 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>, a w zlewni rzeki Fraser o powierzchni zbliżonej do przywołanej wyżej zlewni Dunaju (228 tys. km<sup>2</sup>) – ponad 80 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>.

Funkcję obwiedni dla maksymalnych odpływów jednostkowych w małych zlewniach Europy i dawnego ZSRR (*A* < 200 km<sup>2</sup>) opracował też A. Ciepiewski (1973):

$$WWq = 85700 \cdot (A + 1)^{-0,3667} \text{ [dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}] \quad (9)$$

oznaczenia jw.

Maksymalne odpływy jednostkowe, obliczone za pomocą tego równania w zlewniach o powierzchni 10 i 100 km<sup>2</sup> będą równe odpowiednio 35 600 i 15 800 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>. Są to wartości wyraźnie większe o tych, które uzyskamy, stosując równania (7) i (8).

Dla Polski K. Dębski zaproponował formułę opartą na równaniu hiperboli (Byczkowski, 1996). Funkcja pozwalająca obliczyć maksymalny odpływ jednostkowy w zlewni o powierzchni *A* ma postać:

$$WWq = \frac{359}{1 + A} \cdot 1000 \text{ [dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}] \quad (10)$$

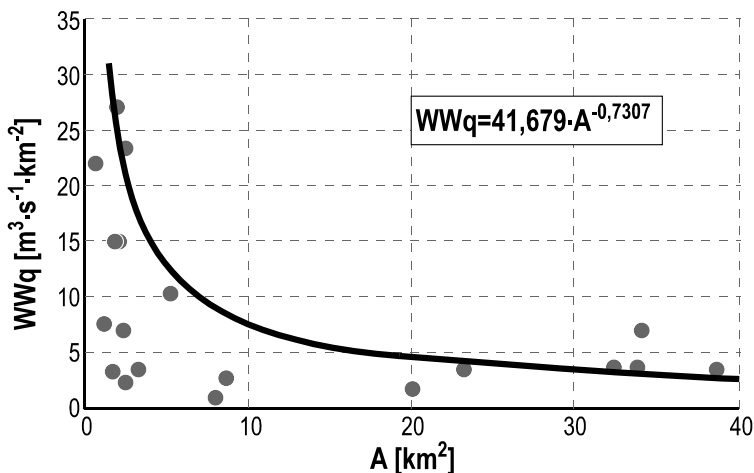
oznaczenia jw.

Dla gwałtownych wezbrań opadowych małych, nieobserwowanych cieków w niecce Nidy (Bryndal i in. 2008), równanie Pagliariego (por. eq. 4) ma natomiast postać:

$$WWQ = \frac{157 \cdot A}{(83,8 + A)} \text{ [m}^3 \cdot \text{s}^{-1}] \quad (11)$$

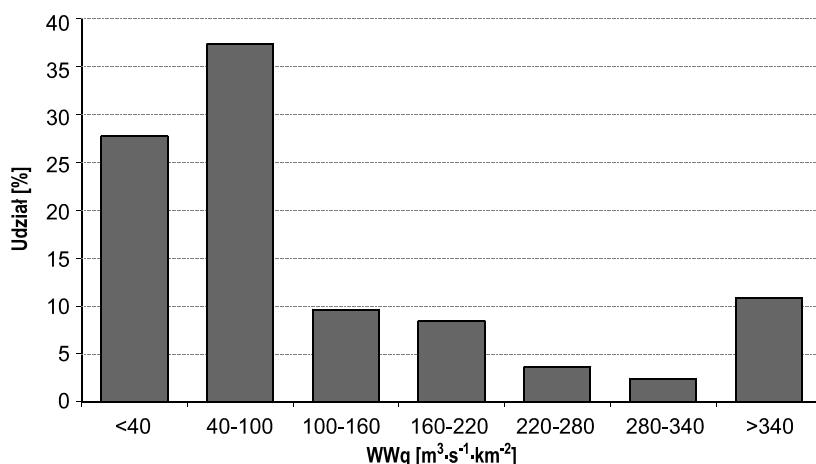
oznaczenia jw.

Przepływy kulminacyjne katastrofalnych wezbrań w niecce Nidy zostały przez wspomnianych autorów oszacowane na podstawie badań terenowych oraz wzorów powszechnie stosowanych w hydrologii. Z przedstawionej wyżej obwiedni wynika jasno, że maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach większych od 20 km<sup>2</sup> nie powinny być w tym regionie wyższe od 5000 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>. Dla obszarów mniejszych od 5 km<sup>2</sup> odpływy te mogą być natomiast wielokrotnie większe (rys. 14). Do podobnych wyników prowadzą również badania przeprowadzone w zlewniach górskich Karpat i Sudetów (Bryndal, 2009; Dubicki i in., 1997).



Rys. 14. Odpiływy jednostkowe w kulminacjach gwałtownych wezbrań opadowych w małych zlewniach niecki Nidy i ich obwiednia (opracowanie własne na podstawie: Bryndal i in., 2008)

Na podstawie wniosków wynikających z przywołanych tu badań stwierdzić można, iż żaden czynnik środowiskowy nie jest w Polsce w pełni dominujący i w prognostycznie akceptowalnym procencie odpowiedzialny za obserwowaną niekiedy gwałtowność wezbrań rzecznych i dużą wysokość kulminacji ich przepływu. To koincydencja różnych warunków i czynników panujących w zlewni, poczynając od gęstości dróg, przez odsetek powierzchni leśnej, aż po średnią długość stoków oraz wysokość i rozmieszczenie opadu, może w danym momencie stworzyć warunki sprzyjające (lub nie) powstaniu katastrofального wezbrania.



Rys. 15. Maksymalne odpiływy jednostkowe w zlewniach o powierzchni większej niż 1000 km<sup>2</sup> w Polsce (Jokiel, Tomalski, 2004)

W polskich zlewniach o powierzchni większej niż 1000 km<sup>2</sup> maksymalne odpływy jednostkowe są już dużo mniejsze. Badania przeprowadzone na próbie 88 tego rodzaju obiektów i na podstawie zweryfikowanych danych z drugiej połowy XX wieku wskazują, iż  $WWQ$  nie powinny być wyższe od 1000 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup> (rys. 15), przy czym w zlewniach nizinnych tylko sporadycznie mogą one przekraczać 100 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup> (Jokiel, Tomalski, 2004). Choć Wisłę od Dunaju różni właściwie wszystko, to warto dostrzec, że maksymalny odpływ jednostkowy w jej dorzeczu jest niemal identyczny z odpływem maksymalnym charakterystycznym dla zlewni środkowego Dunaju (ok. 40 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>).

### Indeksy powodziowości Françoù–Rodiera

Inną charakterystyką względną pozwalającą waloryzować odpływy maksymalne jest miara zwana indeksem Françoù-Rodiera lub też indeksem powodziowości  $K$  (eq.12) (Françoù, Rodier, 1969; Rodier, 1987; Smith, Ward, 1998). Jest ona, podobnie jak odpływ jednostkowy, obliczana na podstawie natężenia przepływu maksymalnego i powierzchni zlewni:

$$K = 10 \cdot \left( 1 - \frac{\text{Log}(WWQ) - 6}{\text{Log}(A) - 8} \right) \quad (12)$$

gdzie:

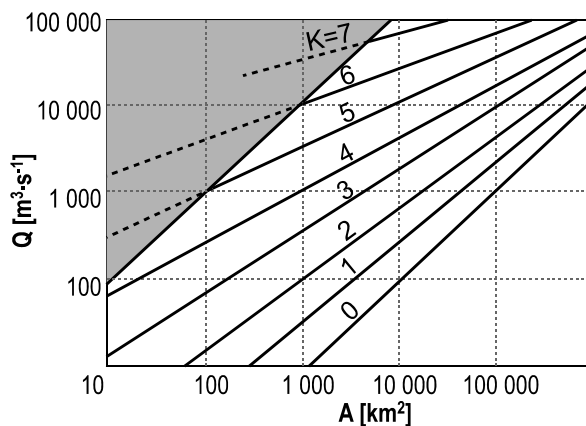
- $K$  – indeks Françoù–Rodiera,
- $WWQ$  – przepływ maksymalny [m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>],
- $A$  – powierzchnia zlewni [km<sup>2</sup>].

Rozwiązanie to jest prostym przekształceniem formuły obwiedni przepływów maksymalnych (Françoù, Rodier, 1969) danej równaniem:

$$\frac{WWQ}{Q_0} = \left[ \frac{A}{A_0} \right]^{\left( 1 - \frac{K}{10} \right)} \quad (13)$$

gdzie:

- $Q_0$  – przepływ graniczny (10<sup>6</sup> [m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>]),
- $A_0$  – powierzchnia graniczna (10<sup>8</sup> [km<sup>2</sup>]),
- pozostałe oznaczenia jw.



Rys. 16. Zależność przepływów maksymalnych rzek od powierzchni ich zlewni przy różnych indeksach  $K$  (Daganovskij, Malinin, 2004)

Indeks  $K$  jest wielkością niemianowaną, pozwalającą porównywać rozmiary kulminacji wezbrań w zlewniach o różnej wielkości (rys. 16). Zdaniem cytowanych wyżej autorów, im wyższy jest ten wskaźnik, tym większa jest podatność zlewni (rzeki) na występowanie powodzi. Jest on więc swoistą miarą powodziowości rzeki. Można nawet zaryzykować tezę, iż może on być uznany za estymator kulminacji maksymalnego wiarygodnego wezbrania (Bartnik, Jokiel, 2007). Indeksy wyższe od 6,0 świadczą o ogromnej podatności rzeki na formowanie wielkich powodzi. Indeksy wyższe od 4,0 pokazują rzeki groźne, których wezbrania mogą przynosić znaczne szkody i dotyczyć dużych obszarów. Indeksy mniejsze od 2,0 świadczą zaś o mniejszym zagrożeniu powodziowym, jaki stwarza dana rzeka.

Bardzo wysokim indeksem  $K$  cechuje się Amazonka – 6,76. Nieco mniejsze liczby uzyskano dla japońskiej rzeki Shingu Oga – 6,29, indyjskiej Narmady – 6,21 czy północnoamerykańskiej West Nueces – 6,16. Ekstremalnie wysoki indeks  $K$  charakteryzował cytowane już wyżej wezbranie islandzkiej Skeidary – 7,34 (Smith, Ward, 1998). Nieco mniejsza jest powodziowość takich rzek, jak np. południowoafrykańskiej Doring – 3,58; marokańskiej Zizy – 4,68; izraelskiej Berszeby – 3,96, czy też australijskiego Gaskona – 3,52 (Rodier, 1987).

Wśród rzek europejskich indeksy  $K$  mogą być także dość duże. Przykładami są francuska Tech w Pas du Loup – 5,61, brytyjska Divie – 5,01, włoska Orba – 5,46 oraz hiszpańska Almanzora – 5,24. Dunaj w Wiedniu ma indeks  $K$  równy 3,80, a Wołga w Samarze – 3,67 (Jokiel, Tomalski, 2004). W odniesieniu do rzek europejskich, 90% indeksów  $K$  zawiera się w przedziale 1,77–4,87. Jednocześnie teoretyczne prawdopodobieństwo przekroczenia  $K = 4,87$  wynosi na naszym kontynencie ok. 5% (Bartnik, Jokiel, 2007). Warto w tym miejscu podkreślić, iż ustalone dla ponad 60 przekrojów kontrolnych na rzekach Kolumbii Brytyjskiej indeksy  $K$  zawierają się w przedziale od 4 do 5 (Abrahamson, 2010), a w rzekach

chorwackiej części dorzecza Dunaju (100 przekrojów) niemal w 100% – od 2 do 4 (Biondić i in., 2007).

Indeksy  $K$  obliczone dotychczas dla polskich rzek nie przekraczają wartości 5,0: Łopuszanka (Piaski) – 4,64; Kamienica (Łabowa) – 4,26; Miechówka (Miechów) – 4,42; Dunajec (Nowy Sącz) – 4,31 (Twaróg, 2004; Jokiel, Tomalski, 2004). Tylko w niespełna 10% przypadków indeksy te są większe od 3,5. W trakcie pamiętnej powodzi w dorzeczu Odry w 1997 roku odpływy jednostkowe w zlewniach dorzecza Odry wynosiły dla przekroju w Raciborzu-Miedoni –  $462,6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a w Opolu –  $318,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (Stachy, Bogdanowicz, 1997). Odpowiadające tym kulminacjom indeksy  $K$  były równe odpowiednio 3,99 i 3,77 (Jokiel, Tomalski, 2004).

### Indeksy wysokiej wody

Wiele wskazuje, iż w ostatnim okresie wzrasta liczba i skala przyrodniczych zdarzeń ekstremalnych, a w szczególności gwałtownych wezbrań rzek i klęsk wywołanych tymi zjawiskami. W konsekwencji pojawiają się niemal „kassandra” prognozy i scenariusze takich zdarzeń, ocierające się nieraz skalą o biblijny potop. Opinie hydrologów nie są jednak w tym względzie jednoznaczne, choćby dlatego, że sama definicja zjawiska ekstremalnego w hydrologii, w tym powodzi, jest nieostra i zawiera w sobie wiele ocen subiektywnych, zależnych od warunków geograficznych oraz poziomu rozwoju technicznego i społecznego. Publikowane ostatnio syntezы wyników badań wskazują przy tym, iż nie ma dotąd przekonujących dowodów na to, iż rośnie liczba, częstość i skala katastrofalnych wezbrań rzecznych i powodzi (Kundzewicz, Kowalczak, 2008; Milliman, Farnsworth, 2011).

Każde absolutne maksimum przepływu rzeki  $WWQ$  opisuje porównywalny i niemianowany indeks powodziowości  $K$ , charakteryzujący skalę danego zdarzenia. Dla danego obszaru (np. kontynent, kraj, region) i dla danego roku (np. 2000) można także ustalić względną, w stosunku do liczby obserwowanych wówczas wodowskazów, liczbę zdarzeń  $WWQ$  (Bartnik, Jokiel, 2008). Miarę tę autorzy nazwali wskaźnikiem wysokiej wody dla roku „ $k$ ” ( $WW_k$ ) i wyrazili go w procentach. Charakterystyka ta pokazuje, w jakim procencie rzek obserwowanych w danym roku i na danym obszarze odnotowano absolutne maksimum przepływu.

Jednocześnie każde absolutne maksimum przepływu rzeki opisuje porównywalny i niemianowany indeks  $K$  charakteryzujący skalę tego zdarzenia. Zatem iloczyn wskaźnika wysokiej wody dla roku „ $k$ ” ( $WW_k$ ) oraz sumy indeksów  $K_j$  ustalonych dla maksymalnych przepływów, które w na danym obszarze wystąpiły w tymże roku, pozwoli ocenić nie tylko względną skalę „powodziowości” danego roku na danym obszarze, ale także zbadać jej zmienność w skali wielolecia – eq. 14.

$$IWW_k = WW_k \left( \sum_{j=1}^N K_j \right)_i \quad (14)$$

gdzie:

$IWW_k$  – indeks wysokiej wody dla roku „ $k$ ” oraz danego obszaru,  
 $WW_k$  – wskaźnik wysokiej wody dla roku „ $k$ ” na danym obszarze,  
 $K_j$  – indeks powodziowości Françou–Rodiera w rzece „ $j$ ” i roku „ $k$ ”,  
 $N$  – liczba przekrojów, w których zanotowano  $WWQ$ .

Indeks wysokiej wody pozwolił m.in. zidentyfikować lata (czasem serie lat) o największej i najmniejszej powodziowości na niektórych kontynentach (tab. 5). W skali Półkuli Północnej bardzo „powodziowe” było dwudziestolecie 1960–1980, przy czym w Azji okres ten przedłużył się praktycznie do końca XX wieku. W Ameryce Północnej i w Europie ostatnie dwudziestolecie XX wieku było jednocześnie fazą wyjątkowego spokoju. Obliczone w toku analiz współczynniki korelacji między  $IWW_i$  poszczególnych kontynentów wynoszą:  $r(E/Az) = 0,148$ ,  $r(E/Am) = 0,164$  i  $r(Az/Am) = -0,01$ , są więc statystycznie nieistotne. Zatem definiowana indeksem wysokiej wody powodziowość danego roku nie zmienia się synchronicznie na poszczególnych kontynentach badanej półkuli.

Tabela 5. Lata o największej i najmniejszej powodziowości na Półkuli Północnej

Kontynent/Miara	$WW_k = \text{maks}$	$WW_k = 0$	$IWW_k = \text{maks}$
Europa	1968, 1995, 1907	Wielokrotnie Ostatnio: 1982, 1986, 1992	1968, 1970, 1995
Ameryka Północna	1904, 1913, 1927	Wielokrotnie Ostatnio: 1960, 1961, 1994	1972, 1948, 1913
Azja	1909, 1996, 1915	Wielokrotnie Ostatnio: 1976, 1977, 1999	1996, 1989, 1959
Półkula Północna	1907, 1995, 1968	1902, 1912, 1914	1972, 1996, 1959

Źródło: A. Bartnik, P. Jokiel, 2008.

Zanim z zaprezentowanych niżej analiz  $IWW_k$  wyciągniemy daleko idące wnioski sprowadzające się do tego, że „dawniej było gorzej”, warto zauważyć, iż zdefiniowane wyżej indeksy są miarami względnymi pokazującymi tylko jeden aspekt wezbrania i powodzi, a mianowicie wielkość przepływu maksymalnego. Miara ta nic nie mówi o czasie trwania zjawiska i związanej z nim uciążliwości, ani o jego gwałtowności, której skutkiem są straty materialne i problemy socjalne w społeczeństwach dotkniętych powodzią. Warto także podkreślić, iż

poszczególne epizody wezbraniowe mają tu równą wagę. Przy konstrukcji wskaźnika i indeksu taką samą rolę odgrywa przepływ maksymalny Leny czy Missisipi, jak i przepływ maksymalny małego potoku górskiego, którego katastrofalne wezbranie „przypadkiem” zaobserwowano.

Niepewność długoterminowych prognoz zmian w wektorze hydrologicznych zjawisk ekstremalnych jest, niestety, nadal duża mimo istotnych postępów metodycznych, napływu coraz większej liczby danych i coraz szerszego spektrum uwzględnianych czynników. Jak zawsze o trafności i precyzji prognoz czy scenariuszy decydują błędy i to nie tylko te, które są popełniane na poziomie ich formułowania, ale także te, które wiążą się z interpretacją ich wyników. O ile globalne ocieplenie jest już rzadko kwestionowane, o tyle uchwycenie podobnego i dostatecznie wiarygodnego trendu w odniesieniu do częstości i skali ekstremów „hydrologicznych”, a także czynników, które wpływają na sposób zachowania się systemu hydrologicznego, jest chyba jeszcze przed nami.

### **Powodzie, ich przyczyny i skutki**

Pojęcie „wezbranie” nie jest tożsame z pojęciem „powódź”, choć oczywiście są to terminy powiązane ze sobą i to nie tylko na gruncie przyczynowo-skutkowym. Wezbranie jest niewątpliwie zjawiskiem hydrologicznym (przyrodniczym), wywołanym przez siły przyrody, np. deszcze, roztopy, sztormy, cyklony, lód itd. Współcześnie jednak działalność człowieka może w różnym stopniu przyczyniać się do zmiany formy, jaką ono przybiera. „Ślady ludzkich stóp” w obrębie różnych zjawisk hydrologicznych są coraz wyraźniejsze. W skrajnych przypadkach, np. katastrofy zapory wodnej, przyroda staje się często tylko obserwatorem. Powódź należy zaś do grupy zjawisk o charakterze przyrodniczo-gospodarczym. Upraszczając nieco, można powiedzieć, że powódź jest to wezbranie przynoszące szkody i straty człowiekowi, w tym gospodarcze, społeczne i moralne. Jest ona zatem jedną z klęsk żywiołowych. Prawie każda powódź jest wynikiem takiego czy innego wezbrania, ale nie każde wezbranie musi skończyć się powodzią. Jeśli zdarza się powódź, to oznacza, że nie byliśmy dostatecznie przygotowani na wezbranie, a w konsekwencji zdarzenie takie należy uznać za ekstremalne, nawet jeśli charakterystyki hydrologiczne do takich go nie kwalifikują.

Geneza wezbrań rzek świata, podobnie jak ich reżim (ustrój), jest bardzo zróżnicowana i w ogromnym stopniu zależy od klimatu oraz warunków geologiczno-geomorfologicznych, w jakich funkcjonują ich zlewnie. Także inne charakterystyki wezbrań: objętość i prędkość przemieszczania się fali, czas koncentracji, wielkość kulminacji oraz długość wezbrania są uwarunkowane szeroko pojętą fizjografią zlewni. Gdyby „hydrologa” można było posadzić za pulpitem sterowniczym „przyrody” miałby zapewne spore problemy, by wygenerować wezbranie czy powódź o zadanych charakterystykach. Liczba i charakter czynników, które musiałyby

uwzględnić oraz ich natężenia progowe są bowiem tak różne i trudne do określenia, że zawsze coś może „pójść nie tak” i powstanie zjawisko o innych parametrach.

Genetycznego podziału wezbrań i powodzi rzecznych można dokonać, biorąc pod uwagę różne kryteria. W ogólności można wyróżnić wezbrania:

- wywołane zwiększonym zasilaniem,
- związane z piętrzeniem wody,
- będące skutkiem awarii urządzeń hydrotechnicznych.

Można też wyróżniać wezbrania wywołane czynnikami meteorologicznymi, geologicznymi i antropogenicznymi, a także klasyfikować je na podstawie czasu trwania, miejsca i zasięgu oraz charakteru i wielkości strat i szkód, jakie przynoszą (tab. 6).

Tabela 6. Powodzie na świecie, ich czynniki sprawcze i sprzyjające

Przyczyny powodzi	Rodzaje powodzi	Czynniki intensyfikujące przebieg powodzi	
Opady deszczu	POWODZIE RZECZNE W INTERIORZE KONTYMENTÓW	Stale parametry zlewni (powierzchnia, kształt, spadek, wysokość n.p.m., ekspozycja, budowa geologiczna, itd)	
Topnienie śniegu i lodu		Zmienne parametry zlewni (warunki pogodowe, stan retencji, użytkowanie ziemi, zabudowa hydrotechniczna, itd.)	
Równoczesne opady deszczu i roztopy		Stale i zmienne parametry sieci rzecznej (gęstość i układ sieci rzecznej, spadki i kształty koryt, retencyjność dolin, itd.)	
Zatory lodowe i śryżowe		Stale i zmienne parametry koryta i terasy zalewowej rzeki (spadek, kształt, wielkość, tarcie, stan uwilgotnienia, itd.)	
Osunięcia ziemi i spływy błotne		POWODZIE NA WYBRZEŻACH I W UJŚCIACH RZEK	Kształt ujścia rzeki (typ ujścia, parametry koryt, przeszkody, zabudowa hydrotechniczna, prądy przybrzeżne, itd.)
Przerwania zapór naturalnych i sztucznych			Konfiguracja wybrzeża (rodzaj wybrzeża: niskie, wysokie, rozczłonkowanie linii brzegowej, ekspozycja, stosunek wysokości brzegu do głębokości morza, itd.)
Równoczesne wezbrania rzek i wzrost stanu mórz			
Spiętrzenia sztormowe i cyklony			
Ruchy mas wywołujące fale, w tym fale tsunami			

Źródło: K. Smith, R. Ward, 1998 (zmienione).



Czynnikami sprawczymi i sprzyjającymi powstawaniu gwałtownych wezbrań i powodzi są: niekorzystne warunki atmosferyczne (np. nawalne i długotrwałe opady, gwałtowne roztopy i intensywna ablacja oraz sztormy i huragany), katastrofy geologiczne (np. osuwiska i wybuchy wulkanów), zjawiska lodowe (np. zatory lodowe i sryżowe), ograniczona przepustowość koryta rzeki (np. w wyniku zarastania koryt, cofek, powstania naturalnych przegród lub budowli hydrotechnicznych), mała zdolność retencyjna dorzecza i doliny rzecznej (np. wskutek urbanizacji, wylesiania, osuszania podmokłości, zmniejszenia infiltracji), nieprawidłowa zabudowa lub awarie urządzeń hydrotechnicznych na rzekach systemu (np. w wyniku prostowania i uszczelniania koryt, likwidowania naturalnych polderów oraz uszkodzeń zapór, grobli i wałów), ograniczanie przestrzeni rzeki (np. przez likwidację starorzeczy, zabudowę teras zalewowych). Opad o takiej samej charakterystyce w obszarze antropogenicznie zmienionym (zurbanizowanym) spowoduje falę wezbraniową o kilkakrotnie bardziej niekorzystnych charakterystykach niż na terenie rolniczym czy leśnym. Jednocześnie jednak powódź spowodowana przez nieobwałowaną, dziką rzekę, w której fala wezbraniowa spokojnie i powoli rozleje się po terasie zalewowej doliny, może przynieść dużo mniej strat i dramatycznych zdarzeń niż zalanie wywołane przerwaniem (rozmyciem) wałów przeciwpowodziowych ujmujących w „gorset” koryto rzeki uregulowanej.

Tradycyjne charakterystyki wezbrań, jak wielkość przepływu kulminacyjnego czy objętość fali wezbraniowej, są co prawda szeroko stosowane, lecz nie pozwalają na porównywanie poszczególnych zdarzeń powodziowych pod kątem ich wielkości oraz skali i rodzaju skutków, jakie wywołują w różnych częściach świata. Do tego celu służą różne „miary powodziowości”. Reprezentowane są one przez dwie grupy charakterystyk: hydrologiczne oraz socjoekonomiczne. Do pierwszej należą m.in. szeroko omawiane wyżej odpływy jednostkowe, indeksy powodziowości Françou–Rodiera, a także różne estymatory prawdopodobieństwa pojawiania się przepływu wezbraniowego o określonej wielkości i miary powtarzalności powodzi o danej skali (w odniesieniu do jej wysokości, zasięgu, objętości itp.). Drugą grupę stanowią różnorakie miary ryzyka, definiowane zwykle jako iloczyny prawdopodobieństwa wystąpienia danego zdarzenia i różnego rodzaju estymatorów jego dotkliwości. Stosuje się przy tym wskaźniki ryzyka związanego ze stratami natury ekonomicznej i społecznej (Papp, 2002).

Do pierwszej grupy miar syntetycznych należy, stosunkowo prosty w konstrukcji, tzw. indeks wielkości powodzi (ang. *flood magnitude*) – *M*. Oblicza się go jako logarytm iloczynu „dotkliwości” powodzi, czasu jej trwania i powierzchni objętej zalewem (Dartmouth Flood Observatory, 2011).

Tabela 7. Największe powodzie w Polsce w latach 1985–2010

Lp. <sup>a</sup>	Indeks powodzi <i>M</i>	Data	Kraje dotknięte powodzią	Wezbrane rzeki	Geneza	Czas trwania [dni]	Liczba ofiar	Liczba dotkniętych powodzią [w tys.]	Straty [mln USD]
144	7,2	III-IV 2005	Rumunia, Polska, Czechy, Słowacja, Węgry, Chorwacja, Bułgaria	Odra i jej dopływy, Wisła i jej dopływy, Pasłęka, Dunaj, Cisa, Morawa	roztopy/ opady	23	62	30	1 500
519	6,4	VII-VIII 1997	Polska, Czechy, Niemcy	Odra i jej dopływy, Wisła, San i ich dopływy oraz Beczwa, Morawa i inne	opady	38	115	163	4 500
549	6,4	V-VI 2010	Polska, Węgry, Słowacja, Austria, Niemcy, Serbia, Ukraina	górna Wisła i jej dopływy, Olza, Odra, Beczwa, Ostrawica, Żitawa, Cisa, Sajó, Hornád	opady	14	37	23	3 000
558	6,4	VI-VII 1999	Rumunia, Słowacja, Czechy, Polska	Ipel, Morava, Karvina	opady	10	19	0,9	36 500
935	6,0	VII-VIII 2010	Niemcy, Czechy, Polska	Miedzianka, Witka, Jeřica, Nysa Lużycka	opady	13	15	3,0	b.d.
1039	5,9	VII-VIII 2001	Polska	Biała, Odra, Wisła, Czarna, San, Dunajec, Poprad	opady	15	30	16,0	250

<sup>a</sup> Miejsce w rankingu powodzi wg indeksu *M*.

Źródło: Dartmouth Flood Observatory (aktualizacja – sierpień 2011); poprawione.

$$M = \log(D_p \cdot T_p \cdot A_p) \quad (15)$$

gdzie:

$M$  – indeks wielkości powodzi,

$D_p$  – indeks dotkliwości powodzi określany na podstawie prawdopodobieństwa wystąpienia przepływu kulminacyjnego o określonej wielkości ( $D_p = 1$  – powódzie o prawdopodobieństwie wystąpienia 5–10%;  $D_p = 1,5$  – duże powódzie, o prawdopodobieństwie wystąpienia 1–5%;  $D_p = 2$  – wielkie powódzie, o prawdopodobieństwie wystąpienia < 1%),

$T_p$  – czas trwania powodzi [dni],

$A_p$  – powierzchnia objęta powodzią [km<sup>2</sup>].

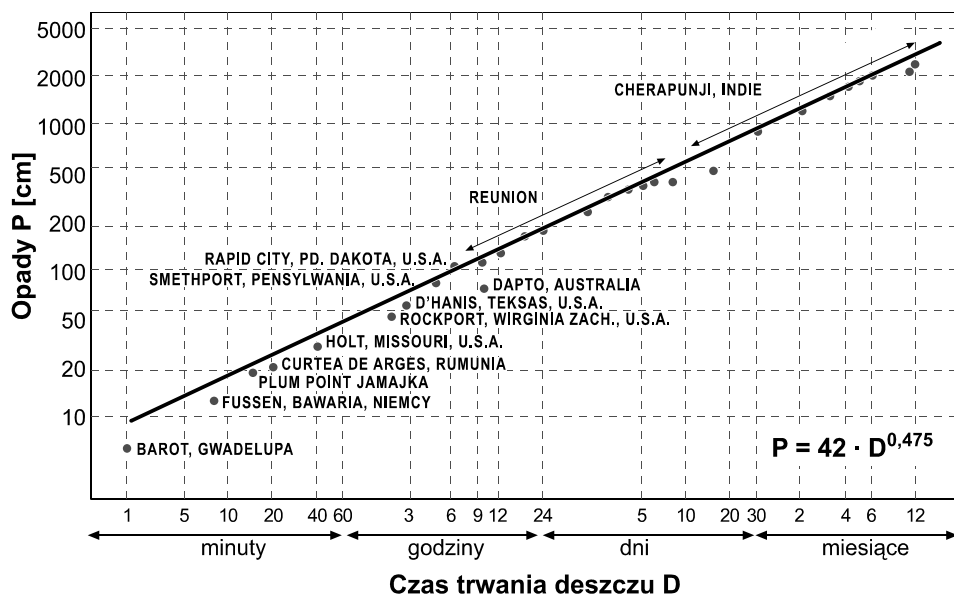
Miara ta zawiera przede wszystkim estymatory hydrologicznych aspektów powodzi (powierzchnia zalana, prawdopodobieństwo wystąpienia, czas trwania). Ale przecież od wielkości zalewu, czasu trwania kataklizmu oraz częstości jego występowania zależy społeczna uciążliwość zjawiska oraz straty ekonomiczne i ofiary w ludziach, które ono przynosi z sobą (Dilley i in., 2005). Zatem, za pomocą tej charakterystyki można uszeregować powódzie nie tylko w aspekcie ich skali, rozmiaru, ale także ich uciążliwości dla ludzi i gospodarki. Biorąc pod uwagę indeks  $M$ , powódzie, które w ostatnich latach dotknęły różne obszary Polski, znajdują się na dalekich miejscach w rankingu dotkliwości i choć przyniosły nam ogromne straty, to daleko im do zdarzeń, które wystąpiły w innych regionach świata (por. tab.7, 9).

Można jednak powódź rozpatrywać nie tylko jako zjawisko hydrologiczne, ale również jako zdarzenie przynoszące wymierne straty ekonomiczne i społeczne. W tym kierunku idą bardziej złożone miary należące do drugiej grupy. Zawierają one zarówno hydrologiczne estymatory wezbrań, jak i zmienne odzwierciedlające skalę ryzyka strat ekonomicznych odniesionych np. do produktu krajowego (GDP) lub kosztów społecznych, w tym liczby ofiar powodzi i osób nią dotkniętych (Papp, 2002).

Projekcje ewentualnych strat i dodatkowych kosztów, jakie społeczności poniosą w wyniku przyszłych powodzi, są jeszcze mniej wiarygodne niż prognozy samych zjawisk hydrologicznych. Wiadomo bowiem nie od dziś, że prognozy ekonomiczne stanowią część dziejącego się procesu ekonomicznego, a przez to wpływają „same na siebie”. Tak jak nigdy nie będziemy znali wszystkich czynników wpływających na zmiany klimatu, tak zapewne nigdy nie poznamy wszystkich możliwych scenariuszy przebiegu powodzi. Mało tego, cokolwiek się zdarzy, będziemy musieli zaakceptować nowe „warunki gry” i podjąć próbę dostosowania się do nich.

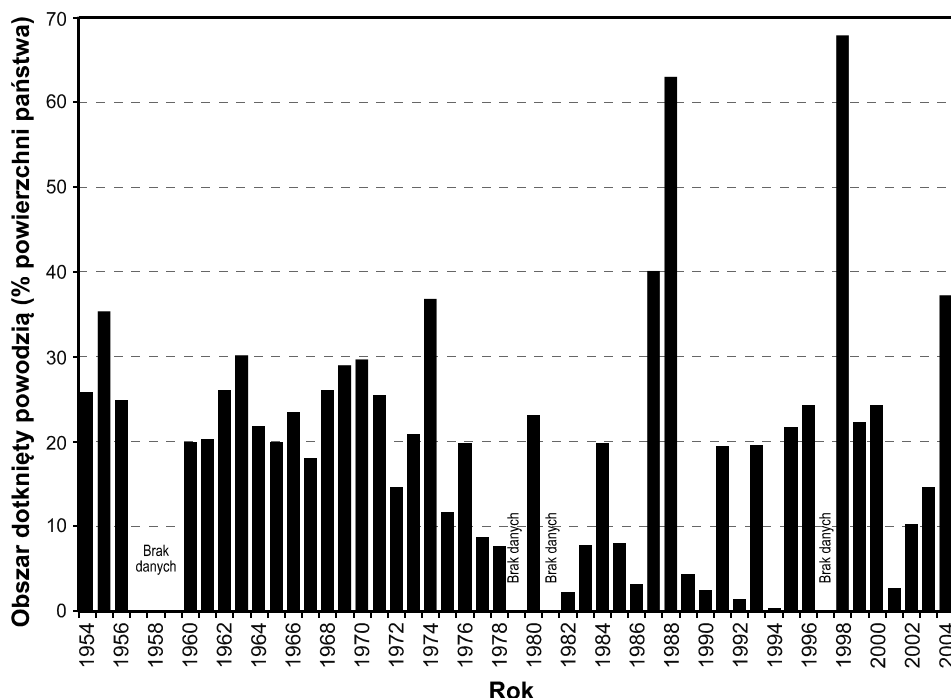
## Jaka piękna katastrofa

Historia dostarcza nam wielu fascynujących i zarazem tragicznych przykładów katastrofalnych wezbrań i powodzi wywołanych różnymi anomaliami pogodowymi lub czynnikami pozaklimatycznymi, przy większym lub mniejszym naszym udziale. W niektórych miejscach na świecie „niekorzystne warunki atmosferyczne” są niemal codziennością, a mimo to gęstość zaludnienia i poziom zagospodarowania przestrzeni stale tam rośnie. Żaden punkt na terytorium Bangladeszu nie leży wyżej niż 30 m n.p.m., a 40% terytorium tego kraju znajduje się niżej niż 1 m n.p.m. Na dodatek, kraj ten niemal w 80% położony jest w obrębie ogromnej i szybko przyrastającej delty Gangesu, Brahmaputry, Jamuny i Meghy ( $5 \text{ m} \cdot \text{rok}^{-1}$ ;  $1,8 \cdot 10^9 \text{ t} \cdot \text{rok}^{-1}$ ), przy czym przeciętny, sumaryczny przepływ wezbraniowy tych rzek wynosi ok.  $110\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (średni: ok.  $31\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Jednocześnie jest to obszar szczególnie narażony na zjawiska meteorologiczne sprzyjające powodziom: doroczne deszcze monsunowe, częste cyklony tropikalne, trzęsienia ziemi. Współcześnie dochodzi do tego spodziewany wzrost poziomu morza.



Rys. 17. Maksymalne sumy opadów o określonym czasie trwania (Bryant, 2005)

W skali globalnej największe sumy opadów, dla przedziałów czasowych przekraczających 20 dni, zanotowane zostały na swoistym „biegunie opadowym” Ziemi znajdującym się w miejscowości Cherrapunji (rys. 17). Miejscowość ta leży co prawda w indyjskiej prowincji Assam (Meghalaya Hills), ale wody tego regionu zasilają Meghę i mają ogromny wpływ na formowanie się powodzi w delcie Gangesu.



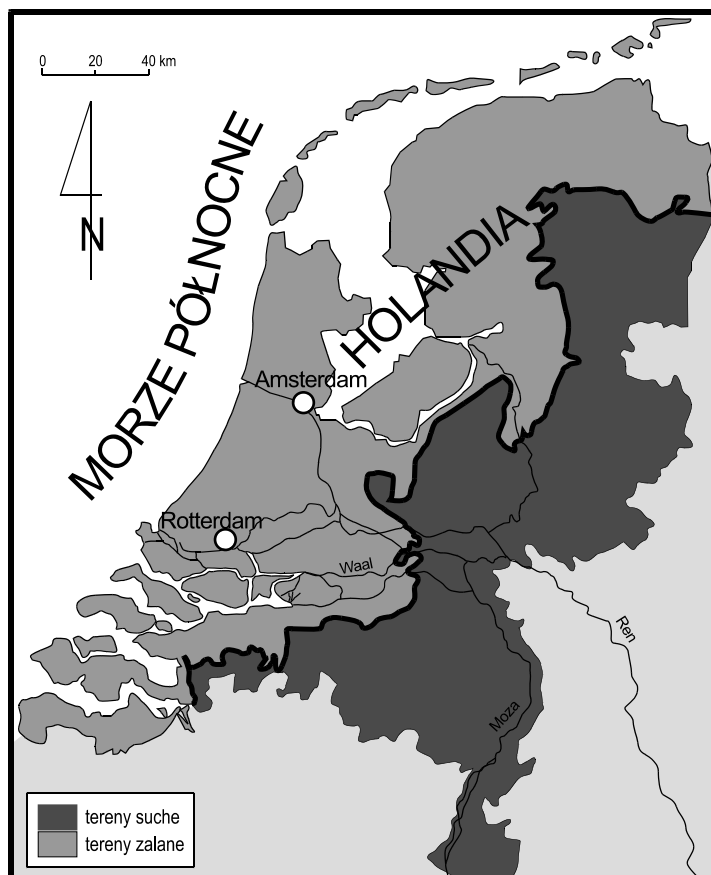
Rys.18. Zasięg powodzi w Bangladeszu w latach 1954–2004 (Hofer, Messerli, 2006, zmienione)

W latach 1955, 1970, 1974, 1975, 1987, 1988, 1991, 1993, 1998 oraz 2004 wezbrania ww. rzek wywołane opadami monsunowymi, cyklonami tropikalnymi i spotęgowane wylesieniem Nepalu, Bhutanu i prowincji Assam oraz zmeliorowaniem obszarów leżących u podnóża Himalajów, spowodowały powodzie obejmujące od kilkunastu do nawet 68% obszaru Bangladeszu (np. 1998 r.) i zabiły prawie pół miliona jego mieszkańców. Powódź z 1998 roku uznano za najbardziej tragiczną, a z punktu widzenia zalanej powierzchni, Bank Światowy ocenił jej powtarzalność na 1/400 lat (rys. 18).

W 1987 roku skutki deszczowych wezbrań rzecznych dotknęły aż 73 mln mieszkańców Bangladeszu (40% powierzchni kraju). Tegoż roku opady monsunowe w lipcu i sierpniu były o 500 (tereny nizinne) do 1000 mm (Himalaje) wyższe od średnich. W ciągu dwóch tygodni, na przełomie lipca i sierpnia, w Cherrapunji

spadło ponad 2260 mm deszczu, a w czasie trzech dni sierpnia (10–13), dodatkowo 660 mm (Hofer, Meserli, 2006). Wskutek tego już w końcu lipca wylały Ganges, Jamuna i Megha, natomiast kulminacyjne przepływy w tych rzekach były bliskie maksimum absolutnym (np. Ganges –  $76\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , Brahmaputra –  $70\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , Megha –  $15\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) i pojawiły się od 7 do 19 sierpnia (Smith, Ward, 1998). Warto podkreślić, iż ogromny udział w uformowaniu się tej katastrofalnej powodzi miały także obfite deszcze monsunowe i bardzo wysoki stan wód podziemnych na Nizinie Bengalskiej. Nie bez znaczenia był również sierpniowy przyptyw morza w Zatoce Bengalskiej.

Na przełomie sierpnia i września następnego roku sytuacja właściwie się powtórzyła, przy czym „wodę stuletnią” zanotowano wtedy w Brahmaputrze, a wody 50-letnie pojawiły się w rzekach Ganges i Megha. Pod wodą na dwa tygodnie znalazło się „tylko” ok. 20% powierzchni kraju, ale na 67% odczuwane były skutki powodzi.



Rys. 19. Holandia bez systemów ochrony przeciwpowodziowej (Pilarczyk, 1998)

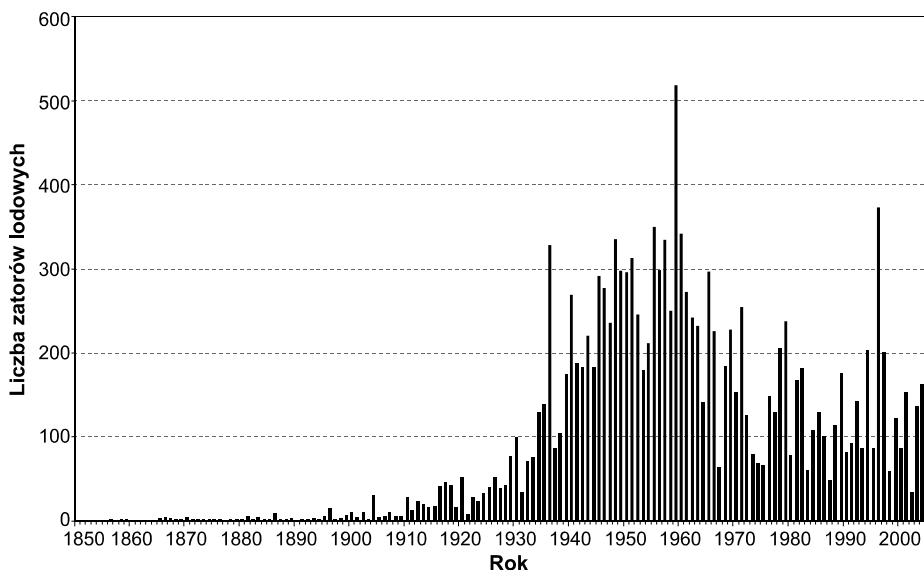
Nie ma chyba na świecie narodu tak zaprawionego w boju z żywiołem wodnym, jak Holendrzy. Najlepszym tego świadectwem jest fakt, iż na przestrzeni niemal tysiąca lat udało im się wyrwać morzu i zabezpieczyć przed jego niszczycielską siłą niemal połowę swojego terytorium. Śladem tych zmagania są nawet nazwy miejscowości, w których występuje często przyrostek *dam* oznaczający tamę, groblę, zaporę (rys. 19). Walkę z morzem Holendrzy często jednak przegrywali, płacąc za te porażki życiem i dobytkiem. Tak było m.in. w 1099 roku, a potem w 1287, kiedy ogromne powodzie sztormowe pustoszyły holenderskie wybrzeża. Tylko w dniu św. Elżbiety w 1421 roku utopiło się 10 tys. osób, a miasto Dordrecht i 72 wsie zostały całkowicie zniszczone. W styczniu 1682 roku na wezbranie sztormowe nałożyły się wyjątkowo wysokie stany wody w rzekach. W efekcie znaczna część południowo-zachodnich Niderlandów znalazła się pod wodą. Podobnie było w latach 1686, 1717 i w dwuleciu 1775–1776, kiedy wody morskie wdarły się głęboko w ląd, niszcząc wiele osad i całą lokalną infrastrukturę hydrotechniczną.

Podobne zdarzenie miało miejsce na przełomie stycznia i lutego 1953 roku. W dniu 31 stycznia nad Morzem Północnym (między Szkocją i Norwegią) wędrował głęboki niż (min. 968 hPa), charakteryzujący się ogromnymi gradientami ciśnienia. Efektem były bardzo silne północno-zachodnie i zachodnie wiatry, które wywoływały spiętrzenia sztormowe wód morskich (od 1 do 3 m) u wybrzeży wschodniej Anglii i Holandii (Smith, Ward, 1998). Nałożyły się one, niestety, na kulminację fali przyływu. Szczególnie dramatyczna sytuacja wystąpiła w południowo-zachodniej Holandii (Zelandii), u ujścia odnóg Renu i Mozy. Wody morskie przelały się przez groble, tamy i pasy wydmy zatapiając prawie 133 tys. ha upraw (prawie 6% całości). W wielu miejscach prawie 30-metrowe wydmy zostały całkowicie rozmyte przez wodę. Zniszczeniu uległa lub została poważnie uszkodzona niemal cała infrastruktura chroniąca te tereny przed powodzią oraz większość zabudowy przemysłowej, rolniczej i mieszkaniowej (47 tys. domów). Zginęło 1835 osób, a straty sięgnęły 1,5 mld guldenów (Żurawicki, 1983). Na tym jednak problemy tego dzielnego kraju się nie skończyły. Bowiem już w lipcu tego samego roku, wskutek awarii systemu grobli, zalane zostały kolejne poldery w Zelandii.

Zdarzenia te stały się impulsem do szybkiego wdrożenia ogromnego planu DELTA, który w 1957 roku został uchwalony przez parlament holenderski, a który przewidywał budowę sieci zapór, polderów i szeregu innych elementów infrastruktury hydrotechnicznej, pozwalających przynajmniej zminimalizować potencjalne zagrożenia powodziowe na znacznym obszarze kraju. Późniejsze sztormy i wezbrania, np. w 1965, 1966 i 1973 roku, dowiodły, że zbudowane w ramach tego planu zabezpieczenia są skuteczne. W styczniu 1995 roku wezbrane wody Renu, Mozy, a nawet Skaldy spowodowały jednak poważne zagrożenie dla systemu tam i grobli chroniących poldery w południowej Holandii przed naporem wód morskich. Ewakuowano wówczas 200 tys. osób, ale szczęśliwie system budowany w ramach planu DELTA wytrzymał. Mimo ogromnych nakładów, zagrożenie powodziowe w Holandii nadal rośnie, przede wszystkim z powodu prognozowanego wzrostu średniego stanu morza związanego z globalnym ociepleniem.

Czasem skala zjawiska, z którym mamy do czynienia, jest tak ogromna, że nie jesteśmy w stanie mu przeciwdziałać – pozostaje tylko ucieczka lub bierne przyglądanie się jego skutkom. Zima przełomu lat 2000/2001 była na Syberii chłodna, długa i wilgotna. Zapas wody w zgromadzonym śniegu w górnych i środkowych zlewniach Jeniseju, Leny i Obu o 30 do 50% przekraczał średnią wieloletnią. Gwałtowny wzrost temperatury w kwietniu i na początku maja spowodował więc bardzo szybkie roztopy i gwałtowny dopływ ogromnych mas wody do rzek z tych zlewni. Uformowały się fale wezbraniowe, które w środkowym biegu Jeniseju, Angary i Leny niosły na dodatek ogromne ilości kier lodowych. W efekcie w wielu miejscach koryta rzek zostały „zakorkowane” zatorami lodowymi.

Od 13 do 18 maja stany wody na wielu rzekach tej części Syberii o kilka metrów przekraczały stany alarmowe. Na Podkamiennej Tunguskiej, w zlewni której spadł onegdaj sławny meteoryt tunguski, zator lodowy w rejonie wsi Sulomaj spowodował wzrost stanu wody o 7 m i całkowite zniszczenie tej miejscowości. Najgroźniejsza sytuacja panowała na Lenie w rejonie Lenska. Wielokilometrowe zatory lodowe wywołały tam wzrost stanów wody o ponad 9 m (tzw. „woda tysiącletnia”) i spowodowały niemal całkowite zatamowanie przepływu tej ogromnej rzeki na 13 dni. Skutkiem była ogromna powódź; pod wodą znalazło się kilka tysięcy km<sup>2</sup> powierzchni. Trzeba było ewakuować 46 tys. osób. Trzydziestotysięczne miasto Lensk zostało całkowicie zatopione. Zniszczeniu uległo 3 tys. budynków, a 18 tys. osób zostało bez dachu nad głową (Burakov i in., 2007). Warto podkreślić, iż tego rodzaju wezbrania zatorowe, spotęgowane niekiedy przez dopływ ogromnych ilości wód roztopowych, są normalnym zjawiskiem często występującym w wielu regionach strefy umiarkowanej i subpolarniej (rys. 20).



Rys. 20. Liczba zatorów lodowych na rzekach Stanów Zjednoczonych od 1850 r. (White i in., 2007)



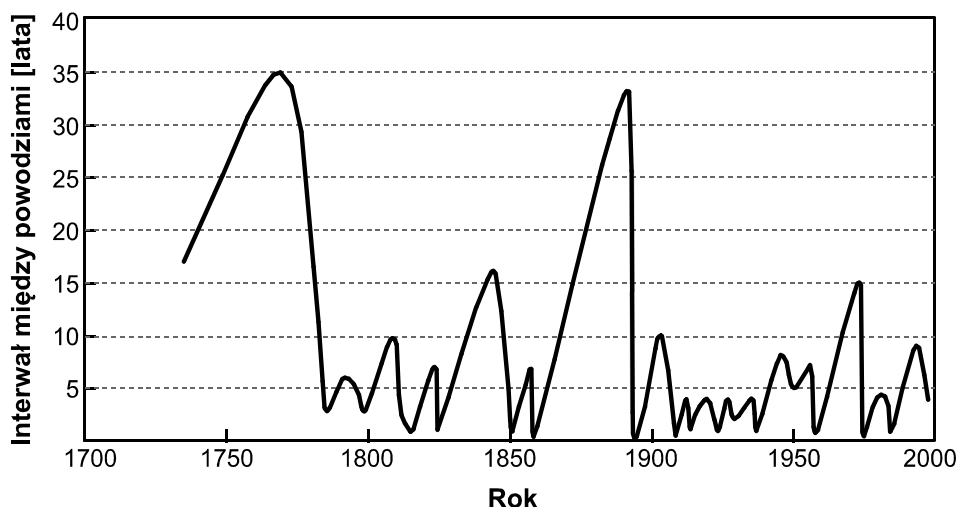
Lata 90. XX wieku obfitowały na całym świecie w wiele katastrofalnych zjawisk meteorologicznych i hydrologicznych. Do największych należała niewątpliwie powódź w dorzeczu Missisipi. Była ona efektem splotu wydarzeń i zjawisk, którego prawdopodobieństwo oceniono na 0,2% (raz na 500 lat). Zaczęło się od bardzo wilgotnej jesieni i wyjątkowo śnieżnej zimy. W stanie Iowa pokrywa śnieżna była najgrubsza w historii notowanych obserwacji. Na wiosenne roztopy nałożyły się długotrwałe deszcze, które na całym obszarze dorzecza trwały przez całą niemal wiosnę, do lipca włącznie. W stanach Iowa i Kansas suma opadów z czterech miesięcy wiosennych przewyższała średnią roczną, a w stanach Północna Dakota i Illinois opady z czerwca i lipca przekroczyły wszelkie rekordy.

Olbrzymie wezbrania i powódzie rozpoczęły się w górnej części dorzecza (Redwood River – maj, Black River, Kaman River – czerwiec). W lipcu rekordowe stany wody odnotowano na Missisipi i Missouri. W samej Missisipi, niemal na całej jej długości, notowane dotychczas ekstrema zostały przekroczone o ponad 1 m (w St. Louis – 1,9 m). Stan taki utrzymywał się przez ponad trzy tygodnie. Powyżej St. Louis, tam gdzie obie te rzeki łączą się, powstało rozlewisko o szerokości 32 km. W dziewięciu dotkniętych powodzią stanach zalanych zostało 7 mln ha gruntów. Woda zniszczyła lub uszkodziła 55 tys. domów, 75 miejscowości, a na 1000 km odcinku Missisipi przestały istnieć mosty (Trotter i in., 1998). Domostwa opuścić musiało ponad 85 tys. ludzi. Ponad 58% grobli i wałów zostało uszkodzonych lub zniszczonych. Zginęło 55 osób. Straty materialne oceniono na 15 mld \$. O skali zniszczeń w uprawach nich świadczy fakt, że zbiory soi w USA były w tym roku o 17%, a kukurydzy o 33%, mniejsze niż w 1992 roku (Burroughs, 1998). Straty powodziowe wywołały nie tylko ogromny kryzys gospodarczy w USA, zwłaszcza w rolnictwie, ale również kryzys w dotychczasowym sposobie pojmowania i realizowania strategii ochrony przed powodzią.

Powódzie na Missisipi i jej dopływach zdarzały się oczywiście już wcześniej, a wezbrania podobne do tego z 1993 roku wystąpiły już kilka razy w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat (np. w 1927 i 1973 r.). Są nawet podstawy do twierdzenia, że od 1700 roku skraca się interwał między dużymi wezbrzeniami tej rzeki (rys. 21). Już w 1861 roku Kongres USA wydał dekret, by rzekę ograniczyć obwałowaniem. Decyzja ta na wiele lat stała się swoistym modelem, do którego nawiązywano przy projektowaniu ochrony przeciwpowodziowej. Mało kto dziś pamięta, że już wówczas jeden z ekspertów wydał całkiem inną opinię. Zalecał w niej pozostawianie szerokich, niezabudowywanych terenów w obrębie teras zalewowych rzeki, by w sposób naturalny zredukować wysokość i objętość fal wezbraniowych. Skąd my to znamy?

Przebieg i skala zniszczeń w czasie opisywanej powodzi sprawiły, iż po raz pierwszy zaczęto się poważnie zastanawiać nad odkurzeniem koncepcji XIX-wiecznego eksperta. Nie ma wątpliwości, że na niektórych obszarach należy się pogodzić z nieuchronnością powodzi, a budowanie tam coraz bardziej skomplikowanych i coraz wyższych obwałowań przynosi nie tylko straty ekologiczne,

ale jest nieefektywne ekonomicznie i społecznie. Warto przy tym pamiętać, że kontrolowane zalewanie dolin, polderów i starorzeczy powoduje wzrost tarcia i powolniejszy spływ wody, a w efekcie pozwala spłaszczyć falę wezbraniową. Trzeba zatem unikać zabudowywania terenów zalewowych, zwłaszcza kosztowną infrastrukturą, a tam gdzie taka zabudowa już istnieje, wykupywać zabudowania i ziemię oraz nakłaniać mieszkańców do przeniesienia się w inne – bezpieczniejsze miejsca. Taki właśnie „program rezygnacji” uruchomiono w USA po roku 1994. Tylko w stanie Missouri wykupiono w ten sposób 2 tys. posiadłości, a w ciągu 5 lat po powodzi, w całych USA z takiej możliwości skorzystało ponad 10 tys. rodzin. Gdy w 1995 roku tereny te nawiedziła kolejna powódź, straty były wielokrotnie mniejsze (Burroughs, 1998).

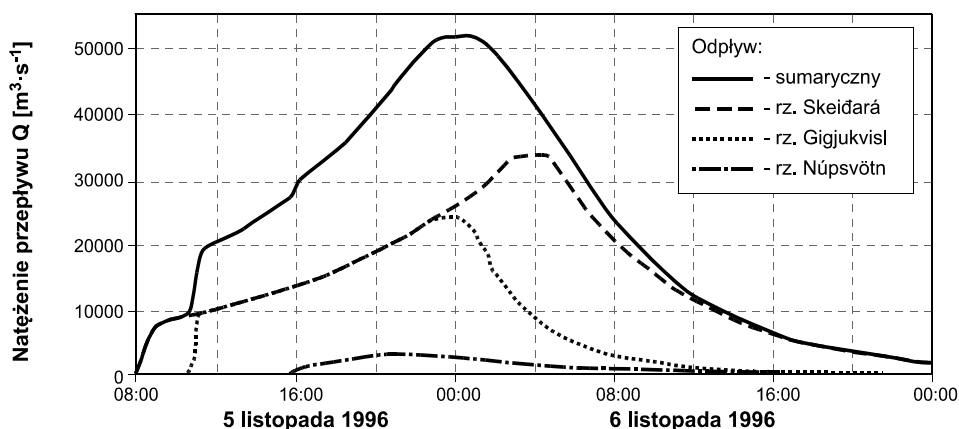


Rys. 21. Interwał między dużymi wezbrzeniami Missisipi (Bryant, 2005, zmienione)

Zdarza się, iż woda i pogoda mają nieoczekiwanego współnika w swoim działaniu. Ogromne wezbrania i powodzie w dolinie Missisipi nie są czymś wyjątkowym. Ale nie takie. W 1811 roku w rejonie New Madrid w stanie Missouri, a więc na terenach właściwie asejsmicznych, doszło do jednego z największych trzęsień ziemi w historii USA (10–11° w skali Mercallego). Ruchy tektoniczne z epicentrum w sąsiedztwie tego miasteczka spowodowały wezbranie i ogromną falę „tsunami” na Missisipi oraz na pół godziny „odwróciły”, w tym rejonie, bieg tej ogromnej rzeki. Zalała ona wówczas wielkie niezamieszkałe obszary, a nawet utworzyła nowe jeziora, które istnieją do dziś. Tereny te były wtedy słabo zaludnione i tylko dlatego zjawisko to nie przyniosło ofiar i ogromnych strat materialnych (Żebrowski, 1998).

Wspólnikiem może być także wulkan wybuchający pod czapą lodową. Zdarzenia takie są częste, np. na Islandii. W 1996 roku doszło tam do erupcji

wulkanu Grimsvötn uwięzionego pod czapą lodowca Vatnajökull (Gates, Ritchie, 2007). W jej wyniku nastąpiło stopienie ogromnej masy lodu wypełniającego kalderę wulkanu, a następnie odpływ wód roztopowych ( $3,6 \text{ km}^3$ ) nowo powstałym, 50-kilometrowym kanionem lodowcowym. Rankiem 5 listopada wody te w wielu miejscach przebiły wschodnią ścianę Vatnajökull. Wyptywająca z wielkich „pysków lodowcowych” (*glacier snout's*) woda pokryła na odcinku 50 km cały obszar równiny glacialnej (ok.  $1000 \text{ km}^2$ ), po której płyną, zwykle leniwie, trzy większe rzeki: Skeiðará, Gigjukvísl i Núpsvötn oraz kilkanaście mniejszych (Eskilsson i in., 2002). Odpływ wód roztopowych był tak intensywny, że bardzo szybko doszło do połączenia wszystkich tych rzek w jedną, szeroko rozlaną powierzchnię wodną (Skeiðará). Po 16 godzinach (ok. północy) pojawiła się kulminacja. Oszacowany wówczas, sumaryczny przepływ tej „rzeki” przekroczył  $50\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Straty spowodowane zniszczeniami obliczono na 12 mln USD. Zerwany został m.in. najdłuższy w Islandii most na drodze Hringvegur (główna droga obiegająca wyspę). Symulowane hydrogramy przepływu wspomnianych rzek, w czasie tego zdarzenia, prezentuje rys. 22.



Rys. 22. Estymowane hydrogramy wezbrań rzek w czasie powodzi lodowcowej 5–6 listopada 1996 r. na Islandii (Eskilsson i in., 2002, za: Jonsson i in., 1998)

Kolejnym lodowcem islandzkim, który bardzo często generuje powódzie typu *jökulhlaup*, jest Mýrdalsjökull. W październiku 1918 roku przebudził się wulkan Katla w południowej Islandii. Prawie  $1 \text{ km}^3$  gorącej lawy wydostał się na powierzchnię, a emitowane ciepło spowodowało gwałtowne topnienie lodowca Mýrdalsjökull. Spływająca z lodowca mieszanina wody, lodu i materiału skalnego miała wówczas objętość ponad  $8 \text{ km}^3$ . Na podstawie informacji świadków zdarzenia, którzy prędkość przemieszczania się strumieni roztopowych (błoto, woda i lód) ocenili na  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , oszacowano ówczesną wielkość kulminacji fali na  $300\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Tomasson, 2002). Natężenie przepływu było więc wówczas tylko nieco mniejsze od maksymalnych przepływów wezbraniowych Amazonki.

Jedną z ostatnich katastrofalnych powodzi lodowcowych, związana z subglacialną erupcją wulkanu Katla, miała miejsce między 17 a 18 lipca 1999 r. W jej efekcie doszło do powstania znacznej ilości wód roztopowych w środkowej części czapy Mýrdalsjökull (Roberts i in., 2002; Russell i in., 2002). Powódź ta trwała ok. 4–6 godzin. Woda transportowała wtedy głazy o średnicy do 5–10 m. Maksymalne natężenie przepływu, zmierzone bezpośrednio przy czole lodowca, wynosiło  $4780 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , natomiast przepływ w rzece Jökulsá, w odległości 6 km od czoła lodowca, osiągnął  $1943 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Powodzie lodowcowe typu *jökulhlaup* najlepiej znane są z Islandii, ale występują przecież nie tylko tam. Zdarzenia takie mają miejsce wszędzie tam, gdzie na skutek procesów tektonicznych lub glacicitektonicznych dochodzi do uwolnienia wód jezior lodowcowych lub podlodowcowych. W lipcu 1994 roku w Kolumbii Brytyjskiej doszło do spłynięcia wody z niewielkiego jeziora, którego istnienie zapewniał „korek” w postaci jeziora lodowca Goddarda – natężenie przepływu osiągnęło wtedy  $300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Clague i in., 1997).

Wśród głównych czynników wywołujących zjawisko powodzi lodowcowych, poza wybuchami wulkanów i spływem jezior zaporowych, wymienia się intensywne opady deszczu, niestabilność drenażu podlodowcowego (spowodowaną np. zjawiskiem szarży lodowcowej – por. Jania, 1997), wypływ ciepła geotermalnego, a także zjawiska fenowe i inne (Szafraniec, 2008). Podobne zdarzenia, lecz o wiele większej skali, miały miejsce w plejstocenie (np. spływ Glacial Lake Agassiz lub Glacial Lake Missoula, powódzie w północnej części Eurazji) i przyczyniły się między innymi do powstania kanału La Manche (Gupta i in., 2007).

Przyczyną pojawienia się gwałtownej fali wezbraniowej w rzece mogą być również ruchy masowe (np. osuwiska, trzęsienia ziemi). W 1963 roku (9 października), w północnych Włoszech, do zbiornika wodnego powyżej zapory Vajont (Górna Adyga) zsunęło się nagle 250 mln  $\text{m}^3$  skał (więcej niż wynosiła pojemność użytkowa zbiornika). W ciągu 6 sekund w zbiorniku pojawiła się fala, która 70-metrową warstwą przelała się przez koronę zapory. Doliną Vajont, a potem doliną Piavy runęła potężna fala wezbraniowa zatapiając i niszcząc kilka miejscowości, w tym miasto Longarone. Życie straciło wówczas ponad 2 tys. osób. Sama zapora na szczęście oparła się żywiołowi.

W terminologii hydrologicznej ostatnich 20–30 lat chyba największą karierę zrobiło pojęcie *flash flood* („powódź błyskawiczna”) oznaczające powódź, zwykle rzeczną, spowodowaną gwałtownym wezbraniem rzeki (strumienia, uedu), które pojawiło się w wyniku lokalnego opadu o ogromnym natężeniu (tzw. „oberwanie chmury”). Powodzie te mają miejsce zwykle na obszarach górskich i wyżynnych, gdzie spadki terenu są duże, a możliwości infiltracyjne gruntu – małe. Przyczyną powodzi błyskawicznych mogą być również inne czynniki, np. awarie zapór, grobli i innych obiektów hydrotechnicznych oraz szereg lokalnych zjawisk pogodowych (np. gwałtowne roztopy). Powodziom

błyskawicznym towarzyszą często sflisy błotne, osunięcia ziemi oraz katastrofy geotechniczne.

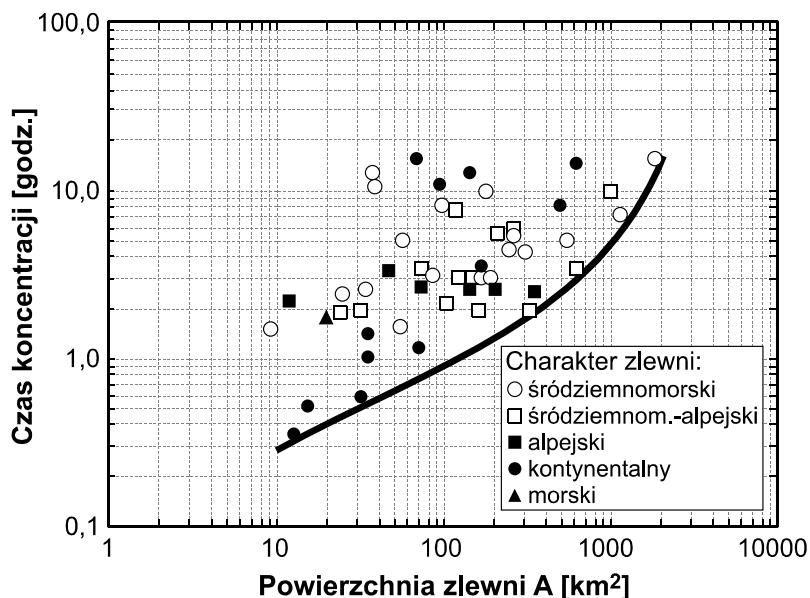
W latach 1950–2005 w krajach Unii Europejskiej odnotowano 287 dużych powodzi, w tym 23 powodzie błyskawiczne, które spowodowały ofiary w ludziach i duże straty gospodarcze (Barredo, 2007). Ogromna większość z tych zdarzeń miała miejsce od sierpnia do października (ponad 50% – jesienią, a prawie 40% – latem). Spośród krajów europejskich największą liczbę tragicznych powodzi błyskawicznych zanotowano w Hiszpanii, we Włoszech i we Francji, przy czym niemal połowa z nich (10) wystąpiła w Hiszpanii. Swoistą „wylegarnią” powodzi błyskawicznych wywołanych „burzami tropikalnymi” jest śródziemnomorskie wybrzeże tego pięknego kraju.

Katalonia jest regionem, który słynie nie tylko z „galaktycznej Barcelony”, ale jest również znana z licznych powodzi błyskawicznych, występujących w dolinach epizodycznych rzek zwanych tu *rambla*. W zlewni rzeki Llobregat i na obszarach sąsiednich tropikalne burze są bardzo częste, a dobowe opady o sumach przekraczających 250 mm nie są tu rzadkością. Na przykład 25 września 1962 roku w ciągu 2 godzin spadło 214 mm deszczu, wezbrane rzeki zabiły wtedy 441 osób, a 374 uznano za zaginione. Także we wrześniu (dwudziestego) 1971 roku w czasie 24 godzin spadło 318 mm – odnotowano 18 ofiar. Między 6 i 8 listopada 1982 roku w ciągu doby spadło 341 mm, a w czasie 3 dni – 510 mm (14 ofiar). Straty powodziowe w trakcie tych epizodów wyniosły od 16 do 270 mln euro (Llasat i in., 2003).

Hydrologicznym efektem gwałtownych opadów są równie gwałtowne, a niekiedy katastrofalne wezbrania katalońskich rzek: stałych, okresowych i epizodycznych (np. Llobregat, Besos, Francolli). W latach 1780–1950, tylko w zlewni Llobregat (4561 km<sup>2</sup>), w okolicy Barcelony, zdarzyły się 44 powodzie (trzy katastrofalne, 38 wielkich). W 1971 roku, w kulminacji wezbrania, natężenie przepływu Llobregat w przekroju Martorell sięgało 3080 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> i było ponad 170 razy większe od przepływu średniego. Odpływ jednostkowy wynosił wtedy 6755 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>.

W czerwcu 2000 roku kolejny opad o sumie dobowej wyższej od 200 mm wywołał równie gwałtowne wezbranie Llobregat i sąsiednich cieków oraz konieczność ewakuowania ponad 500 osób. Natężenie opadu przekraczało wówczas lokalnie 120 mm · h<sup>-1</sup>. W nocy 10 czerwca stan wody w Llobregat w ciągu 3 godzin wzrósł o 4,5 m, natomiast przepływ w korycie sięgnął 1400 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>. Małeńki potok Magarola, o powierzchni zlewni 96 km<sup>2</sup>, prowadził w tym czasie 628 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> z prędkością ponad 10 m · s<sup>-1</sup>. Daje to odpływ jednostkowy przekraczający 6500 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup> (Llasat i in., 2003).

Specyfiką powodzi błyskawicznych jest bardzo krótki czas koncentracji przepływu, szybki sflisy wód korytami (rys. 23) i ogromna energia strumienia przepływu (por. rys. 27), skutkująca zjawiskami towarzyszącymi (sflisy błotne, osuwiska) oraz ogromnymi stratami.



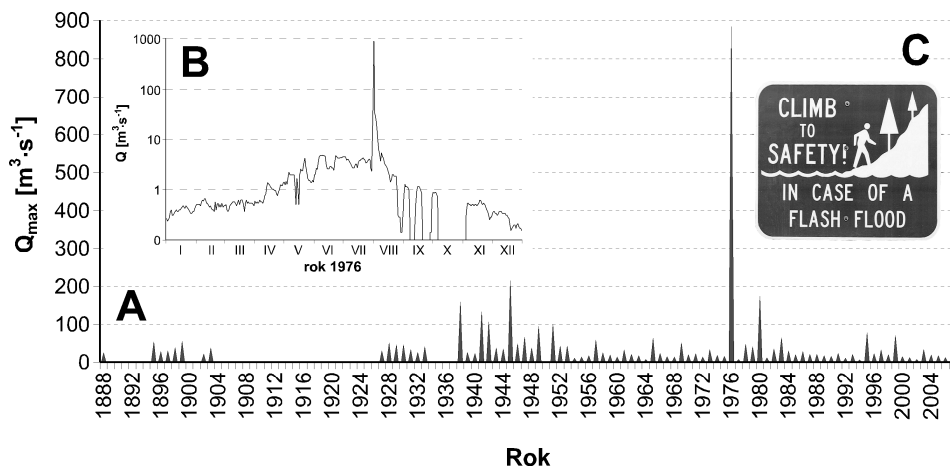
Rys. 23. Obwiednia czasu koncentracji przepływu w trakcie europejskich powodzi błyskawicznych w funkcji powierzchni zlewni (Marchi i in., 2010)

Jenny Gold, przewodniczka wypraw raftingowych po rzece Kolorado, swoim podopiecznym podczas rejsów mówi: „szybko odkrywamy, że obojętnie kim jesteśmy, czy co robimy w życiu, nigdy nie będziemy silniejsi od rzeki”. Nieco ponad 200 mil od jej ukochanych „gęsich szyci” Kolorado jest kolejny kanion, który choć wielokrotnie mniejszy i mniej spektakularny, był i jest równie często odwiedzany przez turystów, którzy przyjeżdżają tu, by jak Enos Mills, zwany „Johnem Muirem z Gór Skalistych”, czerpać z okolicznych gór energię i podziwiać dzięki tu jeszcze przyrodę.

Rankiem 31 lipca 1976 roku w kanionie Big Thompson River, położonym na północny zachód od Denver, na trzydniowym festynie pojawiło się ok. 3500 osób. Turyści przyjechali tu wąską, ale malowniczą drogą nr 34, wytyczoną wąską gardzielą kanionu, zajmując liczne kampingi i pola namiotowe. Droga biegnie przez Góry Skaliste i na 40-kilometrowym odcinku kanionu pokonuje różnicę wysokości ok. 800 m. W tym samym czasie, nad źródłowym fragmentem zlewni Big Thomson River położonym w Parku Narodowym Gór Skalistych, w strefie kontaktu chłodnego, „kanadyjskiego” powietrza z ciepłymi masami płynącymi znan Kalifornii, formowała się potężna komórka burzowa, sięgająca niemal do granicy troposfery (18 km n.p.m.).

Dramat rozpoczął się po południu. Między 16<sup>30</sup> i 22<sup>30</sup> niemal bezpośrednio na stoki kanionu spadło ok. 300 mm deszczu, a więc 3/4 tutejszej normy rocznej. Małe potoki, szmerzące zwykle między skałami kanionu, zmieniły się

w tryskające wodą kipiele, a Big Thompson River i towarzysząca mu w dolinie droga nr 34 stały się jedną potężną rzeką. W pół godziny po rozpoczęciu nawałnicy kanionem popłynęła, z prędkością  $22 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ , 6-metrowa ściana wody niosącej głazy, powyrywane z korzeniami drzewa oraz zabrane i zniszczone po drodze samochody, domki kempingowe, namioty i inne elementy lokalnej infrastruktury (Hyndman, Hyndman, 2009). Woda toczyła w dolinie głazy nawet o wymiarach  $4 \times 4 \times 5 \text{ m}$  i masie ponad 270 t (Jarrett, Costa, 2006). Po 2–3 godzinach w kanionie zapanowała martwa cisza przerywana jedynie warkotem helikopterów ratujących ludzi.



Rys. 24. Przepływy rzeki Big Thompson w przekroju Mouth of Canyon Drake  
A – maksima roczne w latach 1888–2006, B – zmienność w roku 1976, C – tablica ostrzegawcza;  
źródło danych: USGS, 2011 (<http://nwis.waterdata.usgs.gov>)

Przepływ obliczony na podstawie wskazań wodowskazu zlokalizowanego w wylotu kanionu Big Thompson wynosił  $884 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  i był niemal pięciokrotnie wyższy od maksimów notowanych tutaj od 1892 roku, a więc od momentu rozpoczęcia obserwacji na tym wodowskazu (rys. 24). Natężenie przepływu, w nieco ponad 100-metrowej gardzieli znajdującej się u wylotu kanionu, było więc niemal równe masie wody, która średnio płynie Wisłą w rejonie Płocka ( $890 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Co ciekawe, na kolejnym wodowskazu w LaSalle, znajdującym się ok. 70 km poniżej wylotu gardzieli kanionu, już na Wielkich Równinach Prerii, przepływ kulminacyjny wynosił „tylko”  $60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Zatem ponad  $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  wody „rozplynęło” się w wysuszonych aluwiach bardzo tu szerokiej doliny Big Thompson River.

W ciągu godzinnego wezbrania żywiół zburzył całkowicie 418 budynków i ponad 50 innych obiektów. Ponad 400 samochodów, które w tym czasie parkowały lub jechały drogą nr 34, zostało całkowicie zniszczonych. Niektóre z nich

znajdowano później 15 m powyżej dna kanionu. W samochodach tych zginęły 144 osoby. Łączne straty oszacowano na 114 mln USD. Powódź w kanionie Big Thompson jest uważana za jedno z najbardziej tragicznych w historii tego rodzaju zdarzeń w USA. Z faktu, iż uratowali się wyłącznie turyści, którzy uciekając przed żywiołem wspinali się na ściany kanionu, wyciągnięto praktyczne wnioski. Dziś, w tego rodzaju miejscach, na całym terytorium USA, stoją tabliczki informujące jasno o kierunku ucieczki w przypadku pojawienia się zjawiska typu *flash flood* (rys. 24C).

Są miejsca, gdzie dogodne warunki pogodowe dla powstawania gwałtownego wezbrania w rzece zdarzają się tak rzadko, że zapominając o możliwości zaistnienia skrajnie niekorzystnego splotu zjawisk, ludzie niemal nieświadomie narażają się na jego skutki. W pełni lata 1979 roku, w czasie intensywnej ablacji, na norweskie lodowce Nigardsbreen i Jostedal spadło w ciągu kilku godzin ok. 90 mm deszczu. Taka nawałnica jest tutaj rzadkością. Opad ten spłynął błyskawicznie po powierzchni lodowców, wywołując dodatkowo ogromną ablację. W wyniku tego wezbrała gwałtownie mała zwykle rzeczka Jostedöla i przez odwiedzaną chętnie przez turystów jej dolinę przewaliła się fala wezbraniowa o przepływie maksymalnym ponad  $950 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Tylko ze względu na kiepską pogodę nie było wtedy ofiar w ludziach, ale mieszkańcy szybko przypomnieli sobie, że tego rodzaju zdarzenie miało tu już miejsce w 1889 roku (Jania, 1997).

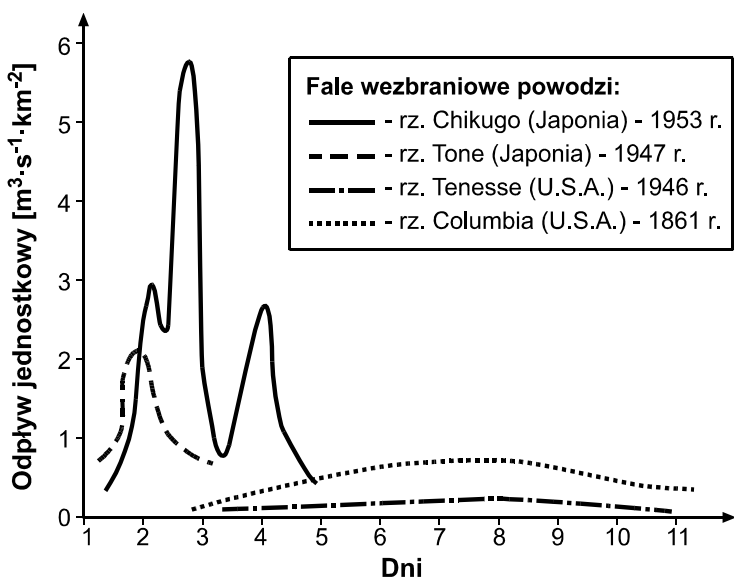
Bywa również, iż względy społeczne lub ekonomiczne sprawiają, że mając świadomość istniejącego zagrożenia, społeczności podejmują świadome ryzyko (czasem zbyt duże) narażenia się na negatywne skutki wezbrania. Jest na to wiele przykładów, przy czym szczególnie duże zagrożenia występują w obrębie obszarów silnie zurbanizowanych. W wyniku spadku infiltracji i stopniowego uszczelniania powierzchni, tereny miast coraz częściej stają się areną zjawisk dość niezwykłych z punktu widzenia przyrodniczego. Oto mała rzeczka, której dotąd prawie nikt nie zauważał, a już na pewno nie była „problemem” dla hydrologów, wydostaje się nagle ze swojego wąskiego, zwykle betonowego koryta i zaczyna płynąć ulicami i chodnikami, zalewając i niszcząc domy, kwartały, a niekiedy całe dzielnice miast.

Tego typu zjawiska określane są na świecie mianem powodzi miejskich (ang. *urban floods*) i mają przebieg oraz mechanizm powstawania podobny do opisanych wyżej powodzi błyskawicznych. W obu przypadkach o skali zdarzenia i jego gwałtowności decydują zwykle dwa czynniki: duże natężenie opadów oraz słabo przepuszczalne podłoże. Gromadząca się na powierzchni terenu woda nie wsiąka w grunt, lecz najkrótszą zwykle drogą i bardzo szybko spływa po powierzchni, kierując się do lokalnych i często epizodycznych kolektorów odpływu (np. dróg, wykopów, tuneli, kanałów i innych obniżen terenu). Dodatkowymi czynnikami przyspieszającymi proces formowania się powodzi miejskich są sieć kanalizacji burzowej, gładkie powierzchnie spływu rozproszonego oraz duże spadki terenu.

Szczególnie silny efekt urbanizacji ma miejsce wtedy, gdy nad gęsto zabudowane, rozległe miasto nadciągnie burza z opadami, których natężenie i objętość są



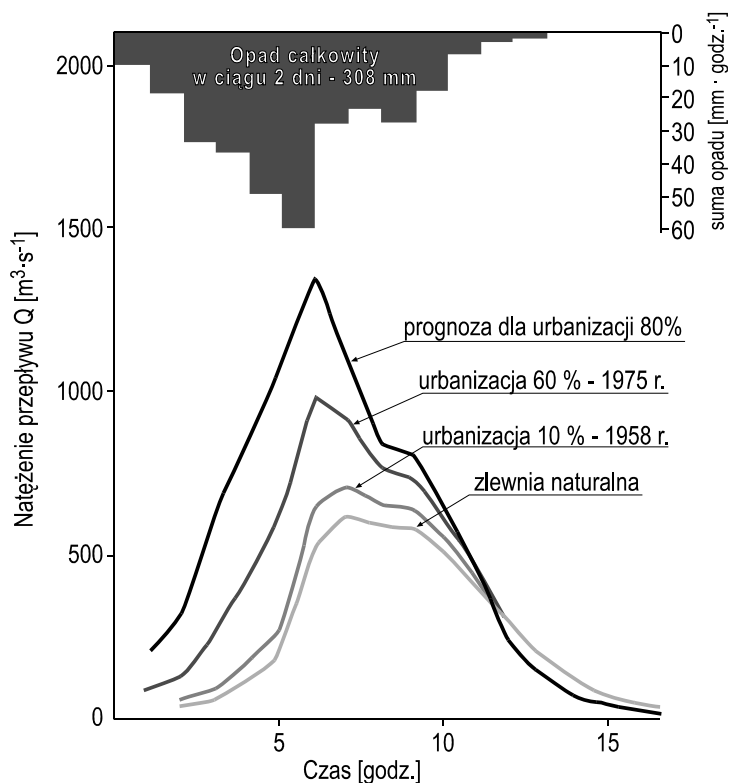
większe od tych, na które przygotowany jest system odwodnienia terenu (np. kanalizacja), a czas ich trwania jest krótszy od tego, który pozwala na maksymalne wykorzystanie wszystkich form retencji. Wiele takich zdarzeń udokumentowano m.in. w Japonii (de Graaf, Hooimeijer, 2008) – rys. 25. Na wyspie Kiusiu, w czerwcu 1953 roku, wskutek ulewnego deszczu, który spadł na obszar silnie zurbanizowanej zlewni rzeki Chikugo, wystąpiła powódź miejska, podczas której zginęło 147 osób. Zniszczeniu uległy m.in., będąca wówczas w budowie, zapora wodna na tej rzece (Yoake) oraz budynki banków Kasegawa i Yabegawa. Ponad 80% powierzchni miasta Kurume (stolica prefektury) znalazło się wtedy pod wodą, której głębokość przekraczała w niektórych miejscach 3 m. Straty oszacowano na ponad 79 mld jenów, co dwukrotnie przekroczyło roczny budżet całej prefektury Fukuoka.



Rys. 25. Przykłady przebiegu wezbrań w zlewniach silnie zurbanizowanych (Chikugo, Tone) i quasi-naturalnych (Tenesse, Columbia) (de Graaf, Hooimeijer, 2008)

Japońska rzeka Tsurumi jest prawdopodobnie najlepiej znanym przykładem wpływu urbanizacji terenu na charakter wezbrań i stopień powodziowości zlewni. Tsurumi odwadnia niezwykle silnie zurbanizowaną część Japonii, płynąc z rejonu miasta Machida (aglomeracja Tokio), przez okręgi Aoba, Midori, Tsuzuki, Tsurumi (w Jokohamie) i rejon Saiwai (w mieście Kawasaki). Rzeka uchodzi do Zatoki Tokijskiej po 42,5 km biegu. Powierzchnia jej zlewni wynosi 235 km<sup>2</sup>. Po 1960 roku obszar zlewni Tsurumi zaczął podlegać niezwykle silnym przekształceniom w sposobie użytkowania i wykorzystania powierzchni. Ich przejawem było m.in. znaczne przyspieszenie koncentracji odpływu oraz niemal trzykrotny wzrost wielkości kulminacji przepływu w trakcie wezbrań (rys. 26). Gwałtowne wezbrania

i powodzie w tej zlewni zaczęły się pojawiać wielokrotnie w ciągu roku. Ich skutkiem były nie tylko ogromne straty materialne, ale i ofiary w ludziach. Szczególnie gwałtowne były wezbrania towarzyszące burzom w trakcie sztormów.



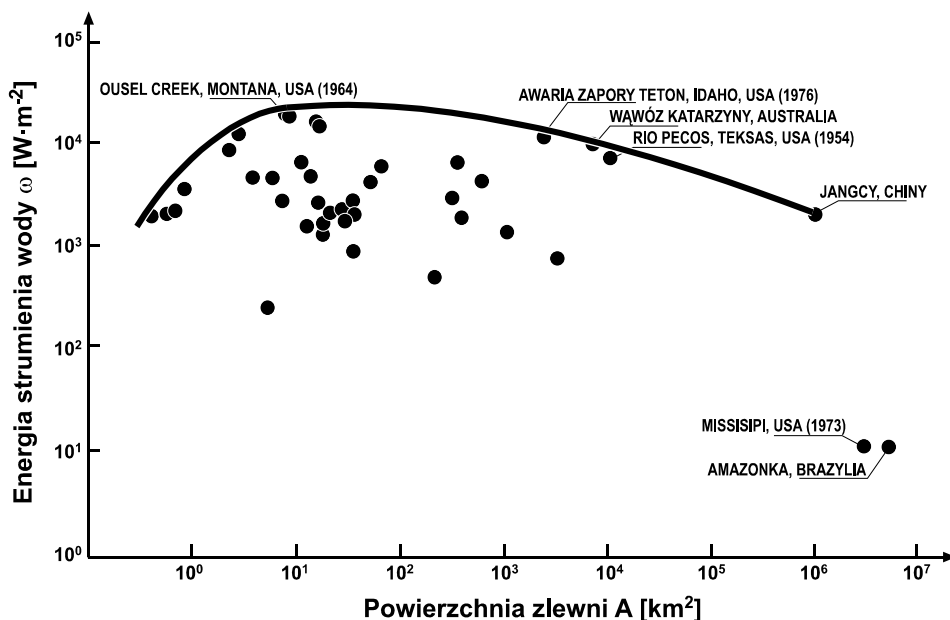
Rys. 26. Wpływ zmian związanych z urbanizacją na przebieg wezbrań w zlewni Tsurumi (de Graaf, Hooimeijer, 2008)

W 1980 roku zlewnia Tsurumi, jako pierwsza w Japonii i jedna z pierwszych na świecie, została objęta programem kompleksowej ochrony przeciwpowodzowej. Podjęte wówczas działania zmierzały do uzyskania niemal całkowitej kontroli nad jej odpływem wezbraniowym, m.in. poprzez zbudowanie całego szeregu zbiorników i polderów (zwanym oazami), a także stworzenie ciągłego systemu monitoringu ilości wody.

W 2001 roku w 150 krajach świata działało ok. 45 tys. zapór o różnej konstrukcji i piętrzeniu większym niż 15 m. Retencionowały one w zbiornikach ok. 6250 km<sup>3</sup> wody. Przyjmując, że 1 m<sup>3</sup> wody waży 1 t, można łatwo obliczyć, iż „nad naszymi głowami”, na wysokości ponad siedmiu pięter, „wisi”  $6,25 \cdot 10^{12}$  t wody, której energia potencjalna może zostać w każdej sekundzie zamieniona w kinetyczną. Wystarczy do tego mało prawdopodobna i wyjątkowo niekorzystna

„ścieżka zdarzeń” albo błąd w sztuce inżynierskiej. Na dodatek, jakość niektórych konstrukcji zapór i grobli piętrzących wodę na świecie sprawiłaby na pewno w zdumienie „inż. Castora Bobra”, który od dawna uznawany jest za eksperta w tej dziedzinie i chyba dlatego jego sylwetka widnieje w logo MIT, a więc jednej z najlepszych uczelni technicznych na świecie.

Zapory i zbiorniki wodne nie są obiektami trwałymi w środowisku. Według opinii hydrotechników amerykańskich ok. 65% jezior zaporowych USA będzie funkcjonować krócej niż 100 lat, a tylko 15% dłużej niż 200 lat. Jednocześnie, większość katastrof zapór dotyczy obiektów bardzo młodych i bardzo starych. Około 70% awarii zdarza się w ciągu pierwszych 10 lat funkcjonowania – zwykle w pierwszym roku. Po 40 latach funkcjonowania zapory się starzeją i stają się także bardziej podatne na awarie (Fiedler, 2007). Najstarszą katastrofą, zanotowaną w bazie danych Międzynarodowej Komisji Wielkich Zapór (ICOLD-CIGB), jest awaria zapory Blackbrook w Wielkiej Brytanii (w 1799 r.). Natomiast do najbardziej tragicznych (w czasie pokoju) zalicza się pęknięcie zapory w Austin w Teksasie w 1911 r. Straciło wówczas życie ponad 1000 osób.



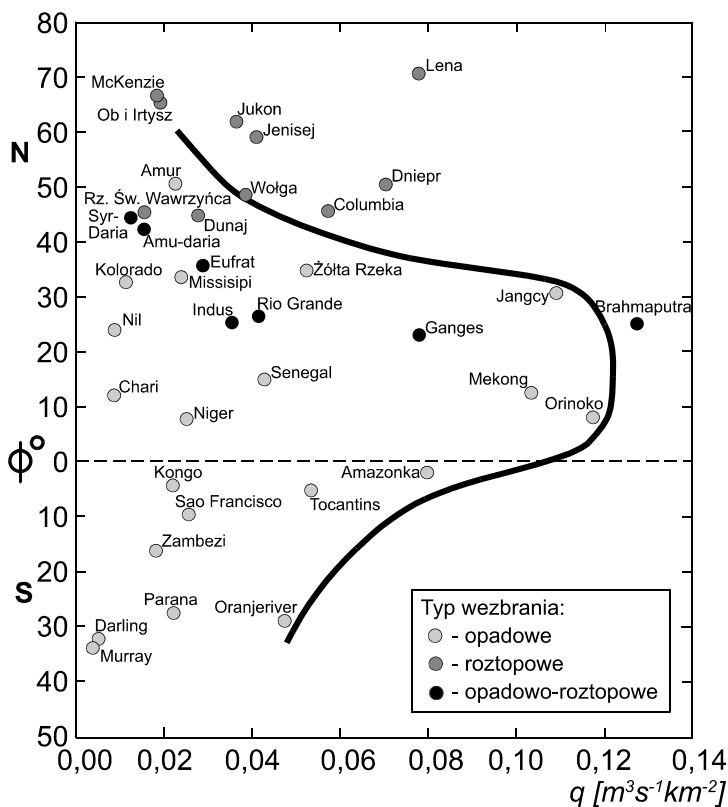
Rys. 27. Energia jednostkowego strumienia przepływu rzek w trakcie wezbrań w funkcji powierzchni zlewni (Bryant, 2005, zmienione).

Klasycznym przykładem tego rodzaju zdarzenia jest rozerwanie korpusu zapory Teton na rzece Snake (Idaho – USA). Miała ona 123 m wysokości i ok. 1000 m długości. Już w rok po jej oddaniu do użytku powstały szczeliny, których

mimo różnych zabiegów nie udało się załatać. Rano 5 czerwca 1976 r. doszło do tzw. przebiccia hydraulicznego i w dół doliny runęło ponad  $0,3 \text{ km}^3$  wody, niszcząc dwa miasteczka (Sugar City i Rexburgh) i zalewając 40 tys. ha pól. Mimo sprawnej ewakuacji, zginęło jednak 11 osób (Fiedler, 2007). Przepływ maksymalny był wtedy równy  $6,5 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , a spływ wody trwał nieco ponad 2,5 godziny. Obliczona energia jednostkowego strumienia przepływu –  $\omega$  (Baker, Costa, 1987) w trakcie tego zdarzenia wynosiła  $10\,000 \text{ W} \cdot \text{m}^2$  i była ponad 800 razy większa od uzyskanej dla Mississippi w czasie wezbrania z 1973 roku, ale tylko dwa razy mniejsza od obliczonej dla przepływu Ousel Creek w Montanie w trakcie powodzi błyskawicznej w czerwcu 1964 roku (rys. 27). Warto przy okazji podkreślić, że nie tylko małe rzeki charakteryzują się wysoką energią strumienia przepływu. Przykładem jest Jangcy (przekrój Three Gorges), w której w trakcie wezbrań woda może płynąć w korycie o głębokości 85 m ze średnią prędkością wynoszącą  $11,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $\omega = 5000 \text{ W} \cdot \text{m}^2$ ).

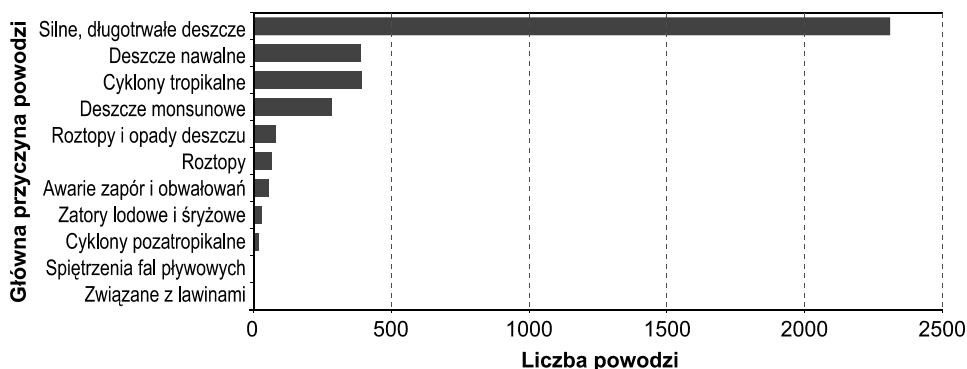
Bywa także, że przyczyną katastrofy i powstania niszczącej fali wezbraniowej jest splot niekorzystnych zjawisk pogodowych, błędów w sztuce i zwyczajnej ludzkiej głupoty. Przykładem jest awaria zapory South Fork na rzece Conemaugh w Pensylwanii w 1889 roku. Już od chwili powstania, bezpieczeństwo tego obiektu pozostawiało wiele do życzenia. Zastosowano tu konstrukcję, której nie stosowali już nawet starożytni Rzymianie, bo byli na to nazbyt rozsądni. Także użytkownik zbiornika (Koło Łowieckie i Wędkarskie), zmniejszając światło przelewu i nie konserwując urządzeń spustowych, przyczynił się wydatnie do tego, że opad dobowy o wysokości 250 mm w zlewni powyżej zbiornika spowodował gwałtowną falę wezbraniową, której zbiornik nie był w stanie przyjąć. W ciągu 36 min, 15-metrowa fala wezbraniowa przelała się przez zaporę, rozmyła ją i opróżniła cały zbiornik, niszcząc całkowicie wszystkie miejscowości i obiekty, które znalazły się na jej drodze, w tym miasto Johnstown. Naliczono 2209 ofiar, a 967 osób uznano za zaginione (Żebrowski, 1998).

Jeśli weźmiemy pod uwagę dziesięć największych rzek świata, to zauważymy, że aż w siedmiu z nich maksymalne wezbrania miały charakter opadowy. Jednocześnie, na drugim miejscu w rankingu *WWQ*, plasuje się kulminacja zarejestrowana w trakcie wezbrania roztopowo-zatorowego na Lenie (tab. 8). Warto także zauważyć, że odpływy jednostkowe w trakcie tych ekstremalnie wysokich kulminacji fal wezbraniowych bardzo rzadko przekraczają  $100 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ , a niekiedy są nawet niższe od  $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ . Zatem, biorąc pod uwagę ten miernik, wezbrania wielkich rzek nie prezentują się imponująco w porównaniu ze zdarzeniami notowanymi w rzekach małych i średnich, w zlewniach których maksymalne odpływy jednostkowe przekraczają często  $10\,000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ . Także jednostkowe odpływy maksymalne, w czasie kulminacji wezbrań roztopowych wielkich rzek świata, są znacznie niższe od swych odpowiedników w trakcie wezbrań opadowych lub mieszanych (rys. 28)



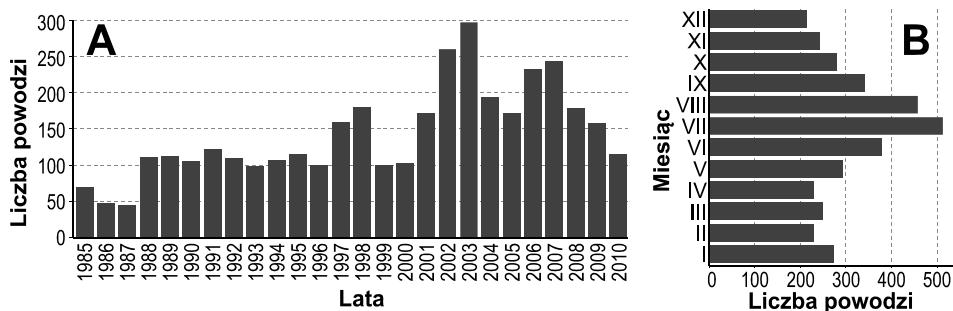
Rys. 28. Maksymalny odpływ jednostkowy w zlewniach większych rzek świata w funkcji szerokości geograficznej (O'Connor, Costa, 2004)

Gwałtowne lub ogromne wezbrania rzek i ich skutki, jakimi są powodzie, na trwale związane są z historią i gospodarką większości społeczeństw (rys. 29). Tylko w ostatnich 25 latach (1985–2010) zanotowano na świecie ponad 3700 różnego rodzaju powodzi, które zabiły 626 532 osób, a ponad 610 mln zmusiły do ucieczki lub ewakuacji (Dartmouth Flood Observatory, 2011). Straty gospodarcze spowodowane powodziami we wspomnianym ćwierćwieczu zostały oszacowane na ponad 801 mld USD. W ciągu tego okresu ponad 366 mln km<sup>2</sup> łądu było dotknięte powodzią. Jak łatwo zauważyć, jest to obszar większy od powierzchni Wszechoceanu (361 mln km<sup>2</sup>) i znacznie większy od łącznej powierzchni łądów (148,8 mln km<sup>2</sup>). Przyczyna jest prosta: niektóre obszary były zalewane kilka, a nawet kilkanaście razy. Spośród tych wszystkich powodzi aż 895 (24%) to zdarzenia o indeksie  $M$  większym niż 6, a w 196 przypadkach powodzie miały charakter katastrof globalnych ( $M > 8$ ).



Rys. 29. Przyczyny powodzi na świecie w latach 1985–2010 (oprac. własne na podstawie danych: GAALFE 1985–2010 – Dartmouth Flood Observatory, 2011)

Najwięcej powodzi (297) zdarzyło się w 2003 roku – rys. 30A, ale najwięcej ofiar (173 123 osoby) pochłonęły wezbrania w roku 2004. Największe straty powodziowe przyniósł natomiast rok 1998 (236 mld USD). Rozkład sezonowy zdarzeń powodziowych na świecie jest odzwierciedleniem rozmieszczenia kontynentów i przewagi zdarzeń o genezie opadowej. Najczęściej kataklizmy zdarzały się w czterech miesiącach letnich (lato na Półkuli Północnej), najmniej powodzi zanotowano w kwietniu (rys. 30B).



Rys. 30. Powodzie na świecie w latach 1985–2010 (A) oraz w układzie sezonowym (B) (oprac. własne na podstawie danych: GAALFE – Dartmouth Flood Observatory, 2011)

Szacuje się, iż w powodziach ginie ponad 70% ludzi tracących życie w wyniku wszystkich katastrof naturalnych (Kowalczak, 2007). Jest to obecnie ok. 24,1 tys. ofiar w roku. Zatem corocznie żywioł zabija populację jednego sporego miasta. Straty powodziowe stanowią jednocześnie ok. 30% globalnych strat wywołanych przez klęski żywiołowe (Kundzewicz, 2000), przy czym średnio w roku przekraczają one dziś 31 mld USD. Porównanie tych liczb wskazuje, że w stosunku do innych klęsk żywiołowych, na jedną ofiarę śmiertelną w trakcie powodzi przypadają relatywnie duże straty gospodarcze: 1,29 mln USD/1 ofiara.

Tabela 8. Największe wezbrania 30 wielkich rzek świata

Lp.	Rzeka	Kraj	Powierzchnia dorzecza (10 <sup>3</sup> km <sup>2</sup> )	Wodowskaz	Powierzchnia zlewni (10 <sup>3</sup> km <sup>2</sup> )	Przeływ kulminacyjny [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	Kulminacyjny odpływ jedn. [dm <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ·km <sup>-2</sup> ]	Data	Typ wezbrania
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Amazonka	Brazylia	5 854	Obidos	4 640	370 000	79,7	06.1953	opadowe
2	Nil	Egipt	3 826	Aswan	1 500	13 200	8,8	09.1878	opadowe
3	Kongo	Zair	3 699	Brazzaville B.	3 475	76 900	22,1	12.1961	opadowe
4	Missisipi	USA	3 203	Arkansas City	2 928	70 000	23,9	05.1927	opadowe
5	Amur	Rosja	2 903	Komsomolsk	1 730	38 900	22,5	09.1959	opadowe
6	Parana	Argentyna	2 661	Corrientes	1 950	43 070	22,1	06.1905	opadowe
7	Jenisiej	Rosja	2 582	Yeniseysk	1 400	57 400	41,0	05.1937	roztopowe
8	Ob-Irtysz	Rosja	2 570	Salekhard	2 430	44 800	18,4	08.1979	roztopowe
9	Lena	Rosja	2 418	Kasur	1 470	189 000	77,8	06.1967	roztopowe/ zatorowe
10	Niger	Niger	2 240	Lokoja	1 080	27 140	25,1	02.1970	opadowe
11	Zambezi	Mozambik	1 989	Tete	940	17 000	18,1	05.1905	opadowe
12	Jangcy	Chiny	1 794	Yichang	1 010	110 000	108,9	07.1870	opadowe
13	MacKenzie	Kanada	1 713	Norman Wells	1 570	30 300	19,3	05.1975	roztopowe
14	Chari	Czad	1 572	N'Djamena	600	5 160	8,6	10.1961	opadowe
15	Wolga	Rosja	1 463	Volgograd	1 350	51 900	38,4	05.1926	roztopowe
16	St. Lawrence	Kanada	1 267	La Salle	960	14 870	15,5	05.1943	roztopowe
17	Indus	Pakistan	1 143	Kotri	945	33 280	35,2	b.d. 1976	opadowo/ roztopowe
18	Syr-daria	Kazachstan	1 070	Tyumen' -Aryk	219	2 730	12,5	06.1934	opadowo/ roztopowe

Tabela 8 (cd.)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
19	Orinoko	Wenezuela	1 039	Puente Angostura	836	98 120	117,4	03.1905	opadowe
20	Murray	Australia	1 032	Morgan	1 000	3 940	3,9	09.1956	opadowe
21	Ganges	Bangladesz	976	Hardings Bridge	950	74 060	78,0	08.1973	opadowo/ roztopowe
22	Shatt al Arab	Irak	967	Hit(Euphrates)	264	7 366	27,9	05.1969	opadowo/ roztopowe
23	Oranje	RPA	944	Buchuberg	343	16 230	47,3	b.d. 1843	opadowe
24	Huang-he	Chiny	894	Shanxian	688	36 000	52,3	01.1905	opadowe
25	Yukon	USA	852	Pilot Station	831	30 300	36,5	05.1991	roztopowe
26	Senegal	Senegal	847	Bakel	218	9 340	42,8	09.1906	opadowe
27	Colorado	USA	808	Yuma	629	7 080	11,3	01.1916	opadowe
28	Rio Grande	USA	805	Roma	431	17 850	41,4	b.d. 1865	opadowo/ roztopowe
29	Dunaj	Rumunia	788	Orsova	575	15 900	27,7	04.1895	roztopowe
30	Mekong	Wietnam	774	Kratie	646	66 700	103,3	09.1939	opadowe

Źródło danych: J.A. Rodier, M. Roche, 1984.



Tabela 9. Największe powodzie na świecie w latach 1985–2010

Lp.	Indeks powodzi <i>M</i> wg Dartmouth Flood Obs.	Data	Kraje dotknięte powodzią	Rzeki	Geneza	Czas trwania [dni]	Liczba ofiar	Liczba osób dotkniętych powodzią [tys.]	Straty [mln. USD]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	8,4	V-VIII 1995	Chiny	Xiangjiang, Jangcy	opady	93	1530	7 000	14 400
2	8,3	VI-VIII 2007	Chiny	Hanjiang, Beijiang, Xijiang, Pearl, Fangecheng, Huathe, Xiaohong, Hongru	opady	73	600	3 170	4 250
3	8,3	VII-X 2007	Ghana, Burkina Faso, Togo, Niger, Nigeria	Niger, Sokoto i Rima i ich dopływy	opady	77	153	540	b.d.
4	8,3	VI-X 2004	Indie, Bangladesz, Birma	Sarda, Kiul, Bagmati, Adhawara, Lakhandai, Sakri, Bhutahi Balan, Kosi	opady/monsun	110	3000	40 000	b.d.
5	8,3	IV-VII 1992	Argentyna, Brazylia, Paragwaj	b.d.	opady	93	37	306	280
6	8,3	XII-IV 2007	Boliwia, Urugwaj	Grande, Mamore, Ibare, Beni, Chapare, Ichilo, Ibare	opady	138	75	240	200
7	8,3	XI-II 1998	Peru, Ekwador	Ica	cyklon	90	200	100	771
8	8,2	VII-X 2007	Sudan	Biały i Błękitny Nil, Gash, Khor Baraka, Adbara	opady	98	150	200	300
9	8,2	I-VI 2003	Zambia, Angola, Namibia	górna Zambezi i jej dopływy	opady	168	7	20	b.d.
10	8,2	VIII-X 2006	Burkina Faso, Niger, Mali, Nigeria	dopływy Nigeru, Sokoto.	opady	70	4	70	b.d.
11	8,1	I-V 2007	Boliwia	Rio Grande, Pilcomayo, San Juan del Oro, Bermejo, Pirai, Mamore, Secure	opady	112	41	63	90
12	8,1	II-IV 2009	Zambia, Angola, Namibia, Botswana	Zambezi, Chobe, Okavango	opady	58	150	54	240
13	8,1	VI-X 2005	Bangladesz, Indie	Brahmaputra, Ganges i ich dopływy	opady/monsun	122	600	9 500	b.d.
14	8,1	IV-V 2003	Rosja	Wolga, Don i ich dopływy	roztopy	44	1	8	b.d.

Tabela 9 (cd.)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
15	8,1	III-VI 1992	Iran	b.d.	opady	73	105	48	143
16	8,1	I-III 2004	Brazylia	Paranaiba, Poti, Sao Francisco	opady	59	161	230	117
17	8,1	VIII-IX 2009	Gambia, Ghana, Gwinea, Liberia	Pendjari, Niger, Volta, Senegal	opady	24	193	940	b.d.
18	8,0	II-VI 2004	Namibia, Zambia, Angola, Botswana	Okawango, Zambezi i jej dplywy Cuando	opady	123	10	40	b.d.
19	8,0	V 2001	Rosja	Lena, Nizna Tunguska, Kirenga, Biryusa, Tym, Piltun, Jenisej	roztopyzatory	16	7	70	103
20	8,0	VIII-XI 1995	Tajlandia	Nan, Menam	opady	101	260	4 220	240
21	7,9	I-V 2007	Zambia, Angola, Namibia	Zambezi i jej dplywy, Cuando, Okawango, Kunene, Kafue, Mukunashi	opady	121	11	250	b.d.
22	7,9	I-II 2004	Australia	Leichhardt, Gilliat, Flinders, Thomson, Cooper, Barcoo, Balonne, Weir	opady/monsun	43	b.d.	3	32
23	7,9	I-IV 2006	Boliwia	Rio Grande, Guanay, Tipuani, Mapiri, Challana, Desaguadero	opady	83	23	100	35
24	7,9	X-XII 2001	Argentyna, Urugwaj	Salado i jej dplywy, Olimar	opady	62	2	15	1 500
25	7,9	V-VI 1991	Chiny	Huaihe, Jangey	opady	29	400	600	75 000
26	7,9	VIII-X 2003	Burkina Faso, Mali	Niger i jego dplywy, Czarna Wolta, Oti, Biala Wolta	opady	71	31	10	b.d.
27	7,9	VI 1989	Brazylia	Paraiba	opady	26	b.d.	b.d.	b.d.
28	7,8	X 2006 - I 2007	Kenia, Somalia, Tanzania, Uganda	Ewaso Nyiro, Uaso Nyiro, Tana	opady	74	150	700	b.d.
29	7,8	VII-IX 1985	Chiny	Yalu, Liao, Hun, Taizhi, Liaoh	opady	45	200	2 000	350
30	7,8	II-V 2008	Peru	Ucayali, Huayabamba, Saposoa, Mayo, Parapanura, Aguaytia, Yurac	opady	94	26	45	b.d.

Źródło danych: Dartmouth Flood Observatory (aktualizacja – sierpień 2011).

Zaprezentowane w poprzednim rozdziale indeksy wielkości powodzi (skali powodzi)  $M$  obliczone dla 30 największych tego rodzaju zdarzeń z ostatniego ćwierćwiecza zawiera tab. 9. Indeksy przekraczające 6,0 wskazują, że opisywane przez nie powodzie należy zaliczyć do największych, najbardziej dotkliwych i przynoszących ogromne straty materialne i społeczne. Powodzie, których indeks  $M$  przekracza 8, zdarzają się nieczęsto i można je nazwać powodziami katastrofalnymi, których skutki są istotne w skali globalnej. Warto w tym miejscu przypomnieć, że trzy największe powodzie jakie dotknęły nasz kraj (2005, 1997 i 2010) plasują się dopiero w drugiej oraz w szóstej setce największych tego rodzaju katastrof na świecie (por. tab. 7).

## Nam też się „powodzi”

„W tymże roku od Święta Wielkanocy aż do Święta Jakuba w porze żniw (25 VII), nocą i dniem bezustannie padał deszcz. I powstała tak wielka powódź, że ludzie żeglowali po polach i drogach”. Wzmiankę taką, dotyczącą powodzi na Warcie w rejonie Poznania, znajdziemy w materiałach archiwalnych pochodzących z 1253 roku (Kaniecki, 2004). Nie była to oczywiście ani pierwsza, ani ostatnia informacja na temat klęski powodzi na ziemiach Polski, bowiem kraj nasz, z uwagi na warunki klimatyczne, charakter sieci rzecznej oraz budowę geologiczną i pokrycie terenu był, jest i będzie narażony na okresowo pojawiające się wezbrania rzek i związane z nimi powodzie.

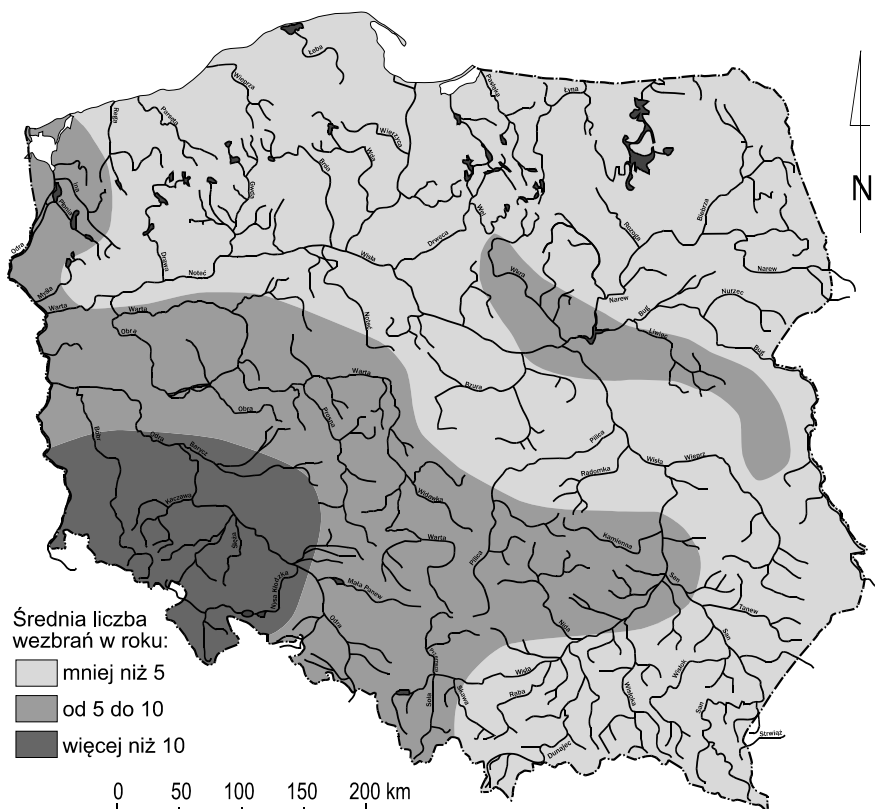
Pierwsze wiadomości o powodziach w Polsce spotykamy w starych kronikach i archiwach. Sporo miejsca poświęca im np. Jan Długosz w swych *Rocznikach, czyli Kronikach Sławnego Królestwa Polskiego*. Pisze tam m.in., że w 988 roku w całym kraju wystąpiły powodzie, a lata 1097, 1118, 1221, 1235, 1270 (jedna z największych powodzi na Odrze i Wiśle), 1299, 1310, 1342, 1347, 1368, 1404, 1414, 1438 zaznaczyły się potężnymi wylewami rzek na ziemiach polskich (Girguś, Strupczewski, 1965). Równie częste wylewy rzek występowały w XVI, XVII, i XVIII wieku, przy czym opisy powodzi z tych lat są już dokładniejsze i można je weryfikować na podstawie większej liczby źródeł. W ich przypadku możliwa jest dziś czasami nawet waloryzacja zasięgów i wielkości tych wezbrań z uwagi na dość szczegółowe opisy (Czaja, 2011).

Kilka powodzi z tego okresu uznać trzeba za katastrofalne z uwagi na zasięg lub też ze względu na szkody, jakie poczyniły. Należy tu wymienić wylew Odry w 1458 roku, czy też dość dokładnie opisaną powódź w Poznaniu w roku 1736, spowodowaną 9-metrowym, lipcowym wezbraniem Warty. Wody tej rzeki zalały wówczas niemal cały ówczesny Poznań wraz z przedmieściami. W niektórych kościołach woda sięgała aż do ambon, a w poznańskim ratuszu było prawie 20 cm wody. „Ta wysokość powodzi zalała wszystkie ulice, tylko Bramą Wrocławską i furką zamkową można było wyniść, a od samej Wronieckiej Bramy łodziami lub spławiami z kłoców lub z koryt pozbijanymi wozili się ludzie za tąż bramę Wroniecką” – pisał o tym zdarzeniu pisarz miejski (Kaniecki, 2004).

Największa znana powódź historyczna na ziemiach polskich i jednocześnie największa chyba powódź w Europie Środkowej wystąpiła w sierpniu 1813 roku. Potężne wezbrania pojawiły się w rzekach dorzecza Wisły oraz w górnym i środkowym biegu Odry (Czaja, 2011). Powódź ta spowodowała straty porównywalne z tymi, jakie zanotowano w lipcu 1997 roku. Na przykład w Krakowie Wisła zalała wtedy dzielnice Dębniki, Zakrzówek, Płaszów i Dąbie. Centralne Biuro

Hydrograficzne w Wiedniu oceniło ówczesny przepływ Wisły pod Wawelem na 3300 m<sup>3</sup>/s. To po tej powodzi, przy zbudowanym od nowa moście Karola, wspomniane CBH zainstalowało pierwszy wodowskaz i rozpoczęło systematyczne pomiary stanów wody Wisły (Pociask-Karteczka, 2009).

O zasięgach dawnych powodzi, czasem dość precyzyjnie, informują spotykane niekiedy w miastach tzw. „tablice powodziowe”, na których, albo za pomocą których, zaznaczano najwyższe poziomy wód. Zachowały się one w wielu miastach położonych nad rzekami, m.in. w Krakowie, Poznaniu, Toruniu, Wrocławiu i Gdańsku, jak też na terenach szczególnie narażonych na powódzie – np. na Żuławach Wiślanych. Na bramie klasztoru ss. Norbertanek na Salwatorze w Krakowie znajduje się tablica, dokumentująca powódź w 1593 roku, z widniejącym na niej napisem: „1 lipca zaczął wielki deszcze w Krakowie i okolicy padać i trwał całe 48 godzin bez przerwy, a zatem trzeciego dnia nastąpiła powódź Wisły, jakiej wedle pamięci ludzkiej nie widziano jak wielu myślało” (Pociask-Karteczka, 2009). Symptomatyczny jest fragment „jak wielu myślało”. Czyżby zapowiedź kolejnych tego rodzaju zdarzeń?



Rys. 31. Średnia w roku liczba wezbrań rzecznych w Polsce (źródło: IMiGW, zmienione)

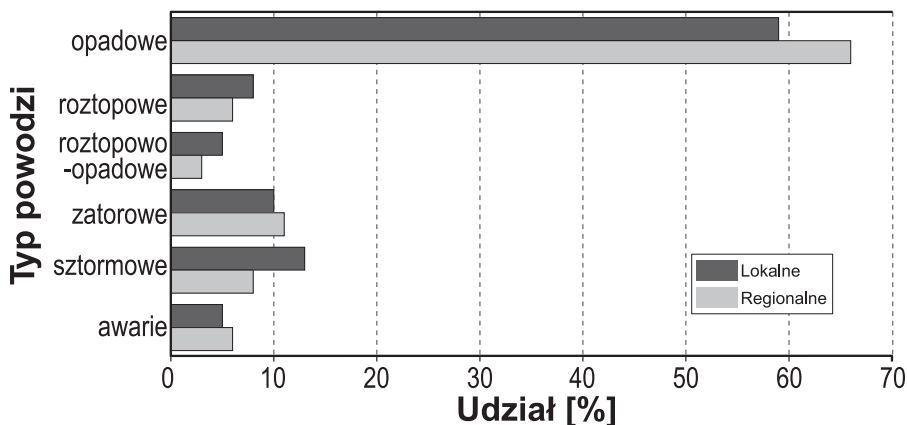
Analizy danych i zapisków archiwalnych wskazują, że w czasach historycznych na ziemiach polskich powódzie o charakterze katastrofalnym występowały przeciętnie co 20 lat, a więc z prawdopodobieństwem empirycznym 5%. Należy jednak podkreślić, iż zmienność obejmuje tu przedział od kilkunastu do 30 lat (3–7%). Niektórzy badacze dowodzą także, że są przesłanki by twierdzić, iż powódzie o szczególnie dużym zasięgu i sile zdarzają się w Polsce średnio raz na 100 lat – tzw. powódzie wiekowe (Makowski, 1999).

Tabela 10. Geneza, zasięg i czas występowania różnych typów wezbrań w Polsce

Zasięg wezbrania	Miejsca wezbrań, zalewów i podtopień	Typ	Półrocze chłodne						Półrocze ciepłe					
			XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Regionalny	Odcinki ujściowe i delty rzek, równiny nadmorskie	sztormowe	sztormowe						sztormowe					
			zatorowo-sztormowe											
	Doliny dużych i średnich rzek, tereny nisko położone, kotliny śródgórskie	rzeczne	opadowe											
			roztopowe											
			roztopowo-opadowe											
			zatorowo-śrężowe											
			zatorowo-lodowe											
	Lokalny	Doliny małych rzek i potoków, kotliny i lokalne obniżenia terenu	rzeczne	roztopowe										
roztopowo-opadowe														
opadowe gwałtowne														
zatorowe														
awarie obiektów hydrotechnicznych														
Nisko leżące tereny miejskie i obszary skanalizowane, rzadziej zdrenowane		gwałtowne							opadowe gwałtowne					
	awarie obiektów hydrotechnicznych													
Miesiące			XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X

Wezbrania rzeczne w Polsce, podobnie jak na świecie, mogą mieć różne przyczyny, zasięg i czas występowania (tab. 10). W ciągu roku na rzekach Polski notuje się od kilku do ponad 10 wezbrań o różnej skali, genezie i skutkach (rys. 31). Najwięcej tego rodzaju zjawisk występuje na rzekach płynących w południowo-zachodniej części Polski (np. rzeki górskie Sudetów), a więc tam gdzie zaznacza się zarówno, uwarunkowany klimatem oceanicznym, swoisty „niepokój hydrologiczny”, jak i stymulujące „kapryśność” rzek czynniki morfologiczno-geologiczne. Ten niepokój udziela się również rzekom niemal całego dorzecza Odry oraz tym, które odbierają wodę z Wyżyny Małopolskiej. Im dalej na wschód i północny wschód, tym mocniej uwidacznia się natomiast „kontynentalizm hydrologiczny” rzek, przejawiający się nie tylko mniejszą zmiennością różnych charakterystyk hydrologicznych, w tym średniego odpływu rocznego (Jokiel, Kożuchowski, 1989), ale również relatywnie małą liczbą wezbrań w ciągu roku.

W drugiej połowie XX wieku (1946–2002) zanotowano w naszym kraju ok. 600 powodzi o różnej skali, przyczynach, przebiegu i stratach (Dobrowolski i in., 2010). Zarówno w skali regionalnej, jak i lokalnej przeważały wezbrania i powodzie opadowe (rys. 32). Wśród zdarzeń regionalnych dominowały powodzie opadowe (59%), sztormowe (13%) i zatorowe (10%). Powodzie te dotyczyły głównie obszarów dolin rzek górskich (np. Nysa Kłodzka, Dunajec) oraz nizinnych (np. Wisła, Odra, Bug, Narew). W przypadku powodzi lokalnych, przewaga kataklizmów wywołanych opadami była jeszcze większa (66%). Z punktu widzenia obszaru, na którym wystąpiło to zjawisko, wspomniani autorzy wymienili powodzie na terenach niezurbanizowanych, powodzie miejskie i powodzie w obniżeniach terenu, w tym na obszarach szkód górniczych. Około 5% zdarzeń powodziowych wywołane zaś było przez awarie lub nieprawidłową eksploatację urządzeń hydrotechnicznych.



Rys. 32. Udział powodzi o różnej genezie w Polsce w latach 1946–2002 w skali regionalnej i lokalnej (oprac. własne na podstawie: Dobrowolski i in., 2010)

W pierwszej połowie lipca 1997 roku w dorzeczu górnej Odry wystąpiła powódź, której rozmiary przekroczyły najbardziej katastroficzne prognozy. Niszczycielski żywioł przekroczył nawet skalę wcześniejszych tego rodzaju zjawisk, w tym rozmiary powodzi, jaka miała miejsce na Łabie i Odrze w 1813 roku. Nie da się precyzyjnie odpowiedzieć na pytanie, czy była to woda o prawdopodobieństwie przekroczenia raz na 200, 500, czy nawet 1000 lat? Pochłonęła ona jednak 56 istnień ludzkich i wyrządziła ogromne straty materialne i społeczne (Słota i in., 1999a).

Na początku lipca 1997 r. Polska znajdowała się w ciepłym i bardzo wilgotnym powietrzu, związanym z układami niżów dominującymi nad całą Europą. Początkowo była to zatoka niskiego ciśnienia z frontami związana z niżem znad Wysp Brytyjskich, a nieco później płytki układ dwóch niżów uformowanych nad Niziną Mazowiecką i Węgrami. Bezpośrednio związany z nimi był front atmosferyczny oddziaływający we wschodniej części kraju. W dniu 5 lipca nad zachodnią i południowo-zachodnią częścią Polski pojawiło się chłodne powietrze polarnomorskie, a nad pozostałe obszary napływało powietrze zwrotnikowe, ciepłe i bardzo wilgotne. Doszło więc do zetknięcia dwu różnych mas powietrza, co przesądziło o wystąpieniu dużych i intensywnych opadów.

Na początku burze i opady były słabe, jednak w momencie zetknięcia się wspomnianych dwu mas powietrza intensywność opadów bardzo wzrosła. Ogarnęły one całą Polskę, osiągając najwyższe sumy i natężenia na południe od równoleżnika Warszawy. Podobna sytuacja wystąpiła w Austrii, zachodniej Słowacji, na Węgrzech i w krajach dawnej Jugosławii. Szczególnie trudne warunki zaistniały we wschodnich Czechach i na Morawach. W czeskiej części dorzecza Odry opady były tak intensywne, że stąd właśnie popłynęła do nas Odrą fala powodziowa o dwa metry przekraczająca najwyższe dotychczasowe notowania (Czaja, 2011).

W Polsce opady poprzedzające główną falę powodzi rozpoczęły się w nocy z 3 na 4 lipca. Maksymalne ich sumy dobowe zanotowano natomiast między 6 i 8 dniem tegoż miesiąca. Strefa opadów wyraźnie przesuwiała się z zachodu na wschód. Sumy dobowe wyższe niż 100 mm pojawiły się w trójkącie Jelenia Góra – Warszawa – Nowy Sącz. Sumy przekraczające 200 mm na dobę ( $200 \text{ dm}^3 \cdot \text{m}^{-2}$ ) wystąpiły w górach (w Sudetach i Karpatach), głównie na odcinku między Karpaczem na zachodzie i Dunajcem na wschodzie. Sumy dobowe przekraczające nawet 250 mm pojawiały się punktowo w Masywie Śnieżnika oraz w górnych partiach dorzeczy Wisły, Soły, Raby i Dunajca. Również na terenach Bramy Morawskiej opady dobowe były wyższe niż 250 mm. Wartości ekstremalne zanotowano w Wiśle koło Skoczowa – 333 mm oraz na Hali Gąsienicowej – 355 mm i na Kasprowym Wierchu – 315 mm. Potężne opady wystąpiły także na Śląsku (Katowice – 170 mm) i w Krakowie – 154 mm. Nawet w górnych częściach dorzeczy Warty, Prosny i Pilicy opad dobowy przekraczał lokalnie 200 mm. Deszcze te spadły na mocno nasycone wodą podłoże,



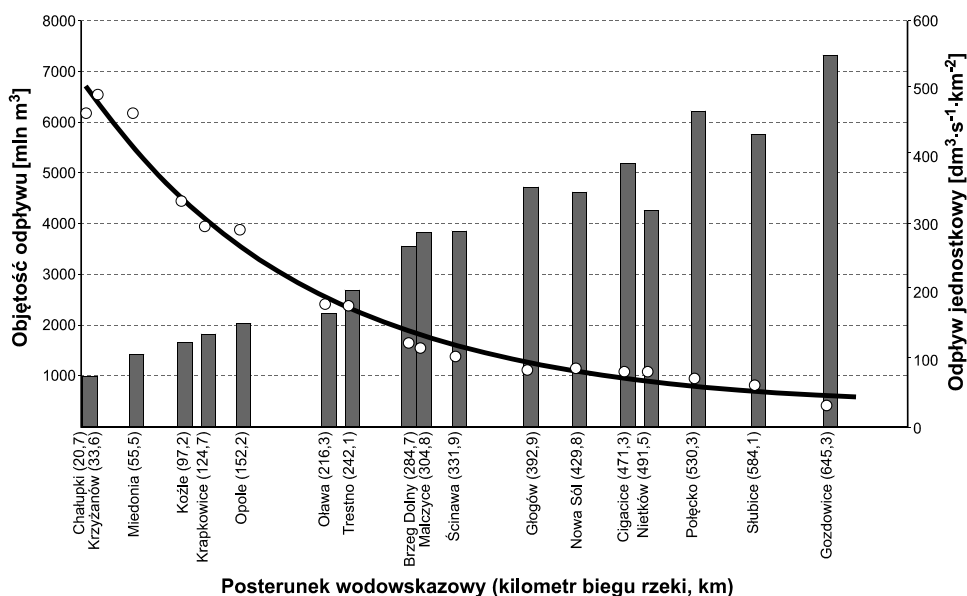
a wiec i na nizinach zaistniała sytuacja sprzyjająca powstaniu wielkich fal wezbraniowych.

Najwcześniej powódź rozpoczęła się na górnej Odrze (Czechy) oraz na całym terytorium Moraw. Gwałtowny wzrost stanów wody na Odrze, poniżej granicy Polski, rozpoczął się 5 lipca. Na wodowskazie w Miedoni absolutne maksimum stanu wody z okresu obserwacji, równe 838 cm (1985 r.), przekroczone zostało o 207 cm.

Katastrofalne rozmiary miała powódź we wschodniej części Kotliny Kłodzkiej (Kleśnica, Morawka, Biała Łądecka, Wilczka, Bystrzyca). W obrębie małych zlewni wystąpiło wiele powodzi błyskawicznych. Opady dobowe w Masywie Śnieżnika przekroczyły 250 mm. W nocy z 6 na 7 lipca przez Kłodzko przeląła się ogromna fala wezbraniowa uformowana w górnej części zlewni Nysy Kłodzkiej. Na ponad 2 godziny położona wzdłuż koryta Nysy zabytkowa część miasta przykryta została prawie 7-metrową warstwą wody. W ciągu kilku chwil żywioł zniszczył sporą część miasta, pozbawiając je na dłuższy czas energii, gazu, wody pitnej, a zrywając bądź uszkadzając większość mostów drogowych i kolejowych, odciął je od świata. W podobny sposób zniszczeniu uległo wiele wsi i miejscowości położonych w zlewni Nysy Kłodzkiej. Miejscowości takie jak Wilkanów, Trzebeszowice czy Żelazno przestały właściwie istnieć.

Przemieszczająca się Nysą Kłodzką fala wezbraniowa jeszcze tej samej nocy zniszczyła część Barda Śląskiego, a w ciągu dnia jej kulminacja dotarła do zbiornika w Nysie. Nieprzygotowany na przyjęcie tak dużej objętości wody zbiornik zaczęto szybko opróżniać przepływem ok.  $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Spust ze zbiornika aż dwukrotnie przekraczał wówczas maksymalny przepływ o prawdopodobieństwie 1% –  $770 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . W tym samym czasie Odrą przemieszczała się fala wezbraniowa uformowana w jej górnym biegu. W Opolu na 152 km biegu kulminacja przekroczyła absolutne maksimum o 188 cm. Po całkowitym zalaniu Raciborza, Opola i Brzegu oraz po połączeniu się z falami wezbraniowymi Nysy, Ślęzy, Bystrzycy katastrofa zbliżała się do Wrocławia.

Powyżej Wrocławia absolutne maksimum przekroczone zostało o ok. 60–70 cm, a w Ścinawie, poniżej miasta, największe przekroczenie stanu wody również sięgnęło 70 cm. Wystarczyło to jednak, by znaczna część Wrocławia znalazła się pod wodą. Według obliczeń przez koryto Odry i kanały ulgi we Wrocławiu, w czasie kulminacji, przemieszczało się ok.  $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  wody. Średni przepływ Odry w tym mieście wynosi ok.  $150 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , a przepływ o prawdopodobieństwie 1% (tzw. woda stuletnia) ok.  $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Warto zauważyć, iż objętość fali przemieszczonej się Odrą najszybciej wzrastała na odcinku między Oławą i Malczycami, zaś odpływ jednostkowy w czasie przechodzenia kulminacji przez kolejne przekroje wodowskazowe malał eksponencjalnie: od prawie 500 na granicy Polski (Krzyżanów) do poniżej  $30 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  w odcinku ujściowym rzeki (rys. 33).



Rys. 33. Całkowite objętości fal wezbraniowych w lipcu 1997 r. i odpływy jednostkowe przepływów kulminacyjnych wzdłuż biegu Odry (Ślota i in., 1999a, poprawione)

Po przejściu przez Ścinawę wezbrane wody Odry dotarły do Połęcka, gdzie kulminacja powodzi była „tylko” równa absolutnemu maksimum z 1948 roku i wynosiła 556 cm. Dopiero przy ujściu Warty i na dolnej Odrze fala powodziowa nie sięgnęła absolutnych maksimów – w Słubicach była nawet od nich niższa o 84 cm. Warto dodać, że czas przemieszczania się fali od granicy Polski do Połęcka wyniósł 10 dni – od 8 lipca, godz. 8<sup>00</sup> do 18 lipca, godz. 23<sup>00</sup>. Katastrofę na Odrze potęgował fakt, że fale wezbraniowe dopływów nakładały się na kulminację przemieszczającą się wzdłuż Odry.

Na górnej Wiśle, w odróżnieniu od Odry, wezbrania mieściły się w zasadzie w przedziale absolutnych maksimów. Stany wody zaczęły gwałtownie rosnąć od 6 lipca. Przez Kraków, Karsy i Szczucin kulminacja przeszła 10 lipca. W Krakowie stan wody był niższy od absolutnego maksimum z 1970 roku o ok. 35 cm i wyniósł 872 cm. Z uwagi na niskie i stare obwałowania, tradycyjnie już zagrożony był most Dębnicki i Wawel.

W ujściowych odcinkach większych dopływów Wisły kulminacja pojawiła się 9 lipca (Soła, Skawa, Raba). Na Dunajcu była ona opóźniona o jeden dzień. Wezbrania były niższe od absolutnych maksimów na Sole o 140 cm, na Skawie o 56 cm, na Rabie o 157 cm, zaś na Dunajcu o 155 cm. Warto tu podkreślić, że swoje „5 minut” miały, oddane do użytku zaledwie kilka dni wcześniej, zapory i zbiorniki w Czorsztynie i Sromowcach. Do zbiornika czorsztyńskiego dopływało

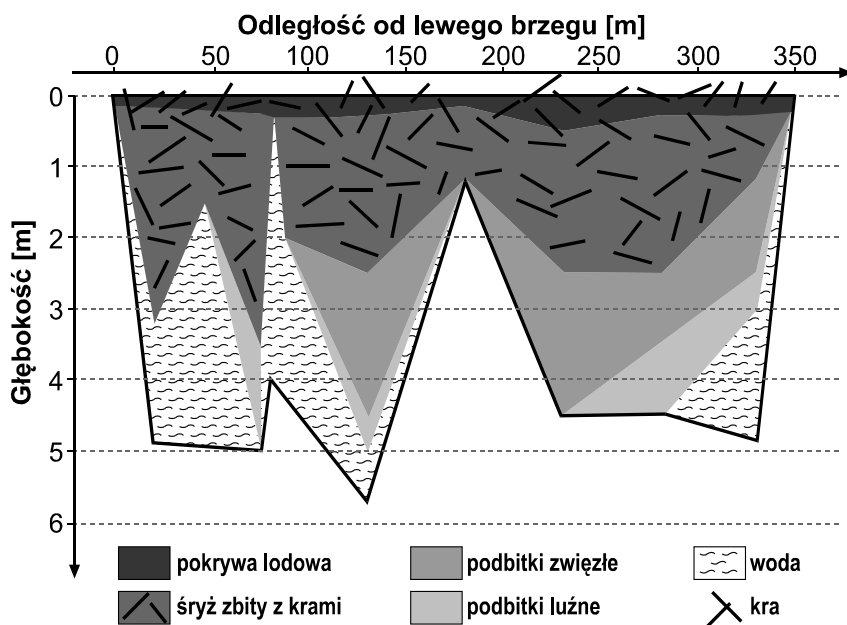
w czasie wezbrania ok.  $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , a wypływało „zaledwie”  $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Dzięki oddaniu do użytku tego zbiornika nie zostały zalane, tak jak w 1934 roku, przełom Dunajca, Szczawnica, Krościenko i oczywiście Nowy Sącz. W wyniku nałożenia się fal wezbraniowych Wisły i Dunajca, poniżej jego ujścia, przekroczone zostało o 26 cm absolutne maksimum stanu Wisły z 1934 roku. W konsekwencji, kulminacja fali, jaka dotarła do Sandomierza, była wyższa od wcześniej notowanej o 30 cm. Co ciekawe, służby IMiGW zmierzyły przepływ w czasie przechodzenia fali przez Warszawę. Wyniósł on ok.  $5200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , a zatem był bliski wartości pomierzonej w czasie wezbrania w 1960 roku. Kulminacja ta dotarła do wodowskazu w Tczewie 19 lipca i „tylko” o 1 m przekroczyła stan alarmowy (Słota i in., 1999b).

Roztopowe wezbrania rzek Polski są zjawiskiem częstym, choć stosunkowo rzadko kończą się powodzią lokalnymi czy regionalnymi. Zdecydowanie największe było wezbranie roztopowe z marca i kwietnia 1979 roku. W czasie tzw. zimy stulecia utworzyła się w Polsce gruba pokrywa śnieżna, w której zawarte było 100–150 mm wody na Niżu i ok. 200 mm w górach. Wzrost temperatury wywołał gwałtowne topnienie śniegów i szybki spływ dużych mas wody. Wezbrania różnych rzek, z tego okresu, wyróżniały się wysokimi kulminacjami, dużą objętością odpływającej wody oraz długim czasem trwania. Fala wezbraniowa przy ujściu Wisły niosła wtedy prawie  $18,2 \text{ km}^3$  wody, co stanowiło ponad 53% średniego rocznego odpływu z jej dorzecza. Powodzie wyrządziły wówczas duże szkody, zwłaszcza w północno-wschodniej Polsce oraz w tzw. węźle warszawskim (np. Pułtusk).

Fale wezbrań roztopowych formują się nieco inaczej niż opadowych. Bywa często, że na całym obszarze, nawet dużej zlewni, do koryt dostaje się jednocześnie ogromna ilość wód roztopowych. Powoduje to, że kulminacje fal mogą się równocześnie uformować w wielu miejscach systemu rzecznego (niekiedy wcześniej w dolnym biegu rzeki niż w górnym). Najgorsza sytuacja występuje wówczas, gdy poszczególne fale nakładają się na siebie, formując wezbranie z ogromną kulminacją i długim czasem trwania.

Szczególnie niebezpieczne są w Polsce wezbrania roztopowe potęgowane zatorami lodowymi powstającymi głównie w obrębie nieuregulowanych odcinków dużych rzek Polski. Według różnych danych RZGW (Regionalne Zarządy Gospodarki Wodnej), w większych rzekach Polski występuje co najmniej 790 odcinków koryt predysponowanych do powstawania zatorów lodowych lub śryżowych. Tylko w obrębie dorzecza Wisły jest ich 370, w tym duża liczba na Wiśle i jej dopływach poniżej Warszawy (rys. 34). Odcinki te zostały zidentyfikowane w oparciu o dane hydrometryczne, sondowania koryt w trakcie występowania zjawisk lodowych oraz obecność tzw. „blizn lodowych”, czyli śladów otarć kier lodowych występujących np. na drzewach rosnących w obrębie teras zalewowych. Szczególnie „zatorogenny” jest odcinek Wisły między Modlinem, Wyszogrodem, Kępą Polską i Płockiem, przy czym położony poniżej Zbiornik Włocławski jest

czynnikiem sprzyjającym powstawaniu na tym odcinku wielkich wezbrań zatorowych i roztopowo-zatorowych.



Rys. 34. Lodowe wypełnienie koryta Wisły 13 stycznia 2004 r. w rejonie Kieźmarku – km 929,8 (ok. 200 m powyżej mostu). Wypełnienie koryta – 80% (źródło: Zakład Kriologii i Badań Polarnych, Inst. Geografii UMK, 2011, zmienione)

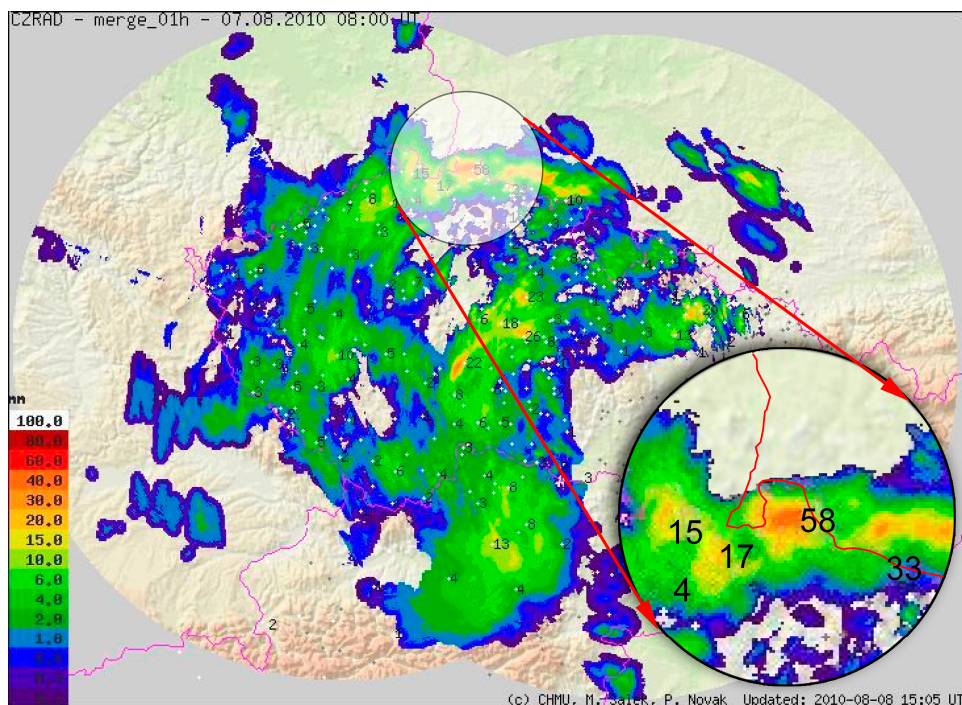
Wezbranie roztopowe w styczniu 1982 roku w obrębie górnej i środkowej Wisły było właściwie niewielkie, ale splot wydarzeń pogodowych i predyspozycje koryta Wisły poniżej Warszawy spowodowały, że zamieniło się ono w kataklizm. Niskie temperatury w grudniu sprawiły, że na zbiorniku we Włocławku powstała pokrywa lodowa. W końcu grudnia i na początku stycznia na większości obszaru Polski spadł śnieg i deszcz, a dodatnia temperatura spowodowała szybkie roztopy. Wisłą, Narwią, Bugiem i Bzurą popłynęły fale wezbraniowe (na Wiśle fala ta miała 2 m wysokości). Niosły one kry lodowe, pokruszone w górnych odcinkach rzek. W nocy z 5 na 6 stycznia napływające nad Polskę masy arktycznego powietrza spowodowały gwałtowny spadek temperatury, wywołaną pogodę, a w efekcie ogromną „produkcję” sryżu w Wiśle i w Zbiorniku Włocławskim. Spływająca do zbiornika fala z pokruszoną krą napotkała więc na swej drodze swoistą barierę lodowo-sryżową. Powstał zator o długości prawie 100 km, przy czym grubość tego korka lodowo-sryżowego sięgała 7 m w Zbiorniku i 2 m w rejonie Warszawy (Sasim, Ceran, 2006). Miejscami koryto Wisły było w 100% wypełnione lodem i sryżem.

Spiętrzenie ogromnych mas lodu spowodowało wznios stanu wody Wisły w Modlinie i w Wyszogrodzie o ponad 1 m. Natomiast w Płocku, 10 stycznia, woda podniosła się aż o 3 m, przekraczając maksimum z 1979 roku o ponad 1,2 m. Wody Wisły przelewały się przez korony wałów lub rozmywały ich osłabione korpusy. Zalane zostało ponad 10 km<sup>2</sup> powierzchni, w tym dwie miejscowości (Brwilno i Popłacin) oraz lewobrzeżna dzielnica Płocka – Radziwie. Dzięki sprawnej akcji ratowniczej ofiar w ludziach nie było, ale straty materialne i społeczne były ogromne. Jak prawie co roku, wojsko i służby ratownicze broniły zagrożonego przez lody zabytkowego już niemal mostu przez Wisłę w Wyszogrodzie. Ten drewniany obiekt miał długość 1300 m i został zbudowany przez wojska niemieckie w 1916 roku. Do 1999 roku był on najdłuższą w Europie drewnianą przeprawą przez rzekę. Niestety, w tymże roku został rozebrany. Trochę szkoda.

Bóbr, Kwisza oraz ich dopływy są uznawane za rzeki, w których gwałtowne wezbrania i powodzie opadowe (w tym błyskawiczne) są szczególnie częste i groźne. W wieloletnim okresie 1946–2001 zanotowano tam ok. 80 tego rodzaju zdarzeń (Mierkiewicz, Sasim, 2004). W 2010 roku do tego regionalnego klubu „Zachodnich Sudetów” dopisała się jeszcze Nysa Łużycka oraz kilka jej niewielkich dopływów (Jeřica, Miedzianka, Witka/Směda), w których, na początku sierpnia 2010 roku, zdarzyły się bardzo groźne powodzie błyskawiczne.

W Zachodnich Sudetach sytuacja synoptyczna między 6 i 8 sierpnia 2010 roku była podobna do tej, która zapoczątkowała kataklizm powodziowy w całej środkowej Europie w sierpniu 2002 roku (powódź w dorzeczu Łaby). Nad Górami Izerskimi i Łużyckimi przez 12 godzin utrzymywał się front atmosferyczny wywołujący obfite i ciągłe opady od 6 do 7 sierpnia (ok. 36 godzin). Najbardziej intensywne ulewy (do 60 mm na godzinę) wystąpiły w nocy i rano 7 sierpnia (rys. 35). Opady te trafiły na stosunkowo wilgotne podłoże (ok. 60 mm opadu spadło już między 1 i 5 sierpnia), a ponadto zasięg „komórek” opadowych był tego dnia stosunkowo duży. W efekcie ulewy te wywoływały skutek powodziowy na relatywnie dużych obszarach. Tygodniowe sumy opadów (1–8 sierpnia) na niektórych posterunkach opadowych w Czechach przekroczyły 300 mm (Jelonek i in., 2010).

Powódź błyskawiczna, która dotknęła 18-tysięczną Bogatynię, rozpoczęła się rano 7 sierpnia. Na posterunku opadowym w Bogatyni opady między godziną 8 i 9 oraz 9 i 10 wynosiły 26 i prawie 28 mm, przy sumie dobowej bliskiej 144 mm. Wody te nałożyły się na falę wezbraniową, która już nad ranem uformowała się w czeskiej części zlewni i płynęła Miedzianką, powodując ogromne straty w jej dolinie. Na niektórych czeskich wodowskazach na Miedziance i Witce (Směda) stany wody wzrastały wtedy o 1,5 m na godzinę, a przepływy przekraczały „wody stuletnie”. W zlewni Jeřicy woda przelewała się przez korony zapór (np. Fojtka, Mlynice). O 12<sup>40</sup> fala katastrofalnie wezbranej Witki przewalała się przez Frydland, niszcząc niemal całkowicie to miasteczko. Ostatni odczyt ze zniszczonego tam wodowskazu pochodzi właśnie z tej godziny (353 cm).



Rys. 35. Godzinna suma opadów w dniu 7 sierpnia 2010 r. [07–08 UTC] w rejonie Bogatyni (Jelonek i in., 2010)

Miedzianka w Turoszowie (poniżej Bogatyni) zaczęła przybierać tuż po północy 7 sierpnia. Po piątej rano stan wody przekroczył alarmowy i wzrastał w tempie ok. 30 cm na godzinę, osiągając maksimum (590 cm) ok. 13<sup>30</sup> (wzrost o ok. 2,5 m). W Bogatyni kulminacja fali powodziowej w Miedziance pojawiła się godzinę wcześniej. Wezbrana rzeczka w ciągu kilku przedpołudniowych godzin zniszczyła znaczną część tego miasteczka (ok. 50 budynków zostało całkowicie zburzonych). Zginęły trzy osoby. W Markocicach wezbrane wody Miedzianki dosłownie zmiotły cztery duże budynki mieszkalne. Zawaliły się wszystkie mosty (18), a drogi wylotowe z miasta stały się nieprzejezdne lub uległy zniszczeniu (15 km). W trzech miejscach wezbrane wody Miedzianki wlały się do odkrywki Kopalni Węgla Brunatnego „Turów”, rozmywając skarpy i poziomy wydobywce. W wyrobisku znalazło się prawie 6 mln m<sup>3</sup> wody. Uszkodzeniu uległy dwie koparki, przenośniki, drogi oraz dużo sprzętu technologicznego (*Powódź w Bogatyni*, 2010).

Na tym jednak problemy „worka turoszowskiego” się nie skończyły. Tuż po południu tego samego dnia do zbiornika wodnego w Niedowie, należącego do Kopalni „Turów”, wlewało się ok. 1150 do 1300 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> wezbranych wód Witki

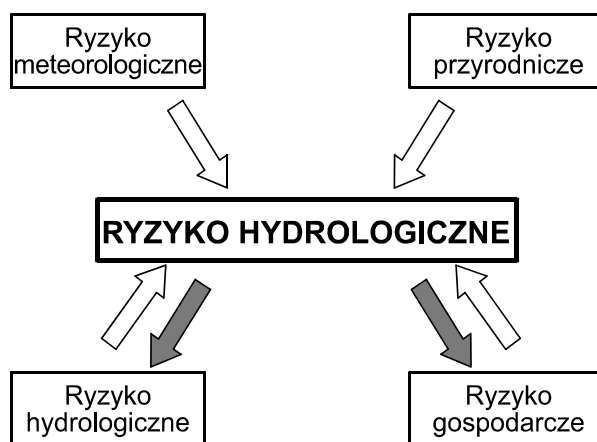
(Jelonek i in., 2010). Wartość ta wskazuje, że odpływ jednostkowy z jej zlewni wynosił w tym czasie ok.  $4000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ . Dotychczas notowane wysokie wody w Niedowie nieprzekraczały  $300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Dopływ do zbiornika był też znacznie większy od wydajności jego urządzeń spustowych, przygotowanych na ok.  $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Spowodowało to przelanie się wody przez koronę zapory i ok. godziny 18<sup>00</sup> rozmycie jej korpusu, a w efekcie kolejną powódź w miejscowościach położonych w dolinie Witki i niżej (np. Radomierzycach).

Opisana powódź błyskawiczna w Bogatyni była jednak tylko dramatycznym elementem większej całości. Bowiem początek sierpnia 2010 pokazał dobitnie, że wody wezbranych rzek nie uznają granic państwowych. W godzinach wieczornych 7 sierpnia resztki domów zmiecionych w Bogatyni przepływały wraz z wezbranymi wodami Nysy Łużyckiej pod mostem w Zgorzelcu. Stan tej rzeki w ciągu 3 godzin wieczornych wzrósł w tym mieście o 4 m, by późnym wieczorem przekroczyć maksimum z 1981 roku. Wody wezbranej Nysy w wielu miejscach przerwały wały przeciwpowodziowe w Czechach, Polsce i w Niemczech. Zalały miasto Zittau, a poniżej ujścia Witki wlały się do znajdującego się po stronie niemieckiej wyrobiska pokopalnianego – Berzdorfer See. Jest też bardzo prawdopodobne, iż awaria ta „uratowała” przed powodzią Zgorzelec i Görlitz.

Wielozadaniowe zbiorniki wodne Polski magazynują średnio 6,5% odpływu rzecznego. Według różnych szacunków, potencjalne możliwości retencji zbiornikowej w naszym kraju wynoszą od 13 do 15% tego odpływu. Obok ok. 100 zbiorników, z których każdy retencjonuje powyżej 1 mln  $\text{m}^3$  wody, istnieje prawie 29 tys. różnych obiektów „małej retencji” (małych zbiorników, stawów, podpiętrzonych jezior itp.). Łączna pojemność wszystkich obiektów retencjonujących wodę przekracza już w Polsce 4  $\text{km}^3$ . Warto równocześnie wiedzieć, że z prawie 1800 zapór, grobli i obiektów stale piętrzących wodę, 69 stwarza dziś istotne zagrożenie. W grupie tej jest m.in. zbiornik na Wiśle we Włocławku oraz kilka innych budowli I i II klasy (Michalczyk, 2008). Warto w tym miejscu wspomnieć, że woda wypływająca ze zbiornika w momencie awarii zapory przemieszcza się z prędkością znacznie przekraczającą „dopuszczalną na terenie zabudowanym” ( $>50 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ ). To zaś mocno ogranicza efektywną akcję ostrzegawczą czy ratowniczą. Zatem, piętrząc wodę za pomocą tych czy innych obiektów, ryzykujemy. Nasze decyzje, najpierw o powstaniu, a potem o utrzymywaniu piętrzenia, były więc podejmowane w warunkach niepewności. Można nawet zaryzykować tezę, że właściwie każda ingerencja człowieka w środowisko wodne jest ryzykowna i to zarówno w aspekcie ryzyka występującego w obrębie zjawisk przyrodniczych, mających wpływ na procesy hydrologiczne, jak i związanego z niepewnością skutków, jakie przyniesie nasze działanie.

Ryzyko hydrologiczne, jego geneza, wielkość, charakter i skutki jest uzależnione od szeregu czynników (rys. 36), ale dotyczy głównie dwu zagrożeń: powodzi i suszy. Zauważmy przy tym, że ryzyko hydrologiczne oddziałuje z ryzykiem hydrotechnicznym i gospodarczym (istnieją tu sprzężenia zwrotne). Natomiast jego

związki z ryzykiem meteorologicznym (niepewnością występującą w odniesieniu do czasu wystąpienia, skali i formy ekstremalnych zjawisk meteorologicznych) i przyrodniczym (występowaniem niezależnych, a często i nieprzewidywalnych klęsk żywiołowych np. trzęsień ziemi, wybuchów wulkanów itp.) są wyłącznie jednostronne. Celem nadrzędnym w zarządzaniu ryzykiem hydrologicznym jest zawsze zapewnienie bezpieczeństwa, choć bywa niekiedy, że jest nim tylko minimalizacja strat (ofiar). Ocena ryzyka hydrologicznego jest więc niezbędna już na etapie projektowania obiektu hydrotechnicznego, czy jakiegokolwiek działania w obrębie środowiska wodnego, natomiast w procesie eksploatacji przedsięwzięcia konieczny jest jego stały monitoring (Ozga-Zieliński, 2010) oraz potrzeba „uczenia się” na własnych błędach.



Rys. 36. Ryzyko hydrologiczne (Ozga-Zieliński, 2010)

Dzień 13 grudnia kojarzy się nam przeważnie ze stanem wojennym i wydarzeniami politycznymi. Jednak starszym mieszkańcom maleńkich Iwin, leżących na Dolnym Śląsku, w obrębie starego zagłębia miedziowego, będzie się on zawsze kojarzył z dramatyczną powodzią, śmiercią najbliższych (18 osób) i utratą całego, choć skromnego, dobytku. Kopalnia miedzi „Konrad” od 1953 roku eksploatowała w sąsiedztwie tego miasteczka zbiornik poflotacyjny, w którym w feralną noc 1967 roku znajdowało się ponad 11,5 tys. m<sup>3</sup> wody i trującego osadu. O godzinie trzeciej w nocy nastąpiło pęknięcie i rozmycie jego grobli na odcinku 134 m (w koronie). Wyrwa sięgnęła podłoża, a pojawiła się w miejscu, w którym pod zaporą przechodził niewielki uskók tektoniczny; jego istnienie udokumentowano dopiero dużo później. Niedoszacowanie ryzyka związanego z istnieniem uskoku i związana z tym nieprawidłowa lokalizacja grobli przyczyniły się niewątpliwie do zwiększenia niepewności w procesie jej eksploatacji. Bezpośrednią przyczyną awarii były jednak prace remontowe i górnicze



prowadzone w sąsiedztwie grobli. Doprowadziły one dodatkowo do rozluźnienia nasypu i osadów w strefie tego uskoku, a następnie do jego oddolnego rozmycia (Fiedler, 2007). W kilka minut po godzinie 3, śpiąca miejscowość Iwiny została przykryta warstwą toksycznego błota. Objętość płynnych osadów, które wypłynęły ze zbiornika, wynosiła 4,5 mln m<sup>3</sup>. Zalały one dolinę lokalnego cieków na odcinku 19 km. Uszkodzonych zostało ponad 120 budynków mieszkalnych oraz kilkaset gospodarskich. Straty były duże, choć w ówczesnych publikacjach trudno było znaleźć jakiegokolwiek informacji na ten temat. Wiele lat później, bo dopiero w 1978 roku, sformułowano też podaną wyżej przyczynę awarii. Dziś gleby w iwińskich ogródkach zawierają 170–830 mg · kg<sup>-1</sup> miedzi oraz 64–220 mg · kg<sup>-1</sup> ołowiu i tylko chrzan rośnie tu chętnie. Mimo tego i kilku innych podobnych doświadczeń, zbiorniki pełniące w Polsce funkcje składowisk płynnych i półpłynnych osadów buduje się nadal jako budowle „tymczasowe”, bez stosownych badań, zabezpieczeń i monitoringu. Skutkiem są występujące nadal sytuacje awaryjne, np. w 2003 roku w jednym ze zbiorników należących do Zakładów Chemicznych „Rokita” w Brzegu Dolnym.



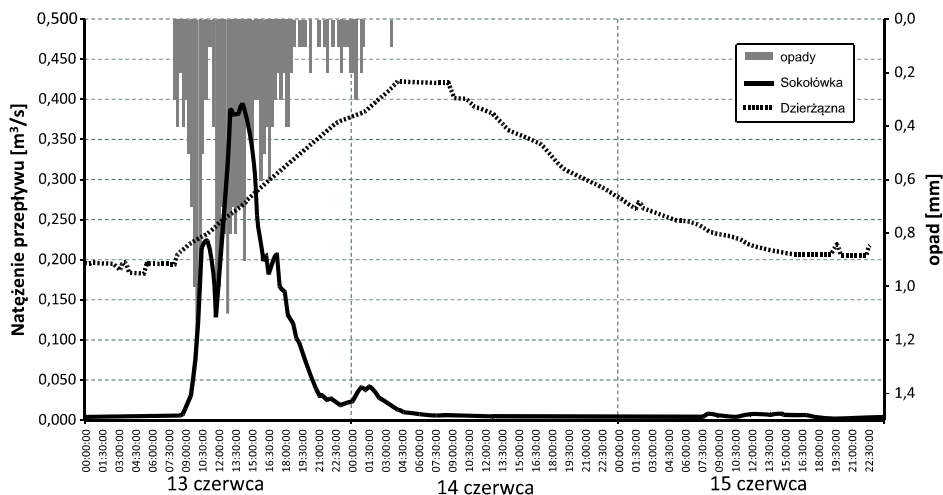
Rys. 37. Zagrożenie powodziowe delty Wisły (Jednorął i in., 2002, zmienione)

Gdańsk jest miastem, w którym różnego typu powodzie związane z wezbrańiami roztopowymi i zatorowymi Wisły lub sztormowym wzniosem wód Bałtyku są niemal codziennością i na trwałe wpisane są w historię miasta (rys. 37), jest ono, do pewnego stopnia, przygotowane na tego typu zjawiska. Ale zdarzenie, jakie miało miejsce latem 2001 roku, było sporą niespodzianką, bo powódź, która dotknęła Gdańsk, miała zupełnie inny charakter. W dniu 9 lipca tegoż roku na 120 km<sup>2</sup> miasta spadło w ciągu doby ok. 120 mm deszczu (w godzinach 18–20 – 74 mm). Efektem była gwałtowna powódź miejska. Przygotowany na przyjęcie 30 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> wody 600-letni Kanał Raduni musiał w ciągu 4 godzin odbierać niemal 100 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>. W efekcie jego wezbrane wody oraz wody kilku innych, mniejszych cieków spływających z zabudowanych terenów wysoczyznowych przerwały wały lub przelały się przez nie (Strzyża), zalewając sąsiednie tereny i niszcząc zabudowania oraz infrastrukturę miejską (dzielnice: Św. Wojciech, Lipce, Orunia oraz dworzec kolejowy i kilka ważnych dróg). Prawe obwałowanie Kanału zostało w wielu miejscach rozmyte na odcinku 5 km, przy czym nie wszystkie wyrwy były skutkiem przelania się wód przez jego koronę. Największe rozmycia powstały w miejscach ujścia do kanału odprowadzalników wód burzowych spływających ze skarp wysoczyzny, po lewej stronie kanału. Straty wyniosły ok. 50 mln USD, a 300 gospodarstw domowych ucierpiało z powodu tego zdarzenia (Majewski, 2003). Wisła w tym czasie płynęła sobie leniwie (w strefie stanów średnich), a fale Bałtyku cicho były o brzeg przy stanie wody o ponad 1,5 m niższym od maksymalnego. Nie ma już dziś wątpliwości, iż skala tej powodzi oraz wielkość strat i zniszczeń spowodowana była błędami w sposobie zabudowy i zagospodarowania miasta oraz złym stanem technicznym koryt, wałów i kanalizacji burzowej.

Mechanizm powstawania powodzi miejskich i ich specyficzne cechy można też zaprezentować na przykładzie dwu rzeczek z regionu łódzkiego: Sokołówki i Dzierżąznej. Obie strugi płyną w zlewni Bzury, w odległości kilku kilometrów od siebie. Obie znajdują się też w zasięgu oddziaływania zjawisk urbanizacyjnych, ale o różnym charakterze i stopniu zaawansowania. Sokołówka odwadnia bowiem północną część terenów miejskich Łodzi, zaś Dzierżązna odbiera wody z terenów podmiejskich, a warunki odpływu w jej zlewni można uznać za quasi-naturalne (Bartnik, Moniewski, 2010).

Rysunek 38 prezentuje przebiegi wezbrań obu rzek, wywołanych tym samym opadem konwekcyjnym, który zdarzył się w obu zlewniach w czerwcu 2009 roku. Była to typowa letnia ulewa, trwająca kilka godzin, w czasie której maksymalne natężenie deszczu sięgało 6 mm na godzinę. Choć opisywane zdarzenie trudno nazwać ekstremalnym, to przykład ten dobrze oddaje skalę i kierunki zmian w charakterze wezbrań, formujących się na obszarach zurbanizowanych. Już na pierwszy rzut oka widać, że czas koncentracji odpływu był w zlewni Sokołówki wielokrotnie krótszy (poniżej 1 godziny) aniżeli w zlewni Dzierżąznej, gdzie wynosił ponad 20 godzin. Warto przy tym zwrócić uwagę, że przepływy Sokołówki, w okresie poprzedzającym te opady, były bardzo niskie (ok. 0,007 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>), natomiast w czasie

kulminacji jej przepływ maksymalny sięgał  $0,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (odpływ jednostkowy wynosił  $69 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). W podmiejskiej zlewni Dzierżanej przepływ kulminacyjny był podobny, ale odpływ jednostkowy był prawie 7 razy mniejszy ( $9,8 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Także czas opadania fali wezbraniowej w rzece miejskiej był dwa razy krótszy niż w cieku naturalnym i wynosił tylko 17,5 godziny.



Rys. 38. Przebieg wezbrań wywołanych tym samym opadem w dwóch łódzkich rzekach o różnym stopniu zurbanizowania zlewni (źródło: Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej UŁ)

Pełne zabezpieczenie przed powodzią nie jest możliwe. Musimy się więc nauczyć z nią żyć. Systemy ochrony przed powodzią, nawet najlepsze, nie są nigdy w 100% niezawodne. Trzeba je więc budować tak, by zawodziły w sposób bezpieczny. Nie jest np. rozsądne zbudowanie potężnego wału przeciwpowodziowego w sytuacji, gdy jego ewentualna awaria może spowodować straty większe niż te, na które jesteśmy narażeni, gdy go w tym miejscu nie ma. Musimy również pamiętać, że dla wielu naturalnych ekosystemów powódź jest częścią błogostawieństwem niż przekleństwem, a straty powodziowe przeważnie generuje człowiek. Autorzy odnoszą czasem wrażenie, że w wielu aspektach nie wyciągnęliśmy dotąd dostatecznych wniosków z wielkich i dramatycznych powodzi, które nas dotknęły. Ciągłe uszczelniamy (przeciekające) lub podwyższamy (zbyt niskie) wały i groble. Wydajemy pozwolenia na budowę – nowych lub ogromnym wysiłkiem remontujemy – niszczone przez kolejne powodzie budynki i instalacje na terenach zalewowych. Ignorujemy często fakt, iż klęska powodzi może pojawić się znowu i to w każdej chwili i niemal w każdym miejscu. Jak gorzką anegdotę można tu przytoczyć wypowiedź jednego z decydentów, który usłyszawszy, że prawdopodobieństwo pojawienia się powodzi w 1997 było mniejsze niż raz na 100 lat, odrzekł: „no to mamy 100 lat spokoju”.

## Niepewne dane o pewnych zdarzeniach

Kiedy pojawiają się nowe dane na temat stanu zasobów wodnych, przepływów rzek czy zjawisk ekstremalnych, które są z nimi związane, padają coraz częściej pytania o sprawdzalność, adekwatność i wiarygodność stawianych wcześniej prognoz hydrologicznych. Pytający bardzo często nie zdają sobie jednak sprawy, iż jakość tego rodzaju projekcji i scenariuszy zależy nie tylko od aktualnego stanu wiedzy na temat procesów i zjawisk hydrologicznych oraz zaangażowania badacza, ale jest też funkcją liczby stacji hydrologicznych, ich rozmieszczenia przestrzennego, długości i częstości prowadzonych obserwacji oraz jakości wykorzystywanego sprzętu i stosowanych procedur pomiarowych. Wszystko to kosztuje, a pieniądze pochodzą zwykle z kieszeni przysłowiowego „podatnika”. Niestety, również i w tym zakresie świat jest bardzo zróżnicowany, a cena jaką są skłonne płacić różne społeczności za niepewną wiedzę o równie niepewnej przyszłości jest bardzo różna i nie zawsze zależy od poziomu rozwoju gospodarczego i cywilizacyjnego. Prawie 40 lat temu W.B. Langbein (1972) zwrócił uwagę na trzy podstawowe właściwości, które muszą posiadać dane hydrologiczne pozyskiwane w ramach sieci posterunków pomiarowych. Są to: wiarygodność, celowość i ciągłość.

Ponad połowa posterunków wodowskazowych działających na rzekach świata znajduje się w Europie i w Ameryce Północnej. Służby hydrometryczne należące do państw leżących na tych obszarach najdłużej też prowadzą obserwacje hydrologiczne. Również jakość i wiarygodność pomiarów jest tu stosunkowo wysoka, gdyż większość posterunków hydrologicznych (ok. 70%) wyposażona jest w urządzenia samorejestrujące i dysponujące niezależnym zasilaniem. Tylko w maleńkiej Szwajcarii, co najmniej od 40 lat, nieprzerwanie działa ponad 300 wodowskazów na rzekach i potokach oraz ponad 50 posterunków pomiaru stanu wody w jeziorach. Zatem, z oczywistych powodów, informacja hydrologiczna płynąca z tych obszarów ma dużo większą wartość naukową i praktyczną niż dane zbierane na innych kontynentach.

Najwięcej błędów zawierają dane pochodzące z niemal całej Ameryki Południowej, z wielu regionów Afryki (północ, wschód i zachód kontynentu), a także z Azji (Azja południowa i południowo-wschodnia) oraz z wysp Oceanii. Nie dość, że gęstość posterunków wodowskazowych jest tam niewielka, a ich serie obserwacyjne są krótkie i nieciągłe, to jeszcze same pomiary trudno czasem uznać za wiarygodne. Na przykład, w strefie tropikalnej, wodowskaz winien w górach zamykać zlewnię o powierzchni co najwyżej 300–1000 km<sup>2</sup>, a na nizinach 1000 do 2500 km<sup>2</sup>.

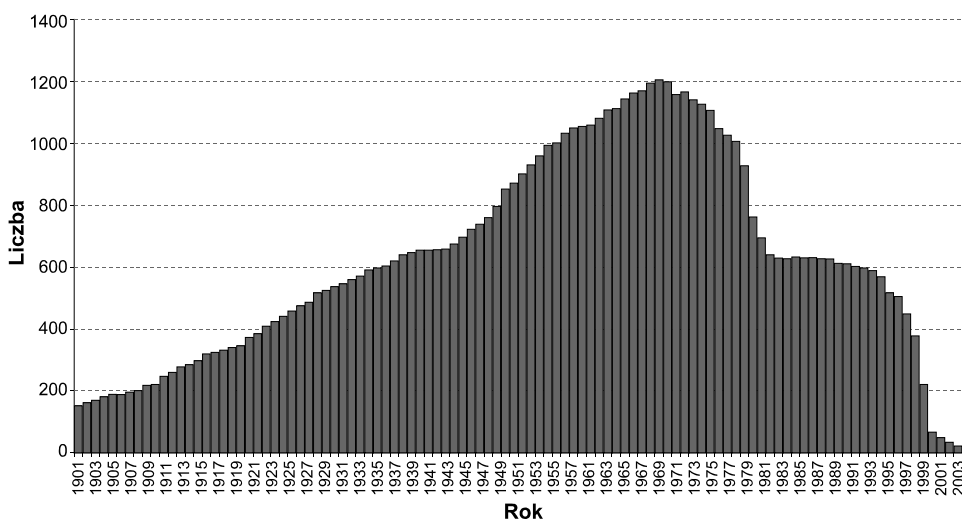
Nawet dziś wartości te, choć rekomendowane przez WMO, są tam rzadko osiągalne. Czasem problemem jest też sposób organizacji sieci pomiarowej. Na przykład w Australii jest aż 25 różnych służb (centralnych i lokalnych), które zajmują się pozyskiwaniem informacji hydrologicznej. Choć jest i „główny koordynator”, to jednak zdobycie tam porównywalnej jakościowo informacji jest dość skomplikowane i trudne. Aby więc z niektórych państw czy regionów, uzyskać w przyszłości dobrej jakości dane, nadające się do współcześnie używanych metod modelowania i procedur analitycznych, należy tam nie tylko rozwijać sieci obserwacyjne, poprawiać jakość prowadzonych obserwacji i unowocześniać używany sprzęt pomiarowy, ale trzeba również uporządkować sposób administrowania istniejącą siecią pomiarową i bazami danych. Potrzebne są na to nie tylko pieniądze i pomoc logistyczna ze strony służb i państw bogatych, ale równie ważna jest edukacja, polegająca choćby na tym, by wskazać lokalnym społecznościom konkretne korzyści płynące z wydatków ponoszonych na utrzymanie stosownych służb obserwacyjnych.

Wiele krajów i rządów nie jest też zainteresowane (mimo że mają takie możliwości) międzynarodową, a nierzadko i wewnętrzną wymianą informacji hydrologicznej i to zarówno tej operacyjnej, jak i historycznej. Niepublikowane są tam żadne dane z tego zakresu, jak i nie podejmowane są wysiłki w kierunku pozyskiwania informacji hydrologicznej z zewnątrz. W innych państwach (tu dobrym przykładem jest Polska), informacja hydrologiczna jest płatna i wspomniany podatnik, utrzymujący skądinąd ze swych podatków służbę hydrologiczną, musi za nią niejako „powtórnie” zapłacić i to wcale nie tak mało. Sytuacja ta jest niezrozumiała i nie powinna być tolerowana. Jest paradoksalne, że dziś, w erze Internetu, „globalnej wioski” i Dyrektywy Powodziowej UE, łatwiej jest wykonać analizy hydrologiczne korzystając z danych z powojennego 25–lecia, niż przeprowadzić badania bazujące na aktualnej i niemal *on line* przetwarzanej informacji hydrologicznej. Równocześnie jednak informacja o hydrologicznych zjawiskach ekstremalnych jest „produktem” chętnie sprzedawanym do, i w publikatorach. Jak jest „dobra” powódź, to chętnie transmitują ją nawet na żywo w telewizji.

Znaczenie informacji płynących z obserwowania, rejestrowania i badania zdarzeń ekstremalnych jest właściwie nie do przecenienia. Zdarzenia te są bowiem praktycznie niepowtarzalne i co by nie powiedzieć o możliwościach ich predykcji, choćby na gruncie determinizmu statystycznego, to przecież kolejna fala wezbraniowa rzeki będzie miała nieco inne parametry niż wszystkie poprzednie, a nowa powódź przebiegnie zapewne zupełnie inaczej niż ta, której doświadczyliśmy wcześniej. Być może największy sens tego rodzaju badań leży zatem w samym opisie zjawisk niepowtarzalnych i w wypracowywaniu sposobów racjonalnego przygotowywania się na najgorsze.

Do obliczenia, przedstawionych w następnych rozdziałach, różnych charakterystyk opisujących wielkość analizowanych wezbrań i maksymalnych przepływów rzek świata wykorzystano informacje zawarte w bazach danych zestawionych przez R. Herschy’ego i R.W. Fairbridge (1998), R. Herschy’ego (2003) oraz w kilku

innych bazach, zestawieniach i publikacjach (Stanescu, Matreata, 1997; Rodier, Roche, 1984; Med-Hycos, 2001; O'Connor, Costa, 2004). Łącznie poddano weryfikacji kilkaset tysięcy różnych danych liczbowych i informacji traktujących o maksymalnych przepływach rzek. Jakość ich była różna i dlatego nie zawsze możliwe było zbudowanie pełnowartościowego rekordu informacji dotyczącego konkretnego wezbrania osiągającego w kulminacji przepływ *WWQ* (tab. 11).



Rys. 39. Liczba uwzględnionych wodowskazów w kolejnych latach wielolecia 1901–2003

Przyczyny tego były rozmaite. Czasem brakowało jednego z elementów rekordu, np. liczby lat obserwacji lub dokładnej daty wezbrania. Zdarzały się sytuacje, że podana informacja była niezbyt wiarygodna. Pojawiały się niekiedy błędy w wartościach przepływów lub powierzchniach zlewni podawanych w zestawieniach. Niemal równie często występowały też błędy rachunkowe i literowe, które sprawiały, że informacja również nie nadawała się do dalszej analizy lub wymagała korekty. Czasem brak było danych (lub były one nieprecyzyjne) o współrzędnych wodowskazu lub jego nazwie. Niektóre dane źródłowe opatrzone były przypisami mówiącymi o nie zawsze profesjonalnym sposobie ich pozyskania lub o tym, że podawane wartości są tylko szacunkowe. Wszystkie tego rodzaju przypadki były analizowane i weryfikowane w oparciu o różne źródła oraz wiedzę autorów, a jeśli to tylko było możliwe – poprawiane i uzupełniane. Ważna dla autorów była również informacja o długości serii obserwacyjnej. Przyjęliśmy bowiem założenie, że do analizy wykorzystane zostaną tylko te maksima przepływu (*WWQ*), które pochodzą z serii co najmniej 5-letnich, przy czym nieistotny był tutaj horyzont czasowy tych serii.

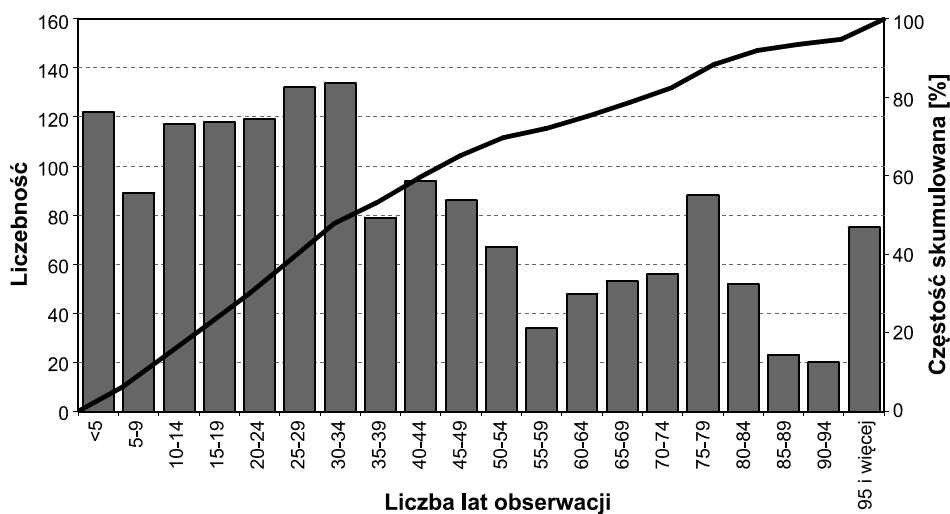
Tabela 11. Przykładowy zbiór rekordów danych uwzględnionych w opracowaniu (po weryfikacji)

Kraj	Rzeka	Wodowskaz	Powierzchnia [km <sup>2</sup> ]	Szerokość geograficzna (dziesiątka)	Długość geograficzna (dziesiątka)	WWQ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	Data			Lata obserwacji		Liczba lat obserwacji	WWq [dm <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ·km <sup>-2</sup> ]	K
							rok	m-c	dzień	od	do			
Indie	Mahanadi	Tikarapara	124 450	20,63	84,62	31 050	1982	VIII	30	1972	1996	25	249,50	4,81
Indie	Brahmani	Jenapur	33 955	20,92	86,00	9 975	1984	VIII	?	1979	1996	18	293,77	4,23
Indie	Baitarni	Anandpur	8 570	21,20	86,12	12 200	1975	VIII	19	1971	1996	26	1423,57	5,29
Indie	Subernarekha	Ghatasila	14 176	22,57	86,47	10 535	1978	IX	2	1971	1996	26	743,16	4,86
Iran	Karun	Ahwaz	60 800	31,33	48,68	11 700	1924	I	?	1894	1970	70	192,43	3,99
Irak	Digla	Baghdad (Sarai)	134 000	22,30	44,38	7 640	1941	II	12	1931	1975	45	57,01	2,63
Irak	Alfurat	Hits	264 100	33,98	42,82	7 366	1969	V	13	1924	1975	52	27,89	1,73
Izrael	Snir	Nr Ma'ayan	623	33,23	35,62	250	1940	I	29	1939	1976	38	401,28	3,08
Izrael	Hermon	Nr Shear Yashuv	141	33,22	35,65	95	1955	XII	18	1939	1976	38	673,76	3,13
Japonia	Ishikari	Ishikari Ohhashi	12 700	43,12	141,53	11 330	1981	VIII	6	1954	1997	44	892,13	5,01
Japonia	Tokachi	Moiwa	8 277	42,80	143,52	9 390	1932	VIII	25	1932	1997	66	1134,47	5,03
Japonia	Kitakami	Kozenji	7 066	38,92	141,17	7 900	1947	IX	16	1947	1997	51	1118,03	4,94
Jordania	Yarmouk	Adasiya	6 790	32,68	35,63	1 310	1954	II	8	1954	1974	21	192,93	3,08
Laos	Mekong	Vientiane	299 000	15,93	102,62	26 000	1966	IX	4	1913	1979	67	86,96	3,72
Laos	Mekong	Pakse	545 000	15,12	105,80	57 800	1978	VIII	17	1924	1979	56	106,06	4,53

Objaśnienia: WWQ – maksymalny przepływ z okresu obserwacji, WWq – maksymalny odpływ jednostkowy, K – indeks powodziowości François-Rodiera, ? – brak informacji.

Wzięte pod uwagę serie, z których pochodziły maksima przepływu, są także różnie „rozmyśzczone” w czasie (rys. 39). Najwięcej zweryfikowanych danych dotyczących przepływów rzek pochodzi z lat 1957–1978 (ponad 1000), przy czym najliczniej reprezentowany jest rok 1969 (1205 przekrojów). Tylko nieliczne ciągi odnoszą się do początków XX i XXI wieku. Przyczyny tego są różne. Mała liczba danych z początku XX stulecia wynika z tego, że ówczesna sieć obserwacyjna była jeszcze słabo rozwinięta, a obserwacje wykonywano okazjonalnie. Natomiast małą liczbę serii pochodzących z początku XXI wieku wiązać trzeba z faktem, że informacje hydrologiczne napływają do baz danych z pewnym opóźnieniem (przeważnie kilkuletnim). Zatem na wiarygodne i masowe dane z tego okresu należy jeszcze trochę poczekać.

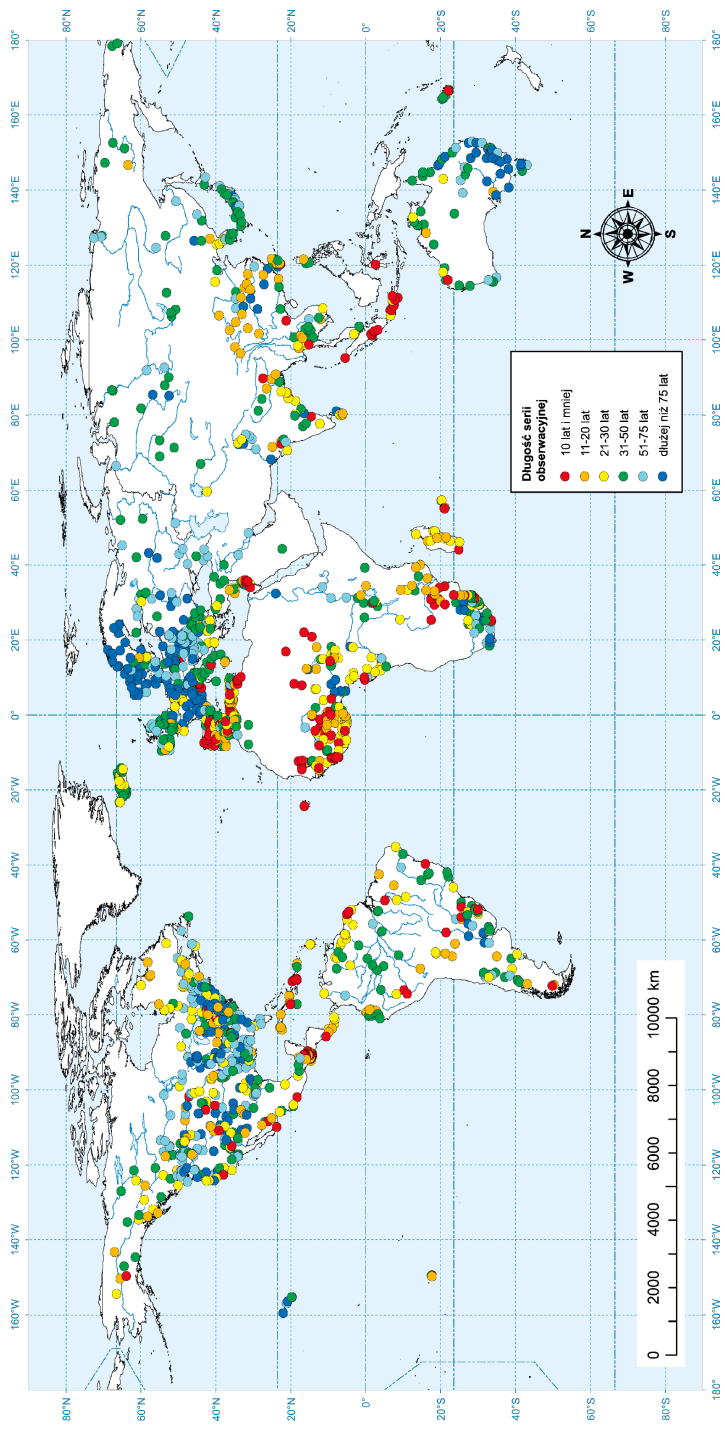
Brane pod uwagę ciągi obserwacji miały też różną długość (rys. 40). Wyselekcjonowane przepływy maksymalne pochodziły najczęściej z serii o długości 25–35 lat, przy czym ok. 50% maksimów zaczerpnięto z ciągów dłuższych niż 30 lat, a kolejne 50% – z krótszych. Oczywiście wiarygodność tych pierwszych jest znacznie większa, nawet jeśli uwzględnimy wyłącznie aspekt statystyczny. Różnice w długości ciągów zaznaczają się również w układzie przestrzennym. Serie długie pochodzą zwykle z Ameryki Północnej, Europy oraz Australii. Z najkrótszych ciągów obserwacji zaczerpnięto zaś maksima przepływów rzek afrykańskich.



Rys. 40. Liczba badanych serii w przedziałach ich długości

W wyniku przeprowadzonej weryfikacji, dla 1315 rzek świata uzyskano względnie jednorodny zbiór 1606 rekordów opisujących maksymalne przepływy (wezbrania), jakie zanotowano w przekrojach kontrolnych (czasem w więcej niż w jednym). Rozmieszczenie tych rzek i wodowskazów w przestrzeni nie jest, niestety, równomierne (rys. 41). Białymi plamami są nie tylko obszary areiczne (często





Rys. 41. Lokalizacja wodowskazów zamykających wybrane zlewnie. Kolor kółka przedstawia długość serii obserwacyjnej

bezodpływowe), ale również zwarte powierzchnie interiorów niemal wszystkich kontynentów. Istotne braki dotyczą m.in. północnych terenów Kanady i Rosji, znacznej części Himalajów, Amazonii i Wielkich Wysp Południowo-Wschodniej Azji. Także niektóre regiony Europy są słabo reprezentowane (Europa Wschodnia i Północna). Zagadnienia te zostaną nieco szerzej omówione w rozdziałach dotyczących poszczególnych kontynentów. By zachować względne podobieństwo „gęstości” informacji hydrologicznej w obrębie badanych obszarów, w zbiorze globalnym znalazło się tylko 12 serii pochodzących z Polski. Analizę całego zbioru maksymalnych przepływów rzek naszego kraju znajdzie Czytelnik w rozdziale *Gdyby Wisła nie topiła...*

W 21 przekrojach wodowskazowych (większość z kontynentu afrykańskiego) obliczone indeksy powodziowości Françou–Rodiera (por. eq. 12) były mniejsze od zera – tab. 12. Oznacza to w uproszczeniu, że przepływy maksymalne  $WWQ$  są w tych rzekach niewspółmiernie niskie (czasem o rząd wielkości) w stosunku do tych, jakie powinny wynikać z powierzchni ich zlewni. Jest symptomatyczne, że ujemne  $K$  odnotowano tylko w rzekach o powierzchni zlewni przekraczającej 10 tys. km<sup>2</sup> oraz to, że odpływy jednostkowe z tych zlewni, w trakcie kulminacji wezbrań, nie przekraczały 10 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>. Wyjaśnienie tego faktu jest, w większości przypadków, stosunkowo proste. Ujemne indeksy  $K$  występują w przekrojach rzek, z których powyżej miejsca pomiaru są pobierane do nawodnień ogromne ilości wody (głównie w okresach wezbraniowych) oraz w przekrojach zamykających zlewnie z dużą powierzchnią intensywnie parujących zbiorników wodnych. Relatywnie niskie maksima odpływu wezbraniowego występują również na wodowskazach zamykających zlewnie, w których występuje intensywne, naturalne ucieczka wody w osady dolinne, delty wewnętrzne lub równiny aluwialne.

Dobłą ilustracją pierwszej sytuacji są Irtysz w Omsku i Huang-He w Huangheyuan (tab. 12). Na Irtyszu, powyżej Omska, pracują trzy hydroelektrownie: Ust'-Kamienogorska, Buchtarmińska i Szulbińska, a od 1974 roku ogromne ilości wody z tej rzeki pobierane są za pomocą kanału dostarczającego ją do systemów irygacyjnych Kotliny Fergańskiej. Kanał ten ma długość 458 km, szerokość 20–40 m i głębokość 5–7 m. Podobna sytuacja ma miejsce w zlewni górnej Huang-He. Jest to chyba najbardziej zapracowana rzeka Chin, gdyż tylko w górnym jej biegu (do przekroju w Huangheyuan) zbudowano co najmniej 14 zapór i zbiorników, z których pobiera się wodę do nawodnień, np. Wanjiashai Dam (rok oddania do użytku – 1999), Xiaolangdi Dam (2001), Laxiwa Dam (2010). Od 1997 roku wody pochodzące z górnego odcinka Żółtej Rzeki są kierowane także do ponad 700 małych i średnich zbiorników wodnych o łącznej pojemności 4 km<sup>3</sup> i za ich pośrednictwem nawadniają okoliczne użytki rolne. W wyniku tych działań, między rokiem 1991 i 2000, liczba dni w roku, w których brakowało wody w dolnym biegu tej rzeki, wzrosła z 10 do ponad 200 (Sobkowiak, 2007). Warto też pamiętać, że ponad 75% użytkowanej rolniczo powierzchni dorzecza Huang-He musi być irygowane (2,4 mln ha). Podobna sytuacja występuje też na kontynencie australijskim, gdzie wezbrane wody Murray i Darling przesyłane są

do systemów irygacyjnych Nowej Południowej Walii i Wiktorii, oraz w Ameryce Północnej, gdzie wody wezbraniowe Rio Grande nawadniają intensywnie uprawiane tereny południowej Arizony i Nowego Meksyku (tab. 12).

Tabela 12. Zestawienie rzek i przekrojów o ujemnym indeksie powodziowości ( $K < 0$ )

Kraj	Rzeka	Wodowskaz	$A$ [km <sup>2</sup> ]	$WWQ$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$WWq$ [dm <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> · km <sup>-2</sup> ]	$K$
<b>Ameryka Północna</b>						
Kanada	Saskatchewan	Le Pas	347 000	3 000	8,65	-0,26
Kanada	Assiniboine	Holland	152 000	1 470	9,67	-0,05
USA	Rio Grande	El Paso	75 800	680	8,97	-0,15
<b>Ameryka Południowa</b>						
Argentyna	Pilcomayo	Fortin Nuevo Pilcomayo	130 000	1 230	9,46	-0,08
<b>Afryka</b>						
Sudan	Bahr el Jabel (Biały Nil)	Malakal	108 000	2 430	2,25	-3,29
Sudan	Bahr el Jabel (Biały Nil)	Mongalla	450 000	2 900	6,44	-0,81
Uganda	Kyoga Nile	Paraa	340 000	2 100	6,18	-0,85
Burkina Faso	Mouhoun (Czarna Volta)	Boromo	37 141	164	4,42	-1,03
Burkina Faso	Mouhoun (Czarna Volta)	Dapola	66 541	640	9,62	-0,05
Burkina Faso	Mouhoun (Czarna Volta)	Nwokuy	14 800	109	7,36	-0,35
Czad	Chari	N'Djamena	600 000	5 160	8,60	-0,29
Egipt	Nil	Asuan	1 500 000	12 500	8,33	-0,43
Ghana	Czarna Volta	Lawra	94 000	934	9,94	-0,01
Mali	Niger	Dire	340 000	2 750	8,09	-0,37
Niger	Niger	Niamej	700 000	2 360	3,37	-2,19
Niger	Komadougou	Bagara	115 000	86	0,75	-3,83
Nigeria	Niger	Joene Bode	563 500	2 692	4,78	-1,43
<b>Australia i Oceania</b>						
Australia (Nowa Południowa Walia)	Darling	Menindee	570 000	3 950	6,93	-0,71
Australia (Południowa Australia)	Murray	Morgan	1 000 000	3 940	3,94	-2,02
<b>Azja</b>						
Chiny	Huang He	Huangheyan	21 000	155	7,38	-0,36
Rosja (cz. azjatycka)	Irtysz	Omsk	769 000	3 680	4,79	-1,51

Także duża powierzchnia intensywnie parujących zbiorników wodnych sprawia, że kulminacje wezbrań są w przekrojach położonych niżej wielokrotnie mniejsze od typowych dla danej powierzchni zlewni. Przykładem może być Nil w Asuanie (tab. 12). Ze Zbiornika Namera paruje rocznie ok. 15 km<sup>3</sup> wody (ok. 2 m warstwa), a jednocześnie Egipt pobiera z niego i ze zlewni środkowego Nilu ok. 55 km<sup>3</sup> wody na własne potrzeby irygacyjne. Warto w tym miejscu zwrócić uwagę na fakt, że pochodząca z 1959 roku umowa, dotycząca wykorzystania wód Nilu, jest skrajnie „asymetryczna” i przypomina umowę między Wilkiem i Zającem. Sudan i Etiopia, na których terytorium formuje się przecież większość zasobów wodnych tej rzeki, mają prawo tylko do ich niewielkiej części (np. Sudan – 18,5 km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>). Kraje te chcą umowę tę renegocjować i planują budowę niezbędnych dla własnego rozwoju zbiorników wodnych, np. w zlewni Nilu Błękitnego. Egipt planów tych nie akceptuje i grozi nawet konfliktem zbrojnym. „Egipt nigdy nie będzie już prowadził wojny, chyba że o wodę” – powiedział kiedyś Anwar Sadat, nieżyjący już prezydent Egiptu. Egipt ma dziś gotowe plany nie tylko 300-kilometrowego kanału, który będzie nawadniał wodą ze Zbiornika Namera wielkie połacie Sahary (projekt Nowa Dolina), ale swego czasu proponował również przerzut z tego zbiornika ok. 0,4 km<sup>3</sup> wody rocznie do Izraela (Kowalczak, 2007). Jednocześnie gotowe są także plany akcji zbrojnych, jeśli Sudan, Północny Sudan lub Etiopia odważą się sięgnąć po zasoby wodne Nilu.

Zupełnie inny charakter mają ogromne, ale naturalne ubytki wód wezbraniowych. Przykładem może być Nil Biały (Bahr el Jabel) w przekroju Malakal, a także Niger w Niamej oraz Chari w N'Djamena. Nie dość, że Nil Biały i jego dopływy przepływają przez intensywnie parujące wielkie jeziora afrykańskie (np. Jez. Wiktorii, Jez. Alberta i Jez. Edwarda) oraz zasilają liczne irygacyjne zbiorniki wodne, to na dodatek wezbrania tej rzeki między Jubą i Malakal zalewają ogromne obszary bagien Sudd (ok. 150 tys. km<sup>2</sup>) i wypełniają wodą, liczne tam, okresowe i epizodyczne jeziora i niecki ewaporacyjne. Również Niger, między Sègou i Niamej, zasila wodami wezbraniowymi nie tylko rozległe bagna okresowe w bardzo szerokiej tu dolinie, ale pozostawia również ogromne ilości wody w osadach swojej delty wewnętrznej (terytorium Mali) i niemal na naszych oczach wyparowuje, płynąc przez półpustynne tereny leżące poniżej Timbaktu. Podobny los dotyka Chari, która zasila w czasie wezbrań nie tylko to co dziś pozostało z jeziora Czad, ale zalewa wodą swoją deltę wewnętrzną w rejonie N'Djameny oraz, poprzez okresowy kanał Bahr Erguig, wlewa ją do rozległych i parujących w tempie 2000 mm na rok podmokłości leżących na wschód od tej miejscowości. Również fale wezbraniowe nigryjskiego Komadougou nikną w licznych jeziorach okresowych i epizodycznych Kotliny Czadu (tab. 12).

Przyczyną ujemnych indeksów  $K$  mogą być także wielkoskalowe przerzuty wody. Specyficznym ich typem są, chyba największe na świecie, tzw. przerzuty kanadyjskie. Woda przesyłana jest tam kanałami zwykle grawitacyjnie i służy celom energetycznym, bądź jest wykorzystywana do poprawiania żeglugi, m.in.

ułatwia spław drewna z terenów północnej Kanady. Największe i najgęstsze sieci tego rodzaju przerzutów funkcjonują dziś właśnie w tym kraju. Kanałami przesyła się tam z rzeki do rzeki ogromne ilości wody, choć na stosunkowo małe odległości – ok. 60 km (wskaźniki siły przerzutu wynoszą tu zwykle  $1000\text{--}2000 \text{ km}^4 \cdot \text{rok}^{-1}$ , gdy największe na świecie przekraczają  $10\,000 \text{ km}^4 \cdot \text{rok}^{-1}$ ). Systemy przerzutu, jak Churchill w Manitobie, James Bay w Quebecu czy też Churchill Falls na Nowej Funlandii transportują ok.  $25 \text{ km}^3$  wody rocznie każdy, na odległość od kilkunastu do kilkudziesięciu kilometrów. Mają one za zadanie łączyć poszczególne rzeki i systemy rzeczne w celu taniego spławu drewna, a co bardzo ważne, poprzez system dużych hydroelektrowni istotnie wzbogacają również bilans energetyczny północnych terytoriów Kanady. Jest niemal pewne, że wskazane w tab. 12 anomalie są skutkiem działania tego rodzaju systemów (Saskatchewan – zapory Nipawin i Campbell Dam; Assiniboine – zapora Shellmouth Dam).

## Tam gdzie rzeki płyną na wschód

### Warunki formowania się wezbrań

Ameryka Południowa zajmuje powierzchnię ok. 17,8 mln km<sup>2</sup>. W przeciwieństwie do Ameryki Północnej, kontynent ten stanowi zwartą bryłę, o kształcie zbliżonym do trójkąta, której 20% leży na Półkuli Północnej, a pozostałe 80% – na Południowej. Jego rozciągłość południkowa jest niemal o 50% większa od równoleżnikowej, co sprawia że odnajdziemy tu niemal wszystkie strefy klimatyczne, od subpolarnej (Ziemia Ognista i Patagonia), przez zwrotnikową i umiarkowaną, aż po równikową (Wyż. Brazylijska, Nizina Amazonki i Nizina Orinoko, Przesmyk Panamski). W kształtowaniu klimatu i zasobów wodnych kontynentu największą rolę odgrywa południkowo zorientowane pasmo Andów oraz otwarte ku wschodowi Nizina Orinoko i Nizina Amazonki. „Dzięki kierunkowi tej niziny, passat wschodni wpada do niej, jakby do worka, wznosi się i sprowadza obfite deszcze, wywołujące najbujniejszą na świecie roślinność leśną” (Nałkowski, 1894). Zwarty łańcuch andyjski hamuje zaś równoleżnikowy przepływ wilgoci, tworząc warunki do powstawania klimatów o różnej wilgotności (od kontynentalnych – skrajnie suchych, po morskie – wybitnie wilgotne) oraz różnych odmian klimatów górskich i wyżynnych. Warunki klimatyczne Ameryki Południowej znajdują się też pod dużym wpływem omywających ją prądów morskich, zwłaszcza zimnych, a także zjawisk El Niño i La Niña.

Przeciętnie na Amerykę Południową spada 1600 mm opadu. Jest to zatem dwa razy więcej niż wynosi średnia dla wszystkich obszarów lądowych. Także przeciętny odpływ z tego kontynentu jest ponad dwa razy wyższy od średniego dla lądów i wynosi ok. 680 mm. Z jednego km<sup>2</sup> powierzchni kontynentu, w ciągu roku, odpływa średnio ok.  $672 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup> wody, a wskaźnik dostępności do wody (*per capita*) wynosi  $38,2 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup> i jest ponad pięć razy większy od średniej dla świata (Shiklomanov, Rodda, 2004). Nadwyżki bilansowe wody z kontynentu do Wszechoceanu odprowadzają trzy główne systemy rzeczne: Amazonki, Orinoko i La Platy, oraz szereg mniejszych lub całkiem niewielkich rzek. Odwodnienie odbywa się do dwu oceanów: Atlantyku (w tym Morza Karaibskiego) i Pacyfiku, przy czym do tego pierwszego spływają wody z 85% powierzchni kontynentu, a do drugiego tylko z 7%. Pozostała część obszaru jest endoreiczna lub areiczna, czyli całkowicie pozbawiona sieci rzecznej (Mato Grosso, Gran Chaco).

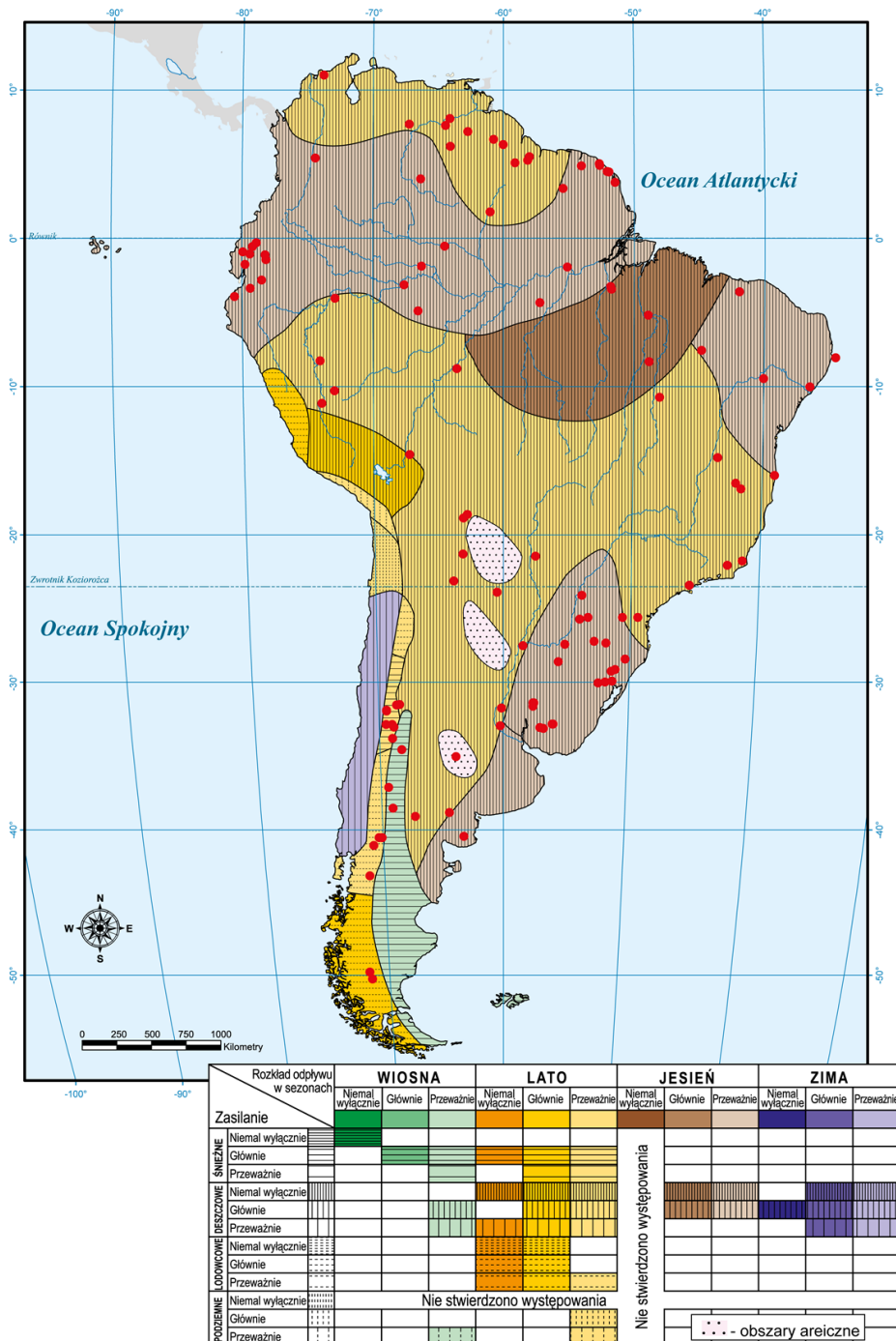
Średnio we wszystkich rzekach Ameryki Południowej płynie ok. 1000 km<sup>3</sup> wody, a więc cztery razy więcej niż w rzekach jej północnej imienniczki. Do Atlantyku rzeki te odprowadzają rocznie ok. 10 tys. km<sup>3</sup> wody, a do Pacyfiku

tylko 800 km<sup>3</sup>. Najmniejszy odpływ roczny z kontynentu stanowi 73% największego, przy czym liczbowo różnica jest mniej więcej równa średniemu odpływowi z kontynentu europejskiego.

Do Oceanu Atlantyckiego oddaje swe wody największy i najbardziej zasobny system rzeczny świata – Amazonki; powierzchnia dorzecza wynosi  $A = 7,2$  mln km<sup>2</sup> (średni odpływ:  $V_r = 6300$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>). W obrębie tego dorzecza płynie kilka potężnych rzek o zlewniach i przepływach należących do największych na świecie. Dość tu wymienić Madeirę (z Mamore) –  $A = 1,36$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 925$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Rio Negro –  $A = 0,47$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 932$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) i Tocantins –  $A = 0,84$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 370$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>). Ogromne ilości wody niosą także kolumbijskie dopływy Amazonki: Caqueta –  $A = 0,20$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 415$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Putamayo –  $A = 0,05$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 197$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) i Atrato –  $A = 0,04$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 131$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) (Dunne, Mertes, 2007). Obok Amazonki, do Atlantyku uchodzi też Orinoko –  $A = 1,08$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 1100$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) oraz Rio de La Plata –  $A = 3,1$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 574$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>). Krótkie i bystre rzeki, spływające z zachodniego skłonu Andów do Pacyfiku (np. San Juan), niosą zaś rocznie od ułamka do 82 km<sup>3</sup> wody (Milliman, Farnsworth, 2011).

Sezonowe zróżnicowanie odpływu z kontynentu południowoamerykańskiego jest wyraźnie mniejsze niż z Ameryki Północnej, mimo że najwyższy stan zasobów wód rzecznych występuje na obu kontynentach w tych samych miesiącach. Przeciętnie najwięcej wody płynie rzekami Ameryki Południowej od kwietnia (10% sumy rocznej) do lipca (11,1%), z maksimum w czerwcu (12,1%). Najmniejsze odpływy pojawiają się zaś w październiku (5,5%) i w listopadzie (5,6%). Ogromną rolę w „spłaszczeniu” sezonowej zmienności odpływu, w skali kontynentu, odgrywa Amazonka. W lewej części jej dorzecza (północnej) pora deszczowa trwa od marca do września, natomiast w prawej – od października do kwietnia. Wskutek tego, prawe i lewe dopływy na przemian dostarczają do niej duże ilości wody. Przepływy Amazonki w jej dolnym biegu są więc stosunkowo mało zmienne sezonowo. Przeciętny stosunek odpływu w miesiącu najzasobniejszym w wodę do odpływu w miesiącu najuboższym wynosi ok. 2,2. Dla sąsiedniego Orinoko wskaźnik ten jest już bliski 81.

Biorąc pod uwagę klimatycznie i morfologicznie uwarunkowaną strukturę bilansu wodnego Ameryki Południowej, da się tu wyróżnić co najmniej trzy jego typy strefowe: sawann i lasostepów, wilgotnych lasów deszczowych i gór oraz szereg ich odmian, występujących zwłaszcza w obrębie sawann (np. *llanos*, *caatinga*, *campos*) oraz obszarów górskich (np. *paramo*, *puna*). Ponad 80% powierzchni kontynentu odwadniają rzeki, które mają dobrze wykształcony reżim deszczowy z porą wezbrań w miesiącach letnich lub jesiennych – rys. 42. Natomiast wzdłuż andyjskiego wybrzeża Pacyfiku, poczynając od 10°S, ciągnie się, w kierunku południowym, wąski pas kolejno następujących po sobie zróżnicowanych ustrojów. Zimny prąd Humboldta jest np. przyczyną powstania tu reżimu charakteryzującego się przewagą zasilania podziemnego i stosunkowo



Rys. 42. Reżimy rzek Ameryki Południowej wg M.I. Lwowicza (1979), zmienione  
Zaznaczono uwzględnione przekroje wodowskazowe



małymi odpływami. Przykładem jest tutaj peruwiańska Santa z odpływem  $4,7 \text{ km}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$  i wezbraniem w lecie (styczeń–kwiecień). Przechodzą one w ustroje deszczowe, zbliżone do śródziemnomorskich, np. chilijska Bio Bio –  $33,0 \text{ km}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$  z wezbraniem zimą (czerwiec–sierpień) i ustroje śnieżno-lodowcowe, np. Baker –  $31 \text{ km}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ , której wody wzbierają latem (styczeń, luty). Zdarza się, że w określonych warunkach wezbrania takie mogą mieć bardzo gwałtowny przebieg. W styczniu 1934 roku rzeką Mendoza w przekroju Guido w Andach Argentyńskich, zamiast notowanego tu zwykle przepływu wezbraniowego rzędu  $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , spłynęła nagle fala o kulminacji ponad  $2300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Wezbranie to było skutkiem nagłego uwolnienia wód z jeziora położonego pod szybko topniejącym lodowcem górskim (Smith, Ward, 1998).

Geneza gwałtownych wezbrań rzek Ameryki Południowej jest tyleż zróżnicowana przestrzennie, co genetycznie. W strefie tropikalnej ich przyczyną są przeważnie obfite deszcze występujące w porze wilgotnej (czasem suchej), których intensywność może być wzmacniana przez różne czynniki o charakterze globalnym i lokalnym. Jako przykład posłużyć może tutaj intensyfikacja letniej cyrkulacji monsunowej w środkowej części kontynentu, która wywołuje zwykle ogromne powodzie w Pantanal, jak również zjawisko El Niño powodujące szczególnie obfite deszcze w Ekwadorze i Peru, ale jednocześnie susze w Kolumbii i Wenezueli. W maju 1983 roku (po intensywnym ENSO) peruwiańska Piura prowadziła aż  $1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  wody, przy czym jej średni przepływ w tym miesiącu wynosi  $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Garreaud, Aceituno, 2007). Bywa też i tak, że „rabunkowa” urbanizacja powoduje lokalne wzmocnienie hydrologicznych efektów wywołanych przez katastrofalne deszcze tropikalne.

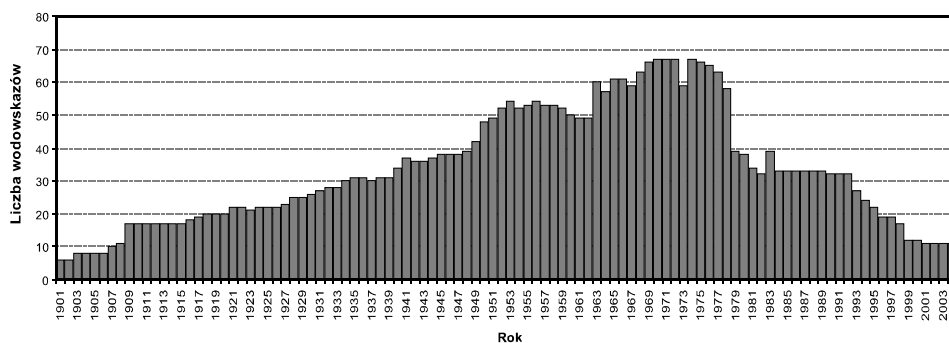
Niektóre z cyklonów, średnio jest ich siedem, które w ciągu każdej jesieni powstają nad gorącym Morzem Karaibskim, „zapędzają” się nieco dalej na południe niż zwykle i zmieniając trajektorię, docierają nad kontynent. Tak było w grudniu 1999 roku w okolicy Caracas w Wenezueli. Dwa miasta, ulokowane w dolnych odcinkach dolin rzecznych i na klifach wybrzeża Morza Karaibskiego (La Guaira i Maiquetia), zostały niemal całkowicie zniszczone wskutek spływu wielkich wód niewielkimi zwykle rzekami wybrzeża oraz w skutek lokalnych potoków błotnych. Zjawiska te powstały w wyniku prawie dwutygodniowych opadów, które zakończyły się całodobowym deszczem nawalnym, wywołanym gwałtownym sztormem o cechach cyklonu. Wiele domów w tej części aglomeracji Caracas posadowionych było na niestabilnych stokach wzgórz, z których, w efekcie ulew, schodziły liczne osuwiska i lawiny błotne. Potęgowało to skalę strat i zniszczenia. Zginęło wtedy ok. 30 tys. osób. Jest ciekawe, że w 2004 roku pierwszy cyklon tropikalny pojawił się także nad południowym Atlantykiem; otrzymał nazwę Catarina i jako cyklon trzeciej kategorii uderzył w wybrzeża południowej Brazylii. Czyżby na naszych oczach powstawał kolejny macecznik cyklonów?

Według opinii Banku Światowego zagrożenie potencjału ekonomicznego Ameryki Południowej przez powodzie jest przeciętne, choć bardzo zróżnicowane.

Największe występuje w południowej części Wyżyny Brazylijskiej oraz w Andach Kolumbijskich i na Nizinie La Platy (Dilley i in., 2005). Warto też podkreślić, że w regionach tych, jak również w całej Ameryce Południowej ryzyko utraty życia w czasie powodzi jest relatywnie duże.

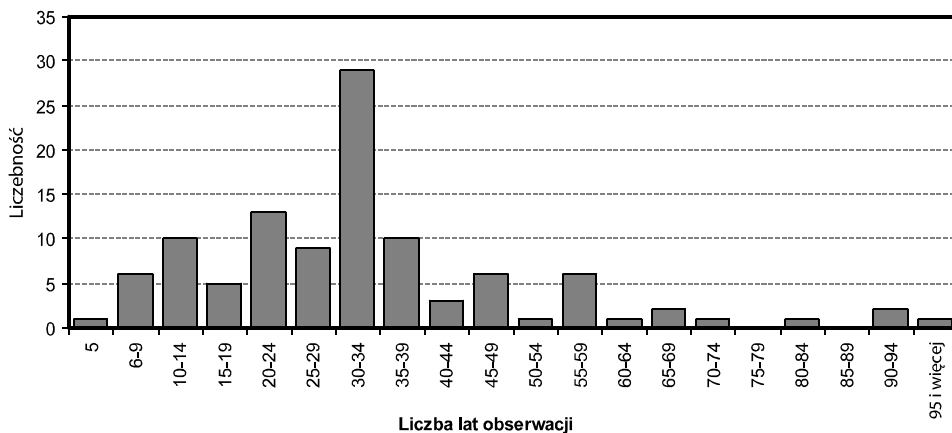
### Przepływy i odpływy maksymalne

Liczba pozytywnie zweryfikowanych rekordów opisujących przepływy maksymalne rzek Ameryki Południowej jest stosunkowo niewielka i liczy 107 sztuk. Wodowskazy te znajdują się na 71 rzekach kontynentu. Największą liczbę takich danych, pochodzących z serii o długościach ponad 5 lat, udało się pozyskać z lat 60. i 70. ubiegłego wieku (ok. 60 rekordów), a stosunkowo najmniej danych pochodziło z pierwszego i ostatniego 10-lecia analizowanego okresu wieloletniego – zwykle poniżej 10 rekordów (rys. 43). Do końca lat 70. XX wieku liczba wodowskazów działających w Ameryce Południowej, których dane znalazły się w tzw. obiegu międzynarodowym, dość systematycznie rosła. Regres nastąpił w latach 80., przy czym do baz danych przestały wówczas napływać informacje hydrologiczne dotyczące wielu rzek Argentyny, Urugwaju i Brazylii. Ostatnie w XX wieku maksimum przepływu, jakie znalazło się w analizowanym zbiorze danych, pochodzi z kwietnia 1999 roku i zanotowano je w przekroju zamykającym górną Magdalenę (Kolumbia).

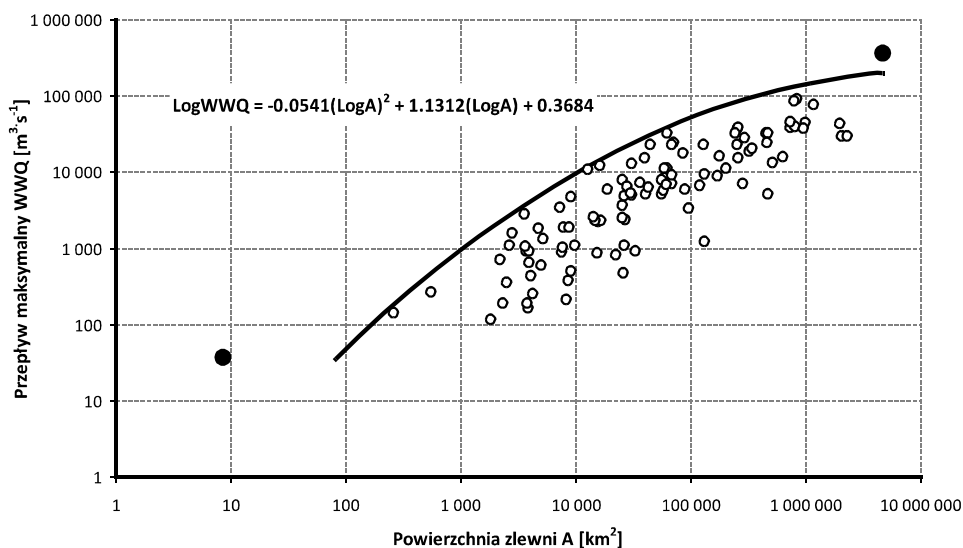


Rys. 43. Liczba wodowskazów na rzekach Ameryki Południowej, w poszczególnych latach wielolecia, z których dane uwzględniono w opracowaniu

Również długość serii, z których zaczerpnięto informacje o maksimach przepływu, jest bardzo zróżnicowana i zawiera się w przedziale od założonego minimum (5 lat) do 98 lat Parana w Corrientes). Największa liczba serii obejmowała 30–34 lata oraz 20–24 lata (rys. 44). Jednocześnie, ponad 50% uwzględnionych wodowskazów obserwowano dłużej niż 30 lat.



Rys. 44. Długość serii obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych rzek Ameryki Południowej

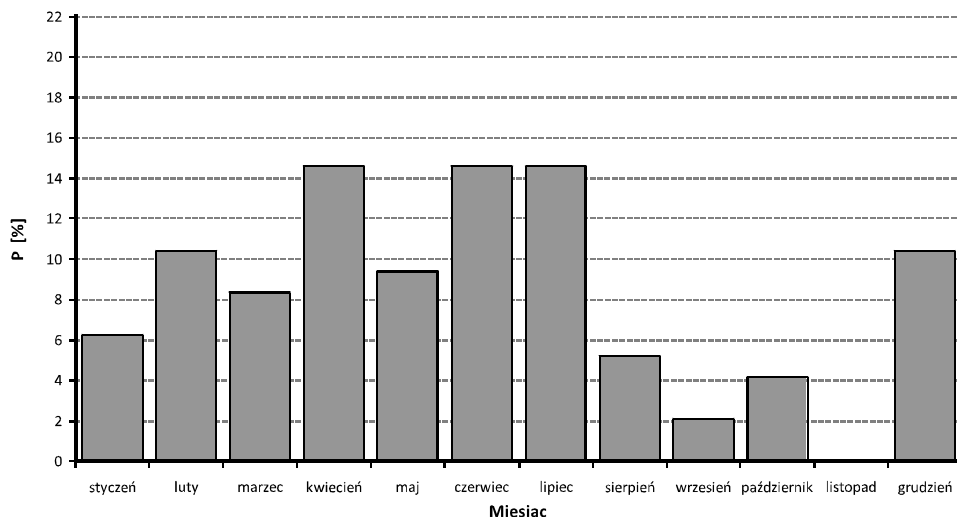


Rys. 45. Maksymalne przepływy wezbraniowe w przekrojach wodowskazowych rzek Ameryki Południowej w funkcji powierzchni zlewni (podano równanie obwiedni i zaznaczono punkty odstające)

Powierzchnie zlewni ( $A \text{ km}^2$ ), dla których obliczono poszczególne miary maksimów wezbrań, mieszczą się w przedziale od ok.  $8,5 \text{ km}^2$  (zlewnia badawcza Crique Gregorie – Station 1 w Gujanie Francuskiej) do ponad  $4\,640\,300 \text{ km}^2$  (Amazonka w Obidos), przy czym rozstęp jest tu największy spośród uzyskanych

dla wszystkich kontynentów. Połowa zlewni ma powierzchnie z przedziału 8600–222 395 km<sup>2</sup>, a współczynnik zmienności dla całego analizowanego zbioru jest równy 240%. Łączna powierzchnia uwzględnionych zlewni jest przy tym o ok. 48% większa od obszaru całego kontynentu i wynosi 26,3 mln km<sup>2</sup>. Wynika to z faktu, że do analiz posłużyły dane pochodzące nie tylko ze zlewni autochtonicznych.

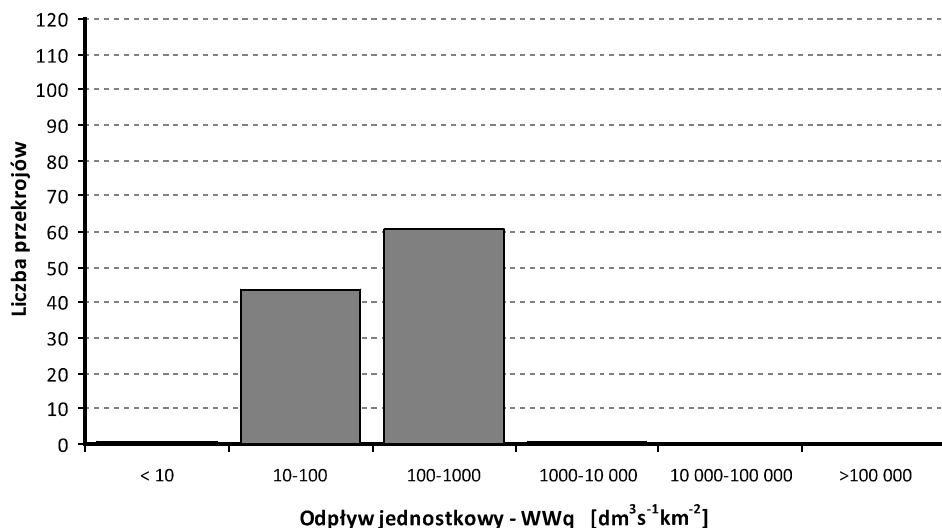
Maksymalne przepływy ( $WWQ$ ), w czasie najwyższych wezbrań rzek Ameryki Południowej, są bardzo zróżnicowane: od poniżej 38 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> (Crique Gregorie), do wartości prawie 10 tys. razy większych, np. 370 000 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> (Amazonka) – rys. 45. Przy wyznaczaniu najlepiej dopasowanego do tych danych równania krzywej obwiedni obie wspomniane wartości pominęliśmy, gdyż przepływy maksymalne w trakcie obu wezbrań zostały przez hydrologów ustalone tylko na podstawie badań pośrednich (nie były zmierzone). Warto też zauważyć, że punkty reprezentujące te przepływy dość wyraźnie odstają od smugi pozostałych. Istnieje zatem duże prawdopodobieństwo, że wartości te są „przeszacowane”. Między innymi dlatego wyznaczone dla Ameryki Południowej równanie obwiedni przepływów maksymalnych, w funkcji powierzchni zlewni, jest adekwatne wyłącznie w przedziale od ok. 100 do ok. 1 mln km<sup>2</sup>. Na podkreślenie zasługuje również fakt, że współczynnik przestrzennego zróżnicowania  $WWQ$  na tym kontynencie (współczynnik zmienności) jest identyczny ze współczynnikiem uzyskanym dla zbioru wartości powierzchni zlewni ( $A$ ) i wynosi także 240%.



Rys. 46. Częstość przepływów  $WWQ$  rzek Ameryki Południowej w przekroju rocznym

Sezonowe różnice we względnej częstości występowania maksymalnych przepływów rzek kontynentu nie są duże (rys. 46). Najwięcej  $WWQ$  zanotowano

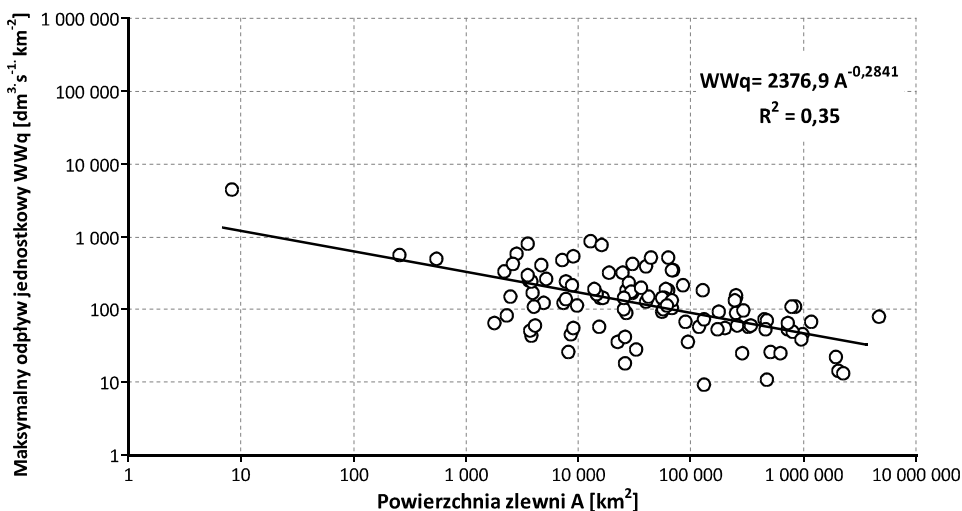
w czasie czterech miesięcy: od kwietnia do lipca (łącznie 53%) oraz w lutym i w grudniu (po 10,4%). Najmniej tego rodzaju zdarzeń w XX wieku odnotowano zaś od sierpnia do listopada oraz w styczniu. W czerwcu i w lipcu ekstremalne wezbrania wystąpiły m.in. w dorzeczach Parany, Negro i Limay. W tych miesiącach zarejestrowano też absolutne maksima w Amazonce (Obidos), a także w większości rzek Ekwadoru i Gujany. W dniu 16 lipca 1983 roku w maleńkiej, jak na warunki brazylijskie, rzece Iquaçu, w przekroju zwanym Porto Amazonas (50 km na wschód od Kurytyby), zanotowano  $WWQ$  równe  $919 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Kilkaset kilometrów niżej, już na granicy z Argentyną, rzeka ta zamienia się w wodną kipieli *Gargantua del diablo*, a tam maksymalne przepływy dochodzą już do  $13\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . W kwietniu ekstrema przepływu wystąpiły w rzekach i dorzeczach Sao Francisco, Tocantins, Xingu, Parnaíba i Urugwaju, zaś w grudniu zanotowano je w argentyńskich Colorado, De Los Patos i San Juan.



Rys. 47. Maksymalne odptywy jednostkowe w zlewniach rzek Ameryki Południowej

Mimo że Ameryka Południowa jest kontynentem o największych zasobach wodnych, to obliczone odptywy jednostkowe ( $WWq$ ), w kulminacjach wezbrań rzecznych, są tutaj stosunkowo niskie i mało zróżnicowane (przestrzennie również). Maksymalne odptywy jednostkowe w badanej grupie zlewni rzecznych mieszczą się tylko w czterech z sześciu przyjętych przedziałów (rys. 47). Tylko w jednym przypadku  $WWq$  był większy od  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$  ( $4,48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$  – Crique Gregorie). Także tylko w jednej zlewni zanotowano maksymalny odptyw jednostkowy mniejszy od  $0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$  (argentyńska Pilcomayo – por. tab. 12). Składają się na to zapewne dwie przyczyny. Po pierwsze liczba

dostępnych danych z tego kontynentu jest, niestety, stosunkowo niewielka, a po drugie uwzględnione w analizach wodowskazy zamykały przeważnie zlewnie duże (tylko 25% zlewni miało powierzchnie mniejsze od 8600 km<sup>2</sup>). Wszystko to istotnie wpłynęło na uzyskany rozstęp  $WWq$ .



Rys. 48. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach Ameryki Południowej w funkcji powierzchni zlewni

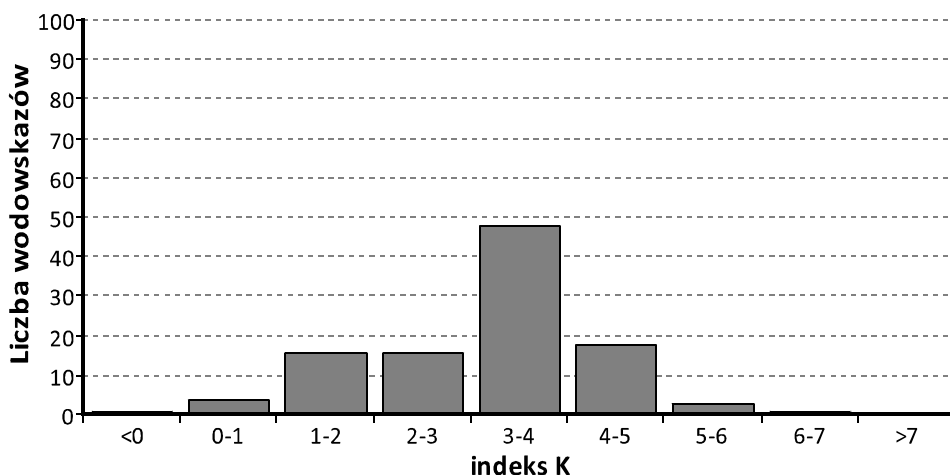
Związek między powierzchnią zlewni i maksymalnym odpływem jednostkowym w zlewniach Ameryki Południowej najlepiej opisuje funkcja potęgowa podana na rys. 48. Jej kształt jest bardzo podobny do prezentowanej i omówionej wcześniej funkcji Creagera i równań pochodnych – por. eq. 7, 8, 9. Z uwagi na elementy skrajne oraz stosunkowo duży rozrzut wartości obu zmiennych, równanie to, mimo statystycznie istotnych współczynnika korelacji i parametrów równania regresji ( $\alpha = 1\%$ ), jest dość słabo uwarunkowane, a błędy estymacji są relatywnie duże.

### Indeksy powodziowości i wysokiej wody

Powodziowość rzek Ameryki Południowej, mierzona indeksem  $K$ , nie wydaje się duża, a to głównie z uwagi na stosunkowo nieliczną i mało zróżnicowaną próbkę dostępnych danych. Rozkład obliczonych indeksów powodziowości François–Rodiera w rzekach południowoamerykańskich jest zbliżony do normalnego i różni się wyraźnie od rozkładów zidentyfikowanych w przypadku  $A$  i  $WWq$  (rys. 49). Prawie 40% rzek charakteryzuje się bardzo przeciętną powodziowością ( $K$  w przedziale 3,0–4,0), ale jednocześnie ok. 15% rzek należy zaliczyć do

powodziogennych i groźnych ( $K$  w przedziale: 4,0–6,0), a jedną (Amazonka) do bardzo groźnych ( $K > 6$ ). Zwraca też uwagę stosunkowo duży udział rzek o niskim i bardzo niskim indeksie powodziowości (34% obliczonych  $K$  mieści się w przedziale 0,0–3,0).

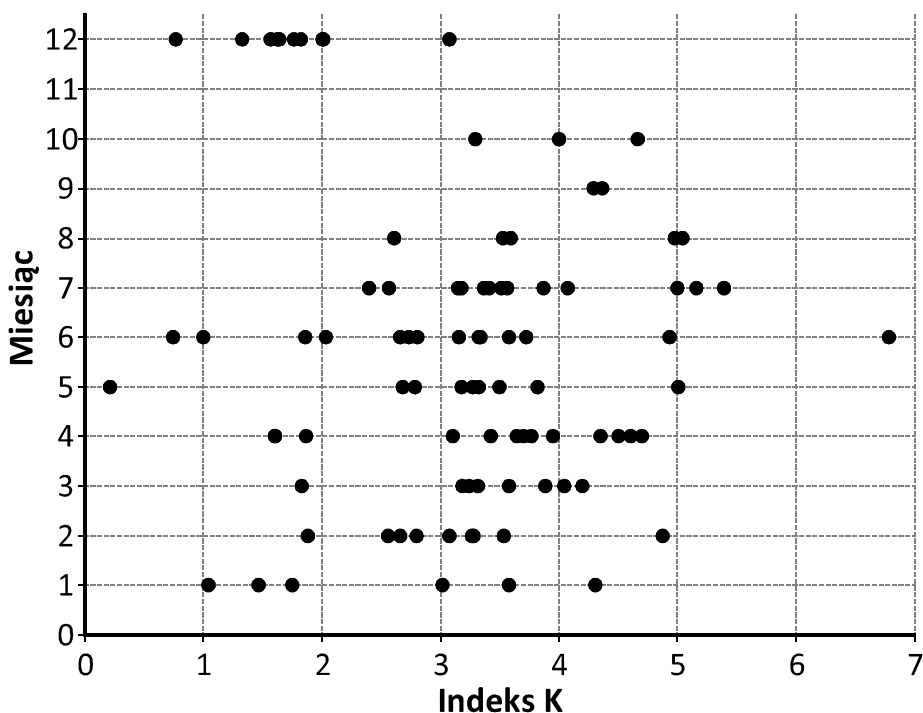
Wezbrań o indeksach większych niż 5,0 nie jest dużo i wystąpiły one w czterech przekrojach, między czerwcem (Amazonka w Obidos – 1953 rok) i sierpniem (Orinoko w Ciudad Bolivar – 1976 rok). Również lipcowe wezbranie Urugwaju, w 1983 roku, osiągnęło skalę przekraczającą  $K = 5,0$  i to od razu w dwu przekrojach wodowskazowych (rys. 50). Wiosną (październik–grudzień), indeksy powodziowości wezbrań są stosunkowo niskie, a listopad zdaje się być na tym kontynencie miesiącem wolnym od gwałtownych powodzi. Także w tym wypadku wnioski bazują na dość skromnym materiale hydrometrycznym i trudno je uznać za w pełni udokumentowane. Największe wątpliwości, także u autorów, budzi niewielka liczba małych rzek i zlewni, których dane zostały pozytywnie zweryfikowane – tylko trzy zlewnie kontynentu miały powierzchnie mniejsze niż 1000 km<sup>2</sup>. Fakt ten, w ocenie autorów, zniekształca nieco wyniki przeprowadzonych analiz statystycznych i każe ostrożnie traktować prezentowane spostrzeżenia i wnioski odnośnie do skali powodziowości rzek tego kontynentu.



Rys. 49. Indeksy powodziowości Françou–Rodiera ( $K$ ) rzek Ameryki Południowej

Indeksy wysokiej wody ( $IWW_k$ ) obliczone przy użyciu autorskiej formuły (eq. 14), dla poszczególnych lat i w skali całej Ameryki Południowej wskazują, że w ciągu ostatniego 50-lecia najbardziej „powodziowe” dla kontynentu były lata 1983, 1976 i 1959 (rys. 51). W 1983 roku w co piątą obserwowaną wówczas rzecze zanotowano maksimum z okresu obserwacji. W dwu pozostałych

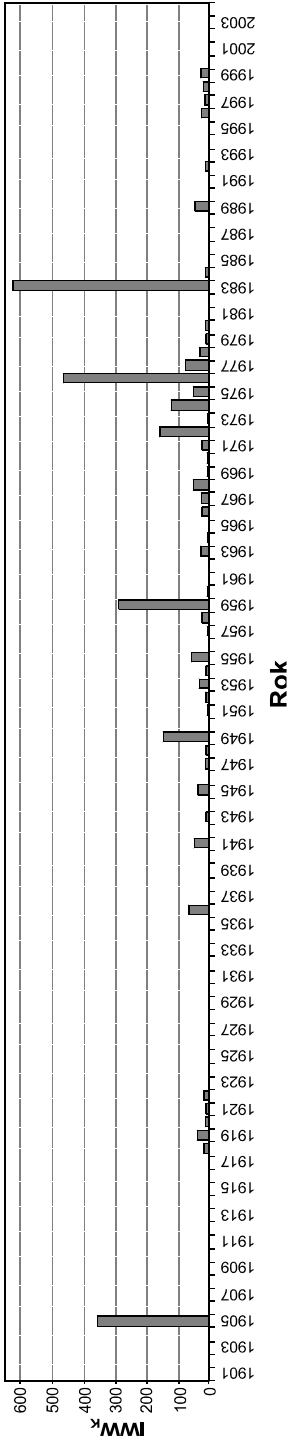
latach oraz w 1949 roku ekstrema takie notowano w co najmniej jednej na dziesięć rzek. Równocześnie, w ostatnich dwu dekadach wielolecia, liczba i skala ekstremalnych wezbrań rzecznych na kontynencie nie była duża, natomiast licznie wystąpiły lata lub sekwencje lat, w których w żadnej rzece kontynentu nie zanotowano *WWQ*.



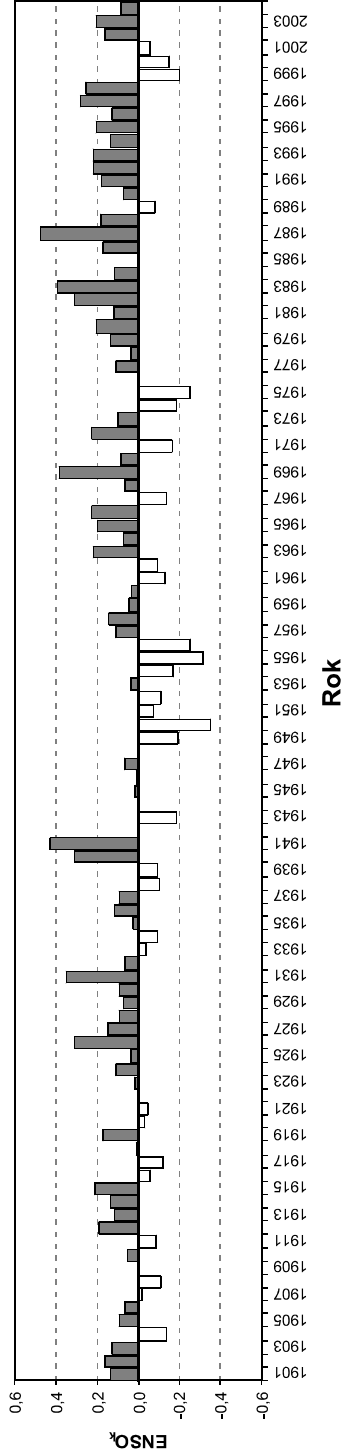
Rys. 50. Zróżnicowanie sezonowe indeksów  $K$  rzek Ameryki Południowej

Porównanie wieloletniej dynamiki indeksu  $ENSO$  (rys. 52), którego fazę dodatnią (El Niño) uważa się często za głównego sprawcę wielu powodzi w Ameryce Południowej (por. wyżej), ze zmiennością  $IWW_K$ , nie wykazało żadnych istotnych powiązań. Współczynnik korelacji między średnim rocznym indeksem  $ENSO_K$  oraz  $IWW_K$  Ameryki Południowej, obliczony dla XX wieku, wynosi 0,09 i jest nieistotny statystycznie ( $\alpha = 1\%$ ). Nieistotne okazały się również współczynniki korelacji obliczone dla szeregów przesuniętych z krokiem 1–3. Co prawda bardzo duży wskaźnik  $ENSO$  w 1983 roku koresponduje z wysokim wtedy indeksem  $IWW$ , lecz jednocześnie bardzo wysoki  $ENSO$  w roku 1987 nie przyniósł w efekcie licznych i powodziogennych wezbrań w rzekach kontynentu, a duża liczba wielkich wezbrań w roku 1976 zdarzyła się wówczas, gdy  $ENSO$  osiągnęło relatywnie niską wartość. Nie oznacza to wszakże, iż nie ma żadnych powiązań





Rys. 51. Indeksy wysokości wody ( $IWW_k$ ) Ameryki Południowej w XX wieku



Rys. 52. Średnie roczne indeksy  $ENSO_k$  wg International Comprehensive Ocean-Atmosphere DataSet (ICOADS) and the "National Centers for Environmental Prediction near-real-time" (źródło danych: <http://jisao.washington.edu/data/globalsstenso/>)

między *ENSO* a wielkością odpływu rzecznoego oraz skalą i częstością zdarzeń ekstremalnych w różnych regionach kontynentu. Wniosek nasz znaczy tylko tyle, iż w skali całego kontynentu i wielolecia trudno doszukać się istotnych powiązań między powodziowością Ameryki Południowej w poszczególnych latach i indeksem *ENSO*. Nie wydaje się nam również, by powodziowość rzek, mierzona w skali całego kontynentu, była tu ostatnio większa niż wcześniej lub sukcesywnie wzrastała.



## Kontynent „mokrych” konfliktów

### Warunki formowania się wezbrań

W Afryce 59 największych dorzeczy należy do więcej niż jednego państwa, a jednocześnie formuje się w nich 80% zasobów wodnych kontynentu (Kowalczak, 2007). Zasoby wodne Nilu –  $A = 2,9$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 160$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) dzieli dziś między siebie 10 państw, a zasoby Kongo –  $A = 3,8$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 1300$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) i Nigru –  $A = 2,2$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 300$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) – po dziewięć. Jednocześnie niewielka Gwinea zaopatruje się w wodę z 14 dorzeczy międzynarodowych, a Egipt, Mauretania i Botswana w ok. 95% korzystają z zasobów wodnych uformowanych poza ich granicami. Tam gdzie rzeki nie płyną wcale, albo pojawiają się epizodycznie (np. Sahara), konfliktogenne stają się też zasoby wód podziemnych i jezior. Dziesięć tysięcy narodów afrykańskich, mówiących tysiącem języków i dość sztucznie zorganizowanych w ok. 50 organizmów państwowych, musi się stale uczyć jak pić wodę „z jednej szklanki” i jak rozumieć zasadę wspólnej własności wód nie tylko w zakresie praw, ale i obowiązków. Warto też przy tej okazji pamiętać, że „w Afryce jest wiele krain zdrowych i żyznych, ale te co są zdrowe nie są żyzne, a te co są żyzne, nie są zdrowe” (Nałkowski, 1894).

Kontynent afrykański wraz z wyspami zajmuje powierzchnię 30,65 mln km<sup>2</sup> i jest drugim co do wielkości na Ziemi. Na 1 km wybrzeża przypada tu aż 990 km<sup>2</sup> powierzchni, a więc tworzy on obszar zwarty, charakteryzujący się rozległym interierem, stosunkowo niewielkim wpływem na klimat oblewających go oceanów i mórz oraz dużym udziałem (ok. 40%) obszarów areicznych i bezodpływowych (Sahara, Sudan, Kalahari, Damara i Rów Wschodnioafrykański). Do tych bezodpływowych niecek uchodzą, okresowo wysychające, duże rzeki interioru kontynentu, m.in.: Chari –  $A = 0,88$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 36$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) do jeziora Czad, a Okawango –  $A = 0,2$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 10,1$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) do bagien Okawango (Gumprich i in., 2004).

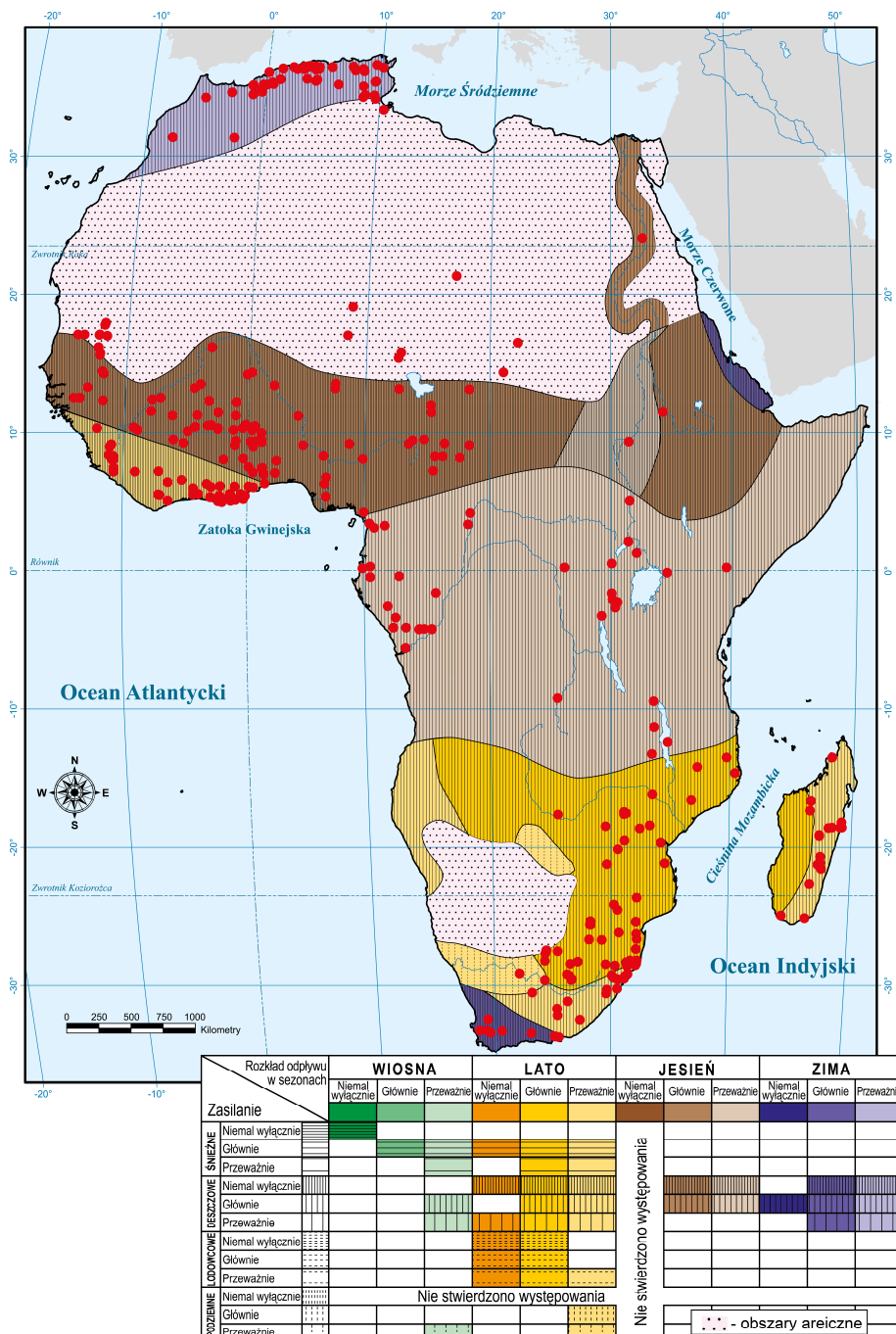
Lokalnie niewyraźny i zmieniający swój bieg w czasie dział wodny (np. ten, który ogranicza dorzecze Zambezi) dzieli Afrykę nierówno na zlewisko Oceanu Atlantyckiego i Oceanu Indyjskiego. Do Atlantyku uchodzi znakomita większość zasobnych w wodę rzek. Poza podanymi wyżej warto wymienić tutaj również Senegal –  $A = 0,27$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 22$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Ogowe –  $A = 0,21$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 150$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Voltę –  $A = 0,4$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 38$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) i Oranje –  $A = 1,0$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 15$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>). Łącznie do Atlantyku dopływa ok. 2000 km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup> wody, w tym do Morza Śródziemnego ok. 18,6 km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>

(Thornes i in., 2007). Do Oceanu Indyjskiego dostaje się tylko  $800 \text{ km}^3$  wody rocznie, przy czym największy udział ma tutaj Zambezi –  $A = 1,3 \text{ mln km}^2$  ( $V_r = 106 \text{ km}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ ) i kilkanaście rzek wschodniego i północnego Madagaskaru (np. Ikopa –  $V_r = 19 \text{ km}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ , Bemarivo –  $V_r = 13 \text{ km}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ ) (Milliman, Farnsworth, 2011).

Prawie 40% zasobów wód płynących Afryki formuje się w dorzeczu Kongo, przy czym odpływy miesięczne z tego obszaru są stosunkowo wyrównane ( $Q_{max}/Q_{min}=1,8$ ). Równie wyrównane są przepływy środkowego i dolnego Nilu, Volty i Zambezi, ale tutaj swoje piętno odciskają potężne zapory i zbiorniki wodne. Pozostałe duże rzeki kontynentu cechuje natomiast ogromna zmienność sezonowa i wieloletnia odpływu oraz stosunkowo niewielki udział w kontynentalnej sumie rocznej (np. Niger – 7,2%, Zambezi – 2,8%, Nil – 2%). Dla przykładu, w przekroju Koulikoro, zamykającym zasobną w wodę zlewnię górnego Nigru, stosunek  $Q_{max}/Q_{min}$  wynosi 20, w przypadku górnego Nilu sięga on 30, a w rzekach interioru przekracza często 500 (Shahin, 2003). Zatem Kongo jest rzeką, która, podobnie jak Amazonka, stabilizuje zasobność wodną całego kontynentu. Mimo to zasoby wodne Afryki w roku suchym stanowią tylko 65% zasobów roku mokrego (różnica wynosi  $1775 \text{ km}^3$ ) i jest to wartość najwyższa wśród obliczonych dla innych kontynentów (Doganovskij, Malinin, 2004).

Występujące w Afryce cztery strefy klimatyczne: równikowa, podrównikowa, zwrotnikowa i podzwrotnikowa, w powiązaniu z dużą rozciągłością przestrzenną, zróżnicowaniem wysokościowym, układem prądów morskich i czynnikami lokalnymi, sprawiają, że występuje tu kilkanaście różnych klimatów – od skrajnie suchego, o współczynniku suchości Budyko większym niż trzy i opadach poniżej 100 mm rocznie (Sahara, Kalahari), do skrajnie wilgotnego, gdzie wspomniany współczynnik jest mniejszy niż jeden, a opady przekraczają 1200 mm, sięgając nawet 2000 mm (Kotlina Kongo i Wybrzeże Pieprzowe). Jeśli weźmiemy pod uwagę przestrzenne zróżnicowanie różnych charakterystyk wilgotnościowych (w tym sum opadów, czasu trwania pory deszczowej, wydajności ulew itd.), łatwo też dostrzeżemy, że północna część kontynentu (tzw. Afryka Niska) charakteryzuje się wybitną strefowością, z minimami w strefie zwrotnikowej i wzrostem różnych miar uwilgotnienia w kierunku północnym i południowym. W Afryce Wysokiej układ taki praktycznie nie występuje, a to wskutek dość silnie rozwiniętej cyrkulacji monsunowej, czynników orograficznych i charakteru prądów morskich (Shahin, 2003). Dobrym przykładem jest tu przestrzenne zróżnicowanie czasu trwania pór(y) deszczowych(ej). W Afryce Niskiej czas ten wzrasta w obie strony niemal południkowo: od kilku dni w środkowej Saharze, przez jeden do trzech miesięcy w strefie półpustyń Sahelu i w Afryce Śródziemnomorskiej oraz od czterech do sześciu miesięcy w sawannach i w górach Atlas, aż do prawie 10 miesięcy w Kotlinie Kongo. Na południe od równika większego znaczenia nabierają zaś wymienione wyżej czynniki astrefowe.

Wszystkie ustroje rzeczne występujące w Afryce zaliczyć należy do deszczowych, choć liczba wezbrań oraz pory ich występowania są mocno



Rys. 53. Reżimy rzek Afryki wg M.I. Lwowicza (1979), zmienione  
Zaznaczono uwzględnione przekroje wodowskazowe

zróznicowane przestrzennie (rys. 53). Jedynie w wysokich partiach Atlasu oraz w masywach Kenii i Kilimandżaro płyną strumienie o reżimach złożonych (deszczowo-śnieżnych), a na obrzeżach Kalahari okresowe często rzeki zasilane są przeważnie wodami podziemnymi. Sezony wezbrań rzek afrykańskich niemal doskonale korelują z porami deszczowymi i występują latem (strefy podrównikowe i zwrotnikowe) lub jesienią (strefa równikowa). W strefie śródziemnomorskiej, a także na Półwyspie Arabskim i w Kraju Przylądkowym dominują wezbrania zimowe. Cechą charakterystyczną wielkich rzek kontynentu są znaczące zmiany reżimu odpływu w miarę przyrostu zlewni oraz towarzyszące im często zmiany wielkości odpływu. Za przykład mogą służyć Nil i Niger.

Pierwsza z wymienionych rzek rozpoczyna bieg jako Kagera, a potem jako Nil Biały łączy się z Nilem Błękitnym w rejonie Chartumu (65% zasobów wodnych Nilu powstaje w abisyńskiej części zlewni Nilu Błękitnego). Podczas wrześniowych wezbrań Nil Biały (3700 km) prowadzi zaledwie  $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , a przepływy Nilu Błękitnego (1600 km) przekraczają  $8000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Obie te rzeki, jak i Nil w rejonie ich połączenia, mają reżim deszczowy z wezbraniem od lata do jesieni i przepływem średnim ok.  $1050 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . W rejonie III Katarakty wezbrania zdarzają się już niemal wyłącznie jesienią (sierpień–październik), ale przepływ średni rzeki wydatnie wzrasta do ok.  $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Płynąc później przez areiczny obszar saharyjski i pokonując tamę asuańską, jego reżim staje się coraz bardziej „złożony” (wezbrania grudzień–styczeń i czerwiec–sierpień), wyrównany ( $Q_{\max}/Q_{\min} = 1,5$ ) i zależny od człowieka. Równocześnie przepływ średni maleje niemal do  $1300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (w obrębie delty) (Shahin, 2003).

Niger jest rzeką dość niezwykłą, która rozpoczyna bieg niemal nad Atlantykiem, by przebywszy ponad 4 tys. km dotrzeć również do tego samego oceanu i to całkiem niedaleko źródeł. W górnym biegu rzeka ma reżim deszczowy, przy czym wezbrania zdarzają się tu od sierpnia do września (głównie we wrześniu), a średni przepływ wynosi ok.  $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Koulikoro). Po wpłynięciu w strefę Sahelu i na swoją deltę wewnętrzną (jej powierzchnia wynosi ok. 80 tys. km<sup>2</sup>), wezbrania przesuwają się na późną jesień i wczesną zimą, a przepływ maleje do ok.  $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Niamej). Nieco powyżej ujścia (wodowskaz Onitsha), w wyniku przyjęcia ogromnych ilości wody z „deszczowych rzek” Sokoto i Benue, przepływ Nigru ponownie rośnie i to do ok.  $8500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , przy czym fala wezbraniowa zachowuje swój kształt i termin kulminacji (największe przepływy we wrześniu i w październiku), choć wydłuża się często do prawie dwóch miesięcy.

Mimo, iż na kontynencie afrykańskim większym problemem są długotrwałe i bardzo surowe susze niż obfite opady i powodzie, to jednak te ostatnie zdarzają się i tutaj dość często, a na niektórych obszarach są nawet codziennością (Madagaskar, Wybrzeże Pieprzowe, Reunion). Sumy dobowe opadów o wysokości 130–150 mm nie są też rzadkością na wybrzeżu Morza Śródziemnego (Tanger, Konstantyna), a ich efektem bywają gwałtowne sploty w uedach. W tunezyjskim

Oued Zeroud notuje się od sześciu do dziewięciu takich zdarzeń rocznie, przy czym przepływy w kulminacjach fal zawierają się od  $98 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  do ponad  $19\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . W strefie równikowej i podrównikowej sumy dobowe i natężenia ulew mogą być jeszcze większe. W Lagos opady dobowe przekraczają często 250 mm, a natężenia nawałnic większe od  $100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  są częste na Madagaskarze i na Wybrzeżu Pieprzowym. Zjawiska te wywołują wezbrania, w czasie których odpływy jednostkowe sięgają  $23 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (Shahin, 2003). Na wyspie Reunion opady i ich natężenia są jeszcze większe, ale warunki, które tam panują, są specyficzne i znacznie odbiegają od typowych dla kontynentu afrykańskiego.

Niemal 15-stopniowy odcinek wybrzeża Afryki, położony na północ od zwrotnika Koziorożca, nawiedzany jest co roku przez sześć gwałtownych burz tropikalnych o cechach cyklonów, rodzących się nad gorącym, środkowym Oceanem Indyjskim. Na ich drodze staje często Reunion i Madagaskar, które zwykle jako pierwsze „biorą na siebie” ich uderzenia i na których powstają wówczas gwałtowne wezbrania rzek. Na kontynencie afrykańskim wezbrania takie dotyczą też rzek płynących w północnych regionach RPA oraz spływających z wybrzeży Mozambiku i Tanzanii.

Biorąc pod uwagę fizjografię terenu, tylko na terytorium RPA da się wydzielić siedem regionów charakteryzujących się odmiennymi warunkami formowania się wezbrań i powodzi (Balek, 1977):

- bardzo wilgotne góry, o dużym udziale terenów nieporośniętych lub z roślinnością twarolistną;
- wilgotne płaskowyże pokryte lasostepem, z wczesnoletnimi burzami oraz dość gęstym systemem odwodnienia i lokalną erozją gleb;
- obszary z opadami w każdej porze roku, dużym udziałem terenów nieporośniętych oraz dobrze rozwiniętym systemem odwodnienia i zaawansowaną erozją gleb;
- wschodnie wybrzeża, z wysokimi opadami, dobrze rozwiniętym systemem odwodnienia i bujną roślinnością;
- słabo uwilgotnione oraz półsuche płaskowyże, z opadami głównie późnym latem;
- lasostepy i lasy tropikalne o stosunkowo niskich opadach;
- słabo odwadniane obszary suche oraz wilgotne wybrzeża ze skąpą roślinnością.

Stopień zagrożenia różnych obszarów Afryki przez powodzie jest najbardziej zróżnicowany i chyba najmniejszy ze wszystkich kontynentów, przy czym, podobnie jak w Ameryce Południowej, większa jest skala zagrożenia życia ludzkiego niż wielkości strat ekonomicznych (potencjalnych i faktycznych). Największe zagrożenia i straty powodziowe występują w dorzeczu środkowego Nigru i górnego Nilu oraz wzdłuż wschodniej krawędzi kontynentu: od południowej Somalii po Góry Smocze (Dilley i in., 2005). Na pozostałych obszarach powodzie zdarzają się sporadycznie i mają charakter lokalny.

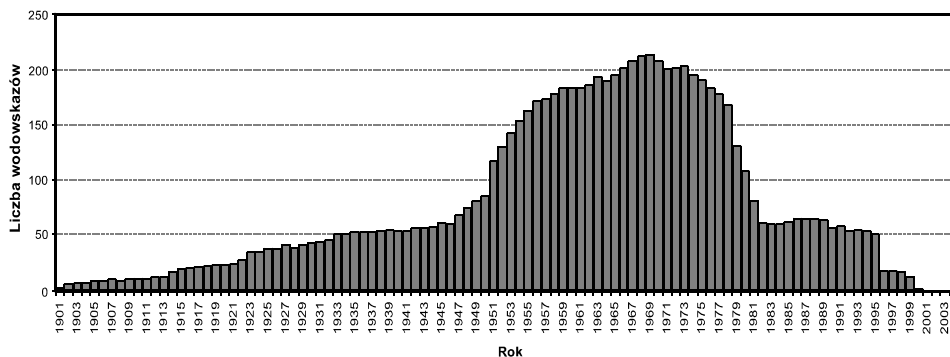


## Przeływy i odpływy maksymalne

Liczba pozyskanych i zweryfikowanych rekordów danych opisujących maksymalne przeływy (*WWQ*) rzek Afryki liczy 281 sztuk. Wodowskazy te są zlokalizowane na 228 rzekach kontynentu, przy czym ich rozmieszczenie jest bardzo nierównomierne (por. rys. 54). Są trzy obszary, w których „nasylenie” informacją hydrologiczną można uznać za względnie wystarczające. Są to regiony leżące nad Zatoką Gwinejską, góry Atlas i obszary otaczające zatokę Mała Syrta, a także wschodnie terytoria Afryki Wysokiej wraz z Madagaskarem. Dla pozostałej części kontynentu (egzo- i endoreicznej), informacje o maksymalnych przeływach rzek są niezbyt liczne i pochodzą z serii stosunkowo krótkich.

Najwięcej rzek (214) obserwowano w Afryce w 1969 roku. Stosunkowo dużą liczbę informacji pozyskano też z dekad lat 60. i 70. XX wieku (zwykle ponad 150 rekordów). Od 1930 do 1950 roku oraz w latach 90. liczba wodowskazów, których danymi dysponowali autorzy, nie przekraczała 50. Nie udało się też pozyskać żadnych danych z początku XXI wieku (rys. 54).

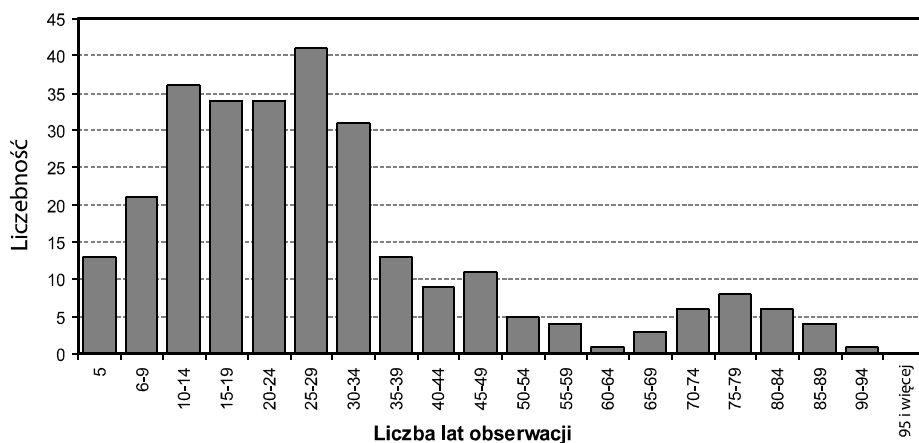
Serie, z których pochodziły maksima przeływu, nie są niestety długie. Zdecydowanie największa ich liczba obejmowała od 10 do 35 lat. Szeregi o takiej długości stanowiły prawie 70% całego zbioru. Serii o długości przekraczającej 50 lat było tylko 38, a jeden wodowskaz obserwowany był przez 91 lat (rzeka Pienaars w Klipdrift – RPA) – rys. 55.



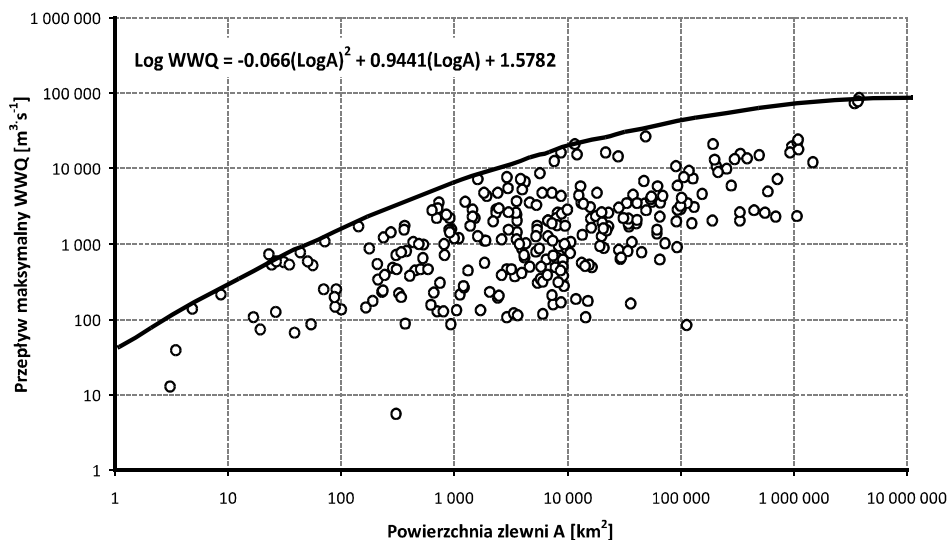
Rys. 54. Liczba wodowskazów na rzekach Afryki w poszczególnych latach wielolecia, z których dane uwzględniono w opracowaniu

Powierzchnie zlewni rzek afrykańskich, dla których zweryfikowano maksymalne przeływy, mieszczą się w bardzo szerokim zakresie: od 3,6 km<sup>2</sup> (zlewnia reprezentatywna Lozeri-que w Korhogo na Wybrzeżu Kości Słoniowej) do ponad 3,8 mln km<sup>2</sup> (Kongo (Zair) w przekroju Boma). Łatwo zauważyć, że największa

ze zlewni jest ponad milion razy większa od najmniejszej (rys. 56). Prawie 25% uwzględnionych zlewni ma powierzchnię mniejszą niż 1000 km<sup>2</sup>, a kolejne 25% większą niż 35 tys. km<sup>2</sup>. Współczynnik zmienności w badanym zbiorze wartości *A* (powierzchnia zlewni) sięga 400%.



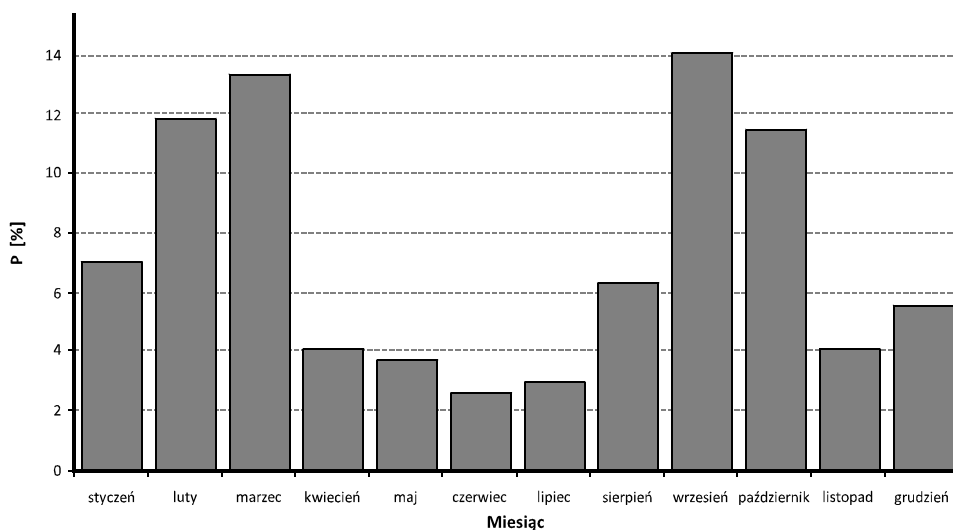
Rys. 55. Długość serii obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych rzek Afryki



Rys. 56. Maksymalne przepływy wezbraniowe w przekrojach wodowskazowych rzek Afryki w funkcji powierzchni zlewni (podano równanie funkcji obwiedni)

Przepływy  $WWQ$  są na kontynencie afrykańskim także bardzo zróżnicowane, choć ich zmienność jest już wyraźnie mniejsza od zmienności powierzchni zlewni ( $A$ ) i niewiele przekracza 240%. Przepływy największych wezbrań w dolnym biegu Kongo sięgały prawie  $90\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , a w kilku małych rzekach RPA, Tunezji i Czadu nie przekraczały  $100\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Przedstawione równanie funkcji obwiedni dobrze aproksymuje przepływy skrajne i to niemal w całym zakresie zmienności  $A$  i  $WWQ$ , choć z uwagi na niewielką liczbę danych ze zlewni bardzo małych wydaje się w tym przedziale słabo uwarunkowane.

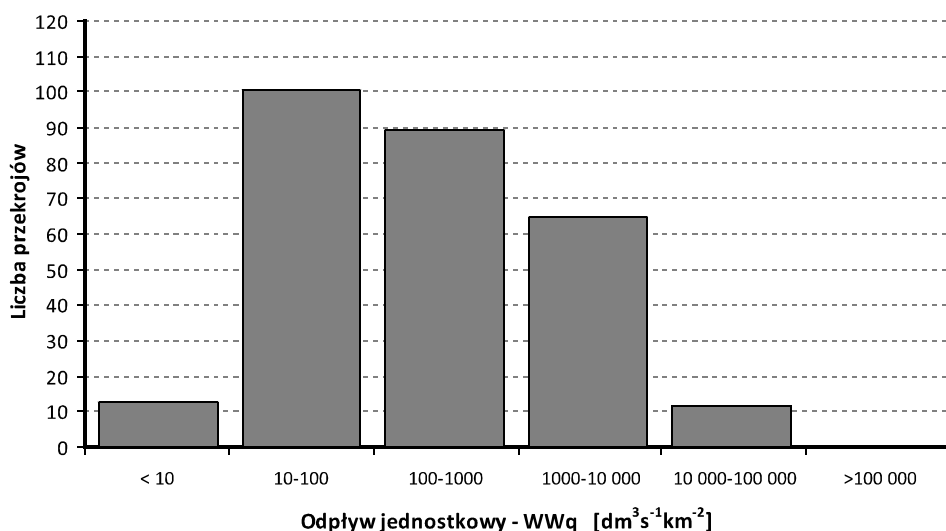
Zróżnicowanie w ciągu roku wartości  $WWQ$ , zanotowanych w Afryce, jest bardzo charakterystyczne i odzwierciedla wiele aspektów strefowości klimatycznej i pasowego układu reżimów rzecznych (rys. 57). Największy odsetek maksimów przepływu zanotowano w lutym i marcu (razem ok. 25%) oraz we wrześniu i w październiku (razem ok. 39%), najmniejszy zaś między kwietniem i sierpniem (niecałe 20%). W okresie od listopada do stycznia ich procentowy udział kształtuje się na poziomie średniej miesięcznej. Rozkład ten jest odbiciem położenia kontynentu po obu stronach równika i związanego z nim przestrzennego zróżnicowania ekstremalnych zjawisk pogodowych i efektów klimatycznych (por. wyżej).



Rys. 57. Częstość przepływów  $WWQ$  rzek Afryki w przekroju rocznym

Na północno-zachodnich i południowo-wschodnich krańcach Afryki maksymalne przepływy  $WWQ$  pojawiają się zwykle w lutym i w marcu. Są one przeważnie skutkiem zimowych ulew w obszarze śródziemnomorskim lub deszczów zenitalnych i cyklonów tropikalnych na południowym wschodzie. Ekstremalnie natomiast wówczas większość rzek Algierii i niektóre Tunezji oraz duża liczba

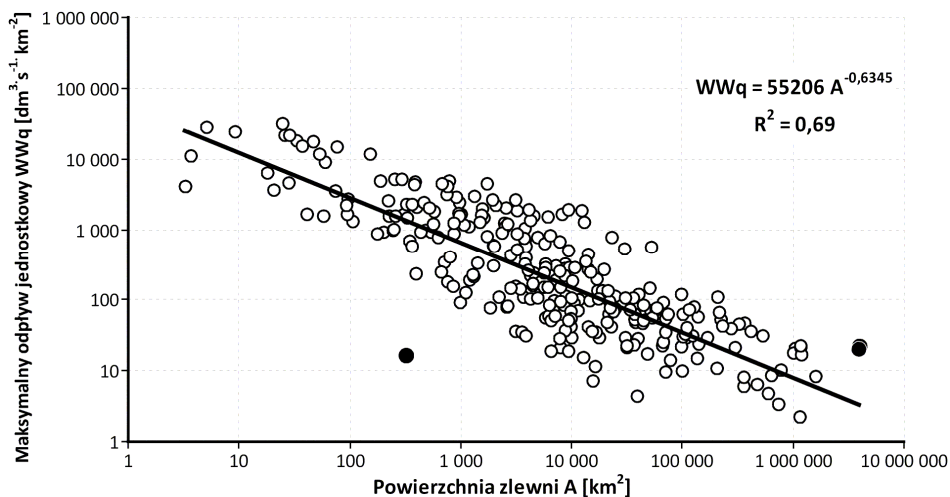
rzek odwadniających północno-wschodnie regiony RPA, a także niektóre rzeki Mozambiku oraz niemal wszystkie z Madagaskaru, Mauritiusu i Reunionu. We wrześniu i w październiku tropikalne ulewy zenitalne wywołują natomiast maksymalne wezbrania większości rzek Afryki równikowej w tym niemal we wszystkich obserwowanych rzekach uchodzących do Zatoki Gwinejskiej (obszary Senegalu, Nigerii, Wybrzeża Kości Słoniowej, Togo, Kamerunu, Burkina Faso i Ghany). W tym samym czasie wzbierają gwałtownie rzeki wnętrza kontynentu afrykańskiego (terytoria Mali, Czadu, Republiki Środkowoafrykańskiej, RPA). We wrześniu absolutne maksima notowano również w Nilu Białym, Nilu (przekrój w Asuanie) i, co ciekawe, w kilku rzekach tunezyjskich i marokańskich.



Rys. 58. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Afryki

Maksymalne odpływy jednostkowe w kulminacjach wezbrań są w zlewniach rzek afrykańskich dużo bardziej zróżnicowane niż w zlewniach Ameryki Południowej. W 13 przypadkach obliczone  $WWq$  są mniejsze niż  $0,01 m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2$  (por. tab.12), ale jednocześnie w 12 zlewniach są one wyższe niż  $10 m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2$ , zaś w 65 przypadkach mieszczą się w przedziale od 1 do  $10 m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2$  (rys. 58). Wśród największych  $WWq$ , aż sześć odnotowano w zlewniach w RPA, dwie w Togo, jedną w zlewni Wybrzeża Kości Słoniowej oraz trzy w zlewniach wyspy Reunion. W 25% zlewni  $WWq$  są większe niż  $1,2 m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2$ , a w kolejnych 25% zbioru – mniejsze niż  $0,05 m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2$ . Zróżnicowanie przestrzenne maksymalnych odpływów jednostkowych na kontynencie jest duże i zmierzone współczynnikiem zmienności sięga 270%.

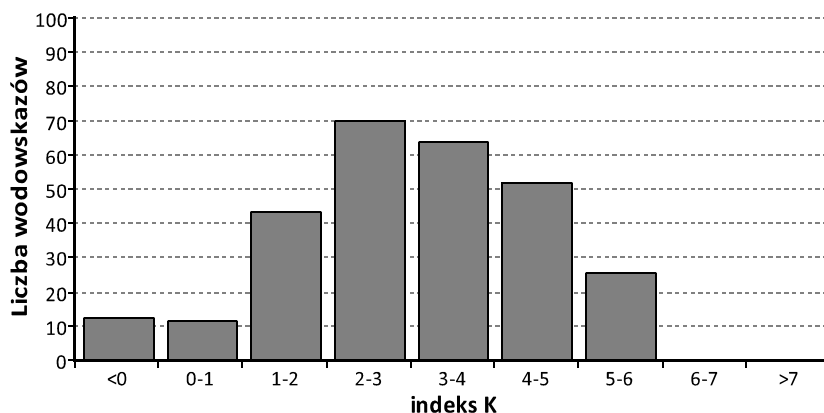
Związek między odpływami jednostkowymi ( $WWq$ ) w kulminacjach największych wezbrań i powierzchnią ich zlewni opisuje równanie zbliżone postacią do funkcji Creagera (por. eq. 7, 8, 9). Elementami wyraźnie odstającymi są wezbrania rzeki Nya w Czadzie (316 km<sup>2</sup>) oraz trzy punkty reprezentujące to samo wezbranie Kongo (w 1961 roku) w trzech przekrojach położonych w jego środkowym i dolnym biegu: Brazzaville, Boma i Kinszasa (rys. 59). Stosunkowo równomierny układ punktów w smudze oraz wysoki współczynnik determinacji wskazują na dużą wiarygodność aproksymowanej funkcji regresji, jednak przy stosunkowo dużym błędzie estymacji.



Rys. 59. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Afryki w funkcji powierzchni zlewni (zaznaczono punkty odstające)

### Indeksy powodziowości i wysokiej wody

Powodziowość rzek afrykańskich oceniono także w oparciu o indeks  $K$ . Z ogólnej liczby 281 przekrojów w 25% indeks ten był większy niż 4,0, a więc rzeki te można uznać za powodziogenne. Jednocześnie w 69 przypadkach obliczone indeksy François–Rodiera wskazują na małą lub bardzo małą skalę powodziowości rzek, dla których je uzyskano (rys. 60). W grupie rzek o największym indeksie ( $K > 5,0$ ) znalazło się m.in. 13 rzek z RPA (np. Black Mifoloji – 5,56 i Pongola – 5,41), sześć rzek Madagaskaru (np. Betsiboka – 5,78, Mandrare – 5,40), dwie z wyspy Reunion (np. Roches – 5,28) oraz dwa cieki tunezyjskie (np. Zeoud – 5,63).

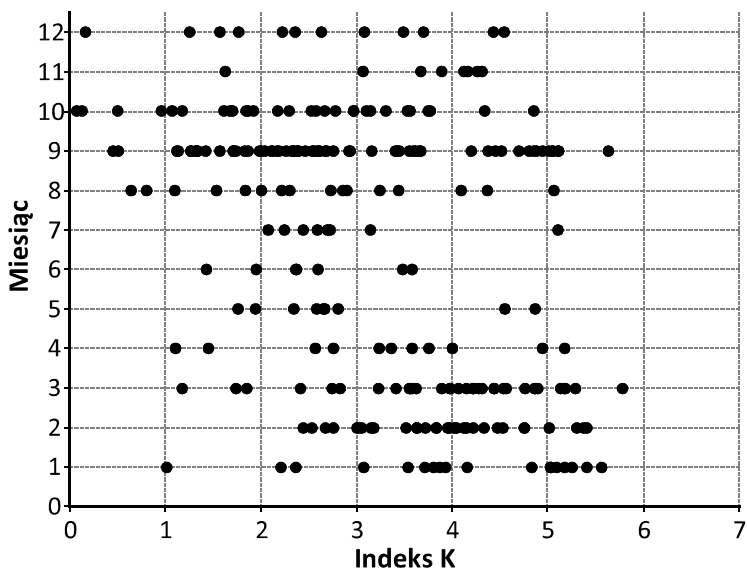


Rys. 60. Indeksy powodziowości Françou–Rodiera ( $K$ ) rzek Afryki

Wezbrania rzek, których indeksy były większe niż 5,0, wystąpiły od stycznia do kwietnia. Były to głównie rzeki RPA (styczeń), Madagaskaru i wyspy Reunion (luty i marzec). Maksima notowano także od lipca do września: kilka rzek Tunezji i RPA (wrzesień) – rys. 61. Spośród 50 obserwowanych przekrojów w RPA, w ponad 30  $WWQ$  wystąpił od stycznia do marca (np. Black Mifoloji i Pongola w 1984 roku, Buffels w 1981 roku). W 10 przekrojach ekstremalne wezbrania pojawiały się zaś we wrześniu (np. w Mkomazi i Mvoti w roku 1987). Warto jednak podkreślić, że niemal wszystkie wezbrania, których indeks  $K$  był większy niż 5,0, zdarzyły się w rzekach RPA odwadniających wschodni skłon Gór Smocznych, przy czym groźne zdają się tu być zarówno wezbrania letnio-jesienne, jak i zimowe.

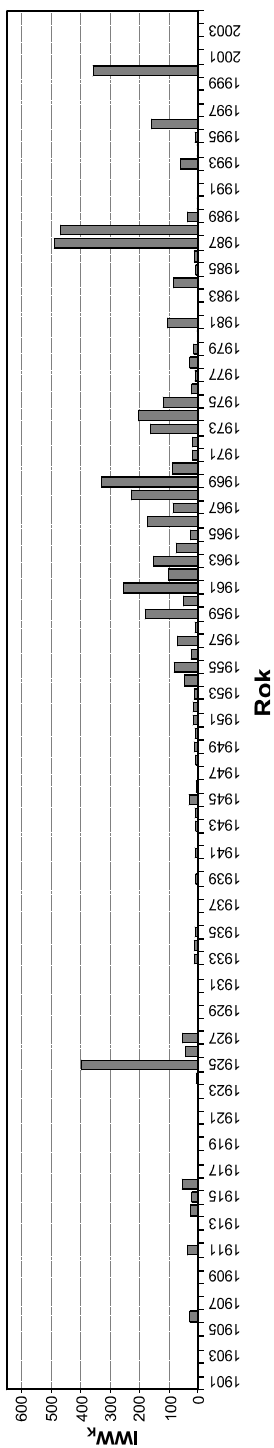
Na kontynencie afrykańskim najspokojniejszymi miesiącami, z punktu widzenia występowania dużych wezbrań rzecznych, są miesiące od kwietnia do sierpnia. W XX wieku zanotowano w nich tylko po kilka zdarzeń o indeksie  $K$  większym niż 4,0, a i liczba wszystkich przepływów  $WWQ$  była w tych miesiącach niewielka.

Rozpatrując zagadnienie skali powodziowości w aspekcie czasowym i w odniesieniu do całego kontynentu, uznać należy, że w XX wieku najbardziej powodziowe dla Afryki były lata 1987, 1988 oraz 1925, 1969 i 2000 (rys. 62). Indeksy wysokiej wody ( $IWW_K$ ) były wówczas największe i przekraczały 300. W powodziowych latach 1925, 1988 i 2000, w ponad 15% obserwowanych wówczas rzek, zanotowano absolutne maksima przepływu ( $WWQ$ ). Natomiast w latach 1906, 1916, 1987 i 1996 absolutne maksima notowano „tylko” w ponad 10% obserwowanych przekrojów. Stosunkowo duże w tych latach wartości  $IWW_K$  wskazują, że maksima przepływu rzek miały wówczas bardzo wysokie indeksy  $K$ . Warto też dostrzec, że po 1940 roku bardzo rzadko występowały lata, w których nie odnotowanoby w Afryce co najmniej jednego  $WWQ$ . W ostatnich dwu dekadach zdarzyło się to w latach 1987–1988, 1990–1992 i w 1997–1999.



Rys. 61. Zróżnicowanie sezonowe indeksów  $K$  rzek Afryki

Współczynniki korelacji między rocznymi  $IWW_K$  i odpowiadającymi im lub przesuniętymi o 1–3 lat średnimi rocznymi indeksami  $ENSO_K$  (por. rys. 52) wynoszą 0,11 lub jeszcze mniej i są statystycznie nieistotne ( $\alpha = 1\%$ ). Zatem powodziowość Afryki w poszczególnych latach XX wieku nie jest wprost uzależniona od intensywności południowej oscylacji. Nie oznacza to jednak, iż powiązania takie nie występują w skali regionalnej. Jako przykład może służyć fakt, że duże wezbrania i powodzie w RPA zdarzają się częściej w „ujemnej fazie” tej oscylacji (La Niña).



Rys. 62. Indeksy wysokiej wody ( $IWW_k$ ) Afryki w XX wieku





## Ziemia, z której eukaliptusy wypily całą wodę

### Warunki formowania się wezbrań

Powierzchnia kontynentu australijskiego wynosi niespełna 7,7 mln km<sup>2</sup>, co stanowi tylko 5,2% wszystkich lądów i sprawia, iż jest ona najmniejszym kontynentem (nawet gdy doliczymy Nową Zelandię i wyspy Oceanii). Północnym krańcem Australia dotyka niemal 10°S, a południowym (za sprawą Tasmanii) przekracza 40°S. Zwrotnik Koziorożca dzieli kontynent na dwie niemal równe części. Rozciągłość równoleżnikowa jest nieco większa niż południkowa, co w powiązaniu z występującą tu cyrkulacją atmosferyczną sprawia, że zimą nad interiozem kontynentu hulają suche i gorące wiatry, latem zaś z sektorów północnych wpadają w odwiedziny monsuny i cyklony tropikalne przynoszące gwałtowne ulewy, a nierzadko i powodzie (np. *willy-willy*).

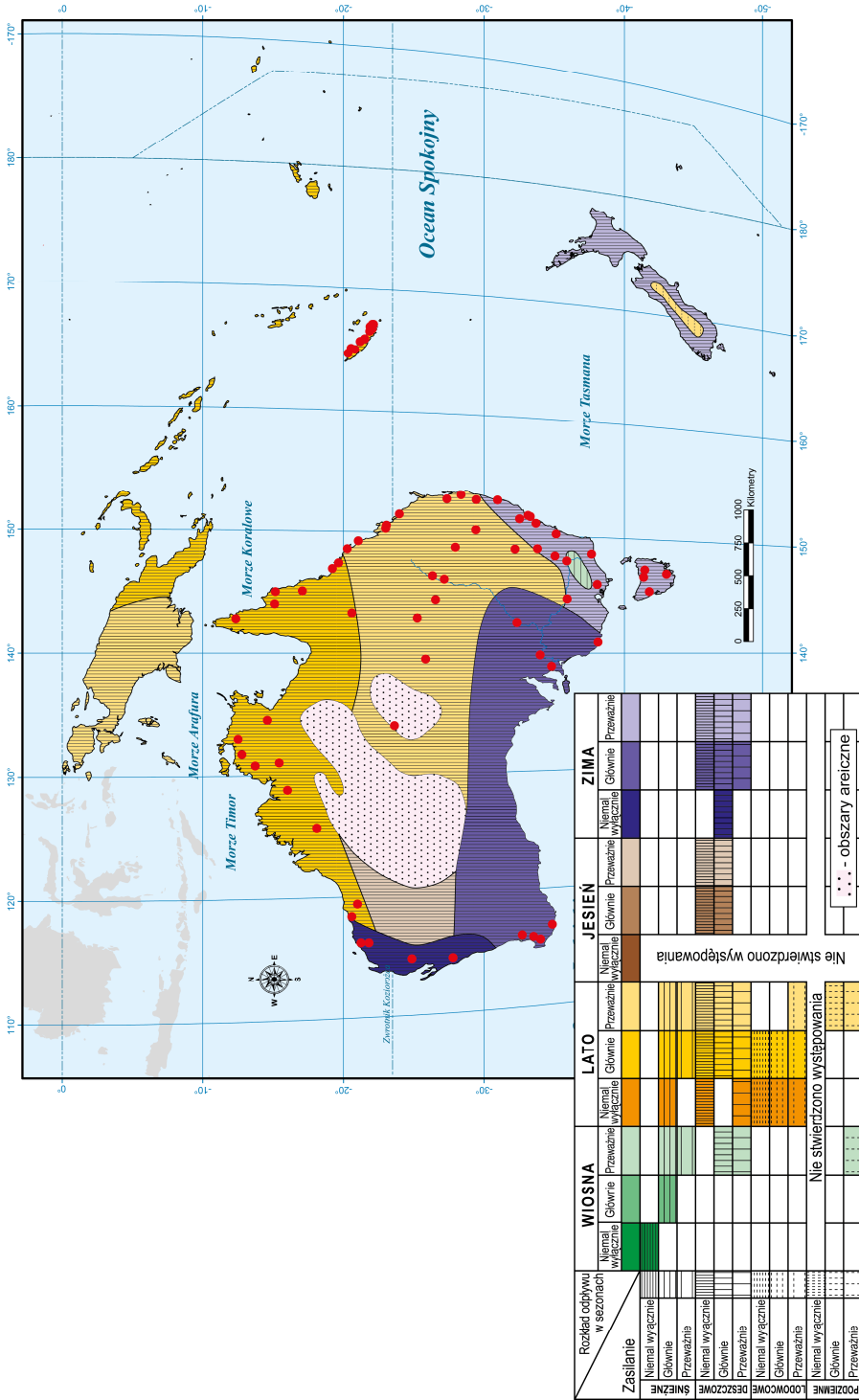
W obrębie 15-stopniowego pasa wód oceanicznych, ciągnącego się na północ od zwrotnika Koziorożca, od Madagaskaru na zachodzie, przez południowe wyspy Indonezji i północną Australię, aż po Wyspy Polinezji na wschodzie, powstaje, niemal każdego lata, strefa gorących wód oceanicznych. Latem i jesienią rodzą się tu potężne cyklony tropikalne (na Pacyfiku ok. 20 rocznie, a na Oceanie Indyjskim – średnio jeden w roku). Niektóre z nich docierają nawet do Alice Springs w środku Australii (Allen, 2000). Gwałtowne wezbrania rzek i powodzie, wywołane tymi burzami tropikalnymi, zdarzają się nie tylko na północnym kontynencie oraz dotykają okolicznych wysp na morzach Timor i Koralowym, ale notowane są także daleko we wnętrzu Australii. W dorzeczu Murray–Darling odpływy w małych, tylko okresowo odwadnianych, zlewniach przekraczają wtedy często  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , sięgając w strefie wybrzeża nawet  $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (Pittcock i in., 2006), a powodzie w środkowej części dorzecza mogą dotykać obszarów o wielkości kilku naszych województw (np. w kwietniu 1990 r.).

Jednocześnie z sektorów wschodnich i południowych częstymi gośćmi w Australii są wilgotne, pacyficzne pasaty oraz zabłąkane niżej z frontami chłodnymi, przynoszące ogromne masy wilgoci znad Pacyfiku i ze strefy „ryczących czterdziestek”. Między 5 a 9 listopada 1984 roku taki właśnie pasat spowodował bardzo gwałtowne opady w Sydney i okolicy. W Miejskim Ogrodzie Botanicznym suma dobowego opadu wyniosła wtedy 240 mm, a w sąsiednim parku narodowym nawet 300 mm. W ciągu pięciu dni w niektórych dzielnicach miasta spadło 550 mm deszczu. Wezbrania błyskawiczne (przeważnie miejskie), które uformowały się w kilkunastu krótkich rzekach płynących w aglomeracji Sydney, zalewały tereny miejskie wodą na głębokość 1,5 m (Bryant, 2005).

Masy powietrza docierające do wybrzeży Australii znad oceanów są zwykle gorące i wilgotne, zaś te, które powstają nad interiozem – równie gorące, ale bezwodne. Wskutek tego zróżnicowanie wysokości opadów na tym stosunkowo niewielkim i mało urozmaiconym kontynencie jest duże i zmienia się od 100 mm w centrum kontynentu do ponad 3500 mm na płw. Jork i w Górach Wododziałowych (3800 mm – Góra Kościuszki). Opady są również bardzo zróżnicowane sezonowo i w skali wielolecia. W tym ostatnim przypadku, coraz większe znaczenie przypisuje się *ENSO*, przy czym „dziewczynka” przynosi z sobą gwałtowne opady i powodzie na północy i wchodzie kontynentu oraz w Nowej Zelandii, natomiast „chłopczyk” rozgrzewa i wysusza interior, podpalając często niebezpiecznie pachnące eukaliptusy (olejki eteryczne). Oszacowano, że odpływ roczny z dorzecza Murray–Darling wskutek susz i powodzi wywołanych m.in. przez *ENSO* zmienia się od 3,7 km<sup>3</sup> do 48 km<sup>3</sup>. Korelacja między odpływem rocznym i wskaźnikiem *ENSO* jest ujemna i statystycznie istotna (Walker i in., 1995).

Układ klimatów Australii jest strefowy: od równikowego (wilgotnego) na samej północy, przez podrównikowy (suchy lub wilgotny) i różne odmiany klimatów zwrotnikowych (wilgotny, monsunowy, suchy) w części środkowej, aż po klimaty podzwrotnikowe (morski, śródziemnomorski) na południu. W wąskim pasie Gór Wododziałowych i na wyżynach pojawiają się klimaty górskie i wyżynne. Mimo tej różnorodności, Australia jest kontynentem o najniższym uwilgotnieniu. Obszary o dostatecznej wilgotności zajmują tylko 25% jej powierzchni. Jednocześnie prawie 60% Australii zajmują tereny bezodpływowe, a ok. 40% – obszary areiczne. Mimo to, na kontynencie naliczono ostatnio i zbadano ok. 14 tys. rzek i *creek's* (stałych, okresowych i epizodycznych) o długościach przekraczających 14 km (Thoms i in., 2007). Australijskie rzeki dość oszczędnie zasilają jednak Wszechocjan swoimi wodami. Całkowity odpływ roczny z kontynentu wynosi nieco poniżej 190 km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>, przy czym większość wód rzecznych odbiera Pacyfik (Milliman, Farnsworth, 2011). Dla porównania, rzeki sąsiedniej Nowej Zelandii, której powierzchnia stanowi tylko ok. 3,5% terytorium Australii, odprowadzają niewiele mniej wody: 57 km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup> (Wyspa Północna) i 116 km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup> (Wyspa Południowa). Pod względem hydrograficznym Australia przypomina obwarzanek, na zewnątrz wilgotny i raczej przyjazny, a w środku suchy, gorący i niegościnnie. „Rzeki po większej części w czasie suchej pory zamieniają się w szereg kałuż lub całkiem wysychają tak, iż w opisie podróży po Australii często czytamy dziwne dla nas wyrażenie, iż podróżni spotkali rzekę w której była woda” (Nałkowski, 1894).

Reżimy rzek australijskich należą do deszczowych (rys. 63). Na północy tego kontynentu wezbrania rzeczne wywołuje letni monsun, np. w rzece Dally (6,7 km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) występują one w lutym i w marcu. Wydaje się także, że wezbrania te, zwłaszcza w północno-zachodniej części Australii, będą coraz groźniejsze, a to w wyniku systematycznego wzrostu letnich (30–50 mm na 10 lat) i rocznych sum opadu (Pittcock i in., 2006). Na wybrzeżu wschodnim i w górnej części dorzecza



Rys. 63. Reżimy rzek Australii i Oceanii wg M.I. Lwowicza (1979), zmienione. Zaznaczono uwzględnione przekroje wodowskazowe

Murray–Darling opady są związane głównie z letnim pasatem, a na południowo-wschodnim wybrzeżu z jesiennymi i wczesnozimowymi cyklonami tropikalnymi. W południowej części kontynentu wezbrania pojawiają się już tylko zimą, przy czym w Alpach Australijskich rzeki mają już reżim śnieżny i bardzo dużo wody płynie w nich po wiosennych roztopach. Między innymi dlatego najważniejszy system rzeczny Australii, Murray–Darling ( $A = 1,1$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 7,9$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), najwięcej wody odprowadza w październiku i w listopadzie.

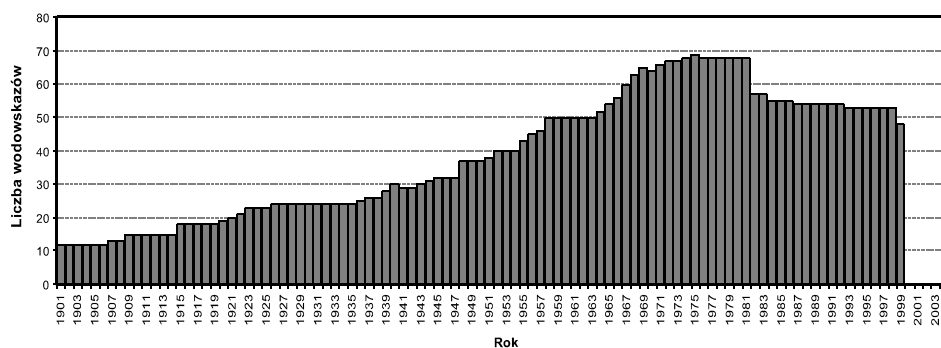
Ogromne wylewy rzek tego systemu zdarzają się jednak coraz rzadziej; ostatnie wielkie powodzie miały miejsce w latach 1950, 1956 i 1974/75, przy czym zdarzyły się w latach, w których liczba dni z opadem wyższym niż 10 mm na dobę była większa niż 20. Jest to skutkiem dość wyraźnego spadku rocznych sum opadowych w całej wschodniej Australii: od 10 do 50 mm na dekadę (Pittcock i in., 2006). W 1974 roku Murray, w czasie kulminacji, prowadziła 2044 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>. Daje to więc niezbyt imponujący odpływ jednostkowy ok. 0,01 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>, porównywalny z notowanymi w czasie powodzi na Nilu. Warto w tym miejscu dodać, iż w górnej części zlewni Murray (Alpy Australijskie) pełną parą pracuje od 1974 roku jeden z największych na świecie systemów przerzutu wody (m.in. przez kontynentalny dział wodny), doprowadzający ją do systemu tej rzeki ze sztucznego jeziora Eucumbene zbudowanego na Snowy River (pojemność 4,7 mln m<sup>3</sup>). Zbiornik ten „zbiera” wodę ze znacznej części Gór Śnieżnych. W skład całego systemu wchodzi 16 zapór, siedem hydroelektrowni, pięć zbiorników wodnych, 80 km rurociągów i 140 km tuneli. Rocznie dostarcza on do Murray co najmniej 2,4 km<sup>3</sup> wody.

Reżimy podobne do tych, jakimi legitymują się rzeki południowej Australii, mają rzeki nowozelandzkie, przy czym wiele z nich jest zasilane również latem wskutek intensywnego topnienia lodowców (reżim lodowcowy). Dobrym przykładem jest Clutha, płynąca w południowej części Wyspy Południowej i alimentowana z lodowców Alp Południowych ( $A = 21$  tys. km<sup>2</sup>,  $V_r = 19$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), czy też bardzo zasobna w wodę Buller, odwadniająca część północną tej wyspy ( $A = 6,5$  tys. km<sup>2</sup>,  $V_r = 13$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>). Obie mają reżim złożony, lodowcowo-opadowy, z wezbraniem latem (listopad–grudzień) i jesienią (maj), przy czym z uwagi na liczne zbiorniki wodne i hydroelektrownie jest on bardzo wyrównany. Jeden z dopływów Cluthy, Shotover, zasłynął w 1862 roku jako najbogatsza rzeka świata. Z jej koryta na „jednej łopacie” wydobywano bowiem 155 g złota. Płynąca na Wyspie Północnej Whanganui ( $A = 7,1$  tys. km<sup>2</sup>,  $V_r = 6,7$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) ma natomiast reżim wybitnie deszczowy z wezbraniem tylko zimą (lipiec) i jest chyba najdłuższą rzeką żeglowną na wyspach.

Mimo ogromnych różnic w hydrografii i zasobności wodnej, na mapach ryzyka powodziowego Australię i Nową Zelandię przedstawia się właściwie tak samo. Dominuje kolor biały, wskazujący na znikomą skalę ryzyka. Tylko w Górach Wododziałowych ryzyko jest nieco wyższe i to zarówno w odniesieniu do zagrożenia utratą życia, jak i z punktu widzenia potencjalnych strat ekonomicznych (Dilley i in., 2005).

## Przepływy i odpływy maksymalne

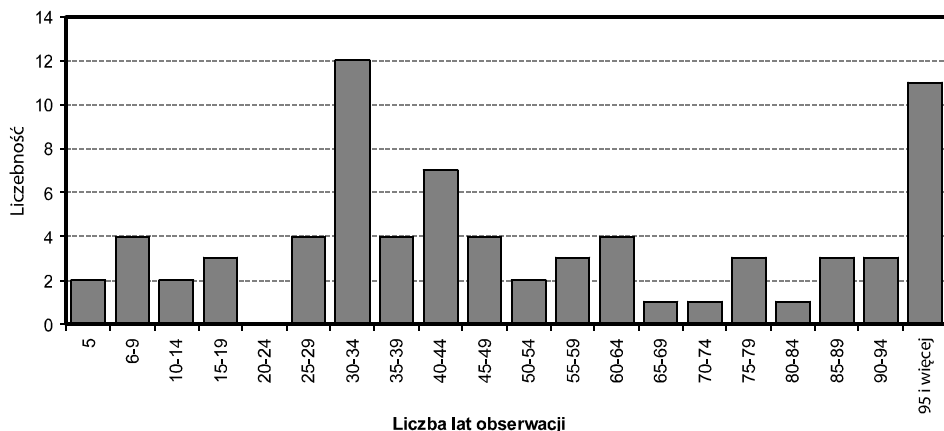
Liczba serii, które wzięto pod uwagę do analizy maksymalnych przepływów rzek Australii i Oceanii, liczyła 74 i obejmowała wielolecie 1901–1999. Przekroje te zlokalizowane były na 68 rzekach tego regionu. Niestety, nie udało się pozyskać żadnych informacji hydrologicznych z początku XXI wieku. Od połowy lat 60., aż do końca stulecia, liczba pozytywnie zweryfikowanych serii przekraczała 50 i to właśnie wielolecie należy uznać za najbardziej nasycone informacją hydrologiczną na kontynencie (rys. 64).



Rys. 64. Liczba wodowskazów na rzekach Australii i Oceanii w poszczególnych latach wielolecia, z których dane uwzględniono w opracowaniu

Z uwagi na warunki fizycznogeograficzne, a zwłaszcza klimatyczne, rozmieszczenie posterunków wodowskazowych na obszarze Australii jest, niestety, bardzo nierównomierne (por. rys. 63). Większość wodowskazów zamyka bowiem zlewnie odwadniające „australijski obwarzanek”. Natomiast areiczny interior kontynentu oraz rozległe obszary zlewni środkowego Murray i całego niemal dorzecza Darling są słabo monitorowane. Udało się natomiast pozytywnie zweryfikować szereg serii i danych opisujących maksima przepływu zanotowane na wodowskazach rzek odwadniających kilka wysp Oceanii (np. Nową Kaledonię i Tahiti) oraz Tasmanię. Nie udało się natomiast pozyskać podobnych informacji z wodowskazów monitorujących bardzo zasobne w wodę rzeki Nowej Zelandii.

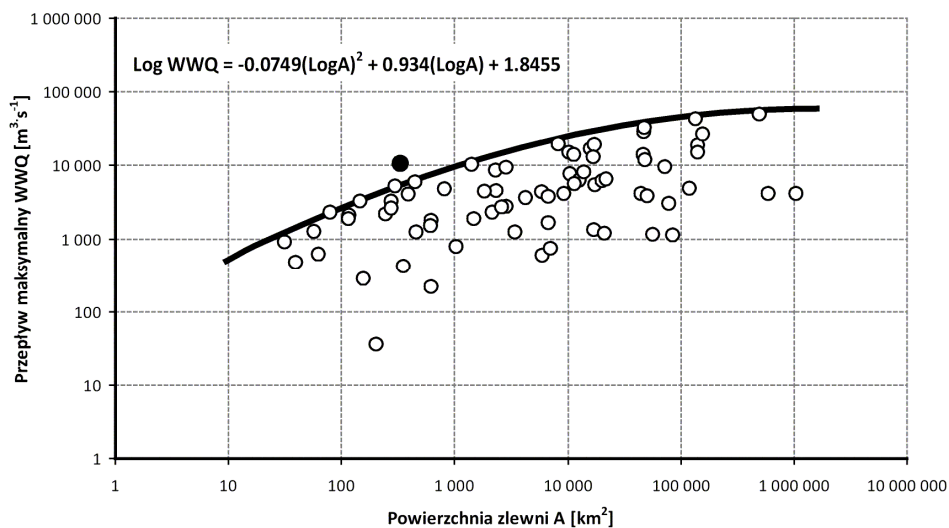
Szeregi przepływów, z których zaczerpnięto informacje o maksimach, są w Australii i Oceanii stosunkowo długie. Tylko 15 z nich jest krótszych niż 30 lat, ale jednocześnie 11 liczy ponad 95 lat (rys. 65). Do grupy „dziewięćdziesięciopięcioletków” należą m.in. górny i środkowy Murray, Snowy, Lachman, Gwydir oraz tasmańska South Esk. Dwa maksima przepływu rzek odwadniających Nową Kaledonię pochodzą zaś z serii 5-letnich (Tontouta i Ouenghi).



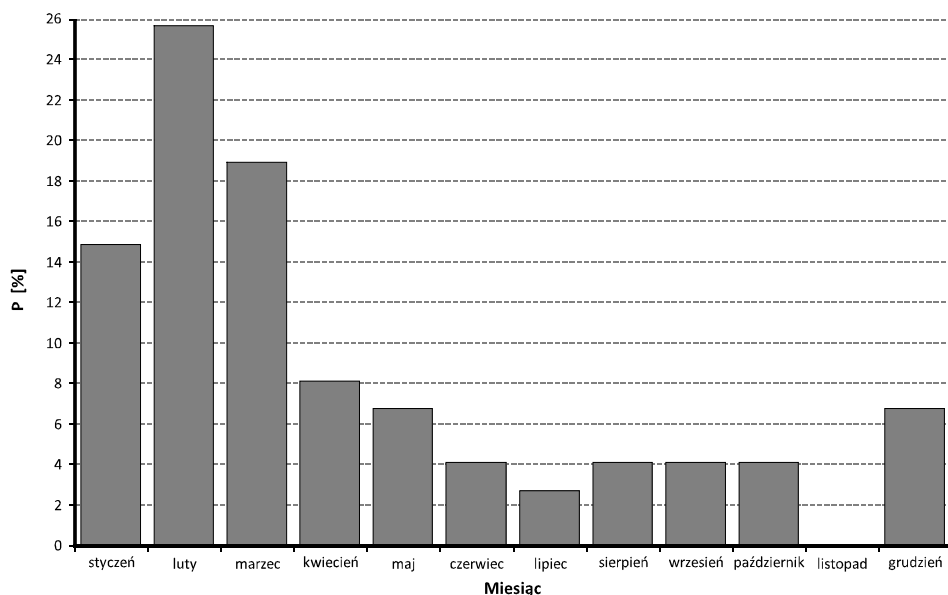
Rys. 65. Długość serii obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych rzek Australii i Oceanii

Łączna powierzchnia uwzględnionych zlewni wynosi nieco ponad 3,56 mln km<sup>2</sup>, co stanowi ok. 46% kontynentu. Większość z tych systemów jest autochtoniczna (poza kilkoma zlewniami dorzecza Murray–Darling). Współczynnik zmienności w badanym zbiorze powierzchni zlewni ( $A$ ) jest duży i sięga 300%. Najmniejsza zlewnia, Papeiha, w przekroju Cote10 znajduje się na Tahiti i ma powierzchnię niespełna 31 km<sup>2</sup>, a największa, którą jest Murray, zamknięta wodowskazem w Morgan liczy ok. 1 mln km<sup>2</sup>. Nieco ponad 25% wodowskazów zamyka powierzchnie mniejsze niż ok. 500 km<sup>2</sup>, a zatem analizowane maksima przepływu rzek pochodzą ze zlewni stosunkowo małych w porównaniu z badanymi na innych kontynentach.

Największy przepływ na kontynencie australijskim odnotowano w rzece Roper w przekroju Red Rock (Terytorium Północne) w styczniu 1940 roku – 47 400 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> (rys. 66). Poza kontynentem, ogromną masę wody prowadziła w Wigilię 1981 roku nowokaledońska Quaieme (przekrój Derniers Rapides –  $A = 330$  km<sup>2</sup>) – 10 400 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>. Wezbranie to uzyskało również najwyższy w tej części świata indeks  $K$  (6,38), zaś odpływ jednostkowy odpowiadający jego kulminacji (jeden z najwyższych zanotowanych na świecie) wynosił wówczas 31,5 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>. Punkt reprezentujący to wezbranie został zaznaczony na diagramie, ale pominięty przy estymowaniu funkcji obwiedni (rys. 66). Autorzy nie mają twardych argumentów, by podważyć wiarygodność tego szacunku, ale mają przysłowiowe „przecucie”, że obliczenia natężenia przepływu były tu obciążone zbyt dużym błędem. Mimo dużej dyspersji w wektorze powierzchni zlewni, współczynnik zmienności przepływów maksymalnych rzek australijskich jest stosunkowo niski i wynosi 128%. W efekcie smuga punktów na przedstawionym diagramie jest dość „płaska”, a funkcja obwiedni ma relatywnie „duży” parametr zakrzywienia (-0,0749).



Rys. 66. Maksymalne przepływy wezbraniowe w przekrojach wodowskazowych rzek Australii i Oceanii w funkcji powierzchni zlewni (podano równanie obwiedni i zaznaczono punkt odstający)



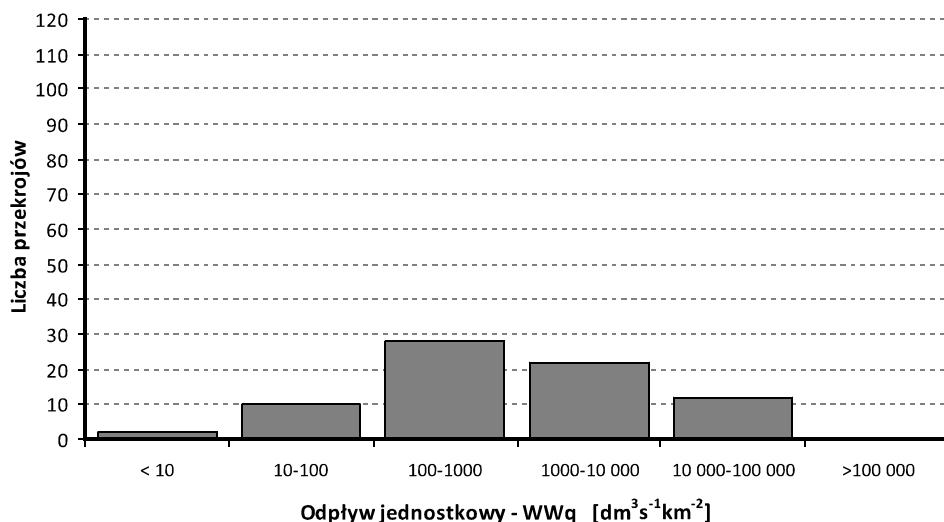
Rys. 67. Częstość przepływów *WWQ* rzek Australii i Oceanii w przekroju rocznym

Prawie 26% wszystkich przepływów *WWQ* rzek Australii i Oceanii wystąpiło w lutym, a w całej porze letniej (styczeń–marzec) prawie 60%. Najmniej powodzienne okazały się zaś wiosenny listopad oraz zimowy lipiec (rys. 67). W porze letniej



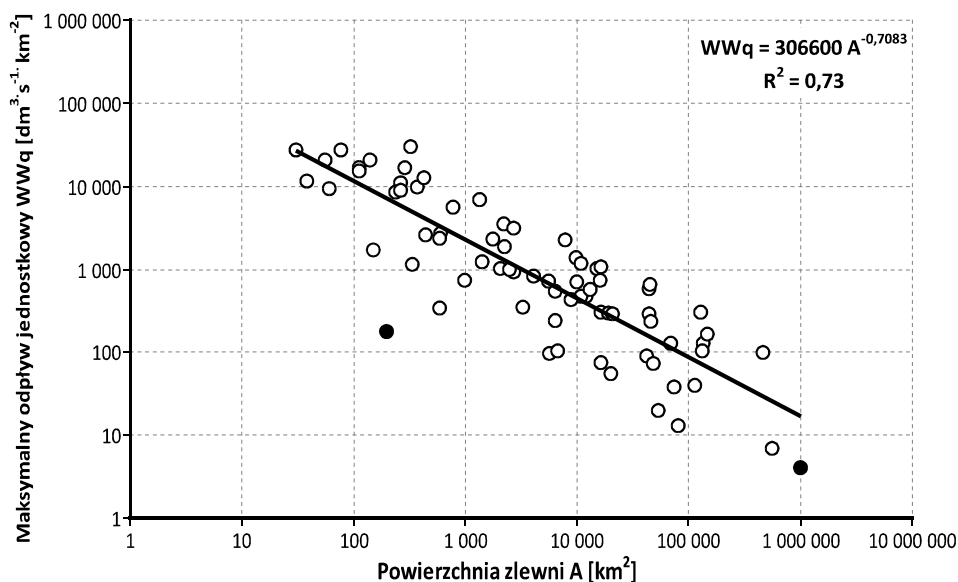
bardzo wzbierają rzeki Queenslandu i Terytorium Północnego (np. Diamantina, Roper) oraz niektóre rzeki Australii Zachodniej (Ord, Fortescue). W lecie maksyma są też notowane niemal we wszystkich rzekach Nowej Kaledonii. Wpływ australijskiego monsunu letniego i wczesnojesiennych cyklonów tropikalnych jest tu zatem wyraźnie widoczny.

Rozpiętość między największym i najmniejszym maksymalnym odpływem jednostkowym ( $WWq$ ) w zlewniach australijskich jest ogromna (rys. 68). Uzyskane wartości różnią się o cztery rzędy wielkości. Niemal w połowie analizowanych zlewni maksymalne odpływy jednostkowe są wyższe od  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a w ponad 25% zlewni przekraczają nawet  $3,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Równocześnie w 12 zlewniach rzek, głównie z Queenslandu i Australii Zachodniej, wezbraniowe odpływy jednostkowe są niskie i bardzo niskie, osiągając wartości mniejsze od  $0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .



Rys. 68. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Australii i Oceanii

Z przedstawionego na rys. 69 równania jasno wynika, że maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek australijskich są stosunkowo wysokie jak na wielkość obszaru, który odwadniają te rzeki. W zlewniach o powierzchni  $100 \text{ km}^2$   $WWq$  są przeważnie wyższe od  $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  i równocześnie kilkakrotnie większe od podobnych wartości obliczonych dla Ameryki Południowej i Afryki. Choć różnice „międzykontynentalne” wraz ze wzrostem powierzchni zlewni ( $A$ ) dość szybko maleją, to jednak zawsze działają „na korzyść” kontynentu australijskiego. Zatem przywołane w tytule rozdziału australijskie eukaliptusy tak naprawdę to raczej niechętnie „popijają” – pewnie niezbyt czyste – wody wezbraniowe rodzimych rzek.



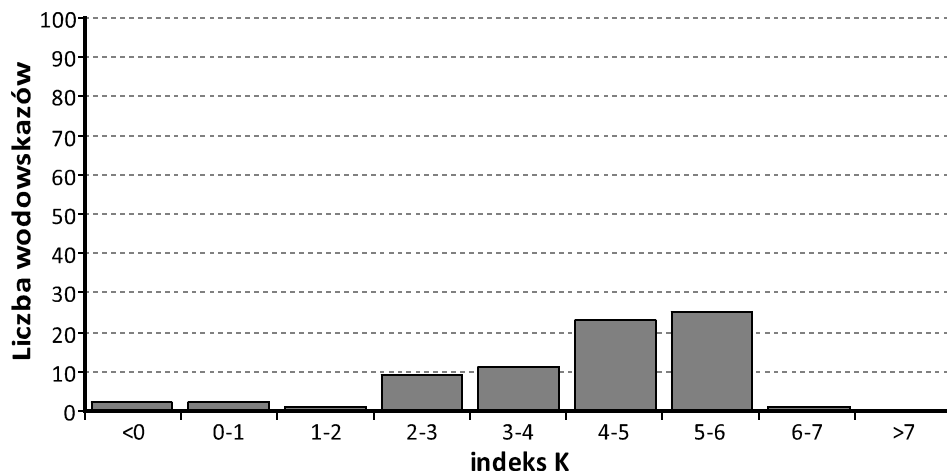
Rys. 69. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach Australii i Oceanii w funkcji powierzchni zlewni (podano równanie regresji i zaznaczono punkty odstające)

Mimo że krzywa opisująca związek  $A$  i  $WWq$  dla rzek Australii i Oceanii jest dobrze uwarunkowana i statystycznie istotna, to jednak widać wyraźnie, iż co najmniej dwa punkty w smudze uznać należy za odstające (rys. 69). W zlewni Murray (przekrój Morgan) oraz w zlewni rzeki Wyee (wodowskaz Wyee) maksymalne odpływy jednostkowe są mocno zaniżone w stosunku do powierzchni zlewni. O gospodarce wodnej w zlewni Murray, przeczutach i wykorzystywaniu wód tej rzeki pisaliśmy wyżej, natomiast o przyczynach skrajnie niskiego odpływu wezbraniowego rzeki Wyee, płynącej w Nowej Południowej Walii, wiemy niewiele. Rzekę Wyee łączy ze zbiornikiem Mannering Lake swoisty kanał ulgi, którym prawdopodobnie pewne ilości wody (nadwyżki wezbraniowe) są kierowane na uzupełnienie zasobów gromadzonych w tym zbiorniku na potrzeby hydroelektrowni funkcjonującej na wypływie.

### Indeksy powodziowości i wysokiej wody

Indeksy powodziowości  $K$  rzek Australii i Oceanii zawierają się w bardzo szerokim przedziale (rys. 70). Mogą one tu być mniejsze od zera (por. tab. 12) i większe od 6,0 (por. wyżej). Indeksy świadczące o dużej i bardzo dużej powodziowości ( $K > 4,0$ ) stwierdzono aż w 48 rzekach, czyli w prawie 2/3 całego zbioru. Wynika to oczywiście ze specyfiki rzek Australii i Oceanii, które są

krótkie i bardzo narażone na ekstremalne zjawiska pogodowe napływające z Wszechoceanu. Fakt ten może również dobrze świadczyć o służbach hydrologicznych kontynentu, które tak dobrały monitorowany zbiór rzek, aby obserwować tylko te, które mogą stwarzać potencjalne zagrożenie powodziowe.



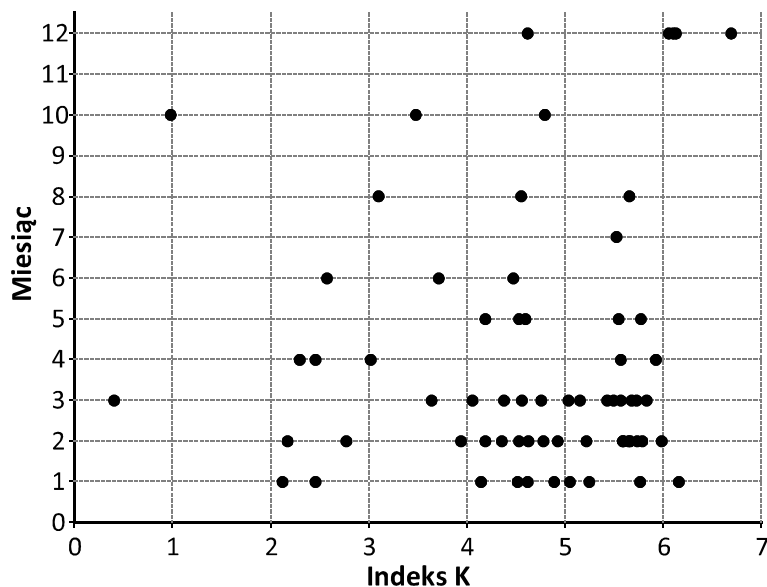
Rys. 70. Indeksy powodziowości Françoü–Rodiera ( $K$ ) rzek Australii i Oceanii

Wśród cieków, których wezbrania są szczególnie wysokie i niebezpieczne, na pierwszy plan wysuwają się rzeki Nowej Kaledonii. Spośród 11, które są tam monitorowane hydrologicznie, aż 10 ma indeksy większe niż 5,0. Dwie z trzech małych rzek ( $A = 78$  i  $30$  km<sup>2</sup>) obserwowanych na rajskiej wyspie Tahiti ma także bardzo wysokie i groźne wezbrania (np. Papelha i Papenoo). W Australii natomiast najwyższe indeksy powodziowości mają zwykle rzeki małe i średnie: Queenslandu, Nowej Południowej Walii i Australii Zachodniej (np. Pioneer – 5,87, Shoalhaven – 5,50 i Yule – 5,77).

Bardzo wysokie indeksy powodziowości ( $K > 5,0$ ) rzek australijskich tylko sporadycznie występują między czerwcem a listopadem (zimą i wiosną), przy czym listopad jest miesiącem, w którym nie zanotowano ani jednego  $WWQ$  na całym kontynencie – rys. 71. Za to sezon letni i jesienny obfituje w tego rodzaju zdarzenia. Większość letnich i jesiennych  $K$  większych niż 5,0 odnosi się jednak do rzek Nowej Kaledonii i Tahiti oraz do cieków Australii Zachodniej (np. rzeki: Fitzroy, Ord, Yule) i Queenslandu (np. rzeki: Burdekin, Prosperin, Pionier). Natomiast niektóre rzeki Nowej Południowej Walii ekstremalnie wzbierają wyłącznie zimą (np. Nepean w lipcu, Macleay w sierpniu).

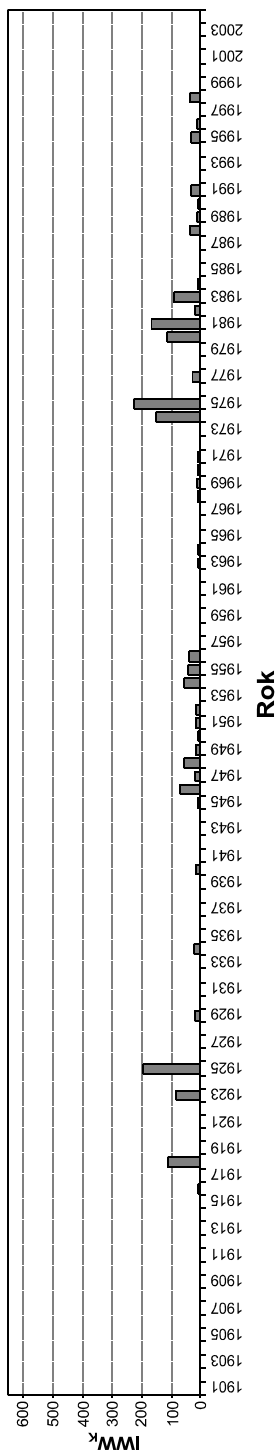
W dynamice indeksu wysokiej wody ( $IWW$ ) dość wyraźnie widoczne są trzy okresy zwiększonej powodziowości w regionie, przedzielone fazami względnego spokoju (rys. 72). Pierwsze wystąpiły w latach 1916–1929, 1945–1956 oraz

1974–1984, drugie zaś w latach 1901–1915, 1926–1944, 1957–1973 i 1985–2000. Dwa lata należy uznać za bardzo powodziowe: 1975 i 1925, ale jednocześnie w żadnym roku XX wieku liczba zaobserwowanych przepływów maksymalnych *WWQ* nie była wyższa od 15% całkowitej liczby obserwowanych przekrojów.



Rys. 71. Zróżnicowanie sezonowe indeksów *K* rzek Australii i Oceanii

Na kontynencie australijskim korelacja między  $ENSO_K$  i  $IWW_K$  nie jest statystycznie istotna ( $\alpha = 1\%$ ), ale współczynnik Pearsona wynosi  $-0,13$  i dla 100-elementowej serii znajduje się na granicy 5% poziomu istotności. Może dlatego da się zauważyć pewną prawidłowość, która polega na tym, że niektóre lata lub sekwencje lat o wysokim  $IWW$  (powodziowe) występowały w czasie, gdy indeks  $ENSO$  był relatywnie niski lub szybko malał (por. rys. 53). Przykładem mogą być tu lata 1918, 1925, 1974 i 1975 oraz sekwencje lat 1954–1956 i 1988–1991. Równocześnie rzadko dochodziło do sytuacji, w której wysokiej wartości  $ENSO$  towarzyszył podwyższony lub szybko rosnący indeks powodziowości. Spostrzeżenia te zdają się potwierdzać cytowane wyżej wnioski i hipotezy badaczy australijskich, że to właśnie La Niña przyczynia się do powodziowych problemów na antypodach i strat, które im towarzyszą (ujemna korelacja). Warto jednak dodać, że bazując na uzyskanych wynikach, nie można postawić tezy, że w ostatnim dwudziestolecu liczba i skala wezbrań rzecznych w całym regionie lub, mówiąc najprościej, powodziowość Australii i Oceanii, istotnie wzrosła lub systematycznie wzrastała.



Rys. 72. Indeksy wysokiej wody ( $IWW_k$ ) Australii i Oceanii w XX wieku

## Dwa luki Ameryki

### Warunki formowania się wezbrań

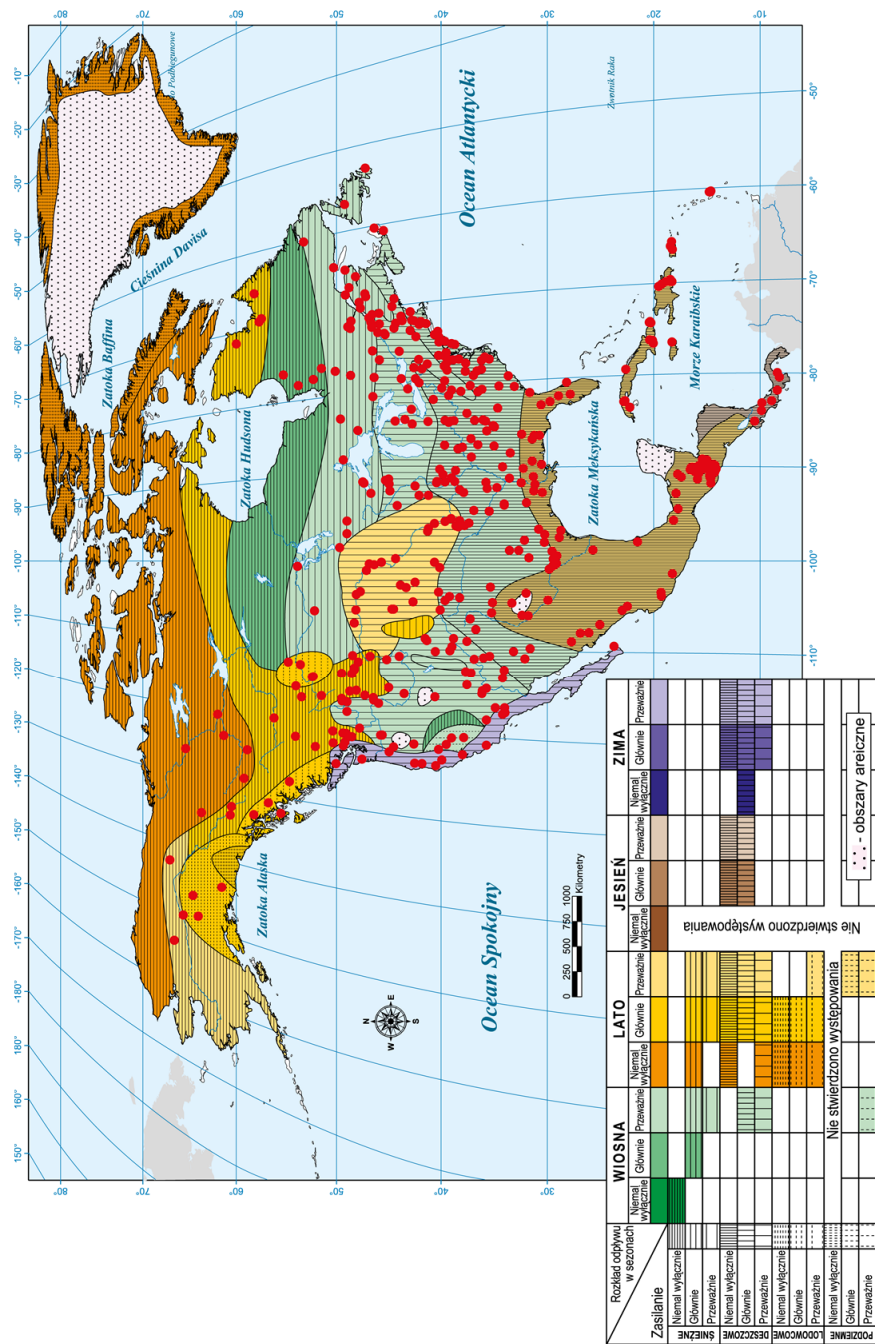
Ameryka Północna wraz z Ameryką Środkową zajmują ok. 20,7 mln km<sup>2</sup> powierzchni i tworzą trzeci co do wielkości kontynent, rozciągający się od strefy gorących lasów równikowych (Przesmyk Panamski) po obszary pustyń lodowych (Grenlandia). Do największych systemów rzecznych kontynentu należą: Missisipi (z Missouri) –  $A = 3,3$  mln km<sup>2</sup> (średni odpływ roczny wynosi  $V_r = 490$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Mackenzie (z Athabaską) –  $A = 1,8$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 310$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Rzeką Św. Wawrzyńca –  $A = 1,29$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 340$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Nelson –  $A = 1,07$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 89$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) oraz Jukon –  $A = 0,85$  mln km<sup>2</sup> ( $V_r = 210$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>). Gdyby wykonać „fotografię” przeciętnego stanu zasobów wodnych płynących w danym momencie rzekami kontynentu północnoamerykańskiego, to otrzymamy liczbę bliską 250 km<sup>3</sup>.

Terytorium Ameryki Północnej odwadniane jest do dwóch oceanów: Atlantyckiego i Spokojnego oraz do Morza Arktycznego. Swoisty „trójmorski wierch”, a więc miejsce gdzie zbiegają się trzy kontynentalne działy wodne, znajduje się w Górach Skalistych, niemal na pograniczu USA i Kanady, w Parku Narodowym Lodowców (Logan Pass). Z tej krainy Czarnych Stóp spływają ciekły zasilające Kolumbię, Saskatchewan i Missouri. Z Ameryki Północnej do Atlantyku trafia rocznie 2500 km<sup>3</sup> wody, do Pacyfiku – 1900 km<sup>3</sup>, a do Morza Arktycznego prawie 2000 km<sup>3</sup>. Dwa obszary endoreiczne (Wielka Kotlina i meksykańskie Llanos) zajmują tylko nieco ponad 7% powierzchni. Specyficzną cechą kontynentu jest to, że jego wielkie systemy rzeczne wykształciły się w swoistym „korytarzu” między dwoma pasmami górskimi: Kordylierami i Appalachami. „Rzeką Missisipi z prawej strony przyjmuje naprzód z gór skalistych rzekę Missouri, która długością i obfitością wód ją przewyższa i stanowi właściwie rzekę główną, choć w połączeniu traci swą nazwę”<sup>1</sup> (Nałkowski, 1894). Dorzecza rzek peryferyjnych, spływających z obszarów górskich i z Tarczy Kanadyjskiej, są przeważnie niewielkie, a same rzeki – stosunkowo krótkie.

Duża rozpiętość południkowa i równoleżnikowa kontynentu północnoamerykańskiego i zróżnicowana rzeźba terenu sprawiają, że występuje tu ogromna zmienność przestrzenna warunków termiczno-wilgotnościowych. W powiązaniu z południkowym układem głównych form morfologicznych, przynoszącym

---

<sup>1</sup> Zachowano oryginalną pisownię.



Rys. 73. Reżimy rzek Ameryki Północnej i Środkowej wg M. I. Lwowicza (1979); zmienione  
Zaznaczono uwzględnione przekroje wodowskazowe

w efekcie utrudniony przepływ mas powietrza wzdłuż równoleżników oraz swobodny przepływ wzdłuż południków, daje to ogromną różnorodność typów i odmian klimatów. Jednocześnie warunki te bardzo sprzyjają powstawaniu skrajnie niekorzystnych stanów atmosfery, które w konsekwencji powodują, iż hydrologiczne zjawiska ekstremalne, a zwłaszcza te, które są wywołane czynnikami meteorologicznymi, występują często i mają bardzo duże natężenia i skalę.

Ustroje rzek Ameryki Północnej i Środkowej są bardzo zróżnicowane, przy czym układ strefowy najwyraźniej zaznacza się we wschodniej (nizinnej) części kontynentu, a orograficzny w części zachodniej (górskiej) – rys. 73. W efekcie powstaje swoista kombinacja, dość mocno tu zaznaczonego, sześciostrefowego systemu struktury bilansu wodnego, wywołanego warunkami klimatycznymi (tundra, tajga, lasy mieszane, prerie, stepy, lasy wilgotne) oraz czynników astrefowych, wśród których przeważają warunki orograficzne i geologiczne związane z południkowym przebiegiem głównych jednostek fizjograficznych kontynentu.

Występuje tutaj siedem ustrojów śnieżnych, z wiosennym lub letnim spływem wód roztopowych. Trzy z nich można uznać za słabo wykształcone, gdyż roztopy stanowią tylko jedną z trzech możliwych form zasilania. W środkowej i południowej części kontynentu pojawia się sześć reżimów deszczowych, z porami opadów występującymi od wiosny do zimy. Trzy z nich są także słabo wykształcone, gdyż rzeki takie są alimentowane nie tylko w porze deszczowej i nie wyłącznie opadami w fazie ciekłej (pas wzdłuż 40. równoleżnika i wybrzeże Pacyfiku). W wolnej od lodu Arktyce i wzdłuż północno-zachodniego wybrzeża Pacyfiku (Kanada i Alaska) pojawiają się cztery ustroje lodowcowe. Ważną rolę w zasilaniu rzek mają tu wody pochodzące z letniej ablacji lodowców, przy czym jeden z tych reżimów należy uznać za słabo wykształcony. Jak łatwo policzyć, daje to łącznie 17 różnych reżimów, spośród 40 zidentyfikowanych w typologii, zaproponowanej przez M.I. Lwowicza (1979) dla rzek świata.

Wyrażony w procentach stosunek minimalnego rocznego odpływu z kontynentu do odpływu maksymalnego wynosi ok. 75%, natomiast różnica między tymi wartościami jest bliska 2100 mm. W skali roku najwięcej wody odpływa z Ameryki Północnej w czerwcu (15,6%), lipcu (12,6%) i w maju (11,6%), najmniej w styczniu (4,7%) i w lutym (4,9%). Średnio w ciągu roku z 1 km<sup>2</sup> odpływa  $324 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup> wody, a przeciętny mieszkaniec kontynentu ma jej do swej dyspozycji ok.  $17,4 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup> (Shiklomanov, Rodda, 2004).

Ogromna różnorodność ustrojów rzecznych powoduje, że wezbrania rzek i towarzyszące im powodzie mogą na tym kontynencie wystąpić właściwie w każdej porze roku i za przyczyną różnych zjawisk związanych z bardzo zróżnicowanymi formami zasilania. Warto podkreślić, iż w dużych rzekach o przebiegu południkowym lub w rzekach, które spływają z gór w kierunku nizin albo wybrzeży, częstym zjawiskiem jest nakładanie się na siebie fal wezbrań ablacyjnych i roztopowych, roztopowych i deszczowych, a czasem ablacyjnych i deszczowych. To zaś ogromnie zwiększa objętość wezbrań, podwyższa kulminacje i wydłuża czas ich trwania.



Dobrym przykładem jest tutaj wezbranie Red River, rzeki płynącej w Północnej Dakocie i łączącej się z Assiniboine w rejonie Winnipeg, już na terytorium Kanady. System Red River odwadnia fragment obniżenia powstałego u południowego wylotu z historycznego już dziś jeziora Agassiz. Powódź wystąpiła w kwietniu 1997 roku, niemal równocześnie na całej długości rzeki. Jej przyczyną były bardzo intensywne wiosenne opady topniejącego śniegu (od 35 do 75 mm), które nałożyły się na roztopy prawie półmetrowej pokrywy śnieżnej, w której zgromadzone było ok. 200 mm wody (Todhunter, 2002). Łącznie była to masa wody, która prawie dwukrotnie przekraczała lokalną normę dla sezonu wiosennych roztopów. Wielkość wezbrania spotęgował również fakt, iż roztopy odbywały się w sytuacji, gdy grunt był jeszcze głęboko przemarznięty. Kulminacja wezbrania w Grand Forks wystąpiła 22 kwietnia. Stan wody rzeki był wtedy o 11 m wyższy od notowanego przed wezbraniem i o ok. 1,7 m wyższy od dotychczasowego maksimum. Natężenie przepływu przekroczyło w kulminacji  $3900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  i osiągnęło wielkość wody 200-letniej. Straty powodziowe sięgnęły 3,6 mld USD; zniszczeniu uległo 85% infrastruktury, w tym 13 tys. domostw. Prawie 55 tys. osób ewakuowano.

Także huragany wędrujące znad Zatoki Meksykańskiej, przynosząc obfite opady, generują powstawanie gwałtownych wezbrań i to nie tylko w południowej części kontynentu. Przykładem jest cyklon Agnes, który na przełomie czerwca i lipca 1972 roku wywołał ogromne wezbranie rzeki Susquehanna płynącej w Pensylwanii, nieco na południe od Nowego Jorku. Kulminacja wezbrania w Harrisburgu sięgnęła wówczas  $30\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  przy średnim przepływie równym tam  $1010 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Bailey i in., 1975).

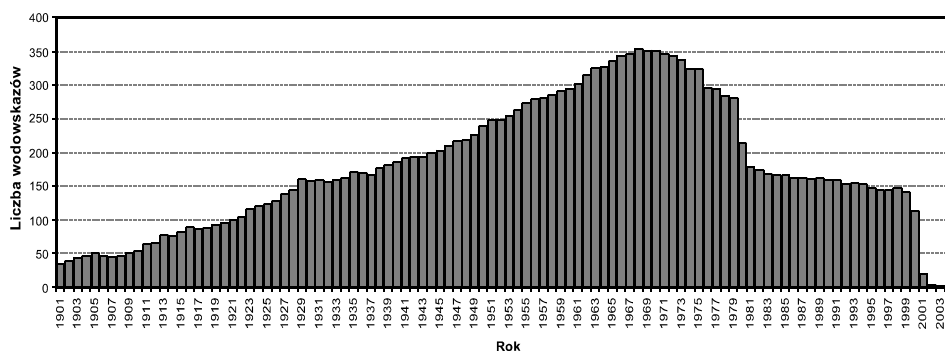
Przeciętnie w roku, w obrębie bardzo ciepłego jesienią Morza Karaibskiego i środkowego Atlantyku, rodzi się siedem cyklonów tropikalnych, zaś po drugiej stronie Ameryki Środkowej, nad równie ciepłym Pacyfikiem, powstaje średnio sześć tego rodzaju zjawisk. Co roku nadaje się im imiona zaczynające się na kolejną literę alfabetu, przy czym, jeśli któryś spowoduje ogromne straty, tym imieniem nie zostanie już nigdy „ochrzczona” żadna inna burza tropikalna. Cyklony te, wkraczając w strefę wybrzeża Ameryki Środkowej i Północnej, przynoszą, poza silnym wiatrem, również bardzo intensywne opady, które skutkują gwałtownymi wezbraniem rzek i spływami błotnymi. Większość powodzi spowodowanych wezbraniem rzek czasem bardzo małych rzek antylnskich zdarza się właśnie w czasie trwania cyklonów. Skutki bardzo silnego wiatru i ulewnych opadów oglądamy nieraz w przekazach telewizyjnych.

Jeśli na to wszystko nałożymy zagrożenia związane z urozmaiconą rzeźbą i lokalnymi zjawiskami pogodowymi, powodującymi m.in. wezbrania błyskawiczne lub podpiętrzenia wody w ujściowych odcinkach rzek (np. wywołane sztormami lub huraganami), a także powodzie wywołane przez zatory lodowo-śryżowe (np. wiosną 1952 roku przepływ Missouri w rejonie Bismarcka, w wyniku naturalnego rozmycia zatoru, w ciągu kilku godzin wzrósł z 2120 do  $14\,200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ),

to otrzymamy konglomerat zjawisk i ich skutków świadczący o tym, że zagrożenie powodzią rzecznoimi na tym kontynencie jest duże, choć przestrzennie bardzo zróżnicowane. Zauważmy również, że w miarę upływu czasu zagrożenie to rośnie wskutek coraz większego ryzyka hydrologicznego wynikającego z antropopresji, w tym ze wzrostu gęstości zabudowy hydrotechnicznej (katastrofy różnych budowli wodnych) i szybko rosnącej urbanizacji (powodzie miejskie). Najbardziej narażone na tego typu zjawiska są obszary środkowego zachodu USA i niemal cała Ameryka Środkowa (Dilley i in., 2005). Należy przy tym dodać, iż w obrębie pierwszego obszaru straty powodziowe dotyczą niemal wyłącznie sfery ekonomicznej i infrastruktury, natomiast w Ameryce Środkowej do zagrożeń tych dochodzi także duże ryzyko utraty życia w trakcie powodzi.

### Przepływy i odpływy maksymalne

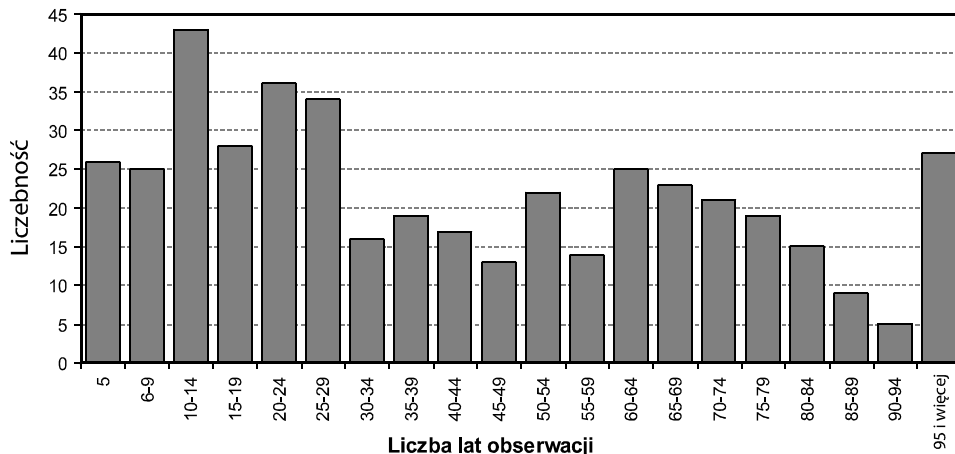
Analizowane w tym rozdziale przepływy maksymalne zanotowano na 437 wodowskazach monitorujących 390 rzek Ameryki Północnej i Środkowej. Liczba tych przekrojów do końca lat 70. systematycznie rosła: od poniżej 50 na początku XX wieku do ponad 350 w drugiej połowie lat 60. W późniejszych dekadach liczba dostępnych danych wodowskazowych bardzo zmalała i niemal do końca wieku utrzymywała się na poziomie ok. 150 (rys. 74).



Rys.74. Liczba wodowskazów na rzekach Ameryki Północnej i Środkowej, w poszczególnych latach wielolecia, z których dane uwzględniono w opracowaniu

Długość dostępnych serii jest bardzo zróżnicowana. Najwięcej maksymów przepływu pochodzi z ciągów 10–14-letnich. Stosunkowo dużo danych zaczerpnięto również z serii bardzo krótkich (5-letnich) i bardzo długich (ponad 95-letnich). Warto jednak podkreślić, że aż 245 maksymów pochodzi z serii dłuższych niż 30 lat (rys. 75). Z ciągów 100-letnich pochodziło 15 maksymalnych przepływów rzek (*WWQ*), przy czym wszystkie rzeki, które były

obserwowane przez całe stulecie znajdują się w USA (np. znane i wielkie: Columbia, Tennessee, Colorado, Missisipi, oraz mniej znane i nie tak duże: Grand, Black, Susquehanna, Wabash).



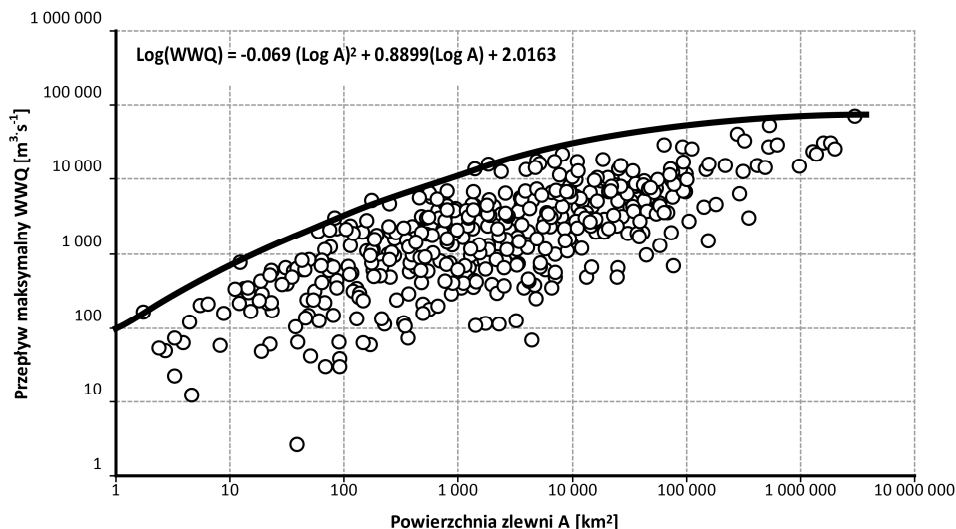
Rys. 75. Długość serii obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych rzek Ameryki Północnej i Środkowej

Z obszaru Ameryki Środkowej i Antyli zweryfikowano przepływy maksymalnie 88 przekrojów na 79 rzekach (najwięcej rzek obserwuje się w Gwatemali). Serie były tu jednak stosunkowo krótkie, zwykle od pięciu do 25 lat. Tylko Usumacintę, w przekroju Boca del Cerro, monitorowano przez 56 lat. Nie udało się natomiast zweryfikować pozytywnie wielu danych pochodzących z Dominikany, gdyż wodowskazy działały tam przeważnie krócej niż pięć lat (niekiedy tylko rok).

Maksymalne przepływy ( $WWQ$ ) w badanej grupie rzek kontynentu amerykańskiego są bardzo zróżnicowane i mocno uzależnione od powierzchni zlewni i ich warunków środowiskowych. Najmniej wody płynęło w czasie wezbrania rzeki Yatza w Gwatemali ( $2,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ); przekrój kontrolny zamyka tu zlewnię o powierzchni  $38 \text{ km}^2$ . Największy przepływ na kontynencie ( $70\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) zanotowano oczywiście w Missisipi, w przekroju Arkansas City, w czasie majowego wezbrania w 1927 roku. Ogromne ilości wody prowadzi też w kulminacjach swych wezbrań Ohio. W lutym 1937 roku przez przekrój w Metropolis przepływało tą rzeką ponad  $54\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  wody.

Spośród rzek kanadyjskich, najwięcej wody w trakcie wezbrania prowadziła w maju 1975 roku Mackenzie –  $30\,300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , a w Ameryce Środkowej rekordzistką w tym względzie jest meksykańska Baisas, która we wrześniu 1967 roku niosła  $25\,200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Na Antylach największy przepływ zmierzono w portorykańskiej rzece Rio de la Plata; we wrześniu 1996 roku płynęło jej korytem  $5580 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  wody. Także na Hawajach przepływy w korytach nawet niewielkich

rzek mogą być bardzo duże. W sierpniu 1940 roku rzeką Walluku, odwadniającą 386 km<sup>2</sup> wyspy Hawai, płynęło 2270 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> wezbranych wód, a w lutym 1965 r. z 12 km<sup>2</sup> zlewni Halawa Stream (wyspa Molokai) spływało aż 762 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> wody.



Rys. 76. Maksymalne przepływy wezbraniowe w przekrojach wodowskazowych rzek Ameryki Północnej i Środkowej w funkcji powierzchni zlewni

Funkcja obwiedni ustalona dla maksymalnych przepływów rzek Ameryki Północnej i Środkowej dość dobrze „układa” się wzdłuż wartości skrajnych (rys. 76), nie generując punktów odstających. Wydaje się również, iż jej równanie jest prawidłowo uwarunkowane, zarówno dla małych, jak i dużych powierzchni zlewni i przepływów.

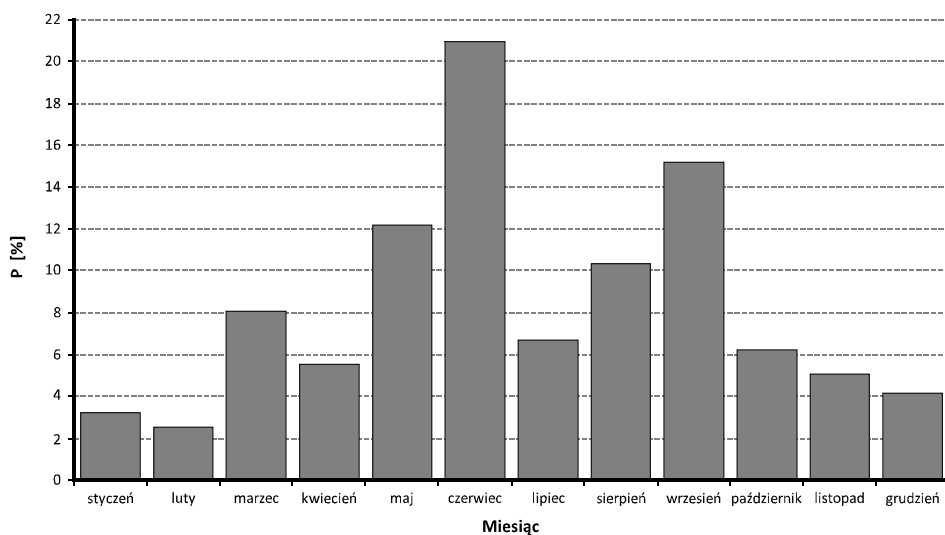
Maksymalne przepływy w rzekach Ameryki Północnej mogą zdarzyć się praktycznie w każdej porze roku, przy czym ich rozkład sezonowy i częstość w poszczególnych miesiącach uwarunkowane są wielką różnorodnością warunków klimatycznych i zróżnicowaniem rzeźby. Mimo to, na kontynencie są właściwie dwie pory roku, w których odsetek tego rodzaju zdarzeń jest wyraźnie różny (rys. 77).

Najwięcej maksymalnych przepływów *WWQ* zanotowano od maja do września, a zatem niemal w całym w półroczu ciepłym – razem ok. 65%. Miesiącami o szczególnie dużym odsetku maksimów są czerwiec i wrzesień. W pierwszym z nich *WWQ* notowano w 1/3 badanych rzek kanadyjskich (np. Athabasca, Saskatchewan, Churchill) oraz w wielu rzekach Alaski (np. Fraser, Koyukuk). Wezbrania te miały zwykle charakter roztopowy lub mieszany. Czerwcowe kulminacje występowały też licznie w wielu małych rzekach Gór Skalistych

oraz w całkiem dużych płynących we wnętrzu kontynentu (np. Yellowstone, Missouri). Pierwsze to zwykle wezbrania opadowe (nierzadko gwałtowne), drugie – roztopowe lub mieszane. Także w rzekach Teksasu i Nowego Meksyku maksima przepływu rzek miały miejsce przeważnie w czerwcu (np. w Pesos, Rio Grande i w Colorado) i były to zwykle wezbrania opadowe, czasem związane z cyklonami.

Ekstremalnie duże wezbrania wrzesniowe notuje się przeważnie w ciekach Antyli i Ameryki Środkowej oraz w małych rzekach USA, rozrzuconych niemal na całym terytorium tego kraju (brak ich w Kanadzie). Niemal połowa badanych rzek Meksyku i jedna trzecia Gwatemali miały swoje kulminacje właśnie we wrzesniu. Jesienne cyklony powodują, że późnym latem i jesienią (sierpień–listopad) ekstremalne wezbrania notowane są również w wielu rzekach Dominikany, Portoryko i na Martynice.

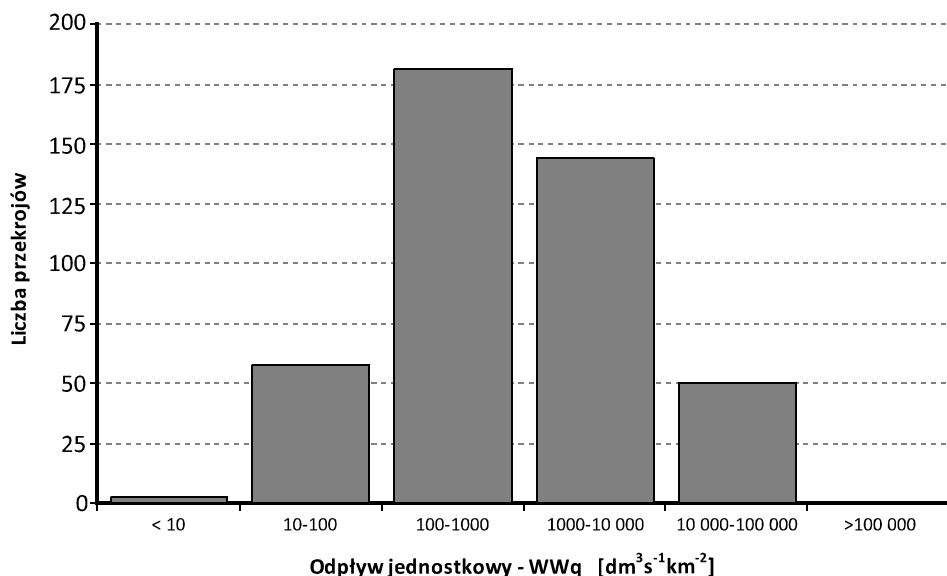
Spokojne w tym względzie zdają się być natomiast miesiące zimowe, a zwłaszcza luty, w którym wystąpiło jedynie 2,5% wszystkich *WWQ*. W tym miesiącu ekstremalne wezbrania zdarzyły się m.in. w rzekach Sacramento, Kentucky i Ohio oraz w hawajskiej Halawa Stream.



Rys. 77. Częstość przepływów *WWQ* rzek Ameryki Północnej i Środkowej w przekroju rocznym

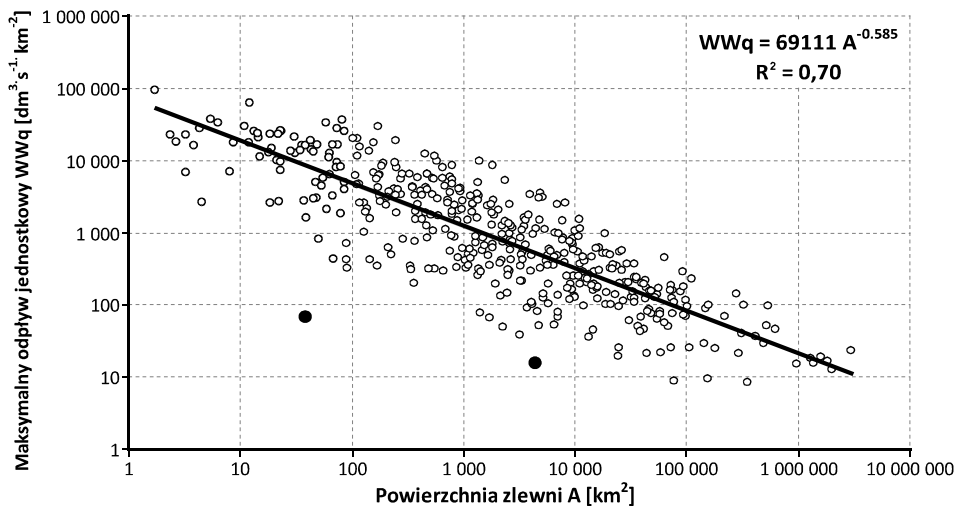
Obie Ameryki są obszarem na tyle różnorodnym pod względem warunków geograficznych i klimatycznych, że musi to przynieść efekt w postaci bardzo zróżnicowanych, maksymalnych odpływów jednostkowych – *WWq* (rys. 78). Spośród sześciu przyjętych przedziałów zmienności *WWq*, aż pięć jest tu reprezentowane, w tym dwa bardzo licznie. W 376 zlewniach (86%) ekstrema wezbraniowe są

wyższe niż  $0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ , przy czym 51 przekrojów zamykało zlewnie, w których zanotowano wartości znacznie przekraczające  $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ . Największe odpływy jednostkowe zaobserwowano na tym kontynencie w małych i bardzo małych zlewniach położonych na Wyspach Hawajskich (np. Honopou Stream –  $95,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ , Halawa Stream –  $63,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ ), a także w kilkunastu zlewniach rozrzuconych niemal po całym terytorium USA (np. Soldier Creek –  $37,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ , Green Creek –  $30,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ , Bone Creek –  $26,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ , Stony Brook –  $20,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ ). Powierzchnie większości tych zlewni nie przekraczały  $20 \text{ km}^2$ .



Rys. 78. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Ameryki Północnej i Środkowej

Stosunkowo duże odpływy jednostkowe w kulminacjach wzebrań występują również w zlewniach karaibskich. W dniu 20 sierpnia 1970 roku z  $4,31 \text{ km}^2$  zlewni Riviere Blanche na Martynice spływało prawie  $28 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ . Tyle samo wynosił odpływ jednostkowy w czasie październikowej kulminacji wzebrania w 1963 roku kubańskiej rzeki Buey ( $A = 70 \text{ km}^2$ ). Ogromne odpływy jednostkowe zaobserwowano również w Dominikanie (zlewnia Yaque del Norte –  $29,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ ) oraz odnotowano w Meksyku (zlewnia Arroyo San Bartolo –  $37,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ ). Wartości te należy jednak traktować ostrożnie, gdyż pochodzą z szacunkowych obliczeń wykonanych na podstawie badań pośrednich. Warto przy tym dodać, iż większość tych kulminacji notowano w trakcie lub tuż po przejściu cyklonów (często czwartej lub piątej kategorii w skali Saffira-Simpsona), które przecież licznie odwiedzają ten region od lipca do listopada.



Rys. 79. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach Ameryki Północnej i Środkowej w funkcji powierzchni zlewni

Tylko w dwu przypadkach maksymalne odpływy jednostkowe na tyle wyraźnie odbiegają od układu punktów w smudze, że należy je uznać za elementy odstające (rys. 79). W obu przypadkach zanotowane kulminacyjne przepływy (odpływy) wezbraniowe wydają się „zbyt małe” w stosunku do powierzchni zlewni. Wspomniane punkty reprezentują gwatemalską zlewnię Yatza i zlewnię rzeki Meadows Valley Wash w przekroju Caliente (USA). Ta druga bierze początek w Parku Narodowym Wielkiej Kotliny i płynie na południe (aż do Caliente) przez suche terytoria Utah i Nevady. Na wielu odcinkach jest to jednak rzeka okresowa. Obserwacje wodowskazowe we wspomnianym przekroju prowadzone są od 46 lat, a „ekstremalnie duże wezbranie”, które dało odpływ jednostkowy równy niespełna  $16 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , zdarzyło się w marcu 1978 roku.

Statystycznie istotne równanie regresji ( $\alpha = 1\%$ ), opisujące związek  $WWq$  i  $A$  (pochodna funkcji Creagera) pozwala szacować odpływ jednostkowy w zlewniach obu Ameryk na podstawie powierzchni zlewni. Autorzy szczególnie podkreślają tu słowo „szacować”, gdyż z uwagi na charakter tej, jak i innych podawanych w pracy formuł oraz ze względu na duże błędy estymacji, równania te mogą być użyteczne wyłącznie na dużym poziomie ogólności oraz do celów dydaktycznych i analiz porównawczych.

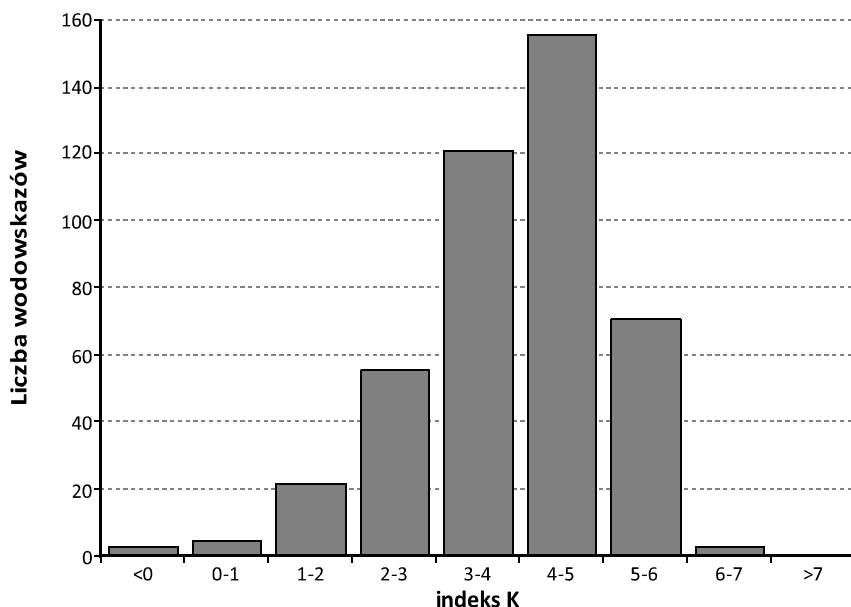
### Indeksy powodziowości i wysokiej wody

Spośród 437 indeksów powodziowości uzyskanych dla rzek obu Ameryk, prawie 2/3 mieści się w przedziałach wskazujących na przeciętną lub dużą powodziowość ( $3,0 < K < 5,0$ ). W 71 przypadkach powodziowość jest bardzo duża, a w trzech

– ogromna (rys. 80). W tej ostatniej grupie znajdują się West Nueces (USA) – 6,19, meksykańska Cihuatlan – 6,16 oraz Yaque del Norte z Dominikany – 6,02.

Powierzchnia zlewni teksańskiej West Nueces, w przekroju Bracketville, wynosi 1800 km<sup>2</sup>. W dniu 14 czerwca 1935 roku po ogromnych opadach na Wyżynie Edwardsa rzeką płynęło aż 15 600 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> wody. Odpływ jednostkowy z jej zlewni przekroczył wówczas 8,6 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>2</sup>. Powódź ta stanowiła swego rodzaju uwerturę do prawdziwego kataklizmu, który pojawił się niespełna trzy miesiące później (2 września). Przez Teksas przeszedł wtedy huragan „Dnia Pracy”, który zaliczono do piątej kategorii i który zaznaczył się rekordowo niskim ciśnieniem (rekord USA) – 892,3 milibara. Zabił on ponad 400 osób.

We wrześniu 1959 roku w spływającej ze stoków Sierra Madre i uchodzącej do Zatoki Kalifornijskiej rzeki Cihuatlan przepływ sięgnął 13 500 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>. Z jednego kilometra kwadratowego jej zlewni ( $A = 1\,370\text{ km}^2$ ) spływało wtedy prawie 10,0 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> wody. Średni przepływ tej rzeki wynosi w tym miejscu ok. 28,0 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>.

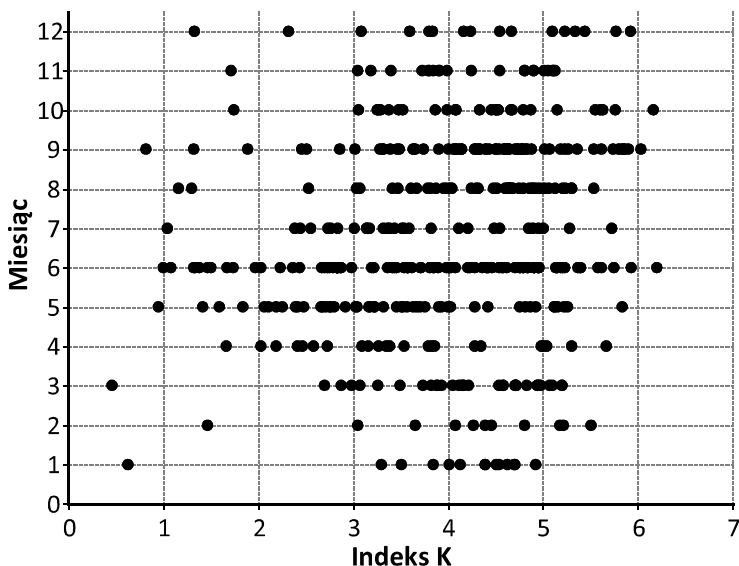


Rys. 80. Indeksy powodziowości Françou–Rodiera ( $K$ ) rzek Ameryki Północnej i Środkowej

Yaque del Norte jest najdłuższą rzeką (250 km) i ma największą zlewnię na Dominikanie ( $A = 7000\text{ km}^2$ ). Do przekroju w Boma, gdzie 1 września 1979 roku zanotowano przepływ 5080 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>, powierzchnia wynosi jednak tylko 170 km<sup>2</sup>. Spowodowane potężnym huraganem David obfite deszcze wywołały w tej małej zlewni wezbranie, w którego kulminacji odpływ jednostkowy wynosił prawie 30,0 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>2</sup>. Warto w tym miejscu podkreślić, iż ta wrześniowa data jest terminem, w którym absolutne maksima przepływu osiągnęły niemal wszystkie obserwowane rzeki Dominikany.



Pięć rzek na obszarze obu Ameryk charakteryzuje się bardzo małym indeksem powodziowości ( $0,0 < K < 1,0$ ). Są to wymieniona już wcześniej Meadow Valley Wash, niezbyt duża Green River oraz trzy potężne rzeki Ameryki Północnej: Missouri (przekrój Helena), Ohio (Cincinnati) i Rzeką Św. Wawrzyńca (La Salle). O rzekach z indeksami mniejszymi od zera pisaliśmy wcześniej.



Rys. 81. Zróżnicowanie sezonowe indeksów  $K$  rzek Ameryki Północnej i Środkowej

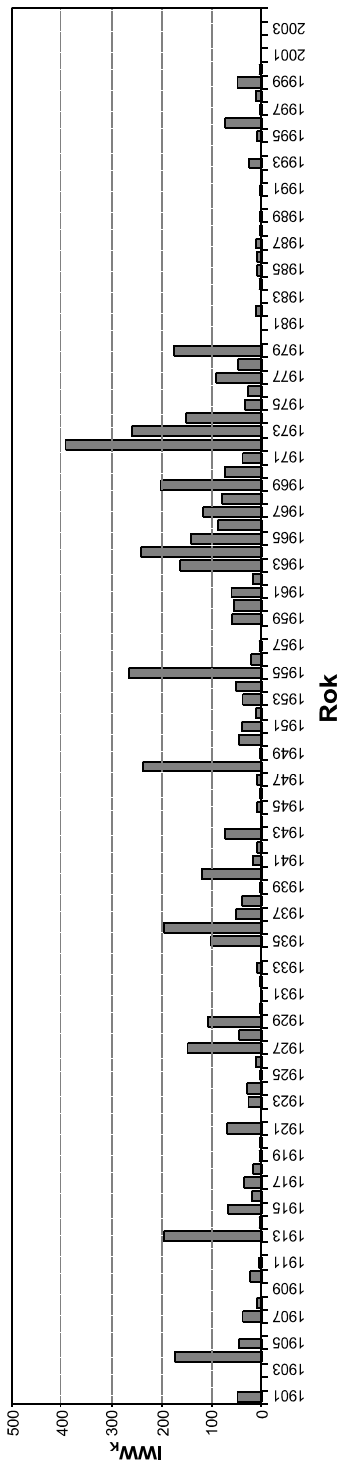
Duże i bardzo duże indeksy powodziowości ( $K > 4,0$ ) rzek płynących na kontynencie północnoamerykańskim notowano w każdym miesiącu roku (rys. 81). Najwięcej wezbrań o skali przekraczającej  $K = 5,0$  wystąpiło jednak w czerwcu i we wrześniu. Wielkie wezbrania czerwcowe zdarzały się przeważnie w małych rzekach (zwykle górskich) na terytorium USA. Wyjątkiem jest opisana wyżej powódź w dolinie stosunkowo dużej rzeki Susquehanna ( $K = 5,2$ ) oraz wezbrania rzek systemu Nueces, które w czerwcu 1935 roku osiągnęły w kilku przekrojach wartości  $K$  bliskie 6,0. Ekstremalne wezbrania wrześniowe są na kontynencie północnoamerykańskim związane z cyklonami, które regularnie pojawiają się w rejonie Antyli i powodują powodzie zarówno na tych wyspach, jak i w całym basenie Zatoki Meksykańskiej. We wrześniu gwałtownie wzbierały m.in. rzeki Portoryko (np. Rio de la Plata – 1996:  $K = 5,79$ ), Meksyku (np. Baluarte – 1968:  $K = 5,73$ ) i Dominikany (np. Nizao – 1979:  $K = 5,25$ ), a także USA, np. wcale nie taka mała Little, która w przekroju Cameron, w 1921 roku, miała indeks  $K = 5,35$ , oraz niewiele mniejsza Devils, w której w 1932 roku zdarzyło się wezbranie o  $K = 5,53$ .

Już pierwszy rzut oka na rys. 82 sprawia, że dochodzimy do wniosku, iż duże wezbrania i powodzie, w omawianej części świata, „skończyły się” w 1979 roku,

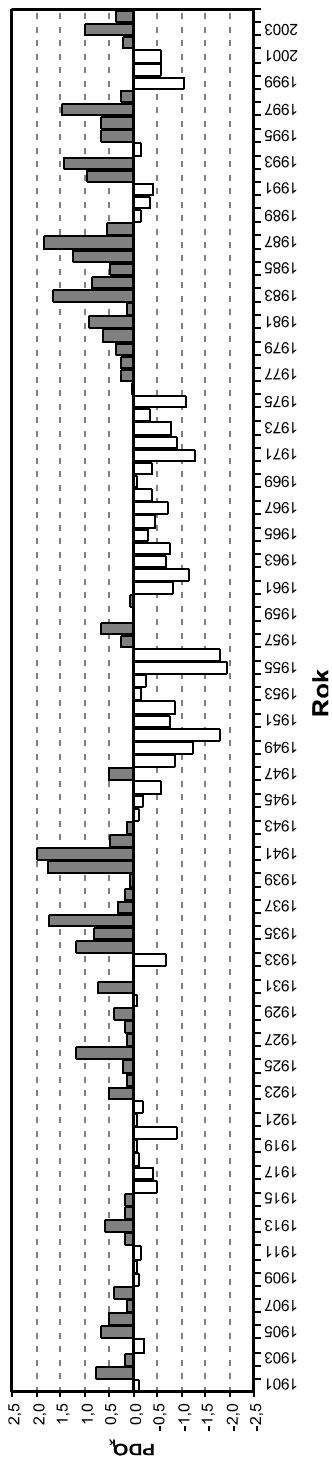
a najbardziej powodziowe dekady to lata 1959–1979. Spośród sześciu  $IWW_k$ , których wartości przekroczyły 200, aż cztery wystąpiły właśnie w tych dwu dziesięcioleciach. Jednocześnie dekadę lat 80. uznać należy za najbardziej „spokojną” w stuleciu, gdyż liczba zanotowanych przepływów maksymalnych  $WWQ$  w każdym jej roku nie była ani razu większa niż jeden, a w latach 1980, 1981, 1983 i 1990 nie zanotowano żadnego  $WWQ$ . Do piątki najbardziej powodziowych zaliczyć należy w kolejności lata: 1972, 1955, 1973, 1964 i 1948. Zauważmy, że ogromne i bardzo „kosztowne” wezbranie Missisipi z 1973 roku zdarzyło się w roku powodziowym, ale równie katastrofalna powódź z 1993 roku wystąpiła w roku, który można uznać za stosunkowo spokojny na całym kontynencie. Przykład ten dobrze ilustruje wadę proponowanego indeksu  $IWW$ , która polega na tym, że wskaźnik ten nie waloryzuje przestrzennej skali wezbrania i towarzyszącej mu nieraz powodzi (wielkości zlewni czy obszaru zalanego, liczby ofiar w ludziach, wielkości strat ekonomicznych itd.) i każdy  $WWQ$ , bez względu na to czy wystąpił w potężnej rzece, czy w małym strumieniu, ma tę samą wagę. No cóż, miary są jak ludzie – rzadko bywają doskonałe.

Zbadano również związek korelacyjny między  $IWW_k$  uzyskanym dla obszaru Ameryki Północnej i Środkowej, i najprostszym indeksem oscylacji północnoatlantyckiej ( $NOA_k$ ), rozumianym jako unormowana różnica ciśnienia między Ponta Delgada na Azorach i Stykkisholmur (Reykjavik) na Islandii (por. rys.104). Obliczony współczynnik korelacji pomiędzy średnim rocznym  $NAO_k$  i  $IWW_k$  statystycznie nie różni się od zera (-0,07). Można zatem przyjąć, że „czynnik atlantycki”, a w szczególności występowanie srogich lub ciepłych i wilgotnych zim w basenie Północnego Atlantyku nie wpływa istotnie na wielkość i częstość pojawiania się maksimów przepływu rzek w Ameryce Północnej i Środkowej.

Interesujące powiązanie stwierdzono pomiędzy indeksem o konstrukcji podobnej do  $ENSO$ , ale uzyskiwanym na podstawie różnicy temperatur wód północnego i środkowego Pacyfiku – *Pacific Decadal Oscillation, PDO* (Trenberth, Hurrell, 1994), oraz zdefiniowanym przez autorów indeksem powodziowości (rys. 83). Współczynnik korelacji jest tutaj statystycznie istotny ( $\alpha = 1\%$ ) i wynosi -0,24. Znak współczynnika wskazuje, że w ujemnej fazie  $PDO$  liczba i wielkość ekstremalnych wezbrań rzecznych w Ameryce Północnej i Środkowej jest relatywnie duża, natomiast w fazie dodatniej wezbrania takie zdarzają się niezbyt często. Tego rodzaju pozytywne koincydencje są szczególnie dobrze widoczne w drugiej połowie XX wieku. Od końca lat 40. do połowy lat 70. północny Pacyfik znajdował się w fazie „ujemnej”. Zatem, mówiąc najprościej, był stosunkowo chłodny, a w jego basenie przeważały zjawiska związane z La Niña. Po 1977 roku zaczął się wyraźnie ocieplać, co spowodowało większą częstość zjawisk generowanych przez El Niño. Taki stan stosunkowo ciepłego Pacyfiku trwa właściwie do dziś, z krótką przerwą na przełomie wieków. Oscylacje te zdają się być zbieżne z okresami występowania częstych i wysokich wezbrań (lata 60. i 70.) oraz fazą zmniejszenia się liczby tego rodzaju zdarzeń, jaka pojawiła się w latach 80. i 90.



Rys. 82. Indeksy wysokiej wody (IWW) Ameryki Północnej i Środkowej w XX wieku



Rys 83. Średnie roczne indeksy PDOk (Pacific Decadal Oscillation) w XX wieku  
 Źródło danych: <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>

## Gdzie rzeki są wielkie i święte

### Warunki formowania się wezbrań

Azja nie jest kontynentem, ale częścią świata i jej granice są tyleż umowne, co zmienne i to zarówno w sensie politycznym, jak i historycznym. Mówiąc Azja, geografowie mają dziś przeważnie na myśli ogromny obszar zwartego lądu leżący między górami Ural oraz Morzami: Kaspijskim, Śródziemnym i Czerwonym (na zachodzie), a Oceanem Spokojnym (na wschodzie); oraz między Morzem Arktycznym (na północy) i Oceanem Indyjskim (na południu). Trzon ten otoczony jest łańcuszkiem wysp geograficznie przynależnych: od Cejlonu i wysp Indonezji (na południu), przez Filipiny, Wyspy Japońskie i Sachalin (na wschodzie), po Nową Ziemię (na północy). Wraz z Europą tworzy on największy na świecie kontynent – Eurazję.

Azja zajmuje obszar nieco większy niż 44,5 mln km<sup>2</sup> (ok. 30% powierzchni lądów). Średnia odległość od morza wynosi tu aż 750 km (największa 2400 km), mimo że jej brzegi omywa 25 różnych mórz i innych akwenów, a powierzchnia samych półwyspów stanowi 62% obszaru zajętego przez wszystkie półwyspy na Ziemi. Współczynnik zwartości lądowego trzonu Azji (stosunek długości wybrzeży do obwodu koła o powierzchni równej obszarowi zajmowanemu przez Azję) jest bliski 3,0, a zatem nieco większy od przeciętnej obliczonej dla pozostałych kontynentów (2,7). Tylko Europa i Ameryka Północna posiadają równie dobrze rozwinięte linie brzegowe. Uwzględniając fakt, że wybrzeża oceanów otrzymują zwykle więcej opadów niż wnętrze kontynentu, łatwo wyprowadzić wniosek, że uwilgotnienie Azji, przynajmniej teoretycznie, powinno być większe niż pozostałych kontynentów (może poza Europą).

Na obszarze azjatyckim znajdziemy niemal wszystkie występujące na Ziemi formacje geologiczne, formy powierzchni terenu, klimaty, ustroje rzeczne, strefy roślinne oraz środowiska i ekosystemy. Jest to wynikiem nie tylko jego ogromnej wielkości i rozciągłości, ale również długiej i niezwykle bogatej historii geologicznej oraz szerokiej skali zjawisk i procesów, które tu zachodzą. Jest to obszar 10 dużych i ponad 90 mniejszych regionów fizycznogeograficznych, na którym zamieszkuje niemal 2/3 ludności świata. W Azji znajduje się prawie 150 miast o liczbie ludności większej niż 1 mln i ogromnej powierzchni zurbanizowanej, a także kilkanaście metropolii, w których liczba mieszkańców przekracza 5 mln. Są w Azji tereny silnie zurbanizowane, gdzie opad nawalny kończy się przeważnie powodzią miejską, i płaskie tereny przymorskie lub deltowe o bardzo

intensywnym rolnictwie, dla których powódzie i podtopienia są niemal codziennością. Napotkamy tu równocześnie obszary, na których „ślady ludzkich stóp” nie są często spotykane, a powódzie, a nawet rzeki, które mogą je spowodować, są prawdziwą rzadkością.

„Środkowe położenie Głównej Wyżyny Azyatyckiej, która pozostawia naokoło dość miejsca nizinom, pozwala na rozwój wielkich systematów rzecznych i to nie na jednostronny, jak w Ameryce, lecz na wszechstronny”<sup>1</sup> (Nałkowski, 1894). Spośród 20 najzasobniejszych w wodę rzek świata, aż 10 odwadnia Azję, przy czym w pierwszej dziesiątce znajdują się: Jangcy ( $A = 1,8$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 1\,006$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Brahmaputra ( $A = 0,67$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 630$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Jenisej ( $A = 2,58$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 618$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Mekong ( $A = 0,81$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 550$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Lena ( $A = 2,49$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 539$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) i Ganges ( $A = 0,98$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 490$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) (Kowalczak, 2007). Jeśli dodamy do tego pięć pozostałych: Irawadi ( $A = 0,43$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 430$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Xi Jiang ( $A = 0,44$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 430$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Ob ( $A = 2,99$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 404$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), Amur ( $A = 1,85$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 360$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) i Indus ( $A = 0,96$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 226$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) oraz dziesiątki tysięcy innych rzek spływających do oceanów i mórz oblewających kontynentalny trzon Azji i jej wyspy, uzyskamy roczny odpływ nieco większy od 13 800 km<sup>3</sup>. Do obu oceanów, które oblewają Azję, odpływa z niej 11 000 km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup> wody, a do Morza Arktycznego – 2800 km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup> (Milliman, Farnsworth, 2011). Odpływ ten jest stosunkowo mało zmienny i w roku suchym stanowi ok. 77% odpływu z roku wilgotnego.

Tylko z Półwyspu Malajskiego oraz z wysp Indonezji i Filipin rocznie odpływa rzekami 3760 km<sup>3</sup> wody. Jeśli dodamy do tego ok. 700 km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup> (Zektser, Dzhamalov, 1989) wody słodkiej, jaka z tych obszarów dociera do Wszechoceanu drogą podziemną (podziemny odpływ podmorski), łatwo zauważymy, iż szeroko pojęta Azja Południowo-Wschodnia należy do najzasobniejszych w wodę regionów świata. W obrębie wielkich wysp tej części Azji płynie wiele dużych i zasobnych w wodę rzek. Dość wymienić nowogwinejskie Fly ( $A = 0,076$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 180$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) i Mamberamo ( $A = 0,081$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 130$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), a także płynącą na Borneo, prawie 1000-kilometrową Kapuas, ( $A = 0,082$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 100$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) oraz luzońską Cagayan ( $A = 0,026$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 54$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>). W porównaniu z nimi rzeki Wysp Japońskich czy Tajwanu prowadzą niewielkie ilości wody: tajwańska Kaoping –  $A = 0,003$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 8,5$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), a płynąca na Hokkaido Ishikari –  $A = 0,014$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 14$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup> (Milliman, Farnsworth, 2011).

Wyspy te oraz znaczna część wschodniej i południowo-wschodniej Azji znajdują się w sąsiedztwie dwu podrównikowych pasów będących matecznikami dla rodzących się tu jesienią cyklonów tropikalnych (tajfunów). Ich trasy wędrówek, zwykle w kształcie litery „ł”, biegną znad położonych po obu stronach równika pasów

<sup>1</sup> Zachowano oryginalną pisownię.

gorących wód środkowego Pacyfiku w kierunku północno-zachodnim (na Półkuli Północnej) i południowo-zachodnim (na Półkuli Południowej). Te pierwsze (średnio w roku powstaje ich ok. 20) docierają nawet do Japonii, powodując ogromne ulewę i powodzie we wschodniej Azji kontynentalnej i na wyspach regionu. Drugie uderzają w pierw w Nową Kaledonię, a potem odwiedzają południowe wyspy indonezyjskie, m.in. Jawę i Celebes. Obie grupy tropikalnych „gości” niemal zawsze przynoszą ze sobą „hydrologiczny gościniec” w postaci gwałtownych opadów oraz wezbrań rzecznych i powodzi sztormowych. Kolejnym azjatyckim matecznikiem cyklonów jest *Kujira center* na północno-zachodnim Pacyfiku, gdzie nad ciepłymi wodami prądu Kuro Siwo w ciągu roku powstaje ich kilkanaście. Większość tych „wielorybów” (*kujira* to po japońsku wieloryb) ma energię kwalifikującą je co najmniej do trzeciej kategorii w skali Saffira–Simpsona. Docierają one do Kamczatki i Wysp Kurylskich, a na Sachalinie i w dorzeczu Amuru wywołują gwałtowne deszcze, których konsekwencją są wezbrania rzek.

Azja ma również swój „rdzeń”. Jest on ogromny, bo zajmuje prawie 12,4 mln km<sup>2</sup> (28,2% powierzchni) i bezodpływowy (często areiczny), gdyż rzek jest tu niewiele, a te które płyną (stale, okresowo lub epizodyczne) są nierzadko duże, przy czym uchodzą nie do Wszechocanu, ale gubią wodę w wielkich jeziorach wewnętrznych (np. Kaspijskim, Aralskim, Bałchasz, Issyk-kul, Martwym) lub w kotlinach (Tarymskiej, Dżungarskiej i Wielkich Jezior) oraz w pustyniach wnętrza kontynentu (Gobi, Takla Makan, Słonej i in.). Wiele płynących tu rzek prowadzi w swych górnych, a czasem i w środkowych biegach duże ilości wody. Za przykład mogą służyć Tarym, Syr-daria i Amu-daria, Jordan, Kura oraz irański Hilmand. Po wpłynięciu w strefę suchą lub półsuchą rzeki te szybko trącą wodę, często za przyczyną mniej lub bardziej przemyślanej działalności człowieka. Roczne zasoby wodne Jordanu wynoszą 1,4 km<sup>3</sup>, ale do jego ujścia w Morzu Martwym dopływa tylko 0,6 km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>. Formujące się w górach Tien Szan zasoby wodne Syr-darii wynoszą ok. 35 km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>, ale do Jeziora Aralskiego (a raczej do tego, co po nim zostało) wpływa dziś średnio tylko 10 km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup> wody, a i ta jest mocno zasolona (Kowalczak, 2007).

Rzeki azjatyckie są nie tylko wielkie i zasobne w wodę, ale również „święte” i bardzo pracowite. Tak pracowite, iż dorobiły się w swoich dorzeczach kilku cywilizacji, które nie bez racji nazwano „hydrologicznymi”. Za sprawą włosów boga Śiwy, święty jest Ganges (bogini Ganga). Sąsiednia Brahmaputra (dziecko Brahmy) i kapryśna Narmada ( $A = 0,091$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 47$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), a także odległe o setki kilometrów Kriszna ( $A = 0,26$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 54$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) i Godaweri ( $A = 0,31$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 120$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) są także czczone, choć nie przypisuje się im tak dużej mocy sprawczej.

Rozszalałe wody wezbranego Mekongu wyrzuciły w 1370 roku na brzeg statuetkę Buddy i „cud” ten stał się początkiem Phnom Penh (Margul, 1995). Huang-He ( $A = 0,75$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 66,5$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) dostarcza zaś Chinom nie tylko

wodę i żyzny muł, ale podarowała również pierwszą, dziedziczną dynastię Xia. W trzecim tysiącleciu p.n.e. zapoczątkował ją legendarny hydrotechnik imieniem Yü, który pierwszy uregulował Żółtą Rzekę i zapobiegł przez to tragicznym już wówczas powodziom. Dla ludów, które zamieszkiwały zachodnią Syberię, Ob był „matką rodzicielką” lub godną najwyższego szacunku „babką”. Również Lena znaczy u Tunguzów tyle co „babka” (Piskozub, 2000). O „świętości” bliskowschodniego Jordanu nie trzeba nawet pisać. W naszym kręgu kulturowym rzeka ta ma bowiem specjalny status.

Azjatyckie cywilizacje „hydrologiczne” powstawały i rozwijały się dzięki potężnym rzekom lub zespołom rzek. W widłach Tygrysu i Eufratu narodziły się starożytne kultury Mezopotamii. Niejako w rewanżu, intensywna i trwająca tysiące lat działalność rolnicza na obszarze tego międzyrzecza spowodowała, iż obie rzeki połączyły się w końcu, tworząc Shatt el Arab ( $A = 0,42$  mln km<sup>2</sup>;  $V_r = 27$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>). W krainie pięciu rzek (Pendżabie) powstaje nie tylko Indus, ale zrodziła się tam również jedna z najstarszych i najbardziej ekspansywnych kultur starożytności – cywilizacja Indusu (harappańska) i Pięćorzecza. Hordy Dżyngis-chana, które zburzyły cywilizację w widłach Oxusu i Jaxartesu (Amu-darii i Syr-darii) na wiele lat przerwały nie tylko Jedwabny Szlak, ale również uniemożliwiły irygację i uprawę roli. Także dziedzictwo starożytnych Khmerów wiąże się nierozdzielnie z rzeką. Cofka wezbranego w porze deszczowej Mekongu powoduje, iż od wieków, między czerwcem i wrześniem, jezioro Tonle Sap powiększa się 4-krotnie, a zbudowane między IX i XII wiekiem systemy irygacyjne i fosy wokół świątyni Angkor Wat napelniają się wodą. Natomiast od października do marca woda z jeziora odpływa z powrotem do Mekongu (Douglas, 2005). Wodami płynącymi w dziesiątkach, wezbranych w porze deszczowej, małych rzek cejlońskich Parakrama Wielki nappełnił w XII wieku kilkanaście sztucznych zbiorników wodnych zbudowanych w środku wyspy, w tym „śródlądowe morze” – Parakrama Samudra. Podczas ogłoszenia swego wielkiego planu przeciwpowodziowo-irygacyjnego powiedział, że ani jedna kropla wody nie może spłynąć do oceanu, jeśli najpierw nie posłuży celom człowieka.

Rzeki azjatyckie płyną we wszystkich strefach klimatycznych: od równikowej, przez zwrotnikową, podzwrotnikową i umiarkowaną, aż po strefę klimatów okołobiegunowych. Odnajdziemy tu niemal wszystkie odmiany klimatów morskich, kontynentalnych i przejściowych oraz górskich, wyżynnych i nizinnych. Są tutaj klimaty wybitnie suche i bardzo wilgotne. Masy powietrza o dużej zawartości wilgoci i związane z nimi intensywne opady są przynoszone nad Azję przez monsuny, pasaty, cyklony tropikalne, a nawet niż atlantyckie. Natomiast roztopy wiosenne (śnieżne) i letnie (lodowcowe), które decydują o zasobności wodnej wielu rzek azjatyckich i wywołują, zwłaszcza na obszarach górskich, wezbrania i powodzie, powstają zwykle wskutek wiosenno-letniego napływu ciepłych, ale już „wysuszonych” mas powietrza znad Atlantyku i Pacyfiku.

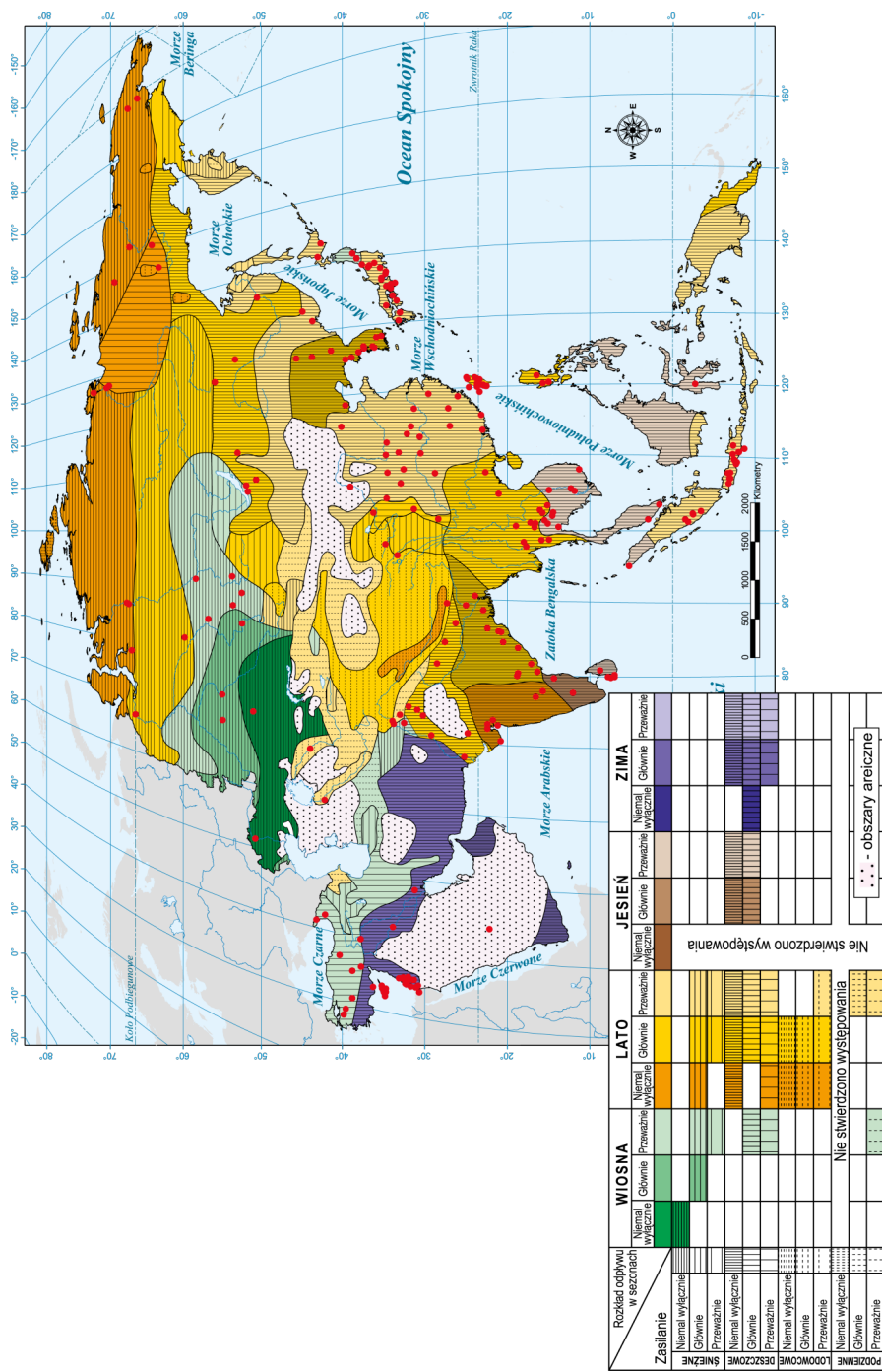
Niektóre duże rzeki azjatyckie zmieniają te strefy i klimaty, jak przysłowiowe rękawiczki. Mekong rozpoczyna bieg w strefie podzwrotnikowej, w klimacie kontynentalnym suchym. Wpływa potem w strefę klimatów zwrotnikowych, odmiany monsunowej, by skończyć bieg w strefie klimatów równikowych (podrównikowy wilgotny). Inne rzeki, np. Amur, są wierne jednej strefie, ale płynąc niemal równoleżnikowo, rozpoczynają bieg w ciepłych i suchych klimatach kontynentalnych, zbierają wody w chłodnym klimacie kontynentalnym, a kończą bieg w monsunowej odmianie klimatu umiarkowanie chłodnego. W efekcie odpływ Amuru w 19% składa się z wody pochodzącej z topnienia pokrywy śnieżnej, w 64% z wody z opadów monsunowych, a uzupełnieniem jest zasilanie podziemne (Doganovskij, Malinin, 2004).

Skutkiem dużego zróżnicowania Azji pod względem klimatycznym, orograficznym i geologicznym jest ogromna różnorodność występujących tu ustrojów rzecznych. Spośród 40 typów zidentyfikowanych na świecie przez M.I. Lwowicza, w Azji występuje aż 27, w tym wszystkie śnieżne (dziewięć), większość deszczowych (13 z 21 zidentyfikowanych) oraz trzy z siedmiu reżimów lodowcowych i dwa z trzech ustrojów o przewodzie podziemnej alimentacji – rys. 84. Wezbrania rzek mogą więc tu występować w każdej porze roku, od wiosny do zimy, a ich geneza może być różna: opadowe, roztopowe, ablacyjne. Na przykład w górnym biegu syberyjski Ob jest zasilany w 49% przez wody roztopowe, w 27% przez opady deszczu, w 8% przez ablację lodowców. Dopełnieniem tego wszystkiego jest alimentacja podziemna (Doganovskij, Malinin, 2004).

W południowej, wschodniej i południowo-wschodniej Azji największe wezbrania powstają w różnych porach roku, ale przeważnie w wyniku opadów monsunowych i związanych z cyklonami tropikalnymi. W trakcie ogromnego wezbrania spowodowanego monsunem letnim (sierpień 1970), z 1 km<sup>2</sup> dorzecza Narmady ( $A = 0,09$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 23$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) spływało prawie 800 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> wody. Warto zauważyć, że powierzchnia dorzecza tej indyjskiej rzeki jest bliska powierzchni systematu Odry, w którym tej wielkości odpływy jednostkowe zdarzają się wyłącznie w małych zlewniach sudeckich, a i tu nieczęsto. W 1982 roku, wskutek intensywnych opadów monsunowych, górną Mahanadi (735 km<sup>2</sup>) płynęło do Zat. Bengalskiej aż 9340 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>, co daje wielokrotnie wyższy odpływ jednostkowy – 12,7 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup> (Rakhecha, 2002).

Wiele reżimów rzek azjatyckich ma charakter złożony (dwie lub więcej pory wezbrań), a w przypadku niektórych rzek ich ustroje są tylko pozornie proste, bowiem wezbrania o różnej genezie nakładają się na siebie i wzajemnie się potęgują. Typowo złożone reżimy mają cieką, np. w dorzeczu Amuru i górnego Jeniseju, gdzie wezbrania, czasem katastrofalne, mają zarówno genezę roztopową i występują w kwietniu lub w maju, jak i opadową (monsun letnio-jesienno), z kulminacjami od sierpnia do listopada (Korytny i in., 2007). Natomiast katastrofalne wezbrania wywołane bardzo intensywnymi opadami cyklonalnymi, wzmacniającymi efekt monsunu letniego, notowano w wielu indyjskich rzekach uchodzących do Morza Arabskiego i Zatoki Bengalskiej.





Rys. 84. Reżimy rzek Azji wg M.I. Lwowicza (1979); zmienione. Zaznaczono uwzględnione przekroje wodowskazowe

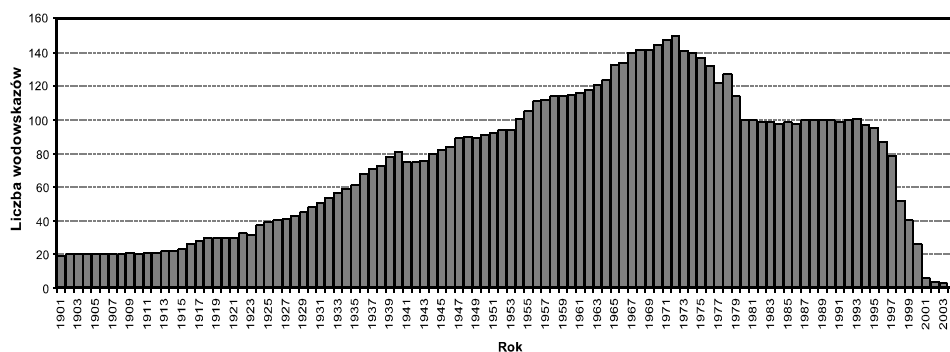
Otoczające subkontynent indyjski gorące wody Oceanu Indyjskiego są miejscem narodzin wielu cyklonów i burz tropikalnych. Na południe od Zatoki Bengalskiej powstaje ich średnio sześć, a w rejonie Morza Arabskiego – dwa w ciągu roku. Przynoszą one nad wybrzeża Azji ogromne masy pary wodnej i wywołują bardzo silne opady nawet daleko w głębi lądu. Ich sumy dobowe na powierzchni 40 tys. km<sup>2</sup> mogą wówczas przekraczać nawet 400 mm i sięgać 800 mm. Po takich opadach katastrofalnie wezbrane rzeki Mahi i Sabarmati prowadziły niegdyś odpowiednio: 8160 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> (czerwiec 1977 r.) i 14 150 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> (sierpień 1973 r.) wody (Rakhecha, 2002), przy średnich przepływach równych: 146 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> oraz 31 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> (Milliman, Farnsworth, 2011). Płynąca w Himalajach górna Brahmaputra (133 km<sup>2</sup>) po wydajnych deszczach monsunowych, wzmocnionych przez intensywną ablację lodowcową (lipiec 1968 r.), prowadziła aż 1170 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> wody, a zatem odpływ jednostkowy wynosił wtedy prawie 8,8 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> · km<sup>-2</sup>.

Częstym zjawiskiem w rzekach azjatyckich są też wezbrania związane z utrudnieniami w odpływie. Warto tu wymienić wezbrania zatorowe (np. rzek syberyjskich), wezbrania sztormowe (np. rzek uchodzących do Zatoki Bengalskiej), tzw. cofki (np. w przypadku Mekongu, Gangesu czy wielu innych rzek azjatyckich, które usypały rozległe delty), a nawet wezbrania wywołane zimowym zamrożeniem koryt do dna i utrzymywaniem się takiego stanu w czasie wiosennego (letniego) spływu wód roztopowych (np. rzeki mongolskie). Częste są również wezbrania powstające wskutek letniego przerwania zapór lodowych lub rozmycia moren czołowych w dolinach lodowców górskich. Od 1956 do 1990 r. w chińskich częściach Karakorum, Pamiru i Tien Szanu zanotowano 30 tego rodzaju zdarzeń. W sierpniu 1934 roku, w zlewni górnego Indusu, wskutek przerwania zapory lodowej w obrębie jednego z lodowców, niewielką rzeką Attock popłynęła 18-godzinna fala wezbraniowa o kulminacji szacowanej na 19 500 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> (Smith, Ward, 1998).

Zagrożenie utratą życia i ryzyko strat ekonomicznych w wyniku powodzi jest na kontynencie azjatyckim stosunkowo duże, ale bardzo zróżnicowane przestrzennie. Kraje takie jak Bangladesz, Chiny (wschodnie i południowe), Indie, Korea Południowa, Tajwan, Indonezja (oprócz Borneo), Filipiny oraz cały niemal Półwysep Malajski (obszary monsunowe) znajdują się w strefie dużego ryzyka powodziowego (Dilley i in., 2005). Duże niebezpieczeństwo ogromnych strat, zwłaszcza ekonomicznych, występuje również w państwach Kaukazu, w poradzieckich krajach Azji Środkowej oraz w Turcji. Stosunkowo bezpieczne w tym względzie są natomiast kraje Bliskiego Wschodu, Rosja, Mongolia oraz obszary Tybetu. Spośród 11,5 mln km<sup>2</sup> lądów mocno zagrożonych występowaniem powodzi rzecznych niemal połowa znajduje się w Azji, a gdy idzie o liczbę ludności narażonej na tego rodzaju katastrofy, odsetek ten jest jeszcze większy i sięga 70%.

## Przeptywy i odpływy maksymalne

Zbiór wodowskazów, których maksymalne przepływy poddano analizie, liczy w Azji łącznie 224, przy czym zamykają one zlewnie 193 rzek. Liczba przekrojów, dla których udało się skompletować pełne rekordy informacji pochodzących z serii co najmniej 5-letnich, była zróżnicowana w poszczególnych latach XX wieku. Na początku wielolecia liczba ta dość systematycznie wzrastała: od 20–30 w pierwszym 20-leciu, do ponad 120 w latach 70. Potem liczebność zbioru ustabilizowała się na poziomie ok. 100, by w końcu lat 90. szybko zmaleć do 20–40 (rys. 85). Najmniej serii i zaczerpniętych z nich maksimów pochodziło z początku XXI wieku.

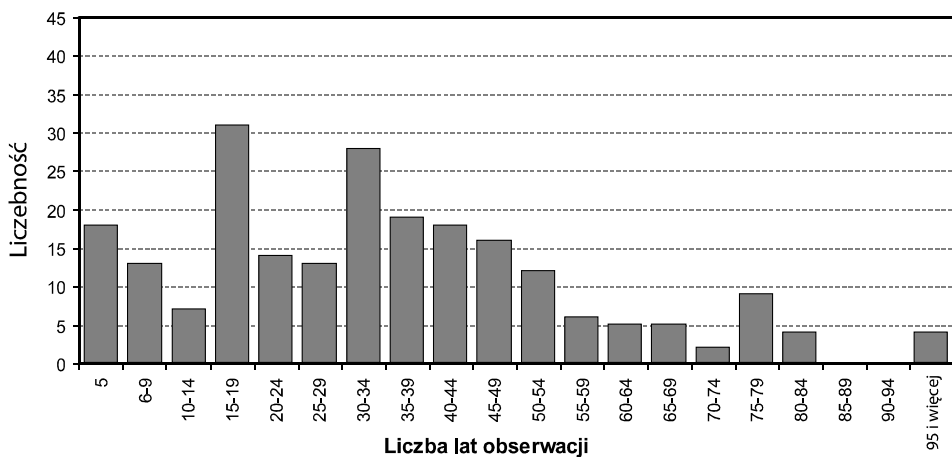


Rys. 85. Liczba wodowskazów na rzekach Azji, w poszczególnych latach wielolecia, z których dane uwzględniono w opracowaniu

Długość serii, z których pozyskiwano maksymalne przepływy  $WWQ$ , także była zróżnicowana (rys. 86). Najwięcej maksimów pochodziło z ciągów 15–20- i 30–34-letnich. Stosunkowo dużo przepływów maksymalnych pochodziło też z serii krótkich (< 10), niewiele zaś ciągów miało długość przekraczającą 50 lat. Tylko cztery wodowskazy były obserwowane dłużej niż 95 lat (Minjang i Changjang w Chinach, Yodo w Japonii i Mahawel w Sri Lance). Prawie 130 szeregów miało długość przekraczającą 30 lat.

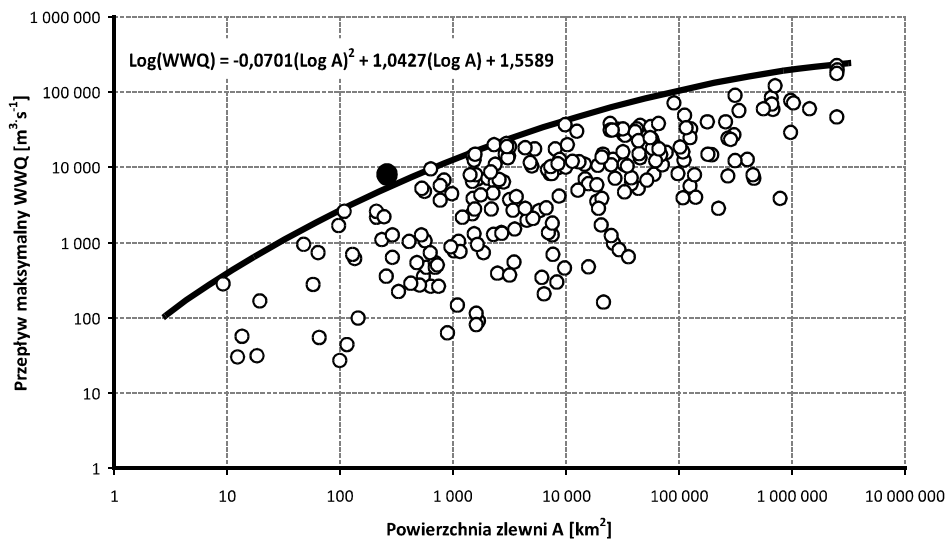
Przeptywy maksymalne w przekrojach wodowskazowych rzek azjatyckich są bardzo zróżnicowane ze względu na ogromne różnice w powierzchni zlewni i dużą różnorodność warunków formowania się odpływu oraz bogactwo ustrojów rzecznych (por. rys. 84). Obwiednię  $WWQ$  ustalono na podstawie danych pochodzących zarówno ze zlewni małych – ok. 10 km<sup>2</sup> powierzchni (np. Balbunta w Indonezji, Takara w Japonii, Ada w Izraelu), jak i ze zlewni o powierzchniach znacznie przekraczających 1 mln km<sup>2</sup> (Jenisej, Lena, Jangcy). Skrajne wartości, które posłużyły do aproksymacji równania obwiedni, ułożyły się jednak dość równomiernie (rys. 87). Tylko jeden z punktów, reprezentujący zlewnię Choshul

(przekrój Tungton,  $A = 259 \text{ km}^2$ ) z Tajwanu, wskazuje, że przepływ  $WWQ$  ( $7\,780 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), oszacowany w trakcie wezbrania, które zdarzyło się w sierpniu 1955 roku, jest prawdopodobnie nazbyt wysoki. Dwa największe maksymalne przepływy  $WWQ$  rzek Azji odnotowane zostały w Lenie w przekrojach Kusur ( $215\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) i Stolb ( $189\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), przy czym wystąpiły one w trakcie dwu różnych wezbrań. Pierwszy odnotowano w czerwcu 1989 roku, drugi w tym samym miesiącu, ale pięć lat wcześniej. Z uzyskanego równania obwiedni wynika jasno, że dla azjatyckiej zlewni o powierzchni  $1000 \text{ km}^2$  przepływ maksymalny nie powinien być większy od  $11 \text{ tys. m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , a dla zlewni o powierzchni  $100 \text{ tys. km}^2$  może tylko trochę przekroczyć  $100\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .



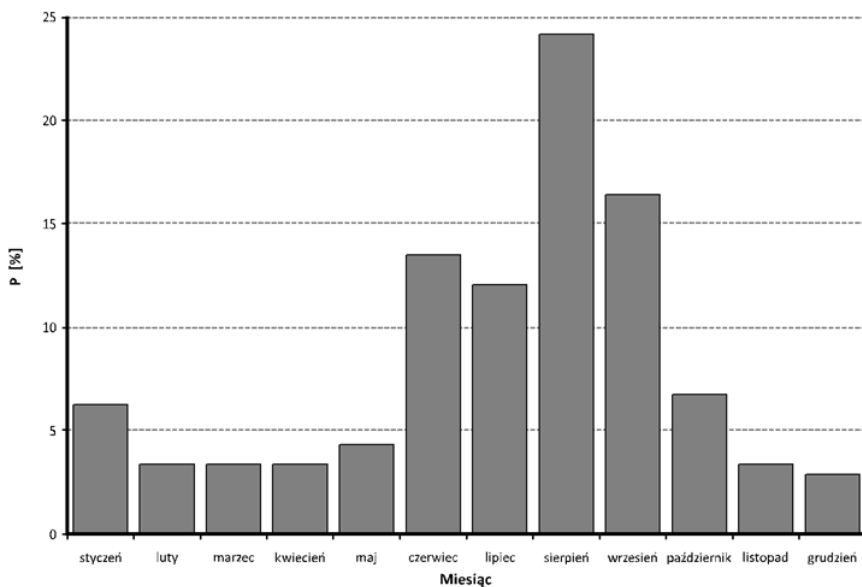
Rys. 86. Długość serii obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych rzek Azji

Ogromna większość ekstremalnych wezbrań, jakie zanotowano dotąd w rzekach Azji, wystąpiła w porze monsunu letniego (ponad 65%). Szczególnie powodziowy w skali całego kontynentu jest sierpień (rys. 88). Niemal w co czwartej obserwowanej rzece azjatyckiej  $WWQ$  wystąpiło właśnie w tym miesiącu. W większości rzek Korei Północnej i Południowej, Japonii, Tajlandii oraz w wielu rzekach Indii, południowych Chin i Tajwanu absolutne maksima zanotowano właśnie w sierpniu lub we wrześniu. Nie zawsze jednak ogromne wezbrania sierpniowe mają monsunową genezę. W górach wnętrza kontynentu azjatyckiego w miesiącu tym pojawiają się również wysokie wezbrania opadowe i opadowo-ablacyjne (np. górny Ob, górna Huang-He) skutkujące niekiedy absolutnymi maksimami. W czerwcu i lipcu  $WWQ$  notowane są zaś w wielu dużych (np. Lena, Kołyma, Selenga) i całkiem małych (np. Gravijka, Dep, Tiptom, Tuba) rzekach syberyjskich. Wezbrania te mają charakter roztopowy lub roztopowo-opadowy.



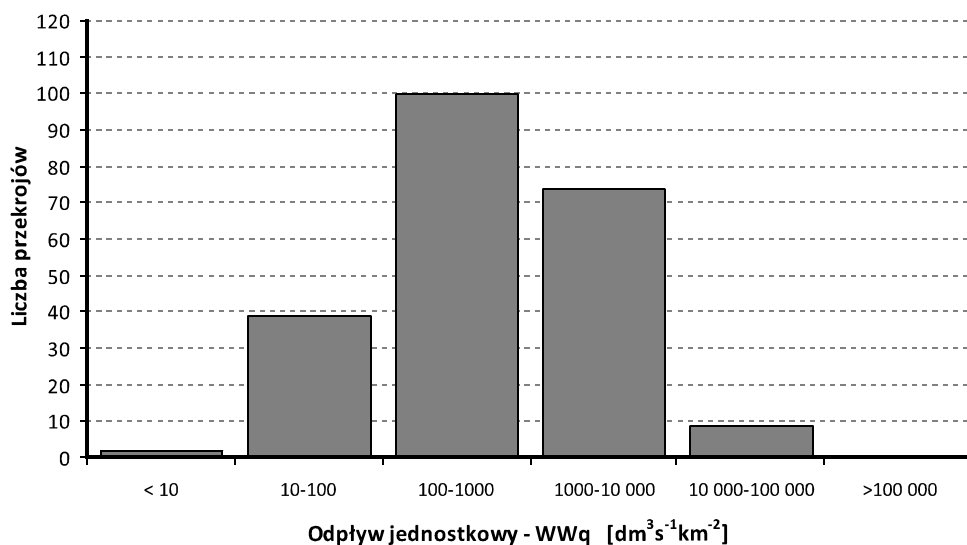
Rys. 87. Maksymalne przepływy wezbraniowe w przekrojach wodowskazowych rzek Azji w funkcji powierzchni zlewni (podano równanie funkcji obwiedni i zaznaczono wartość odstającą)

Najmniej ekstremalnych wezbrań obserwuje się w Azji od listopada do maja, z minimum absolutnym w grudniu. W tym miesiącu maksima przepływu zanotowane były niemal wyłącznie w rzekach Bliskiego Wschodu (Jordania, Izrael).



Rys. 88. Częstość przepływów *WWQ* rzek Azji w przekroju rocznym

Zróznicowanie maksymalnych odpływów jednostkowych w zlewniach azjatyckich jest także bardzo duże i mieści się w zakresie od kilku do kilkudziesięciu tysięcy  $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (rys. 89). Rekordy biją tu małe zlewnie z Tajwanu, np. wspomniana wyżej Choshui ( $30,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  w 1979 roku) czy Kee-Lung ( $16,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  w 1981 roku), oraz zlewnie z wysp Indonezji, np. jawajskie Serayu ( $23,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  w 1922 roku) i Sempor ( $19,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  w 1954 roku). Także w zlewni rzeki Anda na rajskiej wyspie Bali odpływ jednostkowy w czasie wezbrania w 1964 roku przekroczył  $12,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . W kilku małych zlewniach położonych na Wyspach Japońskich maksymalne odpływy jednostkowe w czasie wezbrań są zaś bliskie  $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (np. Niyodo –  $9,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  i Shingu –  $8,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ).

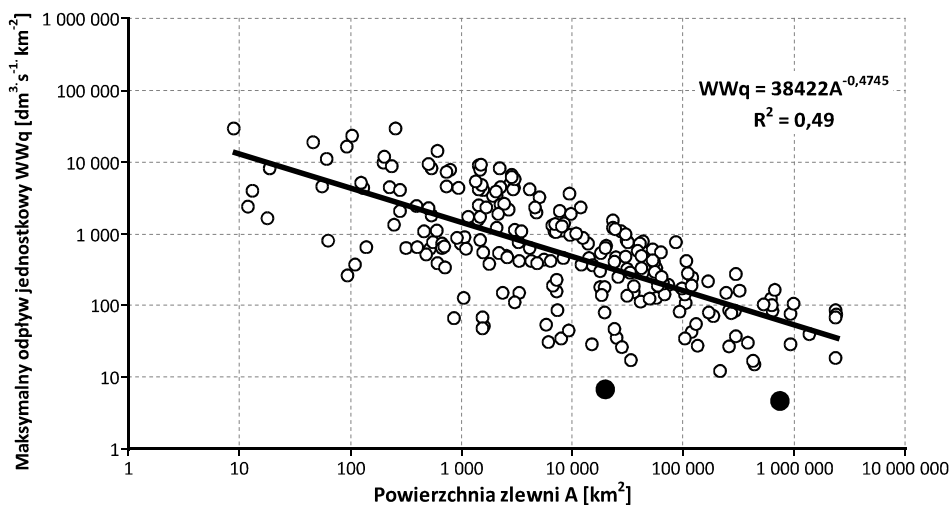


Rys. 89. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Azji

Prawie połowa badanych zlewni azjatyckich (ok. 100) charakteryzowała się  $WWq$  z przedziału  $0,1$  do  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a tylko 40 miało ten odpływ niższy niż  $0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Warto przy tym podkreślić, iż odpływy jednostkowe z bardzo dużych zlewni Azji ( $> 1 \text{ mln km}^2$ ) są niemal zawsze większe niż  $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a niekiedy przekraczają nawet  $100 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Przykładem jest Jangcy, w przekroju Yichang, z której to zlewni ( $1,01 \text{ mln km}^2$ ), w kulminacji wezbrania w lipcu 1981 roku, odpływało  $109 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

Przedstawione na rys. 90 równanie prezentujące związek między  $WWq$  i  $A$  jest statystycznie istotne ( $\alpha = 1\%$ ), choć błędy ewentualnej estymacji są relatywnie duże i dobitnie świadczą o ogromnym zróżnicowaniu warunków geograficznych,

w jakich znajdują się zlewnie rzek azjatyckich. Swoistą miarą tego zróżnicowania jest rozrzut wartości  $WWq$  uzyskanych dla zlewni mających zbliżone powierzchnie. Największy występuje w zlewniach małych i średnich. Z niespełna 100-kilometrowej zlewni Verebushki (Rosja) odpływało w czasie największego wezbrania „tylko”  $268 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a ze zlewni jordańskiej Zergi ( $A = 870 \text{ km}^2$ ) –  $69 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Równocześnie w zlewni jawańskiej Ciaten II ( $A = 126 \text{ km}^2$ ) odpływ jednostkowy wyniósł  $5,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a w zlewni tajwańskiej Laonung ( $A = 812 \text{ km}^2$ ) –  $8,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .



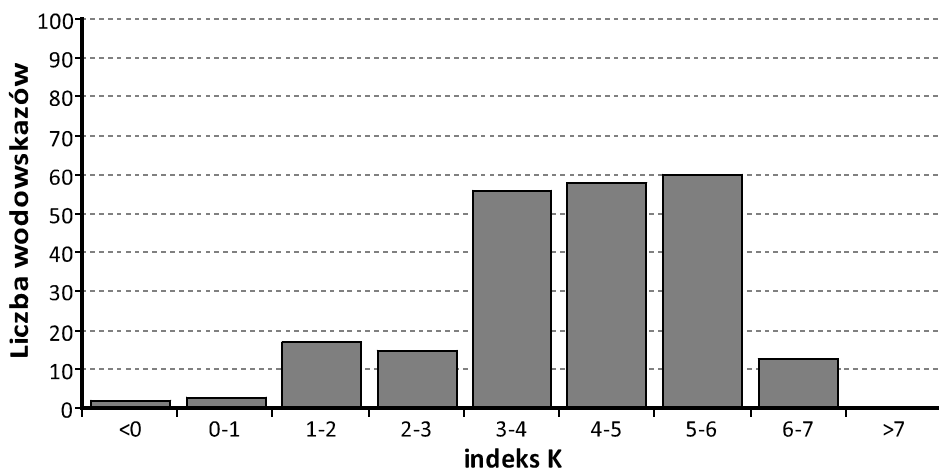
Rys. 90. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach Azji w funkcji powierzchni zlewni (zaznaczono punkty odstające)

Nietrudno też zauważyć, że w zlewniach o danej powierzchni  $A$ , odpływy jednostkowe wyższe od estymowanych tym równaniem wystąpiły przeważnie na obszarach monsunowych (Azja Południowo-Wschodnia i Wielkie Wyspy), zaś niższe – zanotowano głównie w zlewniach wnętrza kontynentu azjatyckiego. Są jednak wyjątki, np. w zlewni Kołymy ( $A = 9560 \text{ km}^2$ ), w czasie roztopowego wezbrania w czerwcu 1985 roku zanotowano odpływ jednostkowy bliski  $3,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , zaś z tajlandzkiej zlewni Lower Pasak ( $A = 9530 \text{ km}^2$ ), podczas kulminacji monsunowego wezbrania we wrześniu 1995 roku, odpływało „tylko”  $46 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Zaznaczone na rys. 90 punkty odstające reprezentują zlewnie rzek Huang-He i Irtysz. Maksymalne odpływy jednostkowe są w nich bardzo małe w stosunku do powierzchni ich zlewni. Przyczyny tego faktu wyjaśniliśmy w jednym z poprzednich rozdziałów.

## Indeksy powodziowości i wysokiej wody

Rozkład liczebności w całej grupie indeksów powodziowości  $K$  uzyskanych dla rzek azjatyckich jest specyficzny, bowiem niemal 75% wszystkich wartości grupuje się w trzech przedziałach, przy czym liczebności w nich są niemal równe (rys. 91). Grupa o bardzo dużym indeksie ( $K > 6,0$ ) liczy aż 13 rzek. Najbardziej powodziowe są rzeki wielkich wysp azjatyckich. Z 22 rzek płynących w Indonezji aż 19 ma  $K > 4,0$ , a z 14 rzek tajwańskich połowa ma indeksy większe niż 6,0, zaś druga połowa większe niż 5,0. Z grupy 21 rzek Japonii tylko pięć ma wartości  $K$  niższe niż 5,0. Indeksy większe niż 5,0 mają również niektóre rzeki Filipin (Çagayan – 5,98). Dziewięć z jedenastu zbadanych rzek Półwyspu Koreańskiego ma także indeksy większe niż 5,0. Brahmaputra, Megha i Ganges, a więc rzeki, które mają na sumieniu miliony istnień ludzkich, charakteryzują się również indeksami bliskimi 5,0. Groźne wezbrania zdarzają się również w rzekach Pakistanu. Spośród dziewięciu badanych przekrojów, w trzech wystąpiły wezbrania o  $K > 5,5$  (rzeki: Chenab, Ravi i Jhelum).

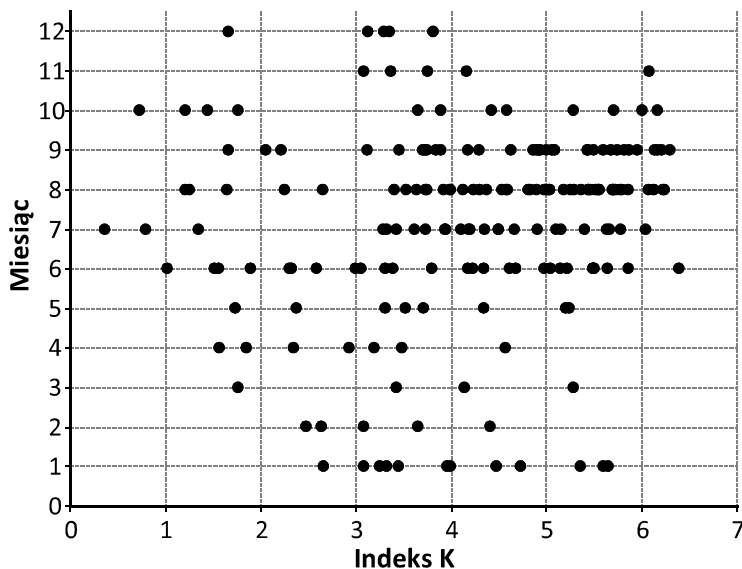
Spośród 30 uwzględnionych w analizie rzek chińskich tylko sześć ma  $K > 5,0$  (Luanhe, Hanjang, Huang-He, Qiantang, Minjiang, Futunxi), ale jednocześnie kilkanaście charakteryzuje się powodziowością przeciętną lub małą ( $K < 4,0$ ). Z 34 rzek Rosji (azjatyckiej) tylko Lena, Kołyma i Igarka mają  $K > 5,0$ , ale jednocześnie Amu-daria i Syr-daria mają indeksy mniejsze niż 1,0. Na Bliskim Wschodzie, wszystkie badane rzeki Izraela (dziewięć) i Jordanii (osiem), a na Dalekim Wschodzie wszystkie rzeki Tajlandii (15), mają indeksy mniejsze niż 4,0.



Rys. 91. Indeksy powodziowości Françou–Rodiera ( $K$ ) rzek Azji

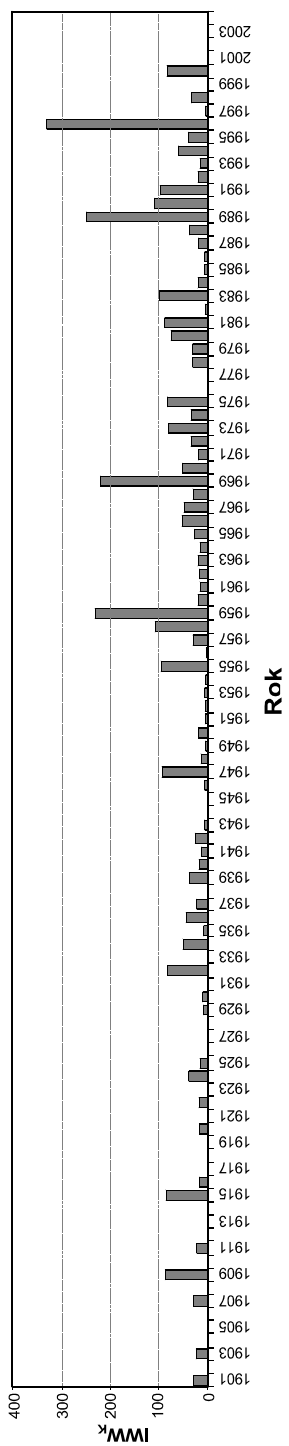


Bardzo duże indeksy powodziowości ( $K > 6,0$ ) mają te rzeki azjatyckie, których największe wezbrania zdarzyły się jesienią lub późnym latem (rys. 92). Były to zwykle wezbrania „rzek monsunowych” ze wschodniej Azji (np. siedem rzek tajwańskich i dwie rzeki z Półwyspu Koreańskiego). W tych miesiącach zanotowano również liczne wezbrania o indeksie  $K$  większym niż 5,0. Powodziowością o tej skali i w tej porze roku charakteryzuje się m.in. sześć innych rzek Tajwanu, 11 rzek japońskich, siedem rzek z obu Korei i tyleż samo z Indii oraz dwie rzeki z Nepalu. Kilka małych rzek Tajwanu (np. Chisan Chi) i jedna z Indonezji (Asam na Sumatrze), a także górny Jenisej i wietnamska Da Nim miało także wezbrania o  $K > 5,0$ , ale wystąpiły one odpowiednio w styczniu i w maju.



Rys. 92. Zróżnicowanie sezonowe indeksów  $K$  rzek azjatyckich

Biorąc pod uwagę dynamikę indeksu wysokiej wody ( $IWW_K$ ), obliczonego dla całego kontynentu i każdego roku ubiegłego stulecia (rys. 93), łatwo zauważyć, że najbardziej powodziowe w Azji były lata: 1996, 1989, 1959 i 1969. W dwu pierwszych ekstremalne wezbrania wystąpiły odpowiednio w 9% i 8% rzek, które wówczas obserwowano. Za powodziowe należy uznać też lata 1909 i 1915, w których w ok. 8% rzek zanotowano maksima przepływu i, co ważne, ekstrema te „przetrwaly” do dziś. Warto też podkreślić, iż w stosunku do innych kontynentów wieloletnia zmienność powodziowości Azji jest stosunkowo mała, mimo że „przeciętna” powodziowość kontynentu, mierzona indeksami  $K$ , jest relatywnie duża. Wielkość i rozciągłość Azji sprawia więc, że „zawsze gdzieś zdarzy się jakaś powódź”. Potwierdzeniem tego jest fakt, że niezbyt często zdarzają się w Azji lata, w których nie zanotowano by ani jednego  $WWQ$  ( $IWW_K = 0$ ).



Rys. 93. Indeksy wysokiej wody ( $IWW_k$ ) Azji w XX wieku

Powodziowość kontynentu azjatyckiego, mierzona indeksem  $IWW$ , bardzo wzrosła w drugiej połowie XX wieku (rys. 93). Cztery, wymienione wyżej, najbardziej powodziowe lata pochodzą właśnie z tego wielolecia. Również wszystkie cztery indeksy większe niż 100 wystąpiły w ostatnich 55 latach. Na tym tle dość wyraźnie zaznaczyła się również „dekada żywiołów” lat 90., w czasie której nie tylko zdarzyły się dwa najbardziej powodziowe lata stulecia, a indeksy w kolejnych dwu należały do największych (1990, 1991), ale jednocześnie tylko w jednym roku (1999) tej dekady nie zanotowano w rzekach Azji ani jednego  $WWQ$ .

Korelacja między średnim rocznym indeksem  $NOA_K$  (por. rys. 104) i azjatyckim  $IWW_K$  jest statystycznie nieistotna i to zarówno dla wartości synchronicznych, jak i przesuniętych z krokiem 1–3. Współczynnik korelacji dla danych synchronicznych wynosi -0,10. Zatem ewentualne „wpływy atlantyckie” na powodziowość kontynentu azjatyckiego nie znajdują potwierdzenia. Do podobnego wniosku prowadzi też ocena współczynnika korelacji obliczonego dla  $IWW_K$  i  $ENSO_K$ . Ten również nie różni się istotnie od zera, przez co dowodzi braku „wpływów pacyficznych”. Wydaje się zatem, że „masa” Azji jest na tyle duża, że obie globalne oscylacje, choć mogą wywoływać lokalne perturbacje klimatyczne ( $ENSO$  na wschodzie i południu,  $NOA$  na zachodzie) oraz generować lokalne i regionalne ekstrema hydrologiczne, nie oddziałują na natężenie tych zjawisk mierzone w skali całego kontynentu.

## Półwysep ciemnych wód

### Warunki formowania się wezbrań

*Euros* (po grecku „ciemna woda”) to termin po raz pierwszy użyty przez Homera, a później rozpowszechniony przez Herodota do nazwania obszarów leżących na północ od Hellady. Dla ówczesnych „Odyseuszy” wody krain północnych nie były zapewne tak czyste, rozświetlone słońcem i przyjazne jak woda Morza Egejskiego, a żeglarze na miarę Pyteasa z Marsylii, który płynąc do krain „ciemnych wód” dotarł aż do Skandynawii, zdarzali się nieczęsto i równie nieczęsto stamtąd wracali.

Europa jest największym i najbardziej rozczłonkowanym półwyspem kontynentu eurazjatyckiego i zajmuje powierzchnię ok. 10 530 km<sup>2</sup> (7,1% powierzchni lądów). Brzegi Europy są o prawie 19% dłuższe od brzegów jej południowej sąsiadki, mimo że tamta jest trzy razy większa. Przeciętny Europejczyk, by spędzić urlop nad morzem, musi przemaszerować tylko 340 km (Azjata – 740 km). Duże rozczłonkowanie i urozmaicenie powierzchni Europy, wynikające z mozaikowej budowy geologicznej i stosunkowo młodej rzeźby, nie pozwoliło na powstanie tutaj wielkich systemów rzecznych. Płynące w tej części świata rzeki, choć zasobne w wodę, są stosunkowo krótkie, a ich dorzeczca małe. Również działy wodne (nawet kontynentalne) mają w Europie dość specyficzny przebieg i charakter. Są niskie (np. dział wodny zlewiska Morza Bałtyckiego), niewyraźne (np. dział wodny zlewiska Morza Czarnego) i nie zawsze nawiązują do przebiegu głównych pasm górskich, lecz biegną po obniżeniach, przecinając niekiedy kotliny śródgórskie oraz rozległe niziny (np. dział wodny zlewiska Morza Śródziemnego).

Nad Europą przemieszcza się rocznie ok. 10 100 km<sup>3</sup> wilgoci atmosferycznej (głównie znad Atlantyku). Z tej masy ok. 7540 km<sup>3</sup> spada w ciągu roku na jej terytorium w postaci różnych form opadu (Daganovski, Malinin, 2004). Duża część tej wody odparowuje – 5175 km<sup>3</sup>, a prawie 150 km<sup>3</sup> rocznie odpływa w formie bezpośredniego, podziemnego zasilania mórz. Pozostała masa wód trafia do rzek i za ich pośrednictwem zasila Ocean Atlantycki oraz inne morza peryferyjne i śródziemne. Do Wszechocianu dociera w ciągu roku z Europy ok. 2114 km<sup>3</sup> wody (Milliman, Farnsworth, 2011). Z tej masy do Morza Śródziemnego trafia 453 km<sup>3</sup> (Thornes i in., 2007), do Morza Czarnego 520 km<sup>3</sup>, a do Bałtyku 471 km<sup>3</sup> wody rocznie. Znacząca ilość wód rzecznych dociera również do bezodpływowego Morza Kaspijskiego, przy czym tylko Wołga (najdłuższa i największa rzeka Europy) wprowadza do niego rocznie ok. 255 km<sup>3</sup> wody (Kowalczak, 2007). Poza

niewielkim obszarem położonym nad tym właśnie morzem, niemal wszędzie w Europie panują warunki umożliwiające powstanie względnie trwałej nadwyżki opadów nad parowaniem, a więc może się tam wykształcić stała sieć rzeczna. Odpływ rzeczny z Europy stanowi w roku suchym aż 77% sumy odpływu z roku wilgotnego. Zatem obszar europejski jest nie tylko dobrze, ale również stabilnie odwadniany.

Klimaty Europy należą do trzech stref: okołobiegunowej, umiarkowanej i podzwrotnikowej. Jednak z uwagi na duże rozczłonkowanie jej obszaru, urozmaiconą linię brzegową oraz przewagę zachodniej cyrkulacji powietrza i dodatkowy „element grzejny” w postaci Prądu Zatokowego, są to klimaty stosunkowo łagodne. Kontynentalizm termiczny i opadowy Europy wyraźnie rośnie w miarę przesuwania się na wschód, przy czym równoleżnikowy układ podstawowych form terenu – pasm górskich i nizin – sprawia, że wpływ Atlantyku sięga daleko na wschód, a strefa śródziemnomorska jest chroniona przed napływem mas powietrza arktycznego. Ścieranie się w Europie różnych mas powietrza (arktycznego, polarnego, zwrotnikowego) wywołuje powstawanie bardzo dynamicznych układów cyklonalnych i skutkuje dużą zmiennością pogody. Mimo że góry europejskie nie są szczególnie wysokie i nie zajmują dużych powierzchni (tylko ok. 5,1% powierzchni Europy leży powyżej 1000 m n.p.m.), górskie odmiany klimatów występują w każdej strefie klimatycznej i są tu bardzo dobrze wykształcone.

Geograf i hydrolog rosyjski A. I. Vojejkov (1884) napisał kiedyś, że: „rzeki są dziećmi klimatu”. Jest to szczególnie dobrze widoczne w Europie, przy czym w odniesieniu do rzek europejskich, prawdziwa wydaje się też opinia jednego z autorów, że „w wychowaniu tych dzieci coraz większą rolę odgrywa człowiek”. Rzeki europejskie są bowiem szczególnie zapracowane, a ich reżimy istotnie zmodyfikowane przez kaskady zapór i zbiorników wodnych, ujęcia i przerzuty wody oraz wiele innych urządzeń hydrotechnicznych, które tu powstały i powstają nadal. Przykładem są kaskady Wołgi, Drawy, Weltawy, Gwadiany; antropogeniczne „pojezierza”, np. w Masywie Centralnym (dorzecze Dordogne), i w Górach Harzu; sieci kanałów, np. w Niemczech i Francji; ukraińskie przerzuty wód Dniepru; rosyjskie systemy łączące duże rzeki, np. Wołga–Don i Białomorski. Obiekty te powodują przeważnie wyrównanie odpływu, głównie poprzez spłaszczenie, a niekiedy i przesuwanie kulminacji fal wezbraniowych oraz zmniejszanie głębokości niżówek.

W Europie płyną rzeki zarówno o ustroju wybitnie śnieżnym, np. Dniepr ( $A = 0,51$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 43$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) oraz Ural ( $A = 0,22$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 11$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), z wiosenną porą wezbrań roztopowych od kwietnia do maja (Czaja, 1987; Milliman, Farnsworth, 2011), jak i o ustroju wybitnie deszczowym, np. iberyjska Gwadiana ( $A = 0,07$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 5,8$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), w której wezbrania opadowe występują zwykle od stycznia do marca (Osiński, 2001). Wiele małych, ale bardzo zasobnych w wodę rzek norweskich i islandzkich ma ustrój lodowcowy, czasem przechodzący w lodowcowo-śnieżny (rys. 94). Przykładem

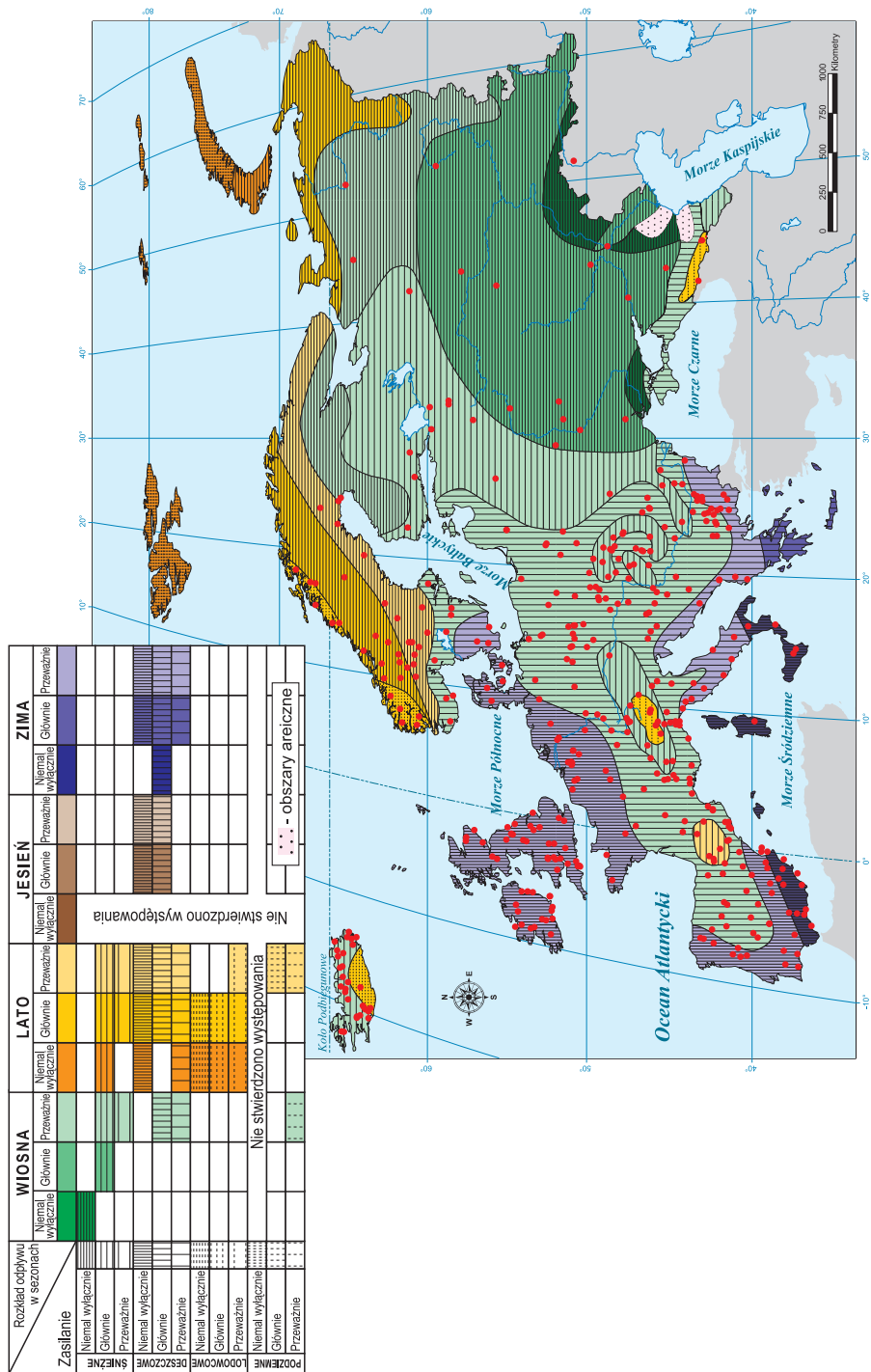
może być islandzka Thjorsa ( $A = 7,4$  tys. km<sup>2</sup>,  $V_r = 11$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), w której wezbrania występują od maja do sierpnia, przy czym pierwsze ma charakter roztopowy, a drugie wynika z intensywnej ablacji lodowcowej. Warto podkreślić, że Islandia ma ogromne zasoby wodne. W ciągu roku rzeki tej wyspy wprowadzają do Atlantyku 130 km<sup>3</sup> wody, a więc niemal cztery razy więcej niż uchodząca do Bałtyku Wisła ( $A = 0,2$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 33$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>).

W Alpach biorą początek dwie największe rzeki zachodniej Europy: Ren ( $A = 0,22$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 74$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) oraz Rodan ( $A = 0,096$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 54$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>). Wiktor Hugo napisał kiedyś, że wody obu rzek mają kolory mórz, do których zbiegają: Ren po wypłynięciu z Jeziora Bodeńskiego jest zielony jak Atlantyckie, a Rodan, poniżej Jeziora Genewskiego, jest niebieski tak jak Morze Śródziemne (Piskozub, 1995). W miarę przyrostu dorzeczy zmieniają się nie tylko kolory ich wód, ale też ich reżimy. W górnych biegach obie rzeki mają ustrój lodowcowy (alpejski), z wezbraniem w okresie wiosenno-letnim. Przechodzi on stopniowo w ustrój śnieżny, a w odcinkach ujściowych w deszczowo-śnieżny – Ren i deszczowy – Rodan.

W sąsiedztwie Alp rozpoczynają także swój bieg paneuropejski Dunaj ( $A = 0,82$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 210$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) oraz Pad ( $A = 0,074$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 46$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>). Modry Dunaj nie jest co prawda już dziś tak modry, jak w czasach wiedeńskich mistrzów walca, ale jest nadal jedną z ważniejszych dróg transportu wodnego w Europie i najważniejszym źródłem zasobów wodnych wielu państw środkowoeuropejskich (np. Węgier i Serbii). Jego reżim zmienia się ze śnieżnego (górnego biegu), w deszczowo-śnieżny (wpływ Cisy, Drawy i dopływów karpaccyckich), by w dolnym biegu nabyć cech reżimu śnieżno-deszczowego, z główną porą wezbrań od kwietnia do czerwca. Również reżim Padu zmienia się z biegiem rzeki: od śnieżnego (alpejskiego), przez deszczowy, by przy ujściu przekształcić się w reżim wybitnie złożony z dwiema porami wezbrań: od marca do czerwca (nakładające się na siebie wezbrania deszczowe i roztopowe) i od października do grudnia (wezbrania deszczowe).

W północnej części Europy płyną, dość mało znane Europejczykom, ale za to bardzo zasobne w wodę, rzeki o reżimie śnieżno-deszczowym: Dźwina ( $A = 0,36$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 112$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) oraz Peczora ( $A = 0,32$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 130$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>). Prawie 55% wody odpływa nimi wiosną (kwiecień–czerwiec), ale ponad 25% latem, w wyniku intensywnych opadów. Duże zasoby wodne oraz dość nietypowy rozkład rocznego odpływu wynika tu z faktu, że latem nad obszary ich zlewni napływają bardzo wilgotne masy powietrza z Arktyki i znad Morza Norweskiego, sprawiając, że klimatyczny bilans wodny (P-E) w tej części Europy wynosi 250–350 mm, a rzeki są w tym okresie intensywnie zasilane wodą (Doganovski, Malinin, 2004). Z tej „anomalii klimatycznej” korzysta również Newa ( $A = 0,074$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 80$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>).

„Różnice w opadach między różnymi częściami Europy wykazują się więcej w porach opadów, aniżeli w ich ilości: podczas bowiem, gdy na wybrzeżach



Rys. 94. Reżimy rzek Europy wg M.I. Lwowicza (1979); zmienione. Zaznaczono uwzględnione przekroje wodowskazowe

morza Śródziemnego przemagają opady zimowe, a na wybrzeżach Atlantyku jesienne, to w miarę posuwania się ku wschodowi biorą przewagę deszcze letnie”<sup>1</sup> (Nałkowski, 1894). W skali europejskiej różnice ilościowe są jednak istotne, a co szczególnie ważne, dotyczą one nie tylko sum rocznych, ale również wydajności i wielkości pojedynczych epizodów opadowych oraz ich genezy. W tym względzie zróżnicowanie przestrzenne opadów w Europie jest duże i wynika zarówno z regionalnych różnic klimatycznych spowodowanych szerokością geograficzną, odległością od morza i rzeźną terenu, jak i z czynników czysto lokalnych, np. ukształtowania powierzchni, ekspozycji na wilgotne masy powietrza oraz lokalnej cyrkulacji powietrza i wód morskich.

To że Europa posiada bardzo urozmaiconą i długą linię brzegową, ma wiele konsekwencji pozytywnych, ale ma również i negatywne. Wybrzeża takie są bowiem często nawiedzane przez bardzo wydajne ulewy przynieszone tam z nad morza wraz z głębokimi cyklonami i towarzyszącymi im burzami tropikalnymi. Ich następstwem są lokalne, ale często bardzo tragiczne w skutkach powodzie błyskawiczne, zwłaszcza w małych zlewniach przybrzeżnych strefy śródziemnomorskiej (Hiszpania, Włochy, Francja). W latach 1990–2002 tylko w basenie Morza Śródziemnego zanotowano 36 tego rodzaju powodzi. Szczególnie narażone na nie są wybrzeża lewantyńskie i wschodnich Pirenejów (Hiszpania) oraz włoska Liguria i Toskania (Llasat, 2009).

Kiedy autorzy pisali ten rozdział, w listopadzie 2011 roku wezbrane cieki Toskanii nie po raz pierwszy powodowały duże straty gospodarcze i kulturowe w tym przepięknym regionie Italii. W tym samym miesiącu, ale ponad 55 lat wcześniej (1966 rok), zdarzył się w rejonie Florencji dwudniowy opad, którego suma sięgnęła 480 mm. W nocy z 3 na 4 listopada wezbrane strumienie apenińskie spowodowały lokalne powodzie błyskawiczne, ogromną falę powodziową w rzece Arno ( $A = 8,2$  tys. km<sup>2</sup>,  $V_r = 1,8$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>), a także awarię zapór wodnych w jej górnym biegu. Miasto zostało wówczas przykryte miejscami 6-metrową warstwą wody, a 100 tys. jego mieszkańców musiało chronić się na górnych piętrach budynków. Na Piazza San Marco powstał wtedy ogromny staw, po którym pozostała ponad metrowa warstwa osadu. Wiele obiektów i zasobów muzealnych „perły renesansu” trzeba było przez wiele lat odrestaurowywać i osuszać. Z ulic Florencji usunięto też ponad 600 tys. t mułu, gruzu i innych substancji naniesionych przez wodę (Allaby, Garratt, 2003).

Rzymski Tybr ( $A = 0,017$  mln km<sup>2</sup>,  $V_r = 7,4$  km<sup>3</sup> · rok<sup>-1</sup>) jest rzeką znaną przede wszystkim ze swych walorów krajobrazowych i historycznych. Tylko rzymianie wiedzą, że może być ona również kapryśna, groźna i że od początku istnienia Wiecznego Miasta stwarzała mu poważne zagrożenia powodziowe. Bywały lata, kiedy rzymskim korytem Tybru płynęło ponad 2000 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> wody (2730 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> – 1937 rok, 3100 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> – 1915 rok i 3300 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> – 1900 rok), a więc ponad

<sup>1</sup> Zachowano oryginalną pisownię.



15 razy więcej niż normalnie ( $232 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), a powodzie zatapiały znaczne obszary miasta, np. w styczniu 1805 roku, grudniu 1870 i styczniu 1929 roku (Aldrete, 2006). Spośród 76 powodzi odnotowanych w Rzymie, w latach 1700–2000, 59 zdarzyło się zimą (listopad–luty). Ostatnia duża powódź wywołana w Rzymie przez Tybr wystąpiła w 1947 roku. Choć wezbrania rzeki po tej dacie są także duże i nadal z trudem mieszczą się w światłach przęseł rzymskich mostów, to obwałowania i przebudowa miejskich brzegów Tybru oraz zbiorniki retencyjne zbudowane w górnej części dorzecza spowodowały znaczące obniżenie ryzyka powodziowego w mieście.

W rzekach środkowej Europy częstym zjawiskiem są gwałtowne wezbrania letnie i jesienne, obejmujące duże obszary, a powodowane długotrwałymi i wydajnymi opadami deszczu związanymi ze skrajnie niekorzystnymi układami barycznymi. Liczne przykłady tego rodzaju zdarzeń znajdziemy na przełomie XX i XXI wieku. Powodzie o różnej genezie (opadowe, roztopowe, „mieszane”) obejmowały wówczas znaczne obszary Czech, Niemiec, Austrii i Polski (np. 1993 i 1995 – Niemcy; 1997 – Czechy, Polska; 1999 – Polska, Niemcy, Austria; 2002 – Czechy, Austria, Niemcy; 2005 – Austria; 2006 – Czechy). W sierpniu 2002 roku w wielu dużych miastach naddunajskich, np. w Wiedniu, kulminacje fal wezbraniowych były wyższe od wody 500-letniej. Tylko ta powódź kosztowała Europę Środkową ok. 16 mld euro i zabiła 100 osób (Nachtnebel, 2007).

Obszar Zakarpacia jest wciśniętym między Karpaty a Transylwanię fragmentem Wielkiej Niziny Węgierskiej i niemal w całości znajduje się w dorzeczu Cisy. Bystre rzeki karpackie, które w ciągu kilku godzin przybierają o 2 m, wpływając na ten obszar rozlewają się szeroko, wywołując powodzie. W trakcie najwyższych wezbrań odpływy jednostkowe ze zlewni o powierzchni  $100\text{--}200 \text{ km}^2$  wynoszą tutaj  $2,5\text{--}3,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a w zlewniach większych –  $1,0\text{--}2,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (Shershevsky, 2007). Na przełomie wieków różnej genezy powodzie nawiedziły ten region w latach 1992, 1993, 1995, 1998 i 2001. Szczególnie katastrofalna była powódź w listopadzie 1998 roku, kiedy wezbrania małych rzek Zakarpacia, spowodowane ulewnymi deszczami, zostały dodatkowo wzmocnione intensywnymi roztopami i zmywem pokrywy śnieżnej w Karpatach. Tylko na Ukrainie woda zniszczyła wtedy prawie 3,5 tys. domów oraz większość lokalnej infrastruktury technicznej.

Pisząc o zniszczeniach w infrastrukturze technicznej, nie sposób pominąć zagadnienia powodzi antropogenicznych lub synergicznych, które w rzekach europejskich zdarzają się nieczęsto, ale jednak się zdarzają. Ryzyko awarii różnych budowli hydrotechnicznych przy tak dużym ich zagęszczeniu i intensywnej eksploatacji jest duże i właściwie na stałe wpisane w europejską codzienność. Pod koniec ubiegłego wieku, co czwarta zapor wodna zbudowana na świecie przegradzała rzekę europejską. Prawie 5500 europejskich zapór zatrzymuje w zbiornikach retencyjnych  $645 \text{ km}^3$  wody, przy czym prawie 1/3 tych budowli służy produkcji energii elektrycznej. Choć zapory europejskie są uważane za stosunkowo bezpieczne, to jednak i tu zdarzają się niekiedy awarie. Co piąta zapor wodna

w Europie znajduje się w Hiszpanii. W tym kraju zdarza się także wiele awarii tych obiektów. Chyba jedną z pierwszych odnotowanych tego typu katastrof było zawalenie się w 1802 roku hiszpańskiej zapory Puentes na rzece Genil. Powódź zabiła wówczas 680 osób. W 1959 roku runęła zaporą Vega de Tera na rzece Tera (144 ofiary). Także w późniejszych latach zanotowano kilka podobnych zdarzeń, choćby w 1998 roku, kiedy do Parku Narodowego „Doñana” „spłynęło” składowisko toksycznych odpadów zlokalizowane w Los Frailes (Fiedler, 2007).

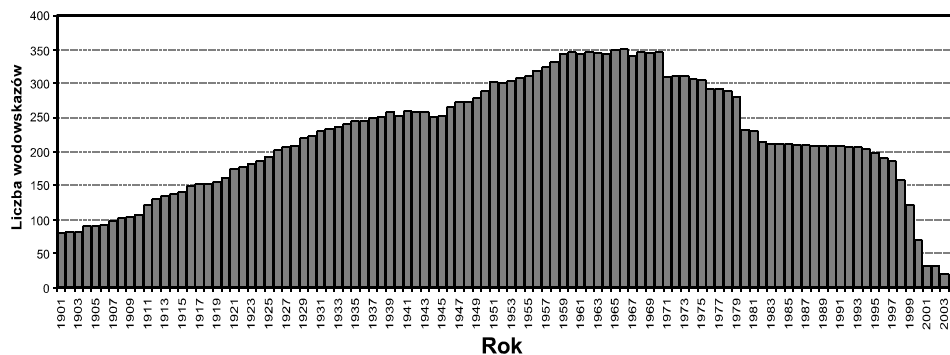
Z punktu widzenia warunków naturalnych Europa, traktowana jako całość, jest obszarem o przeciętnym zagrożeniu powodziowym. Wielkość zagrożenia naturalnego jest jednak bardzo wzmocniona przez wysoki poziom zagospodarowania terenu i ogromne nasycenie jej obszaru infrastrukturą techniczną. Stąd zagęszczenie „mokrych plam” na mapie Europy jest duże, a liczba ofiar i wielkość strat powodziowych każe z uwagą przyglądać się tym zjawiskom. Dla powodzi rzecznych na obszarze Europy charakterystyczne są dwie prawidłowości:

1) katastrofy powodziowe wywołują ogromne straty materialne, przy stosunkowo niewielkiej liczbie ofiar ludzkich: 1 ofiara = 9 mln USD (Azja: 1 ofiara = 25 tys. USD, Afryka: 1 ofiara = 180 tys. USD, Ameryki: 1 ofiara = 566 tys. USD); dane z lat 1900–2004 (Kowalczak, 2007);

2) największe zagrożenia i to zarówno w odniesieniu do liczby ofiar, jak i wielkości strat materialnych występują w obrębie zwartego pasa ciągnącego się z południowego wschodu na północny zachód: od rumuńskich wybrzeży Morza Czarnego, przez kraje Europy Środkowej (w tym zachodnią Ukrainę i południową Polskę), południowe i środkowe Niemcy, aż po środkową Anglię (Dilley i in., 2005).

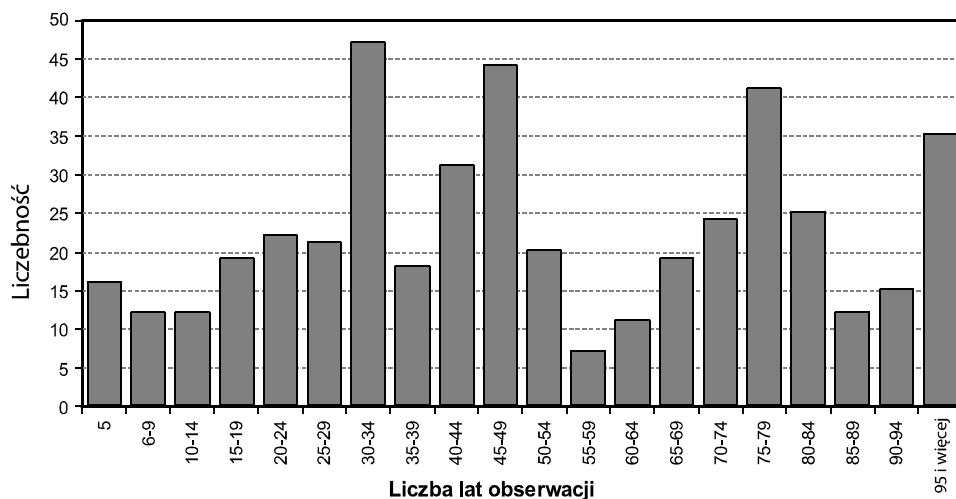
### **Przepływy i odpływy maksymalne**

Europa jest obszarem, na którym obserwacje i pomiary hydrologiczne mają bardzo długą tradycję i może dlatego sieć monitoringu rzek jest tu najlepiej rozwinięta. W opracowaniu tym autorzy dysponowali rekordami maksimum przepływu z 451 wodowskazów zlokalizowanych na 376 rzekach europejskich. Uwzględniając powierzchnię Europy i innych kontynentów, łatwo zauważyć, iż nasycenie informacją hydrologiczną „starego kontynentu” jest największe. Mimo to, liczba dostępnych danych była dość zmienna w czasie (rys. 95). Między rokiem 1925 i 1994 liczba przekrojów, których dane zostały pozytywnie zweryfikowane, w każdym roku przekraczała 200, przy czym w latach 60. obserwacje pochodziły z prawie 350 posterunków wodowskazowych. Niestety, ich rozmieszczenie w przestrzeni nie jest równomierne i dla wielu regionów Europy danych o maksymalnych przepływach nie ma wcale, są mało wiarygodne lub też ograniczają się do posterunków zamykających zlewnie duże i bardzo duże (por. rys. 94).



Rys. 95. Liczba wodowskazów na rzekach Europy w poszczególnych latach wielolecia, z których dane uwzględniono w opracowaniu

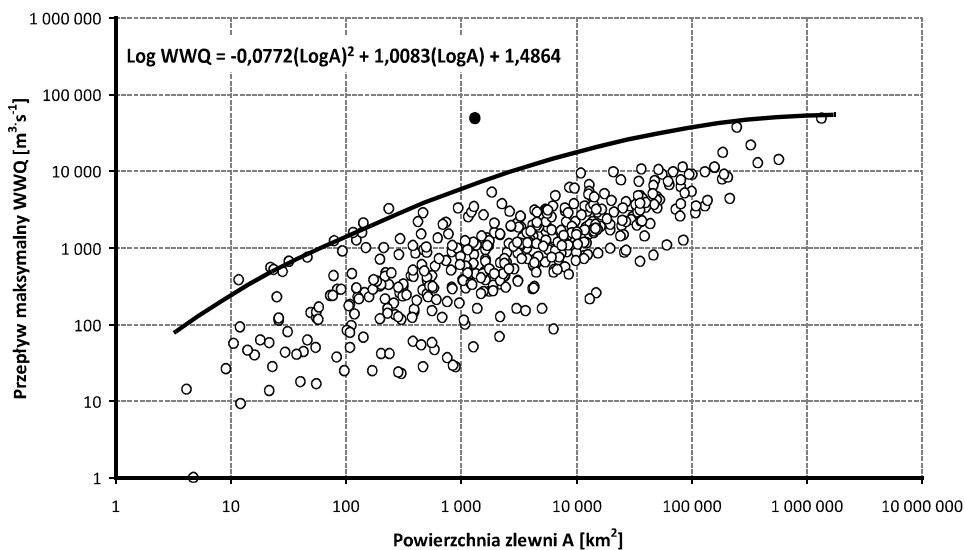
W tym miejscu warto wspomnieć, iż w prezentowanej skali analizy uwzględniono tylko 12 serii pochodzących z polskich wodowskazów. W grupie tej znalazły się tylko te rzeki i przekroje, których dane można było odnaleźć w ww. międzynarodowych bazach danych (Skawa, Dunajec, San, Wieprz, Pilica, Bug, Liwiec, Wisła, Nysa Kłodzka, Warta, Proсна, Odra). Zabiegu tego dokonano po to, aby ujednolicić „natężenie” informacji hydrologicznej w Europie. Natomiast w przedostatnim rozdziale znajdzie Czytelnik bardziej szczegółową analizę zagadnienia, wykonaną w skali Polski, i przeprowadzoną na podstawie pełnej, dostępnej autorom, informacji hydrologicznej pochodzącej z naszego kraju.



Rys. 96. Długość serii obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych rzek Europy

Maksima przepływu rzek europejskich pochodzą z serii o różnej długości i obejmujących różny horyzont czasowy. Najwięcej  $WWQ$  zaczerpnięto z ciągów 30–34-letnich i 40–44-letnich (rys. 96). Stosunkowo liczne są też maksima z szeregów 75–79-letnich oraz takie, które pochodzą z serii prawie 100-letnich. W 82% przekrojów (370) obserwacje, z których pozyskano  $WWQ$  trwały przez ponad 30 lat. Ze 103-letniej serii pochodzi  $WWQ$ , Dunaju w Bratysławie, a z ponad 100-letnich szeregów maksima rzek norweskich: Glommy (Elverum), Lagen (Losna) i Vosso (Bulken); szwedzkich: Baljane’a (Klippan), Renealyen (Niemisel), Muoniaalv (Kallio); brytyjskich: Don (Doncaster), Trent (Trent Bridge), Tamizy (Teddington), a także Łaby w czeskim Decinie i Renu w holenderskim Lobith.

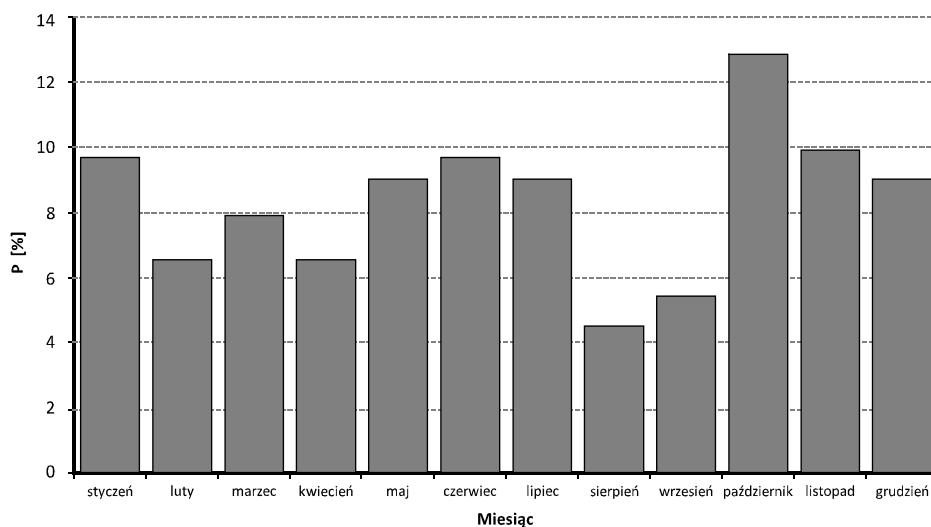
Funkcja obwiedni, wskazująca teoretyczną granicę absolutnych maksimów przepływu rzek Europy dla określonej powierzchni ich zlewni, wydaje się poprawnie opisywać i dobrze oddawać regionalny obszar zmienności tejże relacji (rys. 97). Punktem, który znajduje się wyraźnie poza tą granicą, jest ten, który reprezentuje, opisane wcześniej, wezbranie *jökullhlaup* islandzkiej Skeidary w 1996 roku.



Rys. 97. Maksymalne przepływy wezbraniowe w przekrojach wodowskazowych rzek Europy w funkcji powierzchni zlewni (podano równanie funkcji obwiedni i zaznaczono wartość odstającą)

Największy przepływ rzeki europejskiej, jaki został zweryfikowany i uwzględniony w analizach, wynosi  $51\,900\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  i pochodzi z przekroju na Wóldze w Wołgogradzie (1926 rok). Dziś wartość ta jest już w tym miejscu praktycznie nieosiągalna, a to z uwagi na gospodarkę zbiornikową. Kaskada Wołgi składa się bowiem obecnie z 11 zapór (cztery w budowie) piętrzących wodę

w zbiornikach o łącznej pojemności przekraczającej 150 km<sup>3</sup>. Wskutek tego średni stosunek rocznego przepływu maksymalnego do przepływu minimalnego, wynoszący w latach 20. aż 90 : 1, został dziś zmniejszony do 8 : 1. Niemal 40 000 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> płynęło dolną Peczorą w czasie wezbrania w 1952 roku. Oba wskazane przepływy maksymalne tworzą jeden z „końców” wyznaczonej funkcji obwiedni. Stosunkowo duży rozrzut wartości *WWQ* występuje w obszarze małych powierzchni zlewni i niskich przepływów. Choć trudno na podstawie nielicznej tu grupy zlewni wyciągnąć jednoznaczne wnioski, to wydaje się, że wyestymowana krzywa obwiedni dla europejskich zlewni o powierzchni mniejszej od 10 km<sup>2</sup> jest mało wiarygodna. Teza ta nie jest nowa, gdyż na podobną niedogodność zwracają uwagę niektórzy cytowani wcześniej badacze, np. J.A. Rodier i M. Roche (1984), D. Biondić, D. Barbałić i in. (2007) oraz B. T. Abrahamson (2010).

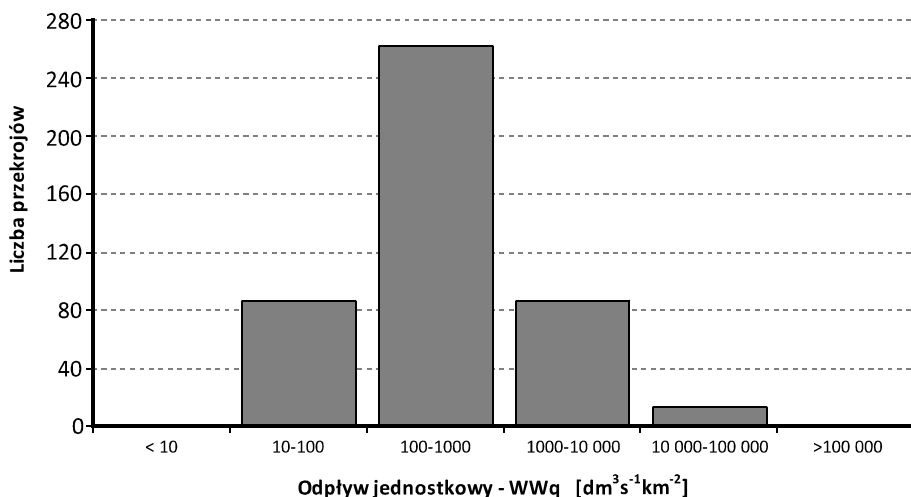


Rys. 98. Częstość przepływów *WWQ* rzek Europy w przekroju rocznym

Na obszarze Europy maksymalne przepływy rzek zanotowano w każdym sezonie, przy czym różnice w procentowym udziale poszczególnych miesięcy (*P%*) nie są duże (rys. 98). Najbardziej „powodziowy” jest w Europie październik, najmniej powodziowy – sierpień. W skali całego obszaru dość wyraźnie wyodrębniają się też sezony, w których względna liczba *WWQ* jest relatywnie wysoka i niska. Stosunkowo dużo ekstremalnych wezbrań występuje od października do stycznia i od maja do lipca. W tych miesiącach dominują w Europie wezbrania opadowe. Występują one jesienią i wczesną zimą w basenie Morza Śródziemnego (np. rzeki Hiszpanii, Cypru, Włoch) oraz w Europie Północnej i Zachodniej (Irlandia, Wielka Brytania). W górach (Alpy, Karpaty, Góry Skandynawskie) oraz w Środkowej i Wschodniej Europie (np. rzeki zachodniej Rosji, Bułgarii, Rumunii i Węgier) tego rodzaju wezbrania

opadowe zdarzają się również latem. W małych rzekach Skandynawii i w ciekach odwadniających wysokie partie gór możliwe są także letnie maksima o genezie roztopowej i ablacyjnej (rzeki Norwegii, Szwecji, Islandii, Austrii). Te dwa wyróżnione sezony wezbrań rozdzielone są miesiącami, w których rzeki europejskie nieco rzadziej osiągają stany maksymalne: luty–kwiecień oraz sierpień–wrzesień.

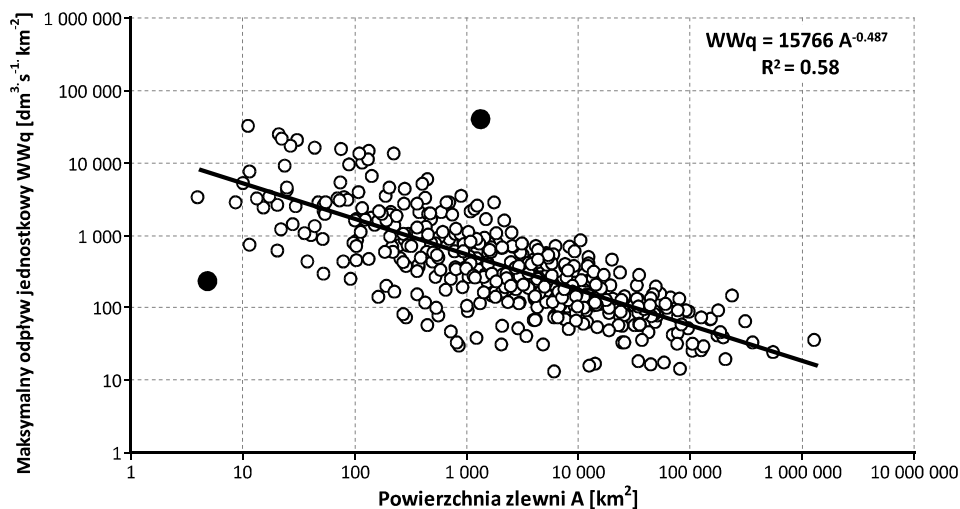
W badanym zbiorze zlewni europejskich nie było ani jednego wezbrania, w którego kulminacji odpływ jednostkowy byłby mniejszy niż  $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (rys. 99). Równocześnie w 14 zlewniach odnotowano maksymalne odpływy jednostkowe co najmniej tysiąc razy większe od tej wartości, często przekraczające  $10,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , osiągające nawet  $38,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (wspomniana Skeiðara). W czterech małych zlewniach Europy (powierzchnie od  $11,5$  do  $32 \text{ km}^2$ ), w kulminacjach opadowych wezbrań błyskawicznych, zanotowano  $WWq$  większe niż  $20,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (włoskie Teiro –  $26,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  i Stron di Cossato –  $22,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , brytyjska West Lynn –  $23,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  oraz francuska Canidell –  $34,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Z dziewięciu pozostałych zlewni o bardzo wysokim  $WWq$  aż osiem znajduje się we Włoszech (dwie na Sycylii), jedna zaś we Francji.



Rys. 99. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Europy

Regresyjny związek między maksymalnymi odpływami jednostkowymi ( $WWq$ ) a wielkością zlewni ( $A$ ) opisuje równanie funkcji przedstawionej na rys. 100. Rozrzut punktów oraz błąd standardowy są tu równie duże, jak w przypadku innych kontynentów. Sprawia to, że podana formuła, tak jak i pozostałe, ma wyłącznie charakter informacyjny i nie może być używana do celów projektowych lub inżynierskich. Warto jednak zauważyć, że znakomita większość punktów znajdujących się „najdalej” od linii regresji (zwłaszcza w obszarze małych  $A$ ) reprezentuje małe zlewnie z basenu Morza Śródziemnego (powyżej linii) i małe

zlewnie pozostałej części Europy (poniżej linii). Punkty odstające reprezentują zaś wezbrania islandzkiej Skeidary i szwedzkiego Vesankanalen.



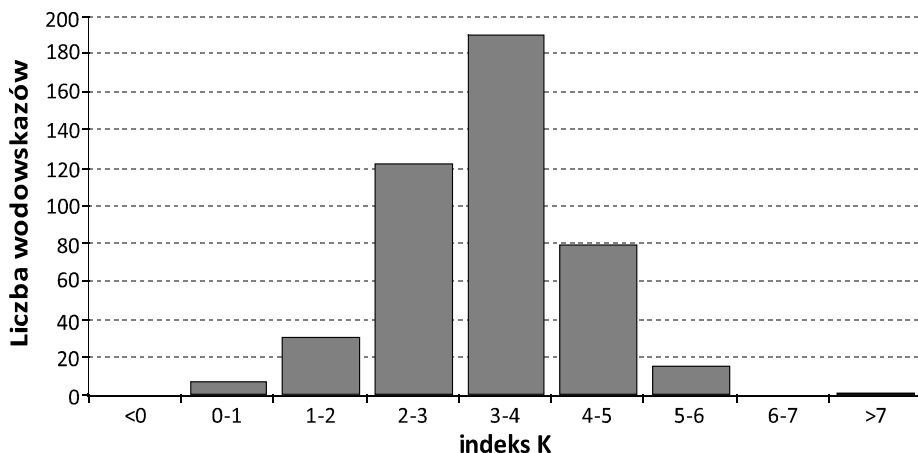
Rys. 100. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach Europy w funkcji powierzchni zlewni (zaznaczono punkty odstające)

### Indeksy powodziowości i wysokiej wody

Rozkład liczebności indeksów powodziowości Françou–Rodiera ( $K$ ) w grupie rzek europejskich jest zbliżony do normalnego (rys. 101). Najwięcej rzek charakteryzuje się przeciętną powodziowością ( $3,0 < K < 4,0$ ) – 43%. W grupie 15 rzek o dużym indeksie ( $K > 5,0$ ) znajdują się oczywiście wymienione wyżej małe strugi włoskie, francuskie i brytyjskie. Pojawiły się w niej także większe rzeki. Dość tu wymienić włoską Magrę ( $A = 940 \text{ km}^2$ ) oraz płynącą na Sardynii Flumendosę ( $A = 423 \text{ km}^2$ ); obie mają  $K = 5,1$ . We Francji, obserwowana w Perpignan, Têt ( $A = 1\,300 \text{ km}^2$ ) ma indeks równy 5,0, a sąsiedni Tech, w przekroju Pas du Loup ( $A = 236 \text{ km}^2$ ), nawet 5,61. Oba te wezbrania zdarzyły się 18 września 1940 roku. Absolutnie największym indeksem ( $K = 7,31$ ) charakteryzuje się wezbranie islandzkiej Skeidary. Z uwagi na specyfikę tego zdarzenia oraz rozmiar błędów popełnionych przy szacowaniu przepływu i ocenie powierzchni zlewni (znaczna część zlewni zajmuje lodowiec), mamy tu do czynienia ze zjawiskiem „z nieco innej bajki”, które powinno się chyba traktować jako kataklizm synergiczny (o złożonej genezie).

Bardzo niskie indeksy powodziowości mają rzeki belgijskie (tylko jedna ma  $K$  większe od 3,0) oraz rzeki duńskie, irlandzkie, węgierskie i fińskie. W Szwecji

plynie natomiast najwięcej cieków o indeksach  $K$  mniejszych od 1,0 – cztery z siedmiu zidentyfikowanych w Europie. Przeciętny  $K$  dla 15 rzek szwedzkich wynosi tylko 2,1 i jest o 1,2 i 1,5 mniejszy od średniego indeksu badanych rzek norweskich i islandzkich.

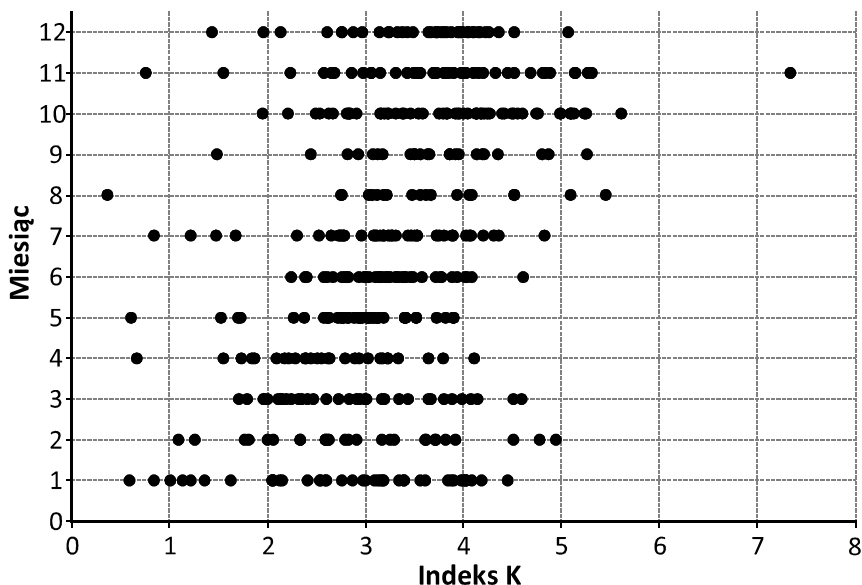


Rys. 101. Indeksy powodziowości François–Rodiera ( $K$ ) rzek Europy

Najwyższe indeksy  $K$  rzek Europy, przekraczające wartość 5,0, występują jesienią – od sierpnia do grudnia (rys. 102). Są to przeważnie wezbrania rzek małych lub średnich, przy czym odpływy jednostkowe w ich kulminacjach przekraczają zwykle  $5,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ . Jednocześnie, od kwietnia do czerwca, niezbyt często zdarzają się wezbrania, których indeks powodziowości jest większy od 4,0. Zdarzenia, które są wtedy notowane mają miejsce w rzekach o zlewniach dużych ( $A > 100 \text{ tys. km}^2$ ), a odpływy jednostkowe są zwykle mniejsze od  $0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ . Warto jednak podkreślić, iż wezbrania o przeciętnym indeksie  $K$  (3,0–4,0) pojawiają się w Europie w każdym praktycznie miesiącu, z niemal równą częstością.

Najwyższe indeksy wysokiej wody obliczone dla Europy wystąpiły w latach 1968, 1970, 1995 (rys. 103). Duże, choć już wyraźnie mniejsze  $IWW_k$  charakteryzują też lata 1907, 1963 i 1974. Rok 1968 był dość specyficzny. Nie dość, że liczba wodowskazów, których dane zostały pozytywnie zweryfikowane, była wówczas w Europie duża, to na dodatek w 8,5% z tych przekrojów zanotowano wtedy  $WWQ$ . Wśród tych 29 rzek, większość odwadniała obszary basenów Morza Śródziemnego (pięć rzek włoskich, cztery tureckie, trzy cypryjskie, dwie z Hercegowiny oraz po jednej z Portugalii, Francji i Hiszpanii) i Morza Północnego (cztery rzeki islandzkie, trzy z Wielkiej Brytanii i dwie z Irlandii).

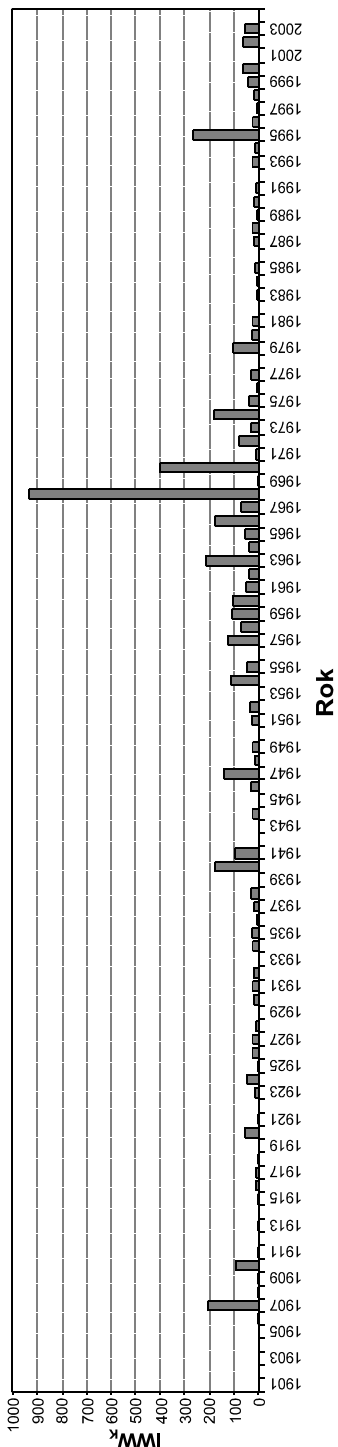




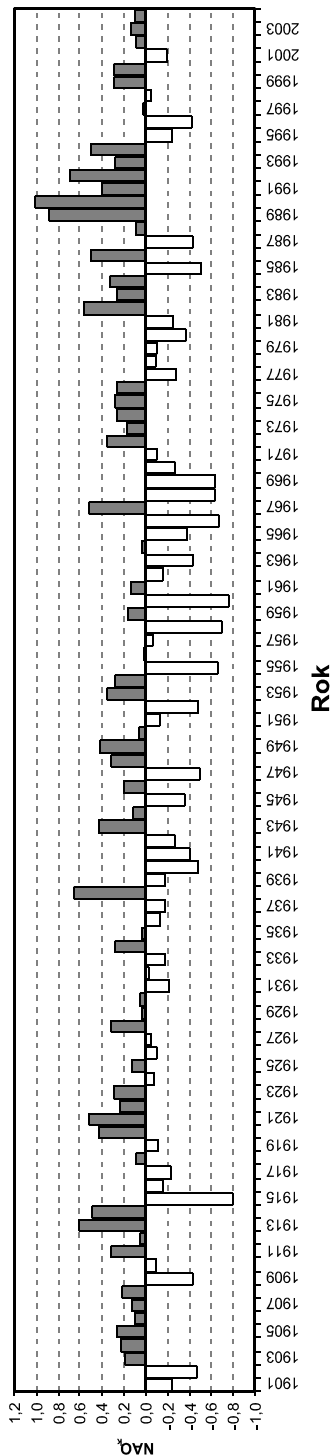
Rys. 102. Zróżnicowanie sezonowe indeksów  $K$  rzek europejskich

O roku 1995 napisaliśmy wcześniej, wskazując, że straty powodziowe, jakie wtedy stały się udziałem państw Europy Środkowej, były ogromne, a przepływy w wielu rzekach i przekrojach przekraczały dotychczas zanotowane. Jest też ciekawe, że absolutne maksima zaobserwowano wówczas także w sześciu rzekach Norwegii. Natomiast w roku 1970 maksima przepływu zarejestrowały wodowskazy w ponad 20 przekrojach rzek Europy, w tym w pięciu rumuńskich, czterech węgierskich oraz w czterech małych strugach odwadniających Apeniny. Dwie powodzie zanotowano także w rzekach hiszpańskich, w tym dużą na Gwadianie. Także w uniwersyteckim Heidelbergu miejscowy Neckar osiągnął, w lutym tego roku, stan maksymalny, stwarzając spore problemy miejscowym służbom przeciwpowodziowym.

W roku 1907 obserwowano w Europie stosunkowo niewiele rzek, jednak to wtedy zanotowano niepokonane do dziś, rekordowe przepływy w pięciu rzekach Hiszpanii (np. w Llobregat, Segre, czy Ebro) oraz w górnej Loarze. Już na zakończenie należy dodać, że niemal w każdym roku XX wieku w co najmniej jednej rzece europejskiej obserwowano  $WWQ$ . Swego rodzaju wyjątkami w ostatnim półwieczu były jednak lata 2001, 1992, 1986, 1982. Trzy ostatnie znajdują się w dekadzie (1983–1992), którą w świetle indeksu  $IWW$  można uznać za jeden z najmniej powodziowych okresów w XX-wiecznej historii hydrologicznej Europy.



Rys. 103. Indeksy wysokiej wody ( $IWW_k$ ) Europy w XX wieku



Rys. 104. Średnie roczne indeksy  $NOA_k$  (North Atlantic Oscillation) w XX wieku (źródło danych: Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA, Hurrell 1995. <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/>)

Symptomatyczny jest fakt, że współczynnik korelacji między indeksem *IWW* Europy i indeksem *NAO* (Hurrella) jest statystycznie istotny ( $\alpha = 1\%$ ) i wynosi  $-0,29$  (por. rys. 103, 104). Warto przypomnieć, że dodatnia faza *NAO* oznacza swobodny napływ do Europy ciepłych i wilgotnych mas powietrza atlantyckiego, natomiast ujemna – przynosi w efekcie bardziej intensywną cyrkulację wschodnią i północną. Biorąc to pod uwagę oraz uwzględniając znak współczynnika korelacji, dochodzimy do wniosku, że ujemna faza *NAO* wydaje się sprzyjać powstawaniu licznych i wysokich wezbrań roztopowych w półroczu chłodnym i to zarówno w Europie Środkowej, jak i Północnej (długie i mroźne zimy). Natomiast w zlewniach basenu Morza Śródziemnego ujemne *NAO* może generować częste i wysokie wezbrania opadowe (w półroczu chłodnym) i gwałtowne powodzie błyskawiczne (w półroczu ciepłym). Te ostatnie związane są zwykle z głębokimi niżami, formującymi często letnie i wczesnojesienne burze tropikalne. Zależności te są szczególnie dobrze widoczne w dekadach lat 60. i 80. (rys. 104).

## Jak dwie krople wody?

### Co na to podręczniki?

Podręczniki geograficzne wskazują na wiele różnic, które prowadzą do wniosku, że obie Półkule naszego globu, Północna i Południowa, te dwie połowki „ziemskiego jabłka”, nie są tak bardzo do siebie podobne, jakby się nam здаwało. Różni je choćby kształt, bowiem południowa część ziemskiej geoidy jest bardziej spłaszczona i nieco grubsza od północnej, a sama Ziemia przypomina nieco gruszkę z ogonkiem w postaci amundsenowskiej flagi wbitej w *North Pole*. Jednym z mniej ważnych, ale za to anegdotycznym i hydrologicznym skutkiem różnicy w długości promieni ziemskich (równikowego i biegunowego) jest to, że niektóre wielkie rzeki obu półkul płyną właściwie „pod górkę”, gdyż ich źródła znajdują się bliżej środka Ziemi niż ich ujścia. Dotyka to m.in. dwu wielkich i długich rzek, dziarsko zmierzających ku południowi na Półkuli Północnej: Missisipi i Wołgi. Źródła obu położone są niezbyt wysoko, a długość, kierunek płynięcia oraz zmiana kształtu powierzchni globu sprawiają, że odległość między lustrem wody w ich korytach i środkiem Ziemi rośnie wzdłuż ich biegu.

Na Półkuli Północnej jest też dużo więcej lądów niż na Południowej. Stosunek powierzchni lądowej do morskiej wynosi tu jak 39% ÷ 61%. Na obszarach należących do jej południowej sąsiadki relacja ta jest nieco inna i kształtuje się jak 19% ÷ 81%. Fakt ten rodzi kolejne konsekwencje. Otóż łatwo dowieść, że lądy południowe, otoczone niemal z każdej strony wodami, mają klimaty z ogromnym udziałem wpływów morskich, a odmiany typowo kontynentalne występują tylko na ograniczonych terenach interiorów Ameryki Południowej, Australii i Afryki Wysokiej. Jednocześnie, duże i zwarte obszary lądowe Półkuli Północnej charakteryzują się względną równowagą wpływów morskich i kontynentalnych, a na rozległych przestrzeniach interiorów Afryki Niskiej, Ameryki Północnej i Azji panują klimaty o cechach skrajnie kontynentalnych.

Upraszczając nieco, można przyjąć tezę, że wilgotność kontynentu jest tym większa, im mniejsza jest jego powierzchnia, a jednocześnie im dłuższa jest jego linia brzegowa. Długa linia brzegowa nie tylko sprawia, że wpływy oceaniczne sięgać mogą głęboko do wnętrza lądu, ale powoduje również to, że kontakt między „żywołem lądowym” i „żywołem morskim” odbywa się na długich odcinkach. To zaś znakomicie sprzyja powstawaniu, właśnie w strefie kontaktu tych dwu środowisk, licznych i bardzo gwałtownych zjawisk pogodowych i hydrologicznych, w tym sztormów, burz, wiatrów sezonowych oraz różnej genezy wezbrań i powodzi.

Mimo większego „załadowania” Półkuli Północnej niż Południowej oraz dodatniego gradientu hipsometrycznego opadu, który powoduje, że wyżej położone lądy otrzymują go więcej niż powierzchnie morskie, średnie opady atmosferyczne na Półkuli Północnej są niemal identyczne jak te, które występują na obszarach Półkuli Południowej (970 ÷ 975 mm rocznie). Widać więc wyraźnie, że wpływy morskie oraz ich wilgotnościowe i opadowe konsekwencje nie sięgają głęboko do wnętrza kontynentów Azji, Afryki i Ameryki Północnej. Mimo to, odpływ rzeczny z lądów Półkuli Północnej jest wyraźnie większy niż z obszarów położonych na południu i to nie tylko w wartościach bezwzględnych, ale również w odniesieniu do charakterystyk względnych (np. odpływ jednostkowy).

Dla odmiany, na Półkuli Południowej znacznie większe jest średnie parowanie, gdyż na dużo większym odsetku powierzchni (obszary oceanów i mórz) proces ten może zachodzić niemal zawsze na poziomie potencjalnym (przy nieograniczonym dostępie do wody). W efekcie strumień wilgoci docierający tu do atmosfery jest większy i bardziej stabilny w czasie niż na północy. Między innymi dlatego zachmurzenie, i to zarówno oceniane naziemnie, jak i za pomocą obrazów satelitarnych, jest o 15–20% większe nad Półkulą Południową niż nad Północną, przy czym różnica ta jest większa nad oceanami i zimą, a mniejsza nad lądami i latem (Doganovskij, Malinin, 2004).

W ogólności, lądy Półkuli Północnej są nieco bardziej wilgotne niż te na Półkuli Południowej, ale nad tą drugą bardziej wilgotna jest atmosfera. Także globalny, równoleżnikowy przepływ pary wodnej w atmosferze nad obiema półkulami jest inny. Na północy odbywa się w kierunku zachodnim, a wartość średniego rocznego strumienia wilgoci wynosi  $5,4 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , natomiast na Półkuli Południowej strumień pary wodnej jest bardziej intensywny ( $16,6 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) i skierowany w przeciwną stronę. Jednocześnie na południu wypadkowy, między-strefowy strumień wilgoci jest o  $1/3$  mniejszy niż na północy. By „bliźniaczki” nie różniły się jednak całkowicie w tym względzie, oba strumienie pary wodnej skierowane są, co prawda w przeciwnych kierunkach, ale jednak ku własnym biegunom. Powstająca na Półkuli Północnej pewna nadwyżka wilgoci, która wynosi ok. 73 mm, jest niwelowana przez istniejącą dziś niewielką nierównowagę w obrębie oceanicznego „globalnego transportera”, a w szczególności przez nieco większy przepływ głębinowych i pośrednich wód oceanicznych z północy na południe Wszechoceanu niż odwrotnie.

Sezonowa pokrywa śnieżna na początku wiosny każdego roku zajmuje dziś na Ziemi obszar ok. 85 mln  $\text{km}^2$ . Jest to blisko 17% całej powierzchni naszej planety. Warto jednak wiedzieć, że blisko 68 mln  $\text{km}^2$  (80%) tego śniegu zretencjonowane jest co roku na lądach i lodach Półkuli Północnej, a tylko niespełna 17 mln  $\text{km}^2$  (20%) pokrywa te powierzchnie na jej południowej połowie (większość leży na obszarze areicznej Antarktydy). Całkowita masa tego śniegu

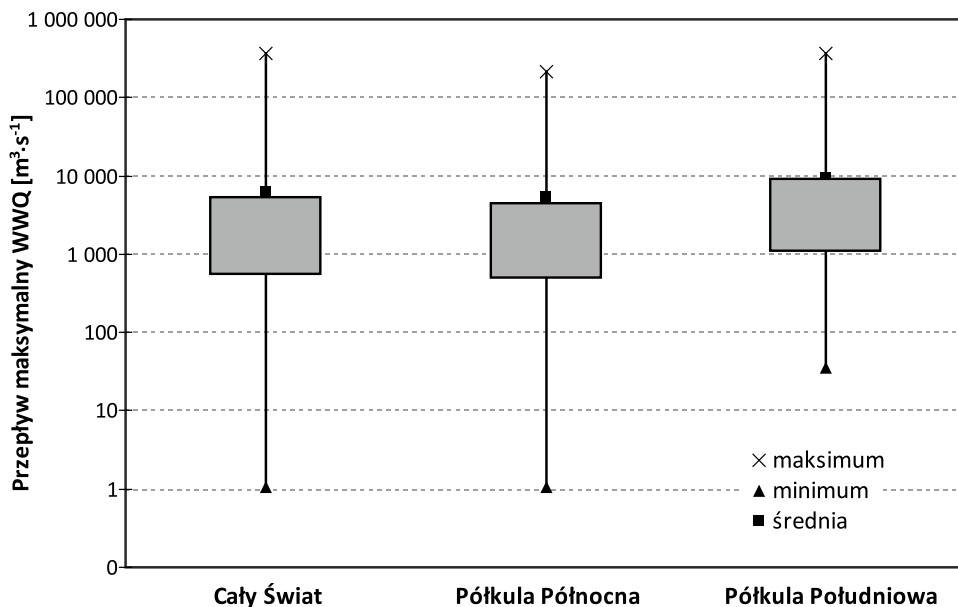
wynosi prawie  $12,7 \cdot 10^{12}$  ton, co przy założeniu, że  $1 \text{ m}^3$  wody waży jedną tonę, daje objętość wody bliską  $12\,700 \text{ km}^3$ , a więc większą od całych zasobów wodnych Ameryki Południowej. W sezonowej pokrywie śnieżnej na Półkuli Północnej znajduje się corocznie ok.  $9400 \text{ km}^3$  wody, a w tej, która leży na południu globu, tylko  $3300 \text{ km}^3$ . Znaczna część tej wody jest uwalniana w trakcie roztopów i spływa rzekami. Łatwo obliczyć, że śniegi północne, tając corocznie w całości utworzyłyby rzekę o średnim rocznym przepływie bliskim  $300\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Amazonka –  $220\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), a południowe o przepływie  $105\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , a więc zaledwie „48% Amazonki”. Już tylko z tego powodu, choć wyłącznie teoretycznie, zagrożenie powodziąmi roztopowymi na lądach północnej części naszego globu jest dużo większe niż na południowej.

Tyle różnice. Są oczywiście i podobieństwa. Tak na północy, jak również na południu zmieniają się pory roku, a po nocy następuje dzień (również polarny). Na obu półkulach wieją pasaty i monsuny oraz rodzą się cyklony sub- i tropikalne. I tu, i tu, dość regularnie, pojawiają się wilgotne i suche pory roku, którym towarzyszą wydajne deszcze lub ogromne upały. Liczne prądy morskie na obu półkulach ogrzewają lub ochładzają przybrzeżne akweny morskie i sąsiadujące z nimi wybrzeża. Rzeki płyną także na obu półkulach, choć niektóre mają odwagę przekraczać granice między nimi, a jeszcze inne nie mogą się zdecydować, z którą z półkul chcą związać swój hydrologiczny byt.

Na obu półkulach mieszkają też ludzie, którzy dobrze lub źle gospodarują i obchodzą się z przekazanym im w użytkowanie środowiskiem, w tym z rzekami. Jest nas też coraz więcej. W chwili obecnej mieszka na Ziemi mniej więcej tylu ludzi, ilu mieszkało na niej od początku dziejów ludzkości. Coraz więcej z nas żyje i gospodaruje w dużych skupiskach: aglomeracji, konurbacji czy megalopolis, a więc w miejscach, gdzie każde ekstremalne zjawisko lub zdarzenie przynosi ogromne straty i wiele ofiar. Chociaż niektórzy ponoć twierdzą, że ludzie z Półkuli Południowej chodzą do góry nogami, ale to już temat na zupełnie inne opowiadanie.

## Przepływy maksymalne i krzywe obwiedni

Liczba wodowskazów i rzek, których dane posłużyły do analizy maksymalnych przepływów i odpływów z obu półkul, była różna. Z Półkuli Południowej pochodzą dane z 294 wodowskazów zamykających zlewnie 235 rzek. Z Półkuli Północnej pozyskano informacje z 1268 przekrojów zlokalizowanych na 1080 rzekach. Warto przy okazji zapamiętać, że o przynależności do danej półkuli decydowała szerokość geograficzna przekroju kontrolnego. Może to mieć znaczenie przy interpretacji niektórych omawianych niżej zagadnień.



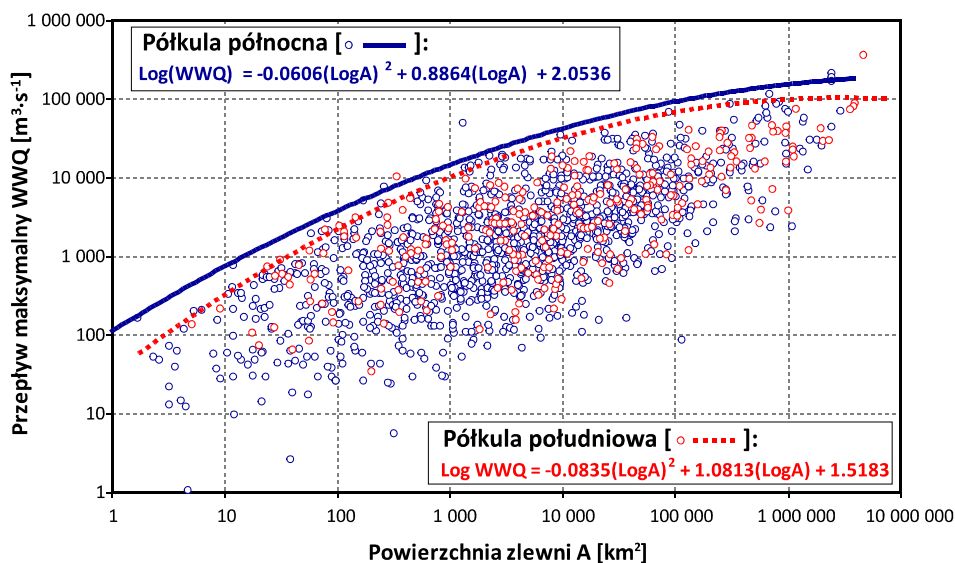
Rys. 105. Przepływy maksymalne rzek na świecie

Nawet jeśli uwzględnimy duże różnice w powierzchni lądów na obu półkulach, to i tak nasycenie oraz stopień wykorzystania informacji hydrologicznej na obszarach północnych są znacznie większe niż na południowych. Świadczy o tym również fakt, że średnia powierzchnia badanej zlewni na Półkuli Północnej wynosi 55 300 km<sup>2</sup>, a na południowej jest niemal trzykrotnie większa – 159 450 km<sup>2</sup>. Zatem to głównie z Półkuli Północnej pochodzą dane z małych rzek odwadniających zlewnie o powierzchniach mniejszych niż 100 km<sup>2</sup>; 25% badanych rzek tej półkuli drenuje obszary mniejsze niż 570 km<sup>2</sup>. Ten sam kwartył obliczony dla Półkuli Południowej jest bliski 1400 km<sup>2</sup>.

Średnie przepływy  $WWQ$  w badanych zbiorach zdarzeń wynoszą odpowiednio 5294 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> i 9428 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> (rys. 105). Szerokości przedziałów 50% liczebności są także różne. W przypadku Półkuli Południowej przedział taki zajmuje niemal cały zakres od 1000 do 10 000 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>, natomiast zakres zmienności  $WWQ$ , charakterystyczny dla jej północnej sąsiadki, jest liczbowo dużo węższy i ograniczają go znacznie mniejsze wartości. Warto jednak podkreślić, że średnia dyspersja  $WWQ$ , mierzona współczynnikiem zmienności, jest w przypadku obu półkul niemal identyczna – ok. 260%.

Funkcje obwiedni, uzyskane dla obu półkul, mają niemal taki sam przebieg, choć różnią się nieco parametrami, zwłaszcza tymi, które określają „ich krzywiznę” (rys. 106). Obwiednia ograniczająca maksymalne przepływy rzek Półkuli Północnej jest położona nieco „wyżej” i ma nieco „mniejsze” zakrzywienie, niż

jej odpowiedniczka uzyskana dla Półkuli Południowej. Jest jednak niemal pewne, że różnica ta wynika przede wszystkim z liczebności i, co ważniejsze, z wielkości zlewni, z których pochodziły dane (por. wyżej). Pewną rolę mogły również odegrać, dostrzeżone przez autorów, różnice w precyzji pomiarów wykonywanych na obu półkulach – dokładniejsze na północy, mniej dokładne na południu.



Rys. 106. Funkcje obwiedni dla przepływów maksymalnych rzek obu półkul

Równanie obwiedni dla całego zbioru maksymalnych przepływów rzek świata ma postać trójmianu kwadratowego:

$$\text{Log} \text{WWQ} = -0,0473 \cdot (\text{Log}A)^2 + 0,8223 \cdot \text{Log}A + 2,1049 \quad (16)$$

oznaczenia jw.

Formuła ta różni się więc nieco od klasycznego równania Rodiera–Roche’a (por. eq.1). Zdaniem autorów, opartym na analizie poziomów dopasowania różnych funkcji do badanego zbioru danych empirycznych, to właśnie równanie trójmianu kwadratowego najlepiej aproksymuje układ punktów skrajnych formujących krzywą obwiedni przepływów maksymalnych w skali świata i obu półkul. Warto też przypomnieć, że trójmian ten był formułą najlepiej wyrównującą układy takich punktów uzyskane w przypadku większości kontynentów (por. wyżej). Ma on tu więc cechy formuły uniwersalnej.

W tabeli 13 zamieściliśmy „pierwsze dziesiątki” rzek świata, uszeregowane w kategoriach powierzchni zlewni i według wielkości maksymalnego odpływu



jednostkowego. Choć komentarz do tej tabeli wydaje się zbyteczny, to jednak trzeba dostrzec, że światowe różnice w wielkości maksymalnych  $WWq$  są ogromne i to nie tylko w obrębie całego zakresu zmienności powierzchni zlewni, ale także w ramach wyznaczonych jej przedziałów. W tabeli można odnaleźć rzeki z obu półkul, wszystkich kontynentów oraz z większości stref klimatycznych i klimatów. Są tu też rzeki o bardzo różnych reżimach, chociaż wyraźnie dominują ustroje deszczowe o różnym stopniu wykształcenia i złożoności. W trakcie analizy tych danych nasunęła się autorom pewna refleksja. Otóż ekstremalne wezbrania rzek świata przypominają bardzo ciosy bokserów i to bardzo różnych wag. Waga ciężka to rzeki wielkie o ogromnej „sile ciosu”, ale stosunkowo małej jego szybkości i precyzji. Te najmniejsze mają zaś wagę piórkową. Tam cios nie jest tak silny, ale za to szybki i precyzyjnie zadany. Uderzenia tych i tych bokserów mogą być nokautujące i tylko od nas zależy, czy będziemy na nie odporni. Czy ta odporność wystarczy? No cóż, legendarny trener polskich bokserów Feliks Stamm twierdził, że odpornych bokserów nie ma, są tylko źle trafieni. Może więc zamiast liczyć na odporność, warto potrenować trochę techniki obrony.

Tabela 13. Największe odpływy wezbraniowe rzek świata w kategoriach powierzchni zlewni

Kraj	Rzeka	Wodowskaz	Powierzchnia [km <sup>2</sup> ]	$WWQ$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$WWq$ [dm <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ·km <sup>-2</sup> ]
1	2	3	4	5	6
<b>Zlewnie o powierzchni ponad 500 000 km<sup>2</sup></b>					
Chiny	Huang He	Shanxian	688 000	117 000	170
Bangladesz	Brahmaputra	Bahadurabad	636 000	81 000	127
Wenezuela	Orinoko	Puente Angostura	836 000	92 250	110
Wenezuela	Orinoko	Musinacio	787 000	86 800	110
Chiny	Jangcy	Yichang	1 010 000	69 000	109
Laos	Mekong	Pakse	545 000	57 800	106
Kambodża	Mekong	Kratie	646 000	66 700	103
USA	Ohio	Metropolis	526 000	52 400	100
Rosja (cz. azjatycka)	Lena	Kusur	2 430 000	215 000	88
Kambodża	Mekong	Kompong Cham	660 000	57 000	86
<b>Zlewnie o powierzchni od 100 000 do 500 000 km<sup>2</sup></b>					
Indie	Pranahita	Tekra	108 780	47 000	432
Australia	Burdekin	Clare	129 660	40 400	312
Wietnam	Song Koi	Vietri	113 000	32 500	288
Indie	Godawari	Polaeshwaram	307 800	87 250	283
Indie	Mahanadi	Tikarapara	124 450	31 050	249

Tabela 13 (cd.)

1	2	3	4	5	6
Meksyk	Balsas	zapora Infiernillo	109 410	25 200	230
Rosja	Amur	Komsomolsk	173 000	38 900	225
Pakistan	Satledź	Ganda Singh Wala	122 000	23 680	194
Argentyna	Urugwaj	Santo Tomé	127 000	23 040	181
Australia	Coopers Creek	Currareva	150 220	25 500	170
<b>Zlewnie o powierzchni od 10 000 do 100 000 km<sup>2</sup></b>					
Korea Północna	Taedonggang	Mirom	12 175	29 000	2 382
Pakistan	Ravi	Jassar	10 000	19 244	1 924
Madagaskar	Betsiboka	Ambodiroka	11 800	22 000	1 864
USA	Devils	Del Rio	10 840	16 900	1 559
Korea Południowa	Han-gang	Goan	23 880	37 000	1 549
Madagaskar	Mandrare	Amboasary	12 430	16 000	1 287
Australia	Nepean	Penrith	11 000	13 400	1 218
Korea Południowa	Han-gang	most Indogyo	25 050	30 000	1 198
Meksyk	Humaya	zapora Infiernillo	10 980	12 680	1 155
Pakistan	Ćenab	Marala	28 000	30 847	1 102
<b>Zlewnie o powierzchni od 1000 do 10 000 km<sup>2</sup></b>					
Islandia	Skeidará	Bru	1 300	50 000	38 462
Meksyk	Cihuatlán	Sitio Páso del Mojo	1 370	13 500	9 854
Tajwan	Hsiukuluan Chi	most Juisui	1 539	14 300	9 292
Japonia	Niyodo	Ino	1 463	13 510	9 234
USA	West Nueces	Bracketville	1 800	15 600	8 667
Japonia	Shingū	Oga	2 251	19 025	8 452
Tajwan	Hualien	most Hualien	1 506	11 900	7 902
Australia	Pioneer	Pleystowe	1 375	9 840	7 156
Tajwan	Gaoping Xi	most Li-Lin	2 895	19 700	6 805
Tajwan	Choshui Chi	most Chun-Yun	2 906	18 300	6 297
<b>Zlewnie o powierzchni od 100 do 1 000 km<sup>2</sup></b>					
Nowa Kaledonia	Quaiéme	Derniers Rapides	330	10 400	31 515
Tajwan	Zhuoshui	Tungton	259	7 780	30 039
Dominikana	Yaque del Norte	Boma	170	5 080	29 882
Indonezja (Jawa)	Serayu	Singomerto Weir	106	2 500	23 585
Nowa Kaledonia	Quinné	Embouchute	143	3 100	21 678
USA	North Fork Wahoo Creek	Weston	112	2 310	20 625

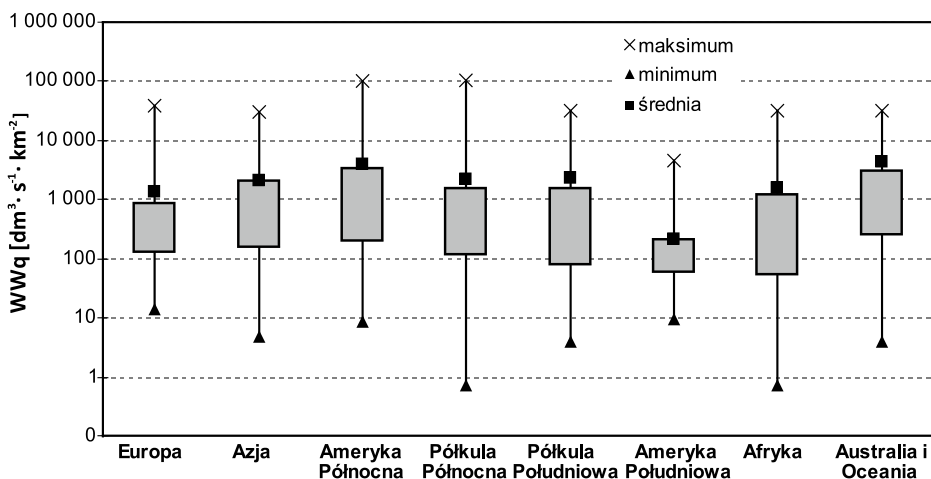
Tabela 13 (cd.)

1	2	3	4	5	6
USA	North Fork Hubbard Creek	Albany	102	2 100	20 588
Portoryko	Rio Grande de Anasco	San Sebastian	244	4 620	18 934
Kuba	Cama-juani	Paso Ibarra	154	2 750	17 857
Nowa Kaledonia	Boghen	Aval Arémo	114	2 000	17 544
<b>Zlewnie o powierzchni od 10 do 100 km<sup>2</sup></b>					
USA (Hawaje)	Halawa	Halawa	12,00	762	63 500
Meksyk	Arroyo San Bartolo	Sitio Cerca Poblado San Bartolo	81,00	3 000	37 037
Francja	Canideil	Prats de Mollo	11,60	400	34 483
USA (Hawaje)	South Fork Wailua	Lihue	58,00	1 950	33 621
Réunion	Roches	Grand Bras (Abondance)	23,80	750	31 513
USA	Green Creek Sub-watershed No.12	Mc Kinney (Dublin)	10,80	326	30 185
Polinezja Francuska	Papeiha	Cote 10	30,70	880	28 665
Kuba	Buey	San Miguel	73,00	2 060	28 219
Tahiti	Papenoo	Cote 45	78,00	2 200	28 205
Włochy	Teiro	Pero	22,00	580	26 364
<b>Zlewnie o powierzchni mniejszej niż 10 km<sup>2</sup></b>					
USA (Hawaje)	Honopou	Huelo	1,70	162	95 294
USA	Soldier Creek	Goff	5,34	201	37 640
USA	Laurel	WhitePine	6,30	210	33 333
RPA	Waterkloof Spruit	Pretoria Country Club	5,00	141	28 200
Martynika	Rivière Blanche	Pont Alma	4,31	120	27 842
RPA	Shark	Port Elizabeth	9,00	218	24 222
USA	Jennings Ditch Tributary	Wooster	2,33	53,2	22 833
USA	Missouri Tributary Number 3	Culbertson	3,20	72,8	22 750
USA	Three Mile Creek	Jackson	2,64	48,7	18 445
USA	Headgate Draw	Buffalo	8,60	155,0	18 023

Źródło: Opracowanie własne na podstawie wielu wymienionych wcześniej materiałów i dokumentów, m.in. R. Herschy, 2003.

## Maksymalne odpływy jednostkowe na świecie i ich zróżnicowanie przestrzenne

Średnie, ekstrema i dyspersje w ramach omówionych wyżej zbiorów  $WWq$  można łatwo porównać, analizując rys. 107. Z uwagi na ogromną, dodatnią asymetrię rozkładów, wszystkie średnie  $WWq$  znalazły się poza zakresami wyznaczonymi przez 50% przedziały liczebności. Warto również dostrzec, że Półkula Północna ma nieco szerszy niż Południowa całkowity zakres zmienności maksymalnego odpływu jednostkowego, ale jednocześnie węższy przedział 50% liczebności. Mimo to, ich średnie  $WWq$  są niemal identyczne ( $2350 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$  – Półkula Południowa i  $2220 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$  – Półkula Północna).



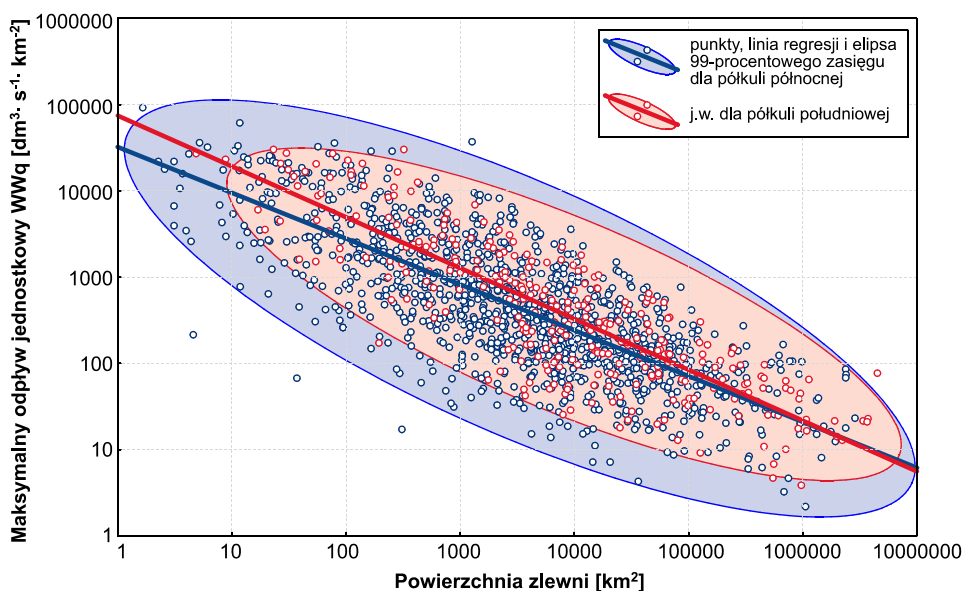
Rys. 107. Maksymalne odpływy jednostkowe ( $WWq$ ) na świecie

Uwagi i wnioski przedstawione wyżej są doskonale widoczne również na rys. 108. Wyznaczony metodą analityczną, zakres 99% prawdopodobieństwa empirycznego jednostkowego odpływu maksymalnego ( $WWq$ ), ze zlewni położonych na Półkuli Południowej, „zawiera” się całkowicie w analogicznym obszarze wyznaczonym dla zlewni Półkuli Północnej. Obie „elipsy” mają przy tym podobne równania, a ich pola leżą niemal symetrycznie po obu stronach „średnic”, które są jednocześnie wyestymowanymi równaniami regresji związku  $WWq = F(A)$  – funkcje Creagera. Współczynniki dopasowania obu tych krzywych regresji (por. eq. 17 i 18) są podobne:  $R^2_N = 0,58$  i  $R^2_S = 0,71$ .

$$WWq = 32254 \cdot A^{-0,532} \Rightarrow \text{Półkula Północna} \quad (17)$$

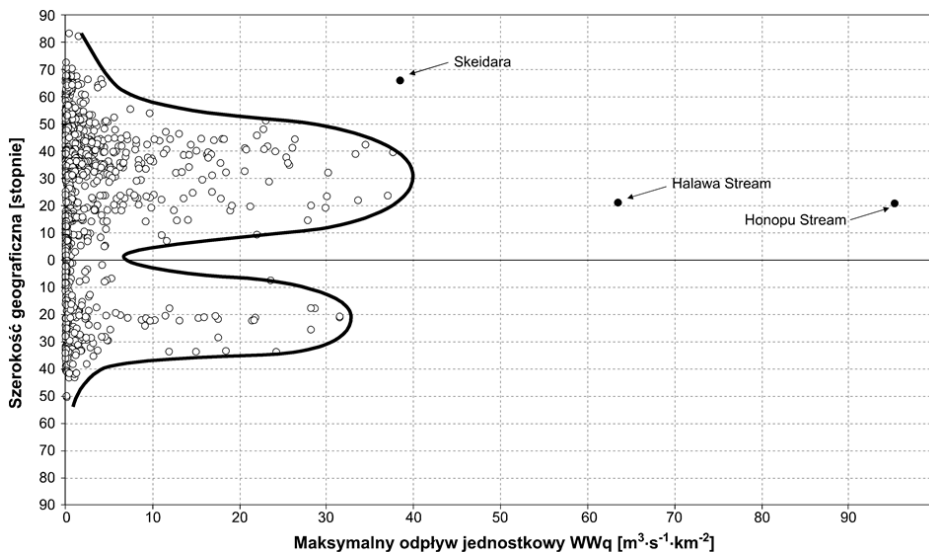
$$WWq = 32254 \cdot A^{-0,591} \Rightarrow \text{Półkula Południowa} \quad (18)$$

Parametry obu krzywych regresji są podobne, choć funkcja „południowa” nieco szybciej maleje w miarę przyrostu powierzchni zlewni niż „północna” (por. eq. 17, 18). Kształt obu funkcji dowodzi zatem, że maksymalne odpływy jednostkowe w kulminacjach wezbrań rzek Półkuli Południowej są wyraźnie większe od odpowiadających im odpływów w kulminacjach wezbrań rzek Półkuli Północnej, przy czym różnica ta szybko maleje wraz ze wzrostem powierzchni zlewni  $A$ . Dla przykładu, w zlewniach o powierzchniach  $100 \text{ km}^2$   $WWq$  wynoszą odpowiednio  $4,96$  i  $2,80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a dla zlewni o obszarze  $10 \text{ tys. km}^2$ :  $0,33$  i  $0,28 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

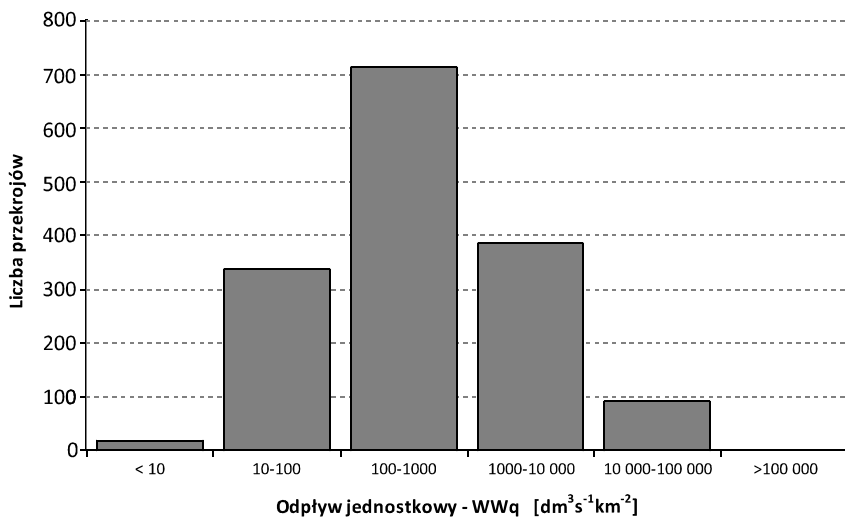


Rys. 108. Maksymalny odpływ jednostkowy ( $WWq$ ) w funkcji powierzchni zlewni dla rzek Półkuli Północnej i Południowej. Elipsy zakreślają 99% obszar ufności empirycznej

Wyłączając wezbrania dwu rzek hawajskich oraz przypadek islandzkiej Skeidary, rozmieszczenie maksymalnych odpływów jednostkowych na Ziemi wykazuje dość wyraźnie zarysowaną strefowość geograficzną (rys. 109). Największe  $WWq$  występują w dwu kilkudziesięciostopniowych pasach między  $10^\circ\text{N}$  i  $50^\circ\text{N}$  oraz  $10^\circ\text{S}$  i  $35^\circ\text{S}$ . Na Półkuli Północnej pas ten jest nieco szerszy, a zanotowane maksima – wyższe. Maksymalne odpływy jednostkowe przekraczają tu często  $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , sięgając nawet  $35 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Te dwa pasy rozdziela wąski, bo ok.  $20^\circ$ , równikowy „pas spokoju hydrologicznego”, w obrębie którego zanotowane dotąd odpływy maksymalne nie są większe od kilku  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Także powyżej  $40^\circ\text{S}$  i  $60^\circ\text{N}$  odpływy jednostkowe nie przekraczają  $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .



Rys. 109. Strefowość geograficzna maksymalnego odpływu jednostkowego ( $WWq$ )



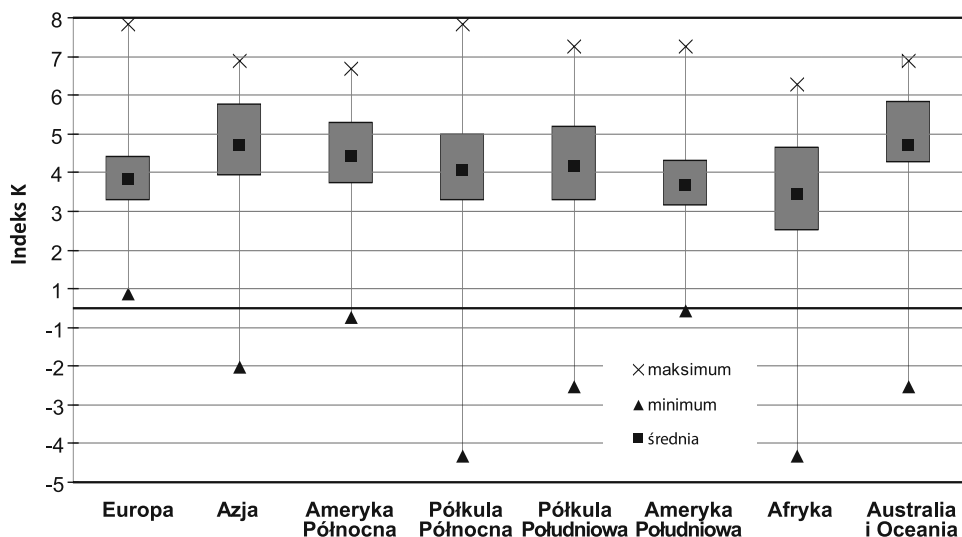
Rys. 110. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek świata

Rozkład odpływów jednostkowych w kulminacjach wezbrań wszystkich zbadanych rzek świata jest dość charakterystyczny (rys. 110). W niemal połowie ich zlewni (717 przekrojów) maksima te zawierają się w przedziale od 0,1 do 1,0  $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2$ , przy czym średnia wynosi tu ok. 2,25  $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2$ ,

a współczynnik zmienności 255%. W 94 zlewniach, zwykle małych rzek, maksymalne odpływy jednostkowe są wyższe niż  $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a więc mogą powodować skutki katastrofalne, ale na stosunkowo niewielkim obszarze.

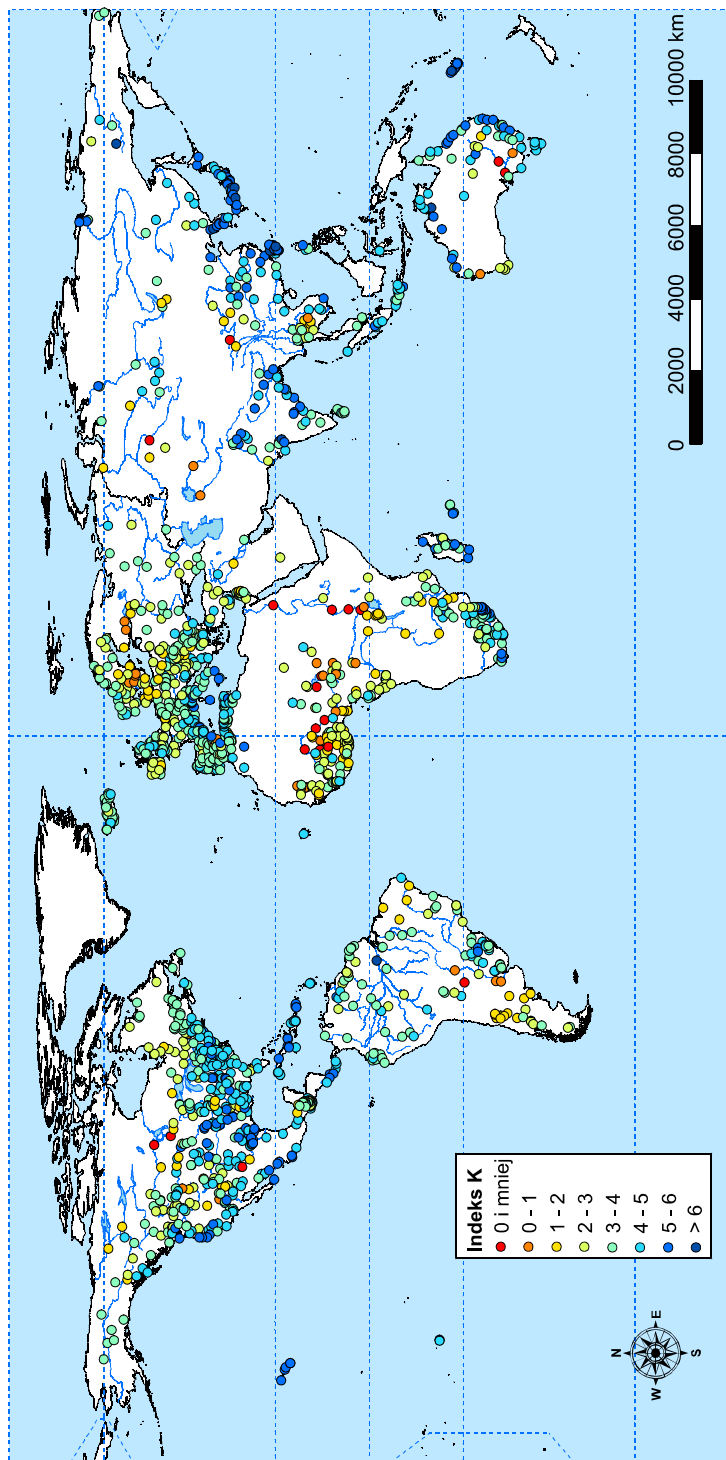
### Powodziowość rzek świata w ujęciu przestrzennym i sezonowym

Rozkłady indeksu powodziowości  $K$  na różnych kontynentach oraz w obrębie obu półkul przedstawiono na rys. 111. Przeciętne  $K$  na obu półkulach nie różnią się istotnie i są bliskie 3,6. Również kwartyle 25% i 75% są bardzo podobne i wynoszą odpowiednio ok. 2,8 i ok. 4,6. Zróżnicowanie indeksu  $K$  na obu półkulach, mierzone współczynnikiem zmienności, jest również podobne i wynosi ok. 38%. Wydaje się zatem, że z punktu widzenia powodziowości, rzeki obu półkul nie różnią się istotnie, a teoretyczna skala występującego zagrożenia powodziowego jest bardzo podobna.



Rys. 111. Indeksy powodziowości  $K$  rzek świata w badanych zbiorach

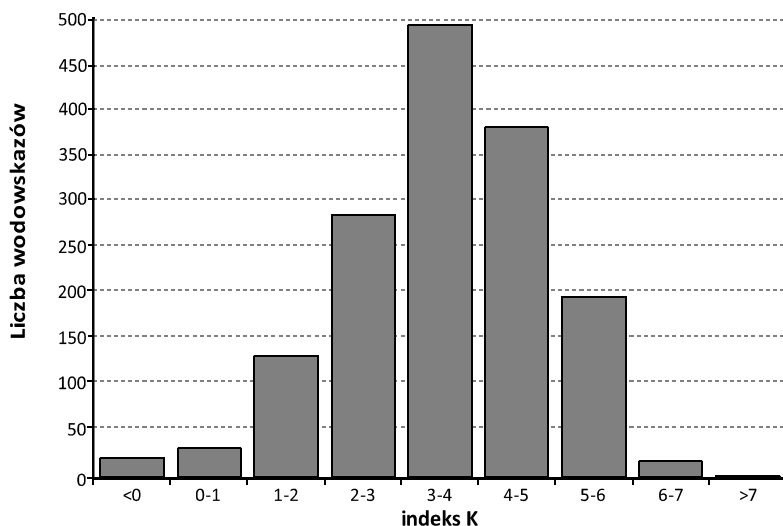
Rozmieszczenie i wielkość 1606 indeksów  $K$  uzyskanych dla rzek świata przedstawia rys. 112. Jego uzupełnieniem jest rys. 113, pokazujący liczbę indeksów w założonych na wstępie przedziałach szeregu rozdzielczego. Spośród 1315 zbadanych rzek, tylko 19 charakteryzuje się powodziowością, którą w świetle wielkości indeksu  $K$  można uznać za ogromną. Jednocześnie, w prawie 200 przekrojach wodowskazowych powodziowość rzek jest bardzo duża, a w 381 – duża. Zatem w 38% analizowanych przekrojów wodowskazowych, zlokalizowanych na



Rys.112. Przestrzenne zróżnicowanie indeksów powodziowości K (François-Rodiera) na świecie

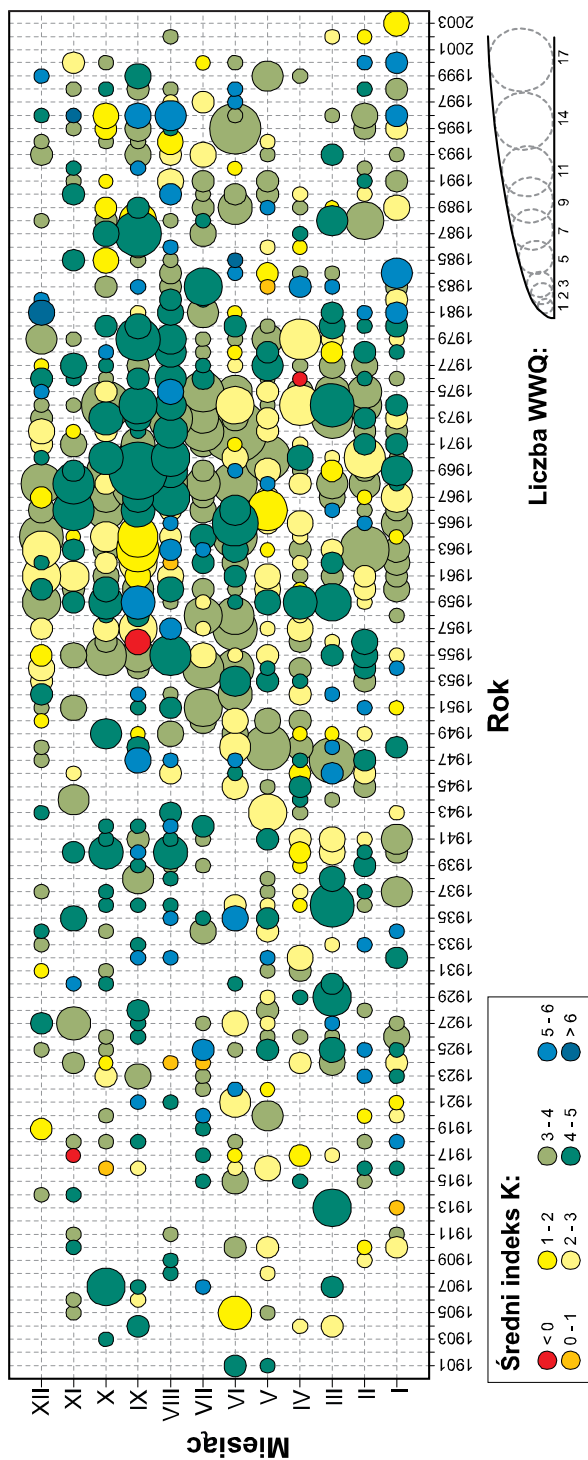


39% rzek, istnieje całkiem realne i hydrologicznie uzasadnione ryzyko ekstremalnie wysokiego wezbrania i klęski powodzi. Załączona do tego rozdziału tab. 14 zawiera zbiór informacji o 10 rzekach z każdego kontynentu, których ekstremalne wezbrania miały najwyższe na danym kontynencie indeksy  $K$ . Jest to więc zbiór, zidentyfikowanych do dziś, najbardziej niebezpiecznych rzek świata.



Rys. 113. Liczba rzek świata o powodziowości mierzonej indeksem  $K$

W skali globalnej najwięcej ekstremalnie wysokich wezbrań, zwaloryzowanych wielkością indeksu powodziowości, zanotowano od sierpnia do października i w piętnastolecu 1965–1980 (rys. 114). Lata 80. i 90. wydają się być w tym względzie stosunkowo spokojne, przy czym także w tych dekadach  $WWQ$  o wysokich lub bardzo wysokich indeksach  $K$ , wystąpiły licznie w ww. miesiącach oraz dodatkowo w grudniu. Widać też wyraźnie, że dwudziestolecie 1960–1980, z uwagi na dużą liczbę obserwowanych wówczas wodowskazów, charakteryzuje się wyraźnie podwyższoną liczbą i częstością zanotowanych przepływów maksymalnych, choć ich „natężenie”, mierzone indeksem powodziowości, nie wyróżnia się tu szczególnie w stosunku do innych dekad. Jest też symptomatyczne, że w pierwszych pięciu dekadach XX wieku wystąpiło prawie 30% wszystkich maksimów przepływu rzek, które są do dziś obserwowane (zwykle duże lub średnie rzeki). Mówiąc najprościej, ustanowione wtedy rekordy można traktować jako „życiowe”, a fakt, że przetrwały do dnia dzisiejszego, świadczy o tym, że wpływ antropopresji na powodziowość dużych rzek świata był pod koniec ubiegłego wieku jeszcze stosunkowo niewielki. Biorąc pod uwagę liczbę i wielkość indeksów  $K$ , w poszczególnych miesiącach i latach XX wieku, można też wysnuć wniosek, iż w skali globalnej liczba, częstość, natężenie oraz rozkład sezonowy



Rys. 114. Liczba ekstremalnych wzebrań rzek świata w skali indeksu K w układzie sezonowym i wieloletnim

ekstremalnie wysokich wezbrań rzecznych nie wykazują trwałych tendencji wieloletnich, a zaobserwowane prawidłowości wynikają raczej ze zmiennej obszarowo liczebności próbek powiązanej ze strefowością zjawisk generujących wezbrania.

Wiele omówionych wyżej prawidłowości i anomalii znajduje pełne odzwierciedlenie na rys. 112 i 114. Obrazy te, poza aspektem czysto poznawczym i dydaktycznym, mogą być, w ocenie autorów, dobrą podstawą dla studiów nad zagadnieniami zagrożeń i katastrofalnych zdarzeń hydrologicznych i to nie tylko w skali globalnej, ale również regionalnej. Z oczywistych powodów oba zawierają także wiele „białych plam”, których występowanie wiązać należy nie tylko z faktem, iż znaczny odsetek łądów jest areiczny, a liczba monitorowanych rzek była bardzo zmienna w czasie. Chcemy jednak podkreślić, że wypełnianie tych obrazów wiarygodną informacją hydrologiczną cały czas trwa. Biorąc jednak pod uwagę charakter tych informacji, nie jesteśmy pewni, czy powinniśmy się z tego cieszyć, czy martwić.

Tabela 14. Rzeki o największym indeksie powodziowości  $K$

Kraj	Rzeka	Wodowskaz	Powierzchnia [km <sup>2</sup> ]	$WWQ$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$WWq$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ·km <sup>-2</sup> ]	$K$
1	2	3	4	5	6	7
<b>Europa</b>						
Islandia	Skeidara	Bru	1 300	50 000	38,5	7,3
Francja	Tech	Pas du Loup	236	3 400	14,4	5,6
Włochy	Orba	Ortiglietto	141	2 200	15,6	5,5
Włochy	Ancinale	Razzona	116	1 650	14,2	5,3
Włochy (Sycylia)	Dittaino	Bozzetta	79	1 300	16,4	5,3
Francja	Ardeche	Aubenas	470	3 000	6,4	5,3
Włochy	Polce-vera	Foce	138	1 660	12,0	5,3
Hiszpania	Almanzora	Sta Barbara	1 850	5 600	3,0	5,2
Włochy	Strona di Cossato	Vallemosso	32	704	22,0	5,1
Włochy	Teiro	Pero	22	580	26,4	5,1
<b>Azja</b>						
Rosja (cz. azjatycka)	Kolyma	Emtegei	9 560	35 500	3,7	6,4
Japonia	Shingu	Oga	2 251	19 025	8,5	6,3
Taiwan	Kaoping	Li-Lin Bridge	2 895	19 700	6,8	6,2
Taiwan	Choshui	Tungton	259	7 780	30,0	6,2
Indie	Narmada	Gurdeshwar	87 892	69 400	0,8	6,2

Tabela 14 (cd.)

1	2	3	4	5	6	7
Taiwan	Choshui Chi	Chun-Yun Bridge	2 906	18 300	6,3	6,2
Taiwan	Hsiukuluan Chi	Juisui Bridge	1 539	14 300	9,3	6,2
Taiwan	Kaoping	Chluchlutang	3 076	18 100	5,9	6,1
Japonia	Niyodo	Ino	1 463	13 510	9,2	6,1
Taiwan	Ta-Han Chi	Hsia-Yun	623	9 110	14,6	6,1
<b>Ameryka Północna</b>						
USA	West Nueces	Bracketville	1 800	15 600	8,7	6,2
Meksyk	Cihuatian	Sitio Páso del Mojo	1 370	13 500	9,9	6,2
Dominikana	Yaque del Norte	Boma	170	5 080	29,9	6,0
USA	Nueces	Uvalde	4 820	17 400	3,6	5,9
USA	Eel	Scotia	8 060	21 300	2,6	5,9
USA	Pedernales	Johnson City	2 330	12 500	5,4	5,9
Meksyk	Arroyo San Bartolo	Sitio Cerca Poblado	81	3 000	37,0	5,9
Portoryko	Rio Grande de Anasco	San Sebastian	244	4 620	18,9	5,8
USA	Little Nemaha	Syracuse	549	6 370	11,6	5,8
Meksyk	Acaponeta	Acaponeta	5 080	16 000	3,1	5,8
<b>Ameryka Południowa</b>						
Brazylia	Amazonas	Obidos	4 640 300	370 000	0,1	6,8
Brazylia	Urugwai	Irai	62 200	32 800	0,5	5,4
Brazylia	Urugwai	Ita	43 900	23 200	0,5	5,1
Wenezuela	Orinoko	Puente Angostura	836 000	92 250	0,1	5,0
Brazylia	Taquari	Mucum	16 150	12 500	0,8	5,0
Brazylia	Antas	Ponte do Rio das Antas	12 690	11 000	0,9	5,0
Wenezuela	Orinoko	Musinacio	787 000	86 800	0,1	5,0
Argentyna	Iguazu	Km 31 o'Tipo	70 000	24 750	0,4	4,9
Boliwia	Rio Beni	Angosto Del Bala	67 770	23 370	0,3	4,9
Urugwaj	Negro	Rincon des Bonete	39 690	15 500	0,4	4,7
<b>Afryka</b>						
Madagaskar	Betsiboka	Ambodiroka	11 800	22 000	1,9	5,8
Tunezja	Zéoud	Sidi Saad	8 950	17 050	1,9	5,6
RPA	Black Mfolozi	Native Reserve	1 648	7 500	4,6	5,6

Tabela 14 (cd.)

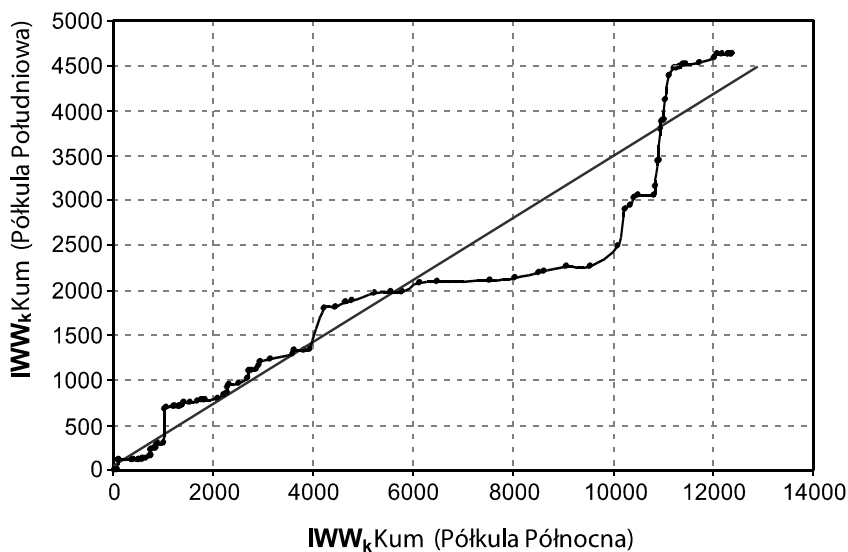
1	2	3	4	5	6	7
RPA	Pongola	Pongola-poort dam	7 831	13 000	1,7	5,4
Madagaskar	Mandrare	Amboasary	12 430	16 000	1,3	5,4
Madagaskar	Sambirano	Ambanja	2 980	8 000	2,7	5,4
Madagaskar	Mangoky	Banian	50 000	28 000	0,6	5,3
Reunion	Roches	Grand Bras (Abondance)	24	750	31,5	5,3
RPA	Loerie	Loerie Dam	147	1 750	11,9	5,3
RPA	Rietspruit	Novo	752	3680	4,9	5,2
<b>Australia i Oceania</b>						
Nowa Kaledonia	Quaiéme	Derniers Rapides	330	10 400	31,5	6,4
Australia	Pioneer	Pleystowe	1 375	9 840	7,2	5,9
Nowa Kaledonia	Diahot	Bondé St Anne	290	5 000	17,2	5,8
Nowa Kaledonia	Yaté	Yaté Barrage	435	5 700	13,1	5,8
Australia	Yule	Jelliabidina Weel	7 980	18 500	2,3	5,8
Nowa Kaledonia	Quinné	Embouchute	143	3 100	21,7	5,7
Polinezja Francuska	Papenoo	Cote 45	78	2 200	28,2	5,6
Nowa Kaledonia	Tontouta	Mine Liliane	380	3 900	10,3	5,6
Australia	Boyne	Annondale	2 240	8 200	3,7	5,5
Australia	Shoalhaven	Wecome Reef	2 770	8 900	3,2	5,5

Źródło: R. Herschy, 2003.

### **Dynamika zmian indeksu wysokiej wody na świecie**

Nawet gdy uwzględnimy przytoczone w poprzednich rozdziałach wady indeksu powodziowości, to można wskazać kilka ciekawych prawidłowości odnośnie do jego dynamiki na obu półkulach. Jedną z nich jest bardzo dobrze widoczna na rys. 115, zawierającym krzywą podwójnej masy (podwójnie kumulowaną), sporządzoną dla  $IWW_k$  obu półkul. Krzywa ta jest dość „pogięta” i niezbyt wyrównana, a to wskazuje na występowanie pewnych okresowych tendencji i to niekoniecznie zbieżnych. Do początku lat 60. relacja między  $IWW_k$  obu półkul była quasi-stała. Dopiero później uległa zachwianiu w wyniku bardzo dużych

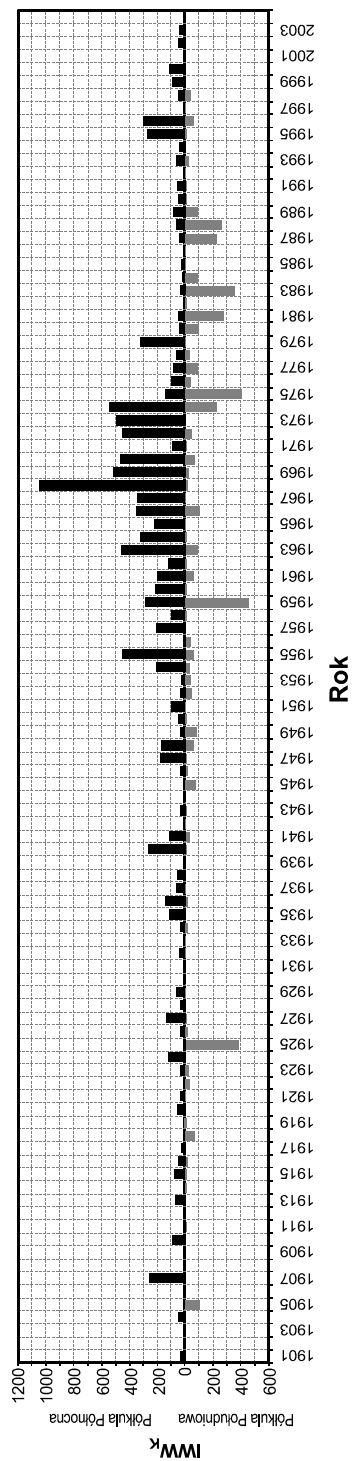
$IWW_k$  na Półkuli Północnej. Po 1974 roku sytuacja się odwróciła i to na Półkuli Południowej wystąpiły lata o bardzo wysokich indeksach  $K$ , a Półkula Północna przeżywała wtedy okres względnego spokoju. Po roku 1989 sytuacja się unormowała i relacja między wartościami odpowiednich indeksów w końcu XX wieku była znowu zbliżona do tej z jego początku. Warto przy okazji zauważyć, że połowa sumy indeksów powodziowości uzyskanych dla Półkuli Północnej została przekroczona w 1967 roku, a na Półkuli Południowej dużo później, bo dopiero w 1974 roku.



Rys.115. Krzywa podwójnie kumulowana indeksów  $IWW_k$  obliczonych dla obu półkul

Drugą prawidłowość łatwo dostrzeżemy, jeśli zsumujemy indeksy obu półkul w poszczególnych latach wielolecia. Okaze się wówczas, iż wszystkie sumy przekraczające 500 (9) wystąpiły w latach 1955–1975 (rys. 116). Najbardziej powodziowy na świecie był rok 1968 (głównie wezbrania na północy globu). Na przysłowiowym „pudle” zmieściły się również lata 1974 i 1959 (liczne wezbrania na obu półkulach). Całej tej fazy nie sposób nie skojarzyć z ponad 25-letnim spadkiem temperatury powietrza przy powierzchni ziemi i temperatury wód powierzchniowych (swoisty wyłom w ogólnej, globalnej tendencji wzrostowej), który na Półkuli Północnej rozpoczął się w połowie lat 50. i zakończył w drugiej połowie lat 70., a na Południowej zaczął się w końcu lat 40., a skończył w końcu lat 80. (Burroughs, 1998, za IPCC). Warto przy okazji podkreślić, że szczególnie głębokie anomalie temperatury wystąpiły w drugiej połowie lat 60. (66–68!).

W pierwszej połowie XX wieku na uwagę zasługuje natomiast rok 1925 (duże wezbrania na Półkuli Południowej) oraz 1907 i 1940 (duże i liczne wezbrania na



Rys. 116. Indeksy wysokości wody ( $IWW_k$ ) dla Półkuli Południowej (u dołu) i Północnej (powyżej linii)

Półkuli Północnej). Tej ostatniej daty także nie sposób nie skojarzyć ze swoistym przełomem, który dotknął wiele aspektów klimatu, a który wynikał z załamania się cyrkulacji strefowej na całej Półkuli Północnej i rozwojem jej form południkowych (Jokiel, Kożuchowski, 1989). Faza ta utrzymywała się niemal do końca XX wieku. Wydaje się przy tym, że lata 1940–1942 zaznaczyłyby się mocniej, gdyby nie liczne luki obserwacyjne związane z działaniami wojennymi prowadzonymi niemal na całej Półkuli Północnej.

Współczynnik korelacji obliczony dla par indeksów  $K$  z obu półkul wynosi 0,1 i jest nieistotny statystycznie. Może to sugerować, że powodziowość obu półkul, mierzona indeksem  $IWW_k$ , zmienia się niezależnie i ma charakter losowy. Współczynnik korelacji będzie jednak dużo większy i istotny statystycznie ( $\alpha = 1\%$ ), jeśli go obliczymy dla szeregów przesuniętych o siedem ( $r = 0,32$ ), osiem ( $r = 0,23$ ) i dziewięć ( $r = 0,29$ ) lat. Mamy tu więc do czynienia z istotną krosskorelacją, która potwierdza i uściśla wcześniejsze spostrzeżenia. Okresy licznych i wysokich wezbrań lub swoistego „spokoju hydrologicznego” występujące na Półkuli Północnej o 7–9 lat wyprzedzały analogiczne fazy, które miały miejsce na Półkuli Południowej.

Można też do tych zagadnień podejść inaczej. Jeśli ułożymy prostą tablicę kontyngencyjną, to okazuje się, że na 104 uwzględnione lata aż w 85 mamy do czynienia ze zgodnością polegającą na tym, że na obu półkulach nie wystąpił żaden  $WWQ$ , albo co najmniej jedno  $WWQ$  wystąpiło na obu. Tylko w 19 przypadkach pojawiła się niezgodność, a więc sytuacje, w których tylko na jednej z półkul zanotowano absolutne maksimum przepływu jakiejś rzeki. Nieparametrycznym testem serii dla dwu rodzajów elementów (Domański, 1990) zbadano również, czy zgodność ta nie jest przypadkowa, a opisane sytuacje grupują się w serie. Tu otrzymano odpowiedź pozytywną, co oznacza, że serie zdarzeń zbieżnych nie są przypadkowe.

### Dla szczególnie zainteresowanych...

Aby analizy i procedury matematyczne i statystyczne nie stały się substytutem argumentów i prawidłowości przyrodniczych (Węglarczyk, 1998, za Klemešem, 1986), w dotychczasowych naszych rozważaniach staraliśmy się omijać szereg zagadnień stanowiących swoistą „kuchnię” prezentowanych wyników badań. Poniższą część pracy chcemy jednak poświęcić na krótką analizę pewnej grupy zagadnień, które nie dla wszystkich Czytelników mogą być dostatecznie przekonujące i wartościowe naukowo, ale które będą pożytecznym i dobrym uzupełnieniem wniosków prezentowanych wyżej. Autorzy zdają sobie przy tym sprawę, że w dość powszechnym mniemaniu stopniowanie nieprawdy odbywa się następująco: bujda => kłamstwo => statystyka. I chyba dlatego, rozdział ten chcemy



dedykować przede wszystkim Czytelnikom, którzy choć trochę ufają modelom statystycznym i którym nieobca jest podstawowa wiedza z zakresu statystyki, a zwłaszcza zagadnień prawdopodobieństwa i estymacji.

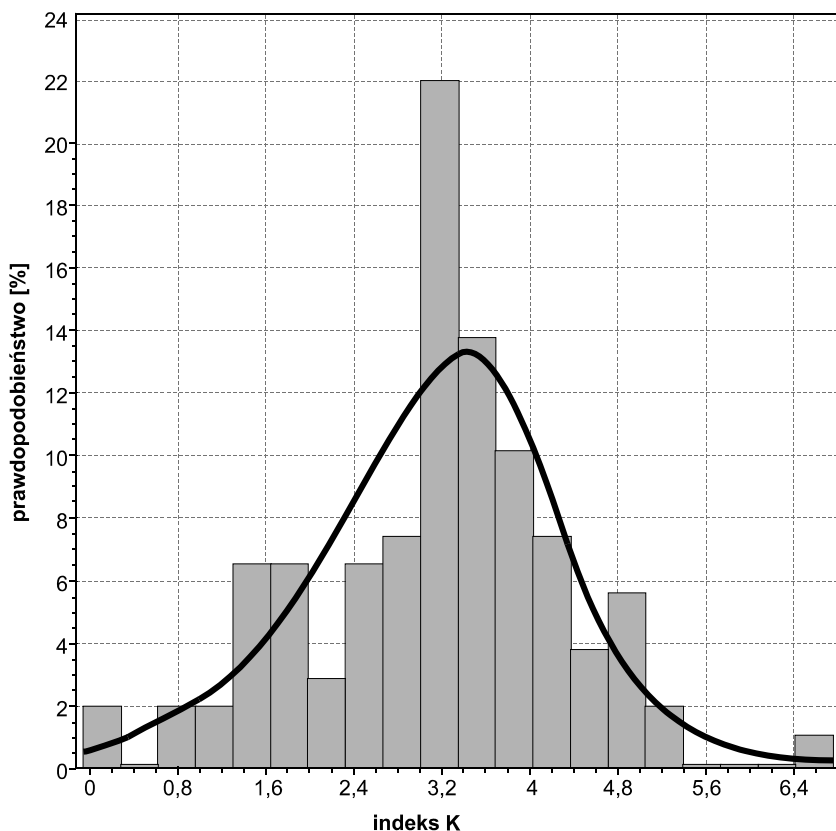
Omawiając zagadnienie częstości występowania i wielkości indeksów  $K$  na poszczególnych kontynentach, pominęliśmy z rozmysłem problem empirycznego i teoretycznego prawdopodobieństwa. Warto jednak odpowiedzieć na pytanie: jakie jest prawdopodobieństwo wystąpienia na danym kontynencie, w kolejnym stuleciu, indeksu  $K$  o wartości przekraczającej 5,0? lub też: jakiej wartości indeksu można oczekiwać z prawdopodobieństwem np. 1% lub 0,1%? By uzyskać odpowiedź na te pytania, najlepiej zbadać rozkłady empiryczne  $K$  i dopasować do nich takie rozkłady teoretyczne (funkcje), które je najlepiej aproksymują.

Tabela 15. Funkcje rozkładu indeksów powodziowości  $K$

Część świata	Rozkład	Parametry	Skośność	Istotność		
				Test K-S	Test A-D	Test Chi <sup>2</sup>
Ameryka Południowa	<i>Dagum II</i>	4	ujemna	0,07592	0,51206	13,824
Afryka	<i>Beta</i>	4	ujemna	0,02738	0,35134	5,9955
Australia i Oceania	<i>Dagum II</i>	4	ujemna	0,08284	0,37187	6,5402
Ameryka Północna	<i>Dagum II</i>	4	ujemna	0,02901	0,38542	5,9761
Azja	<i>Beta</i>	4	ujemna	0,04259	0,27025	7,3541
Europa	<i>Burra</i>	4	dodatnia	0,04168	1,10040	11,691
Świat	<i>Beta</i>	4	ujemna	0,02065	0,77118	12,865

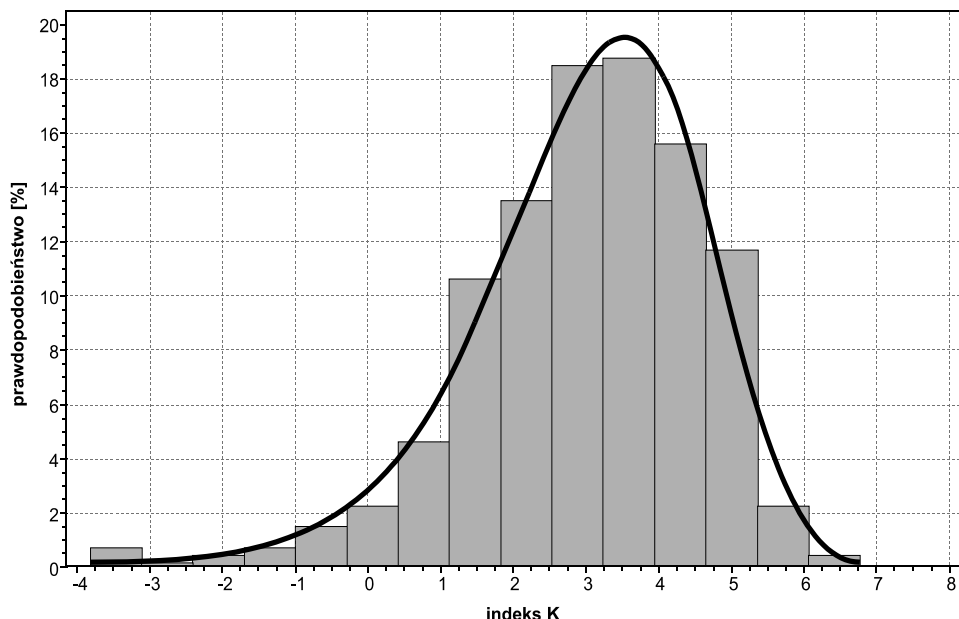
Do wykonania tego zadania posłużono się oprogramowaniem *Mathwave Technologies EasyFit Pro 5.5* (30-dniowa wersja ewaluacyjna), pozwalającym zbadać i ocenić zgodność rozkładów empirycznych wartości  $K$ , pochodzących z różnych części świata, z 40. podstawowymi rozkładami teoretycznymi zmiennej ciągłej: dwu-, trój- i czteroparametrycznymi. Do waloryzowania zgodności zastosowano trzy standardowe testy: Kołmogorowa-Smirnowa (K-S), Andersona-Darlinga (A-D) i  $\chi^2$  (Chi<sup>2</sup>) (tab. 15).

Niemal wszystkie badane rozkłady indeksów  $K$  były lewostronnie (ujemnie) skośne, a do ich aproksymacji najlepiej nadawały się funkcje 4-parametryczne, w tym rozkład *Dagum II* (rys. 117) i zbliżony do rozkładu *Pearsona I* – rozkład *Beta* (rys. 118 i 120). Tylko w jednym przypadku (Europa) najlepszą aproksymację zapewnił słabo skośny prawostronnie rozkład *Burra* (rys. 119), dla którego analitycznie określono dystrybuantę, a nie funkcję gęstości.



Rys. 117. Funkcja gęstości rozkładu *Dagum II* dla indeksów *K* rzek Ameryki Południowej

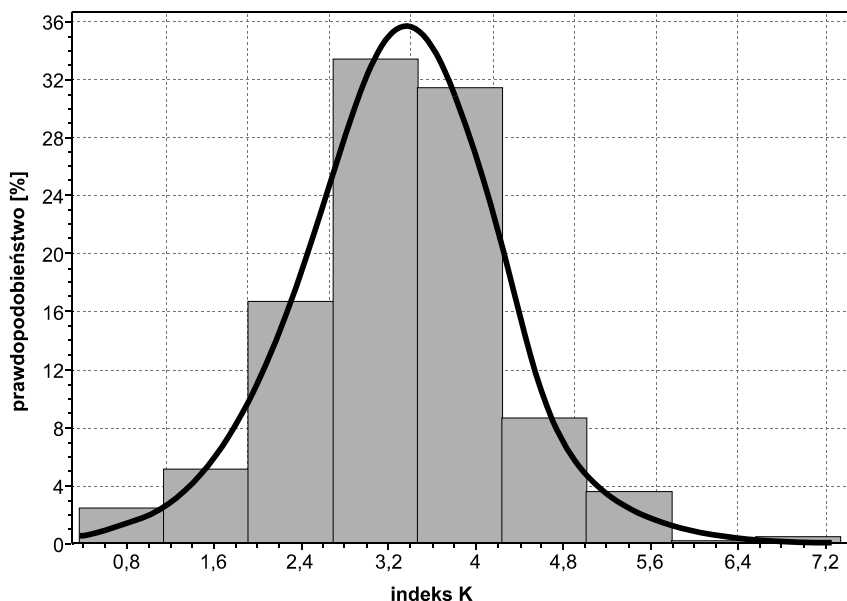
Zastosowany rozkład *Beta* jest funkcją opracowaną przez Departament Obrony Stanów Zjednoczonych w latach 1956–1957 na potrzeby marynarki wojennej podczas realizacji projektu budowy raket balistycznych Polaris. Funkcja *Burra* lub inaczej rozkład Singh-Maddala (Rodriguez, 1977) należy do grupy rozkładów logarytmiczno-logistycznych, przy czym używany jest często do opisu budżetów domowych (do jego stosowania namawiamy nasze Żony!). Natomiast stosowania kolejnego rozkładu (*Dagum II*) powinni szybko nauczyć się autorzy, gdyż w ww. odmianie był on często używany do badania rozkładu przychodów (Kleiber, 2008). Parametry poszczególnych funkcji rozkładów estymowane były metodą największej wiarygodności. Wszystkie zastosowane testy jednoznacznie potwierdziły dobrą jakość estymacji parametrów i istotność dopasowania funkcji teoretycznej na poziomie od 1% do 10%. Oszacowane parametry funkcji rozkładów zawiera tab. 16.

Rys. 118. Funkcja gęstości rozkładu *Beta* dla indeksów *K* rzek AfrykiTabela 16. Parametry rozkładów prawdopodobieństwa indeksów powodziowości *K*

Część świata	Rozkład	Parametry rozkładów			
		1	2	3	4
Ameryka Południowa	<i>Dagum II</i>	$k=0,33594$	$\alpha=12,688$	$\beta=5,7129$	$\gamma=-1,6867$
Afryka	<i>Beta</i>	$\alpha_1=194070$	$\alpha_2=9,1398$	$a=-97138$	$b=7,5949$
Australia i Oceania	<i>Dagum II</i>	$k=0,09984$	$\alpha=201,53$	$\beta=33,212$	$\gamma=-27,489$
Ameryka Północna	<i>Dagum II</i>	$k=0,15568$	$\alpha=25,09$	$\beta=6,6798$	$\gamma=-1,4519$
Azja	<i>Beta</i>	$\alpha_1=5,9639$	$\alpha_2=1,663$	$a=-4,1037$	$b=6,4241$
Europa	<i>Burr</i>	$k=2,0063$	$\alpha=15,282$	$\beta=10,252$	$\gamma=-6,3499$
Świat	<i>Beta</i>	$\alpha_1=985,28$	$\alpha_2=12,328$	$a=-373,62$	$b=8,273$

Teoretyczne funkcje rozkładów pozwalają szacować nie tylko określone kwantyle prawdopodobieństwa, ale również oceniać teoretyczne prawdopodobieństwo przekroczenia zadanej wartości *K* na danym obszarze i w założonym czasie (tab. 17). W odniesieniu do kwantyli prawdopodobieństwa wyniki zamieszczone w tab. 17 należy odczytywać w taki sposób, że w obrębie danej części świata wartości *K* o prawdopodobieństwie teoretycznym *p*% wynoszącym 0,01%,

0,1% itd. wynosiły w danym okresie (XX wiek) –  $K_p$ . Jak łatwo zauważyć, kwantyl  $p = 0,1\%$  ( $K_{0,1\%}$ ) ma najwyższą wartość na kontynencie południowoamerykańskim, a najniższą w Afryce, ale kwantyl  $p = 1\%$  ( $K_{1\%}$ ) jest największy w Azji, a najmniejszy w Europie. Zatem w Ameryce Południowej jedno na 1000 wezbrań *WWQ* może mieć  $K = 7,3$ , natomiast w Afryce dla tego samego prawdopodobieństwa indeks  $K$  będzie równy „tylko” 6,3. Podobnie w przypadku  $p\%$  równych 1%, 2% itd. Zauważmy, że w Azji dopiero kwantyl 10% jest mniejszy od 6,0. Rozkład jest zatem bardzo skośny lewostronnie, przy czym aż pięć na 100 zanotowanych tu w XX wieku *WWQ* miało  $K$  większe niż 6,0. W Europie i w Ameryce Południowej teoretyczne  $K_{5\%}$  jest natomiast mniejsze niż 5,0.

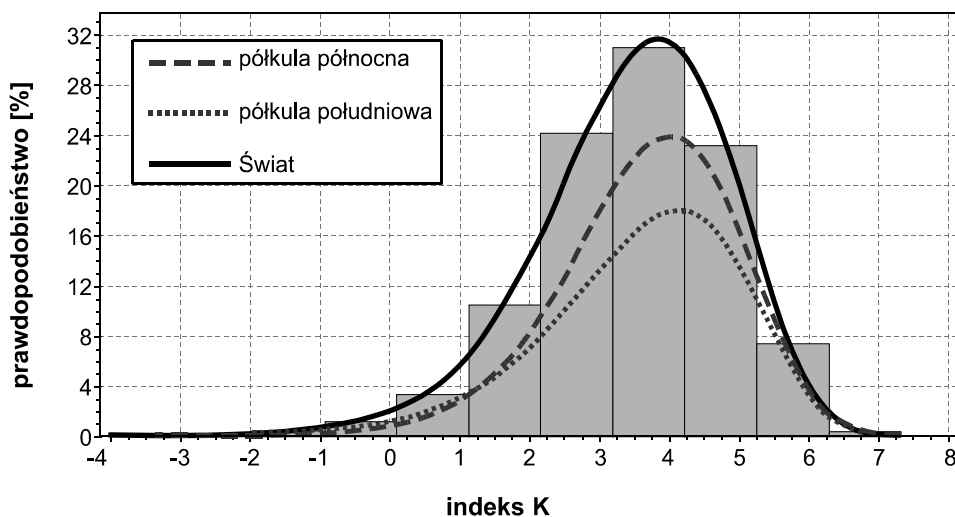


Rys. 119. Funkcja gęstości rozkładu *Burra* dla indeksów  $K$  rzek Europy

Teoretyczne prawdopodobieństwa przekroczenia indeksu  $K$  o wartościach wskazujących na dużą powodziowość rzek ( $> 5,0$ ), zawiera druga część tab. 17. Mieszkańców Azji w żadnym razie nie powinien uspokajać fakt, iż teoretyczna funkcja rozkładu dla  $K \geq 7,0$  nie istnieje, bowiem prawdopodobieństwa przekroczenia  $K = 6,0$  i  $K = 5,0$  są, na tym kontynencie szczególnie duże (niemal największe) i wynoszą odpowiednio ok. 6% i ponad 33%. Zatem w czasie stulecia jeden na 17 *WWQ* osiągnie w Azji skalę wezbrania bardzo dużego, a jeden na trzy będzie wezbraniem dużym. Nieco mniejsze prawdopodobieństwa bardzo powodziogennych *WWQ* występują w Australii i Oceanii. Natomiast, chyba ze względu na „obecność” Amazonki, prawdopodobieństwo wezbrań o ogromnej skali ( $K > 7,0$ ) jest największe w Ameryce Południowej.

Tabela 17. Cechy rozkładów indeksów powodziowości  $K$  w różnych częściach świata

Część świata	Kwantyle rozkładów ( $K_p$ )						Prawdopodobieństwo przekroczenia		
	0,01%	0,1%	1%	2%	5%	10%	$K=7,0$	$K=6,0$	$K=5,0$
Ameryka Południowa	9,1	7,3	5,8	5,4	4,9	4,5	0,164%	0,77%	4,19%
Afryka	6,7	6,3	5,8	5,6	5,2	4,8	0,001%	0,47%	7,33%
Australia i Oceania	6,9	6,5	6,1	6,0	5,8	5,6	0,005%	1,70%	35,85%
Ameryka Północna	7,5	6,7	6,0	5,8	5,5	5,2	0,042%	0,97%	17,31%
Azja	6,4	6,4	6,3	6,2	6,0	5,8	nie istnieje	5,99%	33,28%
Europa	7,5	6,5	5,5	5,2	4,8	4,4	0,029%	0,30%	3,01%
Świat	7,0	6,6	6,1	5,9	5,5	5,2	0,011%	1,40%	13,12%

Rys. 120. Funkcje gęstości rozkładów  $Beta$  dla indeksów  $K$  rzek obu półkul i świata (dodano histogram częstości  $K$  dla świata)

Już na zakończenie warto dodać, że teoretyczne rozkłady zmiennej  $K$  dla obu półkul i świata są 4-parametrycznymi rozkładami  $Beta$ . Dla Półkuli Północnej prawdopodobieństwa przekroczenia:  $K = 7,0$ ,  $K = 6,0$  i  $K = 5,0$  wynoszą odpowiednio: 0,01%, 1,33% i 12,4%. Dla Południowej są one zbliżone: 0,001%, 1,57% i 15,8%. Może więc faktycznie obie półkule naszej planety są podobne jak dwie krople wody?

# Gdyby Wisła nie topiła, to Polka by po złocie chodziła

## Warunki formowania się wezbrań

„Klimat Polski jest mieszaniną różnych klimatów” (Molga, 1980). My przywykliśmy określać go jednak jako klimat przejściowy i to w podwójnym znaczeniu. Po pierwsze z uwagi na to, że ścierają się tu wpływy klimatów oceanicznych Europy zachodniej i kontynentalnych – związanych z Europą wschodnią, po drugie z uwagi na fakt, że nad naszym terytorium przechodzą bardzo różne masy powietrza, raz o cechach morskich, innym razem – kontynentalnych. Efektem tego jest wielka zmienność i różnorodność pogody, co najmniej dwie „dodatkowe” pory roku, a także częste anomalie pogodowe i klimatyczne. Zjawiska te sprawiają wiele problemów nie tylko meteoropatom, ale również spędzają sen z powiek synoptikom i wywołują burzliwe dyskusje wśród klimatologów.

Znaczące dla formowania się odpływu i zasobów wodnych opady atmosferyczne wiążą się w Polsce przeważnie z napływem wilgotnych mas powietrza z sektorów zachodnich i występowaniem cyrkulacji cyklonalnej. Współczynnik korelacji między częstością cyklonalnych typów cyrkulacji (A, CB, D, B, F, E<sub>o</sub>, BE – wg kalendarza B. Osuchowskiej-Klein) i opadem atmosferycznym jest statystycznie istotny i wynosi 0,64 (Kozuchowski, 1985; Kozuchowski, Wibig, 1988). Korelacja ta jest przy tym mocniejsza w półroczu chłodnym niż w porze ciepłej i wyraźniejsza w skali kraju niż w odniesieniu do pojedynczych stacji. Od tej reguły są oczywiście i wyjątki, o których znaczeniu przekonują nas, od czasu do czasu, „powodzie świętojańskie” (np. 1997 r.). Na dość silne związki opadu z cyrkulacją zwraca także uwagę J. Wibig, (2001). Wydzielone przez autorkę typy cyrkulacji na poziomie 500 hPa determinują od 30 do 60% sumy rocznej opadu w Polsce, w zależności od pory roku i położenia stacji.

Równie istotne powiązania dotyczą zmian temperatury. Cyrkulacja objaśnia tu od 50 do ponad 70% jej zmienności zimą i wiosną, a nawet do 80% w okresie lata (Wibig, 2001). Upragnione przez wczasowiczów, ale bardzo kłopotliwe z punktu widzenia gospodarki wodnej, upały lipcowe pojawiają się zwykle w Polsce wraz z wyżami i cyrkulacją wschodnią i południowo-wschodnią (Ustrnul, 1999). Także susze oraz długotrwałe okresy bezopadowe, nawiedzające nasz kraj dość często, mają swoje uwarunkowania cyrkulacyjne. Z przeglądu literatury dokonanego przez cytowaną już J. Wibig (2001) jasno wynika, iż wiążą się one również z antycyklonalną cyrkulacją z sektorów wschodnich, choć i tu występują wyjątki, np. wiosną i jesienią, kiedy to posuchy towarzyszą dobrze wykształconej cyrkulacji cyklonalnej.

Związki, nawet prognostyczne, cyrkulacji atmosferycznej z odpływem rzeczonym w Polsce dostrzegł m.in. J. Stachý (1969, 1970, 1984a, b). Sformułowana przez niego hipoteza wzrostu odpływu oparta na powiązaniu z cyklicznością aktywności słonecznej i prognozie zmian cyrkulacji w latach 70., okazała się trafna, ale próby jej rozciągnięcia na późniejsze lata nie przyniosły już zadowalających rezultatów. Wydaje się więc, że cyrkulację atmosferyczną można z powodzeniem traktować nie tylko jako tło i zarazem przyczynę obserwowanej zmienności w wektorze zmiennych klimatotwórczych (Kozuchowski, 1985), ale poprzez jej związki pośrednie, jako istotny czynnik wpływający na stan zasobów wodnych w Polsce (Jokiel, 2004).

W ciągu ostatniego półwiecza w Polsce przeciętna liczba dni z cyrkulacją cyklonalną CC wyniosła niespełna 142, przy zmienności równej ok. 14%. Najwyższe wartości wskaźnik ten osiągał w latach 1970–1985, najdłuższa zaś sekwencja jego niskich wartości pojawiła się już w następnym dziesięcioleciu, choć absolutne minimum przypadło na rok 1963. Warto zauważyć, że zarówno ten rok, jak i lata 1958–1959 i 1991–1994 zapisały się suszami i głębokimi niżówkami obejmującymi znaczne obszary kraju. Trudno także nie skojarzyć wezbrań i wysokich odpływów końca lat 70., początku 80. i 1997–1998 z ekstremami wskaźnika CC. Jednak w ostatnich latach XX wieku częstość cyklonalnych typów cyrkulacji oraz typów cyrkulacji zachodniej nie różniła się istotnie od przeciętnej z wielolecia (Kozuchowski, 2000).

Średnia roczna temperatura powietrza należy do stosunkowo mało zmiennych przestrzennie charakterystyk klimatu Polski. Serie średnich wartości temperatury powietrza są także na rozległych obszarach kraju silnie ze sobą skorelowane (Kozuchowski, Trepieńska, 1986). Przeciętna temperatura powietrza w Polsce w ostatnim półwieczu wyniosła 7,75°C, przy zmienności niespełna 10%. Charakteryzował ją także istotny trend dodatni. Przyrosty średnie wynosiły ok. 0,15°C na 10 lat, przy czym najsilniej rosły wartości temperatury półrocza chłodnego (Jokiel, Kozuchowski, 1989). Szczególnie wyraźny był jej wzrost w ostatnich latach stulecia. Jak podaje K. Kozuchowski (2000), w dekadzie tej obserwowano w Polsce istotny wzrost promieniowania całkowitego, przy jednoczesnym spadku jego amplitud rocznych. Najsilniej zwiększyły się przy tym sumy promieniowania półrocza chłodnego. W relacji do dziesięciolecia 1959–1968, promieniowanie w ziemie było wtedy wyższe o 14%, a wiosną o 8%. Rozwój południkowych form cyrkulacji nad Polską oraz obserwowany wzrost promieniowania sprawiły, że zimy ostatniej dekady były łagodne i krótkie; wydłużyły się zaś przejściowe pory roku: przedwiosnie, przedzimy (Kozuchowski, 2000). W skali stulecia, po 1967 roku, średnie temperatury roczne częściej odchyłały się *in plus* i wzrastała liczba lat ciepłych (Lorenc, 1994).

Proces parowania definiuje się zwykle jako proces fizyczny, podczas którego ciecz zmienia swój stan skupienia, przechodząc z fazy ciekłej w gazową. Wzrost temperatury ciała parującego powoduje wzrost prędkości poruszających

się molekuł cieczy. Po przekroczeniu pewnej prędkości progowej cząsteczki o największej energii kinetycznej zostają wyrzucone ponad powierzchnię parującą do atmosfery. Zjawisko to nazywane jest dyfuzją molekularną cieczy. Zauważmy jednak, że strumień cząstek wody może być również skierowany w kierunku przeciwnym – od atmosfery. Mamy wówczas do czynienia ze zjawiskiem kondensacji. Dlatego też parowaniem nazywamy w zasadzie różnicę między ilością cząstek „odrywających” się od powierzchni parującej i cząstek, które do niej powracają. Pomiar każdego z tych procesów oddzielnie, w praktyce, jest niezwykle trudny i skomplikowany, zwłaszcza w dużej skali przestrzennej. Jeżeli powietrze ponad powierzchnią parującą jest w bezruchu, szybko osiąga stan nasycenia. Prowadzi to w konsekwencji do zahamowania parowania. Zatem warunkiem podtrzymania procesu parowania jest nie tylko odpowiednia ilość wody i energii potrzebnej do zmiany jej stanu skupienia, ale również niedosyt wilgotności powietrza i energia niezbędna do przetransportowania pary wodnej z nad powierzchni parującej.

Dla przejścia wody z fazy ciekłej w fazę gazową zużywane są ogromne ilości energii cieplnej. Woda jest bowiem substancją o bardzo dużym utajonym ciepłe parowania. Dla wyparowania wody w ilości równej średniemu opadowi na Ziemi potrzeba aż 20% energii słonecznej docierającej do naszego globu. Oczywiście ciepło, które zostało wykorzystane do parowania, uwalniane jest potem w procesie kondensacji. Zatem globalnemu obiegowi wody towarzyszy równocześnie globalny transport energii.

W klasycznym równaniu bilansu wodnego występuje składnik nazywany parowaniem terenowym lub ewapotranspiracją obszarową. W stosunku do pojęcia „parowanie”, termin „parowanie terenowe” ma jednak o wiele szersze znaczenie. W warunkach naturalnych woda powraca bowiem do atmosfery różnymi drogami i wskutek różnych procesów; jednym z nich jest parowanie, rozumiane jako proces fizyczny. Wśród składowych parowania terenowego wymienia się najczęściej: parowanie z wolnej powierzchni wodnej (z jezior, rzek, kałuż itd.), parowanie ze zwilżonej powierzchni roślin i innych mokrych powierzchni (tj. intercepcję), transpirację roślin, parowanie z gleby i z wód podziemnych, zużycie wody w procesach gospodarczych (zwrotne i bezzwrotne).

Podstawowym składnikiem parowania terenowego jest parowanie z gleby i ewapotranspiracja. Transpiracja i ewapotranspiracja są ściśle związane z roślinnością i pokrywą glebową. Każda roślina składa się z systemu korzeni pobierających wodę z gleby, drewna, które jest przewodnikiem wody, oraz liści, zawierających gąbczaste komórki pokryte stosunkowo grubą kutykułą – rodzajem nabłonka. W liściach odbywa się proces przemiany stanu skupienia wody z ciekłego na gazowy. Przez rodzaj systemu wentylacyjnego, jaki tworzą aparaty szparkowe liści, para wodna uchodzi do atmosfery. Zjawisko to nazywamy transpiracją. Wyróżnia się niekiedy dwa rodzaje transpiracji: szparkową, polegającą na swoistym przecieku wody z liści przez aparaty szparkowe i kutykularną, będącą



wynikiem procesu odparowywania wody z nabłonka liści. Transpiracja jest ważnym procesem uruchamiającym zasoby wodne gromadzone w glebie i to często na dość dużej głębokości; system korzeniowy drzew sięga kilkunastu metrów. Jak wydajny jest to proces niech świadczą fakty: pojedynczy słonecznik wydała do atmosfery, w okresie wegetacji, od 150 do 200 litrów wody, zaś jeden hektar pola pokrytego zwartą roślinnością transpiruje w tym samym czasie od 20 do 50 m<sup>3</sup> wody.

Różne składowe procesu parowania terenowego mogą być obliczane jako wielkości potencjalne lub rzeczywiste. Dla przykładu: ewapotranspiracją potencjalną nazywa się ilość wody, jaka może być odprowadzona do atmosfery w danych warunkach meteorologicznych i siedliskowych, lecz przy nieograniczonym dostępie do wody, natomiast ewapotranspiracją rzeczywistą (aktualną) określa się tę ilość wody, która faktycznie odprowadzana jest do atmosfery. Zwykle ewapotranspiracja potencjalna jest wyższa od rzeczywistej – ograniczenia wynikają bowiem najczęściej z braku wody.

Podobnie jak średnia temperatura powietrza, również przeciętne sumy roczne parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej są w Polsce stosunkowo mało zróżnicowane przestrzennie. Dowodem na to są liczne opracowania i prezentacje. Także w aspekcie zmian czasowych zmienność obu tych charakterystyk jest dość mała (Jurak, 1998). W ciągu czterdziestolecia 1951–1990 suma potencjału ewaporacyjnego atmosfery w Polsce sięgnęła 8000 km<sup>3</sup>, przy średniej rocznej równiej 200 km<sup>3</sup> i zmienności nieprzekraczającej 6,5%. Wieloletnia zmienność parowania penmanowskiego jest więc nawet mniejsza niż zmienność temperatury. Z uzyskanego równania regresji wynika także, że zmiana średniej rocznej temperatury powietrza w Polsce o 1°C przynosi wzrost lub spadek parowania penmanowskiego o ponad 10 km<sup>3</sup> rocznie (Jokiel, 2004). Dla porównania, tyle samo wody przepływa średniorocznie przez przekrój kontrolny w Słubicach na Odrze.

Badanie lądowej fazy cyklu hydrologicznego nie może się obyć bez analizy opadu atmosferycznego. Choć zjawisko opadu mieści się w zasadzie w dziedzinie zainteresowania meteorologii, to jednak wiedza o wielkości opadu i jego rozkładzie w czasie ma ogromne znaczenie przy poznawaniu, modelowaniu i prognozowaniu większości procesów, którymi zajmuje się hydrologia, a w szczególności procesu formowania się odpływu. Mimo że para wodna jest stosunkowo mało znaczącym składnikiem atmosfery, to w przeciwieństwie do tlenu czy azotu jej koncentracja w atmosferze jest bardzo zmienna w czasie i w przestrzeni.

Przyczyną opadów atmosferycznych jest prawie zawsze ochładzanie atmosfery, które prowadzi do kondensacji pary wodnej i opadu. Proces ten jest najbardziej wydajny w środkowej troposferze. Tam właśnie tworzy się opad, który w postaci ciekłej lub stałej dostarcza do powierzchni określoną ilość wody. Na większości obszaru Polski średnie opady atmosferyczne są od 20 do 40% niższe od wartości

typowych dla naszej szerokości geograficznej. Jak podaje K. Kożuchowski (1985) za L. Jaegerem, norma taka wynosi 794 mm i w naszym kraju spotykana jest niemal wyłącznie w górach. Roczne sumy opadów są przy tym u nas stosunkowo mało zmienne, mimo że poziom ich dyspersji przekracza wartości typowe dla wielu innych charakterystyk klimatu Polski.

Według danych IMiGW, w ciągu drugiej połowy XX wieku na obszar Polski spadło ponad 10,1 tys. km<sup>3</sup> wody opadowej, czyli objętość prawie pięć razy większa od pojemności wszystkich słodkich jezior Europy. Daje ona średni roczny wskaźnik opadu bliski 640 mm. Jest on niemal identyczny z przeciętną uzyskaną na podstawie danych ze stulecia 1881–1980, równą 638 mm (Kożuchowski, 1985). O sumie rocznej opadów w Polsce decydują głównie opady półrocza ciepłego i to ich fluktuacje wywołują znaczące zmiany wieloletnie. W porze chłodnej spada u nas jedynie od 30% (w górach) do nieco ponad 40% (północno-zachodnie regiony Polski) sumy rocznej, ale to przecież opad zimowy decyduje o wielkości odpływu i retencji w naszym kraju (może z wyjątkiem obszarów górskich). Warto też podkreślić, iż rośnie ostatnio dyspersja opadów półrocza chłodnego. To zaś wskazuje na cyrkulacyjną genezę wieloletnich fluktuacji opadu w Polsce i związek stanu zasobów wodnych kraju z intensywnością cyrkulacji strefowej nad kontynentem europejskim (Kożuchowski, 1985).

Ostatnie pół wieku, pod pewnymi względami, można uznać za bardzo kontrastowe. Wystąpiło w nim bowiem zarówno najbardziej suche dziesięciolecie (1950–1959) w stuleciu 1880–1980 (93,1% wartości średniej), jak i dekada wyjątkowo wilgotna (1965–1974) – 106,1% średniej (Jokiel, 2004). Kontrasty te ujawniły się przy tym nie tylko w aspekcie sum rocznych, ale również liczby dni z opadem, obfitości opadów i kilku innych elementów klimatycznych (Kożuchowski, 1985; Tamulewicz, 1993). Wymienieni autorzy podkreślają jednak, że nawet w najbardziej suchym czy też wilgotnym roku lub dekadzie dodatnie albo ujemne anomalie nie dotyczą jednocześnie całego terytorium Polski, a skala tego zróżnicowania przestrzennego zdaje się wzrastać. W kontekście podkreślanych wcześniej związków z cyrkulacją warto również dostrzec, że na pierwsze wymienione 10-lecie przypadło maksimum kontynentalizmu pluwialnego, w drugim zaś rozpoczęła się faza oceanizacji i rozwoju cyrkulacji strefowej (Kożuchowski, Wibig, 1988).

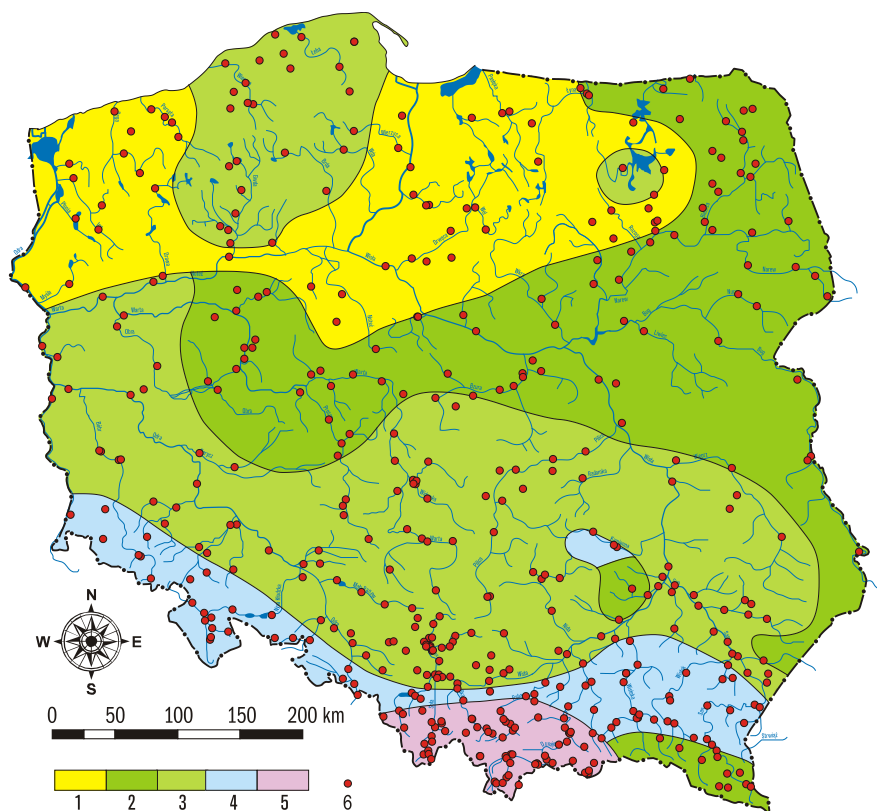
Przeciętny odpływ w półwieczu 1951–2000 był nieco wyższy od normy „quasi-stuletniej” i sięgnął 62,4 km<sup>3</sup>. Odnaczał się przy tym zmiennością bliską 21% i statystycznie istotną autokorelacją (Jokiel, 2004). Zagadnienie bezwładności odpływu rzecznego, jak i jego inercji w stosunku do niektórych charakterystyk klimatu Polski, ma oczywisty związek z retencją wód podziemnych oraz sposobem i reżimem alimentacji rzek naszego kraju. Najważniejsza część odpływu i retencji powstaje co prawda w okresie roztopów, ale stan retencji na końcu roku hydrologicznego (lub na początku następnego) mocno zależy od tempa wyczerpywania się zasobów w półroczu ciepłym. Ich szczypanie powoduje konieczność

alimentacji w porze chłodnej, a tym samym wpływa na obniżenie odpływu rzeczno-ego w następnym roku. O sile tych oddziaływań świadczy statystycznie istotny związek kroskorelacyjny między odpływem z obszaru Polski i wskaźnikiem cyrkulacji cyklonalnej z roku poprzedniego ( $R_l = 0,51$ ). Na szczególne podkreślenie zasługuje przy tym fakt, iż synchroniczny współczynnik korelacji jest dużo niższy i znajduje się niemal na granicy istotności ( $R_0 = 0,27$ ). Także temperatura powietrza z roku poprzedniego, z podobną mocą, ujemnie wpływa na wartość odpływu ( $R_l = -0,28$ ). W latach suchych (o niskim odpływie) wpływ opadu z roku poprzedzającego na odpływ jest większy od wpływu opadu z roku bieżącego. W latach mokrych, a więc w takich, w których odpływy były wyższe od średniej, różnica ta nie jest już tak wyraźna (Jokiel, 2004).

W cyklu rocznym odpływ rzeczny na obszarze Polski ulega istotnym zmianom związanym z występowaniem pór roku. Maksima odpływu występują zwykle na wiosnę, minima zaś jesienią. Półrocze zimowe (listopad–kwiecień) charakteryzuje się wyższymi odpływami niż półrocze letnie. Odpływa wtedy 57% ogólnej masy wód odprowadzanych z terytorium kraju w ciągu całego roku. Jednak i tutaj zaznaczają się wyraźne różnice przestrzenne. Z nizinnych obszarów Polski wschodniej, np. z dorzecza Bugu, odpływa zimą prawie 64% sumy rocznej, natomiast w górskich zlewniach górnej Wisły odpływ zimy jest wyraźnie niższy od letniego i stanowi tylko ok. 48% rocznego. Warto też podkreślić, że roczne sumy odpływu z dorzecza Wisły charakteryzują się średnio nieco większą zmiennością sezonową i wieloletnią niż ich odpowiedniki z dorzecza Odry. Najmniej zmienne są natomiast odpływy rzek spływających z Pojezierzy. Najwyższe odpływy miesięczne występują w Polsce w kwietniu (14,6% sumy rocznej), w marcu (12,3%) i w maju (10,2%). Najmniej wody odpływa zwykle we wrześniu (5,5%) i w październiku (5,8%).

Ekstrema odpływu są także bardzo zróżnicowane przestrzennie. Maksymalne odpływy jednostkowe są obserwowane oczywiście w górach, czasem w pasie wyżyn. W Karpatach przekraczają one często  $1000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a w Sudetach dość powszechnie notuje się odpływy maksymalne wyższe niż  $500 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Na wyżynach odpływy jednostkowe w kulminacjach fal wezbraniowych tylko w wyjątkowych przypadkach przekraczają  $200 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , na Niżu zaś sięgają niekiedy  $100 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (Fal, 1979). Równie niskie maksymalne odpływy jednostkowe występują na Pojezierzach.

Minimalne odpływy jednostkowe są także zróżnicowane przestrzennie. Na Niżu dominują wartości mniejsze niż  $0,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a lokalnie (międzyrzecze środkowej Odry i Warty) są one nawet niższe niż  $0,1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . W pasie wyżynnym oraz w górach najniższe odpływy jednostkowe przekraczają zwykle 0,5 i sięgają 2–3  $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Najwyższe wartości minimalnych odpływów jednostkowych notuje się na Pojezierzu Pomorskim (ponad  $5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ).



Rys. 121. Reżimy rzek Polski wg I. Dynowskiej, 1971 (uproszczone)

1 – niwalny słabo wykształcony, 2 – niwalny średnio wykształcony, 3 – niwalny dobrze wykształcony, 4 – niwalno-pluwialny, 5 – pluwialno-niwalny; zaznaczono uwzględnione przekroje wodowskazowe

Według typologii reżimów rzek Ziemi, opracowanej przez M.I. Lwowicza (por. wyżej), adaptowanej do warunków Polski przez I. Dynowską (1971), rzeki naszego kraju mają reżimy: śnieżny (niwalny), śnieżno-deszczowy (niwalno-pluwialny), albo deszczowo-śnieżny (pluwialno-niwalny) – rys. 121. Ich cechą charakterystyczną jest stosunkowo duży udział podziemnego zasilania (od 15 do 90%; średnio 53%). Ustrój deszczowo-śnieżny cechuje cieki płynące w Tatrach i Beskidach Zachodnich. Odpiływy w miesiącach letnich dorównują tam wiosennym odpiływom roztopowym – charakterystyczne są też dwa maksima odpiływu. Reżim śnieżno-deszczowy mają cieki płynące w Sudetach i na Przedgórzu oraz na Podkarpaciu. Dominujące jest tu wezbranie wiosenne, ale wyraźnie zaznacza się też letnie wezbranie opadowe. Na większości powierzchni Polski rzeki mają jednak reżim śnieżny, z mniej lub bardziej zaznaczającym się wezbraniem letnim. W pasie Pojezierzy pojawia się zaś jego odmiana słabo wykształcona. Jej cechą

charakterystyczną jest słabo zarysowane maksimum wiosenne i wyrównany odpływ w ciągu całego roku.

Mimo że ekstremalne zjawiska meteorologiczne i hydrologiczne nie mają w Polsce tak wielkich rozmiarów, jak to ma miejsce w innych częściach świata, to przecież deszcze nawalne i gwałtowne wezbrania rzek także u nas stwarzają poważne zagrożenie dla gospodarki, a bywa, że również dla życia ludzi. Im bogatsza infrastruktura i poziom zagospodarowania terenu Polski, tym szkody wywołane przez wody powodziowe są większe. Łatwo więc wykazać, że straty powodowane przez powodzie wzrastają w naszym kraju i chyba nadal będą wzrastać w miarę rozwoju gospodarczego i cywilizacyjnego. Pomimo wielu starań i niewątpliwych osiągnięć w zakresie ochrony przeciwpowodziowej, nasza wrażliwość na klęskę powodzi jest nadal duża i ciągle rośnie.

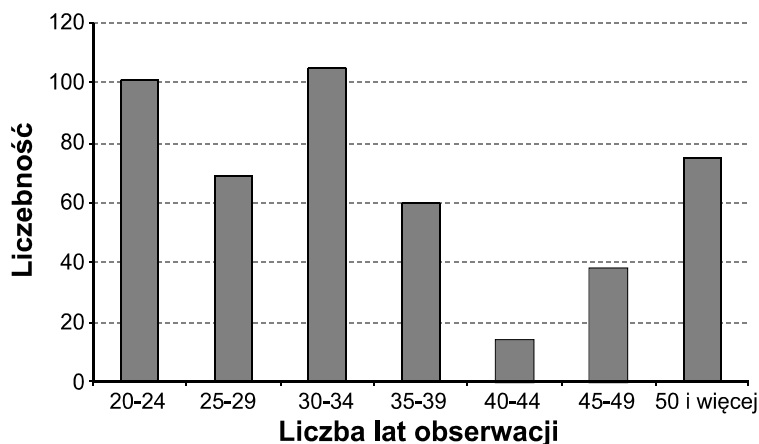
W warunkach Polski wysokie wezbrania rzek i towarzyszące im niekiedy powodzie mogą wystąpić i występowały praktycznie we wszystkich porach roku. Właśnie ze względu na porę występowania, a co za tym idzie, z uwagi na genezę zjawiska, wyróżnić można kilka rodzajów wezbrań, a w konsekwencji kilka typów genetycznych powodzi. Najważniejszy jest podział uwzględniający charakter czynnika sprawczego. Jak pamiętamy, wyróżnia się u nas cztery typy genetyczne wezbrań: opadowe, roztopowe, zimowe, sztormowe. Niektóre z nich dzielą się na podtypy, np. zimowe przyjęto dzielić na sryżowe, zatorowe i lodowe itd. (por. wyżej). Wszystkie wymienione tu typy wezbrań można równocześnie podzielić na dwa podstawowe rodzaje: wezbrania wywołane zwiększonym zasilaniem i wezbrania wywołane podpiętrzeniem wody w korytach i utrudnieniem odpływu. Czynnikiem sprzyjającym powstawaniu gwałtownych wezbrań i powodzi w rzekach Polski są zwykle niekorzystne warunki atmosferyczne, mała zdolność retencyjna dorzecza i doliny rzecznej, nieprawidłowa zabudowa hydrotechniczna rzek systemu, wylesienie lub urbanizacja zlewni, a także katastrofy budowlane oraz wiele innych czynników lokalnych.

Na podstawie długoletnich obserwacji można już dziś wyodrębnić w Polsce obszary o przeważającym typie genetycznym wezbrań. Na nizinach i na Wyżynie Lubelskiej najczęstsze są wezbrania roztopowe. W Małopolsce, w południowej części Mazowsza, na Śląsku oraz w Bieszczadach przeważają opadowo-roztopowe, natomiast w Sudetach i w Karpatach licznie występują wezbrania opadowe. Można też określić pory najczęstszego pojawiania się wezbrań określonego typu, jak również przeciętną liczbę wezbrań w roku w danym regionie (Mikulski, 1963; Byczkowski, 1996; Dobrowolski i in., 2010).

### **Przepływy i odpływy maksymalne**

Oceny maksymalnych przepływów rzek Polski dokonano na podstawie wartości  $WWQ$  zaobserwowanych w 462 przekrojach wodowskazowych (rys. 121). Informacje o tych ekstremach pochodzą z wielolecia 1951–2006. Powierzchnie

zlewni badanych rzek są zróżnicowane i zawierają się w przedziale od 4,1 do 194 376 km<sup>2</sup>. Wzięte pod uwagę przekroje są położone w różnych regionach fizycznogeograficznych Polski i traktowane jako grupa reprezentująca pełne spektrum warunków oddziałujących na formowanie się odpływu maksymalnego w naszym kraju. Warto dodać, że autorzy dysponowali znacznie większą liczbą zanotowanych maksimów (dane z 885 przekrojów). Do analiz wybrano jednak tylko te przepływy maksymalne, które pochodziły z serii co najmniej 20-letnich (rys. 122). Nie był przy tym ważny horyzont czasowy (okres), który seria taka obejmowała (rys. 123), a wyłącznie jej długość.



Rys. 122. Długość serii obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych



Rys. 123. Liczba przekrojów w poszczególnych latach, których dane wykorzystano w opracowaniu

Liczba przekrojów wodowskazowych, która była obserwowana w Polsce, a która spełniała założone kryterium długości serii (min. 20 lat), była zmienna w ciągu badanego półwiecza. Najwięcej *WWQ* pochodzi z lat 60. i 70., a najmniej z początku XXI wieku. Mimo to w żadnym roku liczba wodowskazów, z których potencjalnie można było uzyskać *WWQ*, nie była mniejsza niż 120 (rys. 123).

Tabela 18. Największe przepływy i odpływy rzek Polski w kategoriach powierzchni ich zlewni

Rzeka	Wodowskaz	Powierzchnia [km <sup>2</sup> ]	<i>WWQ</i> [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	<i>WWq</i> [dm <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ·km <sup>-2</sup> ]
1	2	3	4	5
<b>Powierzchnia zlewni ponad 100 000 km<sup>2</sup></b>				
Wisła	Płock	169 494	6 900	40,7
Wisła	Tczew	194 376	7 840	40,3
Wisła	Toruń	181 033	6 890	38,1
Wisła	Włocławek	172 389	6 080	35,3
Wisła	Kępa Polska	168 956	5 820	34,4
Odra	Gozdowice	109 729	3 180	29,0
Odra	Widuchowa	110 524	1 670	15,1
<b>Powierzchnia zlewni od 10 000 do 100 000 km<sup>2</sup></b>				
Wisła	Popędzinka	10 704	2 650	247,6
Wisła	Jagodniki	12 058	2 800	232,2
Wisła	Szczucin	23 901	5 410	226,4
Wisła	Sandomierz	31 846	5 690	178,7
San	Rzuchów	12 180	2 020	165,8
Wisła	Karsy	19 857	3 130	157,6
Wisła	Annopol	51 518	7 960	154,5
San	Radomyśl	16 824	2 480	147,4
Wisła	Zawichost	50 732	7 450	146,9
San	Nisko	15 595	2 180	139,8
<b>Powierzchnia zlewni od 1000 do 10 000 km<sup>2</sup></b>				
Raba	Proszówki	1 470	1 390	945,6
Soła	Oświęcim	1 386	1 300	938,0
Dunajec	Czorsztyń	1 124	941	837,2
Dunajec	Sromowce Wyżne	1 269	1 050	827,4
Dunajec	Gołkowice	2 047	1 680	820,7
Dunajec	Krościenko	1 579	1 290	816,8
Dunajec	Nowy Sącz	4 341	3 300	760,2

Tabela 18 (cd.)

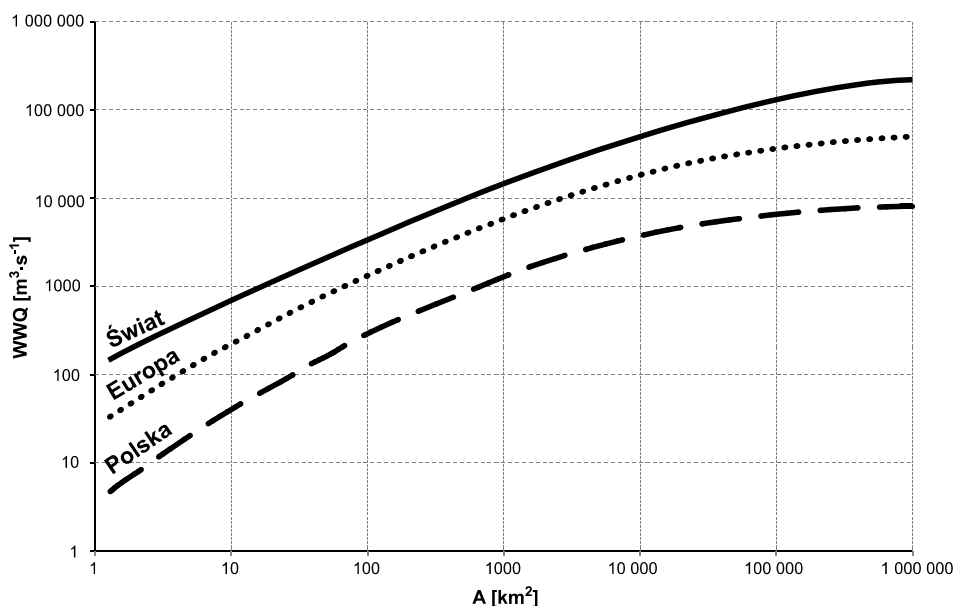
1	2	3	4	5
Poprad	Muszyna	1 513	1 120	740,0
San	Lesko	1 613	1 110	688,1
Poprad	Muszyna–Milik	1 695	1 160	684,4
<b>Powierzchnia zlewni od 100 do 1000 km<sup>2</sup></b>				
Sękówka	Gorlice	121,2	450	3 712,9
Hoczewka	Hoczew	169,0	601	3 556,2
Wielki Rogoźnik	Ludźmierz	124,0	336	2 709,7
Wisła	Ustroń–Oblaziec	108,2	270	2 495,4
Biała	Czechowice–Bestwina	118,0	291	2 466,1
Wisła	Skoczów	296,7	648	2 184,0
Biały Dunajec (Cicha Woda)	Szaflary	210,0	435	2 071,4
Wiar	Rybotycze	169,0	336	1 988,2
Łososina	Piekiełko	155,0	308	1 987,1
Skawa	Osielec	244,0	478	1 959,0
<b>Powierzchnia zlewni do 100 km<sup>2</sup></b>				
Złotna	Miszkowice	21,9	208,0	9 497,7
Bystra	Zakopane–Kuźnice	16,2	76,0	4 691,4
Kamionka	Jamnica	62,5	271,0	4 336,0
Kamienica Nawojowska	Łabowa	66,1	281,0	4 251,1
Wapiennica	Podkępie	52,9	199,0	3 761,8
Strążyski Potok (Młyniska)	Zakopane–Dolina Strążyska	4,1	15,3	3 731,7
Kamienna	Jakuszyce Dolne	5,8	20,9	3 603,4
Żabniczanka	Żabnica	22,8	77,2	3 386,0
Brennica	Górki Wielkie	82,2	276,0	3 357,7
Biały Dunajec (Cicha Woda)	Zakopane–Harenda	58,4	195,0	3 339,0

Ź r ó d ł o: „Roczniki Hydrologiczne Wód Powierzchniowych” 1951–1983; *Przepływy charakterystyczne rzek polskich w latach 1951–70*; B. Fał, 1997.

W porównaniu z prezentowanymi wyżej maksymalnymi przepływami rzek świata objętości wody w trakcie maksimów wezbrań Wisły i Odry oraz innych rzek Polski przedstawiają się niezbyt okazale (tab. 18). W badanej grupie zlewni



zawierały się one w przedziale od 1,78 do 7840  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Także najwyższe odpływy jednostkowe, obliczone dla kulminacji największych wezbrań zanotowanych w rzekach naszego kraju, są wyraźnie niższe od maksimum zarejestrowanych na świecie (por. tab. 13, 18), choć różnice nie są tu już tak duże. Warto przy tym podkreślić, że pierwsze dziesięć najwyższych  $WWQ$ , usystematyzowanych w przedziałach wielkości powierzchni, pochodzi niemal zawsze ze zlewni położonych w dorzeczu Wisły. Wyjątkami są tutaj Odra, Kamienna i Złotna, których odpływy jednostkowe w klasie bardzo dużych (przekroje Widuchowa i Gozdowice) i bardzo małych rzek znalazły się w pierwszych dziesiątkach, przy czym ta ostatnia z rzek „przewodzi” w swojej klasie.



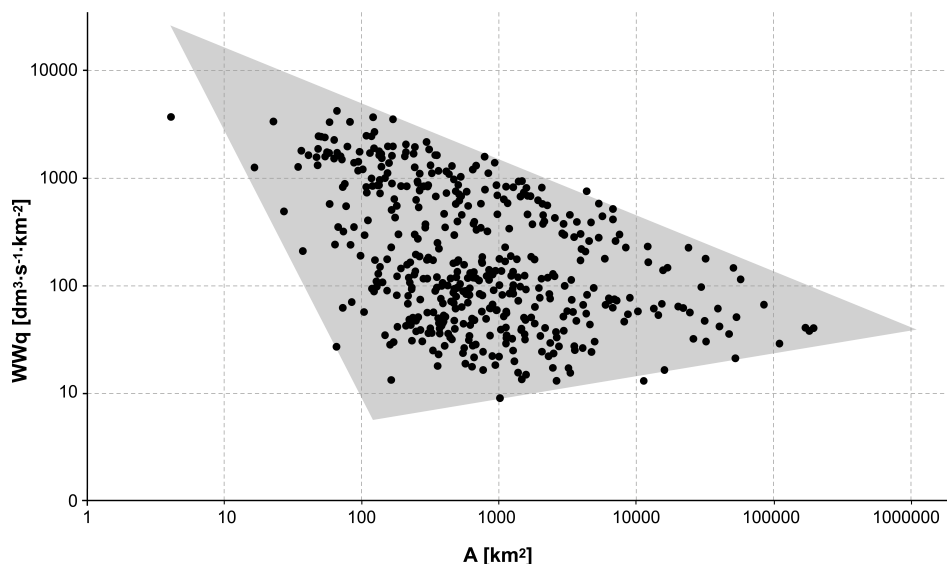
Rys. 124. Obwiednie maksymalnych przepływów rzek świata, Europy i Polski ( $WWQ$ ) w funkcji powierzchni ich zlewni ( $A$ )

Równanie obwiedni związku między maksymalnymi przepływami rzek Polski ( $WWQ$ ) i powierzchniami ich zlewni ( $A$ ) ma postać:

$$\text{Log}WWQ = -0,977 \cdot (\text{Log}A)^2 + 1,14 \cdot \text{Log}A + 0,546 \quad (19)$$

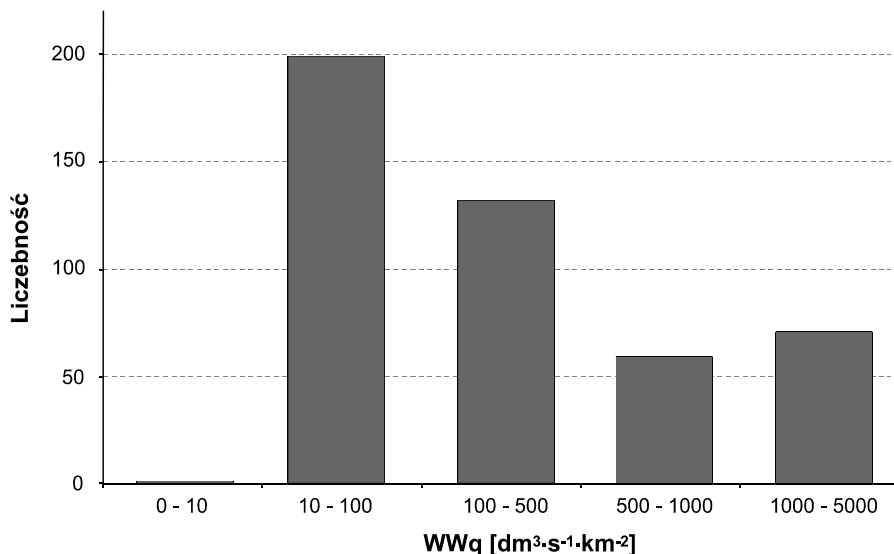
Równanie to może być traktowane jako swoista granica przepływu w czasie kulminacji wezbrań w zlewniach o określonej powierzchni. Krzywą tę opisuje ten sam rodzaj funkcji, co obwiednie uzyskane dla poszczególnych kontynentów,

półkul i całego świata (rys. 124). Krzywa ta położona jest jednak wyraźnie „niżej” niż trzy pozostałe funkcje. Dla danej powierzchni zlewni zaobserwowane w Polsce maksima przepływu ( $WWQ$ ) są kilkakrotnie mniejsze niż notowane w Europie i na świecie, przy czym stosunek stosownych wartości dość szybko maleje wraz ze wzrostem powierzchni zlewni  $A$ .



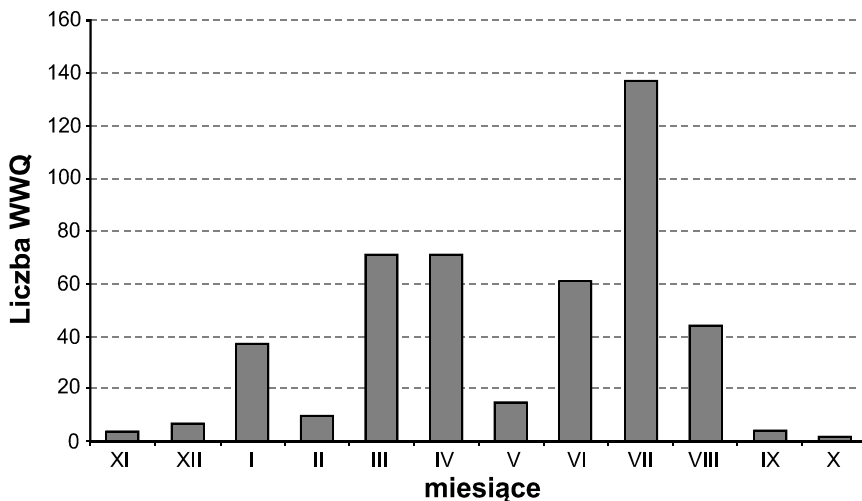
Rys. 125. Obszar zmienności maksymalnego odpływu jednostkowego ( $WWq$ ) i powierzchni zlewni ( $A$ ) w Polsce

Maksymalne odpływy jednostkowe ze zlewni obserwowanych w Polsce mieszczą się w szerokim dość zakresie – od 9 do  $4251 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Przedział ten jest niemal identyczny z uzyskanym w toku symulacji fal wezbraniowych (dla opadu dobowego o prawdopodobieństwie 1%) małych zlewni modelem *MOREMAZ-2*, w ramach Programu Małych Zlewni (Ostrowski, Zaniewska, 2007). Zakres zmienności  $WWq$ , uwarunkowany zróżnicowaną powierzchnią zlewni, prezentuje rys. 125, a liczebność w poszczególnych przedziałach – rys. 126. Tylko w 70 przekrojach kontrolnych zanotowano odpływy przekraczające  $1000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , a  $2/3$  przekrojów miało maksima niższe niż  $500 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Warto także dodać, że odpływy jednostkowe większe niż  $1000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  wystąpiły tylko w zlewniach o powierzchni mniejszej od  $1,0 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ .



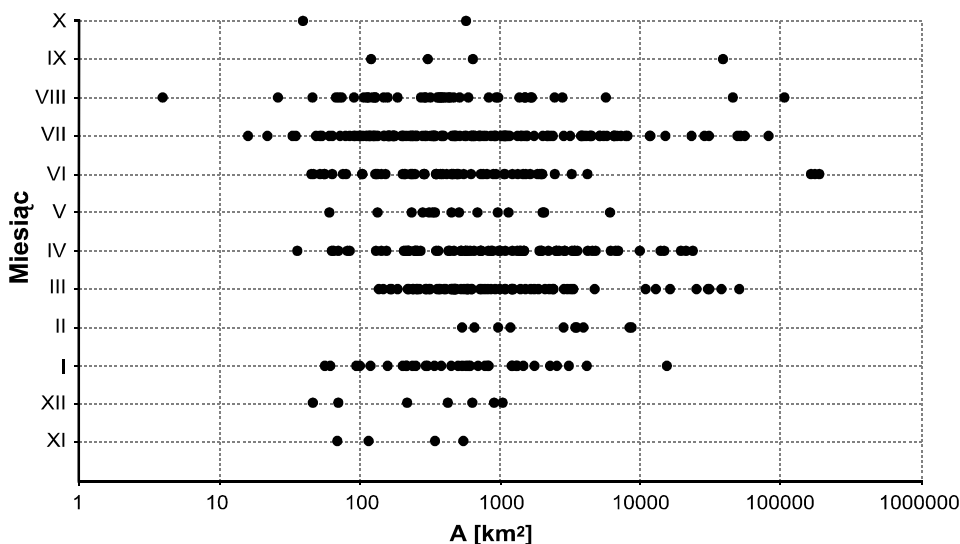
Rys. 126. Zanotowane maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Polski

Ciekawe wnioski płyną także z analizy częstości występowania *WWQ* w poszczególnych miesiącach. Z rys. 127 jasno wynika, że spośród 462 zdarzeń, aż 137 odnotowano w lipcu, a 142 w marcu i w kwietniu (po 71). Warto jednak podkreślić, że *WWQ* mogą wystąpić w rzekach Polski właściwie w każdym miesiącu, nawet jesienią (od września do listopada). W półroczu chłodnym zanotowano jednak nieco mniej maksimów niż w półroczu ciepłym (44% wobec 56% wszystkich *WWQ*).



Rys. 127. Liczba *WWQ* w poszczególnych miesiącach

Na sezonowość i terminy występowania *WWQ* warto również spojrzeć przez pryzmat powierzchni zlewni (rys. 128). Dostrzeżemy wówczas, że maksima jesienne (wrzesień–grudzień) pojawiały się tylko w zlewniach małych i średnich (50–1000 km<sup>2</sup>). Natomiast w zlewniach bardzo dużych (> 10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>), *WWQ* notowano niemal wyłącznie w marcu i w kwietniu oraz od czerwca do sierpnia.

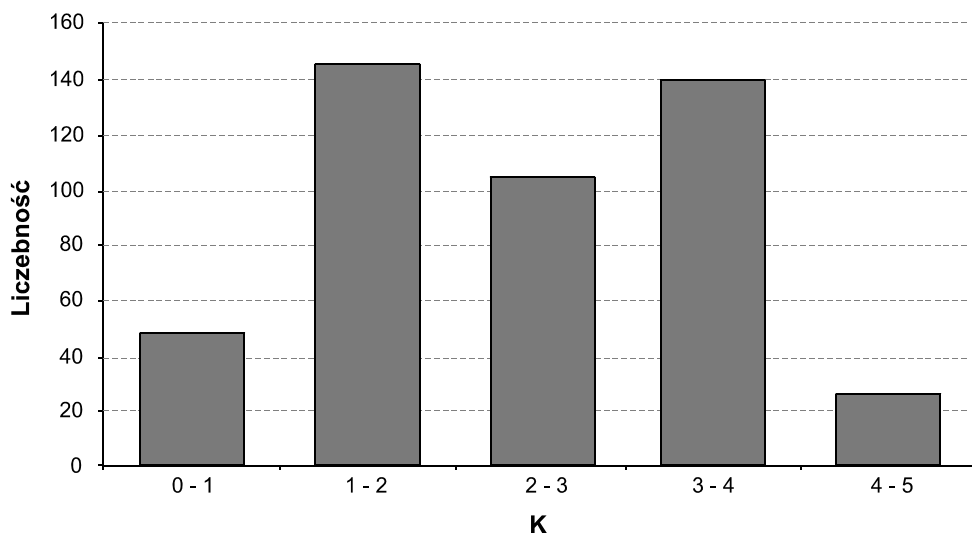


Rys. 128. Terminy *WWQ* w funkcji powierzchni zlewni

Najwyższe odpływy jednostkowe pojawiały się w trakcie kulminacji wezbrań letnich (czerwiec–lipiec). Jest jednak charakterystyczne, że maksima jesienne i majowe miały większe odpływy jednostkowe niż kulminacje wezbrań wiosennych (marzec–kwiecień).

### Indeksy powodziowości

Jak pamiętamy, indeks *K* jest wielkością niemianowaną, pozwalającą porównywać rozmiary kulminacji wezbrań w zlewniach o różnej wielkości. Im jest on wyższy, tym większa jest podatność zlewni (rzeki) na występowanie powodzi. Jest więc swoistą miarą powodziowości rzeki. Przy pewnych założeniach można go nawet traktować jako estymator kulminacji maksymalnego wiarygodnego wezbrania (por. Ozga-Zielińska i in., 2003).



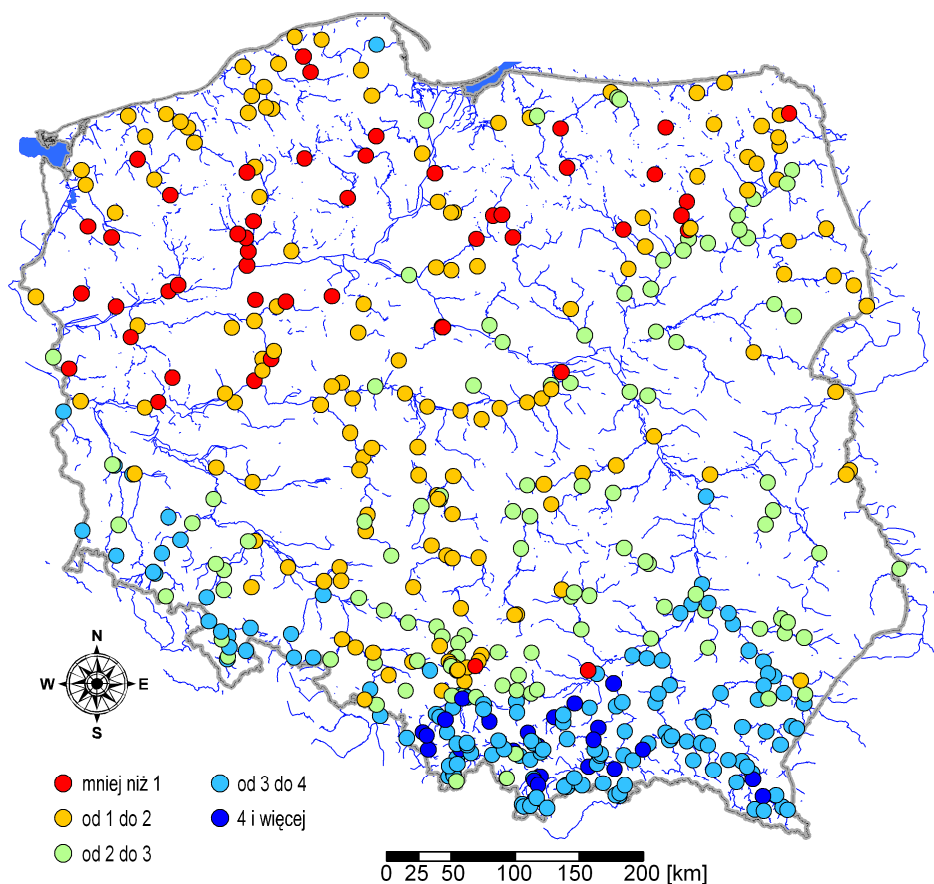
Rys. 129. Indeksy powodziowości ( $K$ ) rzek Polski w latach 1951–2006

Obliczone dotąd dla rzek Polski indeksy  $K$  nie przekraczały wartości 5,0: Łopuszanka (Piaski) – 4,64; Kamienica (Łabowa) – 4,26; Miechówka (Miechów) – 4,42; Dunajec (Nowy Sącz) – 4,31 (Twaróg, 2004; Jokiel, Tomalski, 2004). Tylko w niespełna 10% przypadków indeksy te były większe od 3,5. W trakcie pamiętnej powodzi w dorzeczu Odry, w 1997 roku, indeksy odpowiadające kulminacjom fal wezbraniowych były nawet mniejsze niż 4,0.

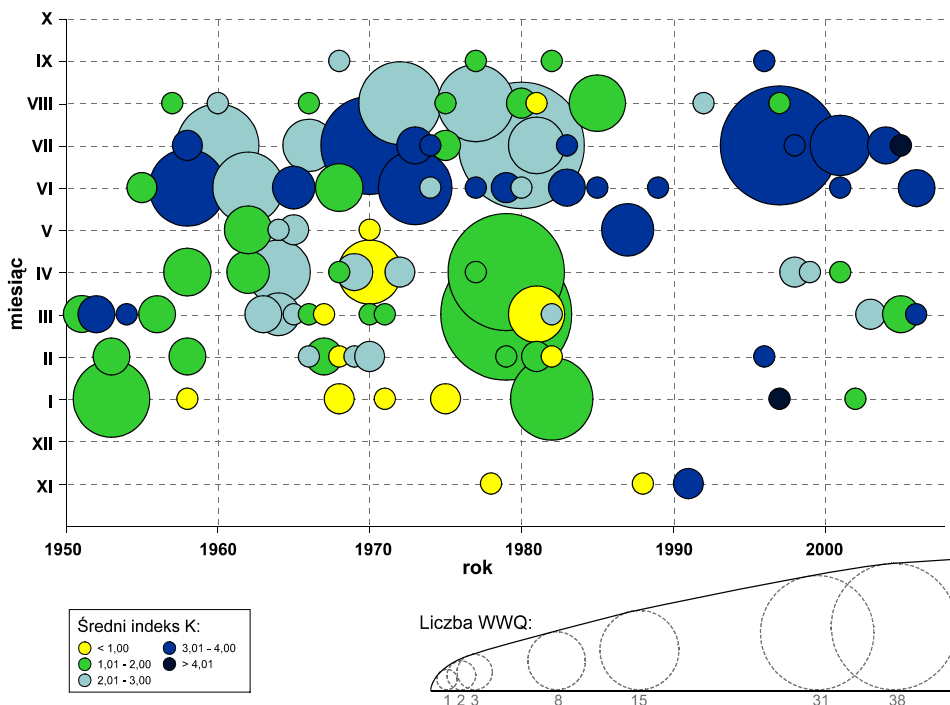
W badanej grupie przekrojów wodowskazowych rzek Polski indeksy  $K$  mieszczą się w przedziale od nieco powyżej zera do 4,42 (średnia – 2,37; zmienność – 46%). Żaden indeks powodziowości nie był ujemny i żaden nie przekroczył 5,0, która to wartość, w skali świata, wskazuje na dużą powodziowość (rys. 129). Indeksy przekraczające 4,0 występowały u nas także dość rzadko (rys. 130) i dotyczyły głównie rzek karpackich (por. Twaróg, 2004; Jokiel, Tomalski, 2004). Zwraca też uwagę dwumodalny rozkład częstości  $K$ . Równie częste (po ok. 140 przypadków) były indeksy z przedziałów poniżej średniej (1,0–2,0) i powyżej średniej (3,0–4,0). Pierwsze dotyczą głównie rzek nizinnych, drugie górskich i wyżynnych.

Od połowy lat 80. do końca analizowanego okresu liczba zanotowanych  $WWQ$  w rzekach Polski wyraźnie zmalała w stosunku do poprzedniego wielolecia (rys. 131). Jednocześnie maksima, które zanotowano w ostatnim 20-leciu, były przeważnie relatywnie wysokie (średnie  $K > 3,0$ ); wystąpiły też dwa wezbrania o  $K$  większym od 4,0. Wydaje się również, że coraz rzadziej notowane są  $WWQ$  w miesiącach półrocza chłodnego, ale jeśli już wystąpią, to ich indeksy  $K$

są stosunkowo wysokie. Szczególnie liczne wezbrania o wysokich  $K$  zanotowano w lipcu 1997 roku (w 31 rzekach odnotowano wówczas  $WWQ$ , a ich średnie  $K$  było większe od 3,0). Podobny w tym względzie był rok 1970 – wystąpiło 15 wezbrań o średnim  $K > 3,0$ . Jeszcze więcej  $WWQ$  zdarzyło się w marcu i w kwietniu 1979 roku (38 i 31). Jednak średnie indeksy  $K$  tych kulminacji były mniejsze niż 2,0. Podobną liczbę  $WWQ$  odnotowano w lipcu 1980 roku, tym razem jednak przeciętny indeks  $K$  był wyraźnie wyższy od 2,0.



Rys. 130. Zróżnicowanie indeksów powodziowości  $K$  (Françou–Rodiera) w Polsce

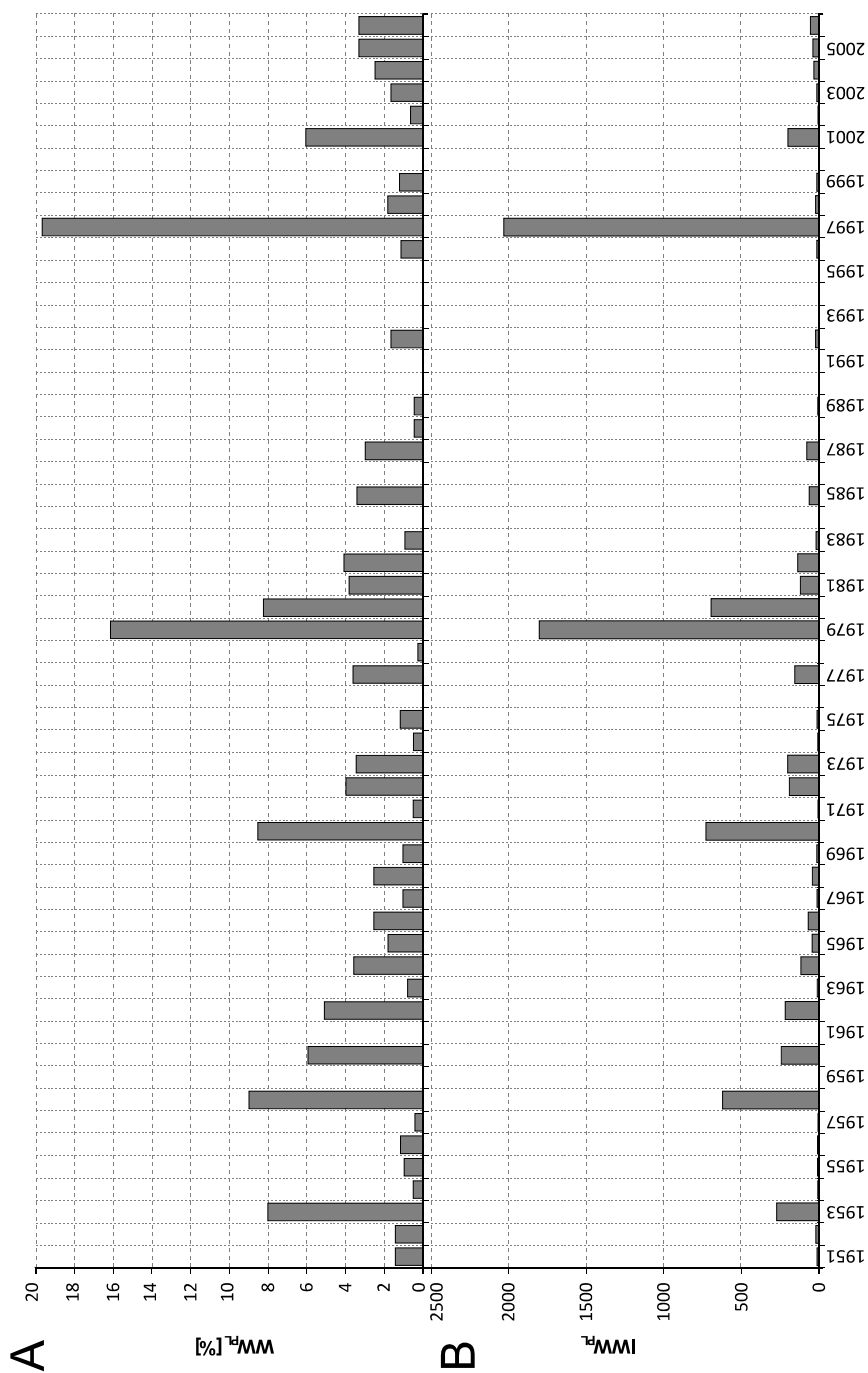


Rys. 131. Liczba  $WWQ$  i średnie indeksy  $K$  kulminacji wzebrań, które zanotowano w poszczególnych miesiącach wielolecia

## Indeksy wysokiej wody

Podobnie jak wyżej, dla każdego roku badanego wielolecia (1951–2006) obliczono liczbę wszystkich maksimów ( $WWQ$ ) zarejestrowanych w rzekach Polski. Uzyskane wartości przedstawiono w procentach, odnosząc je do liczby rzek obserwowanych w danym roku ( $WW_{PL}$  – rys. 132A), by później, na podstawie uzyskanych wartości  $K$  obliczyć zdefiniowane wcześniej indeksy wysokiej wody ( $IWW_{PL}$ ). Wartość każdego z nich pozwala ocenić względną „powodziowość” obszaru Polski w danym roku, a wszystkie razem umożliwiają analizę czasową ewentualnych zmian teje powodziowości.

W stosunku do liczby obserwowanych w Polsce przekrojach, najwięcej maksimów  $WWQ$  wystąpiło w 1997 roku (ok. 19%), w latach 1979 i 1980 (16% i 8%) oraz w roku 1958 (9%) i 1970 (8,5%). Jednocześnie w latach 1959, 1961, 1976, 1984, 1986, 2000 oraz niemal w całym okresie 1990–1995, w żadnej z rzek Polski nie odnotowano  $WWQ$  – rys. 132A.



Rys. 132. Wskaźniki (A) i indeksy (B) wysokiej wody w Polsce, w przekroju wieloletnim



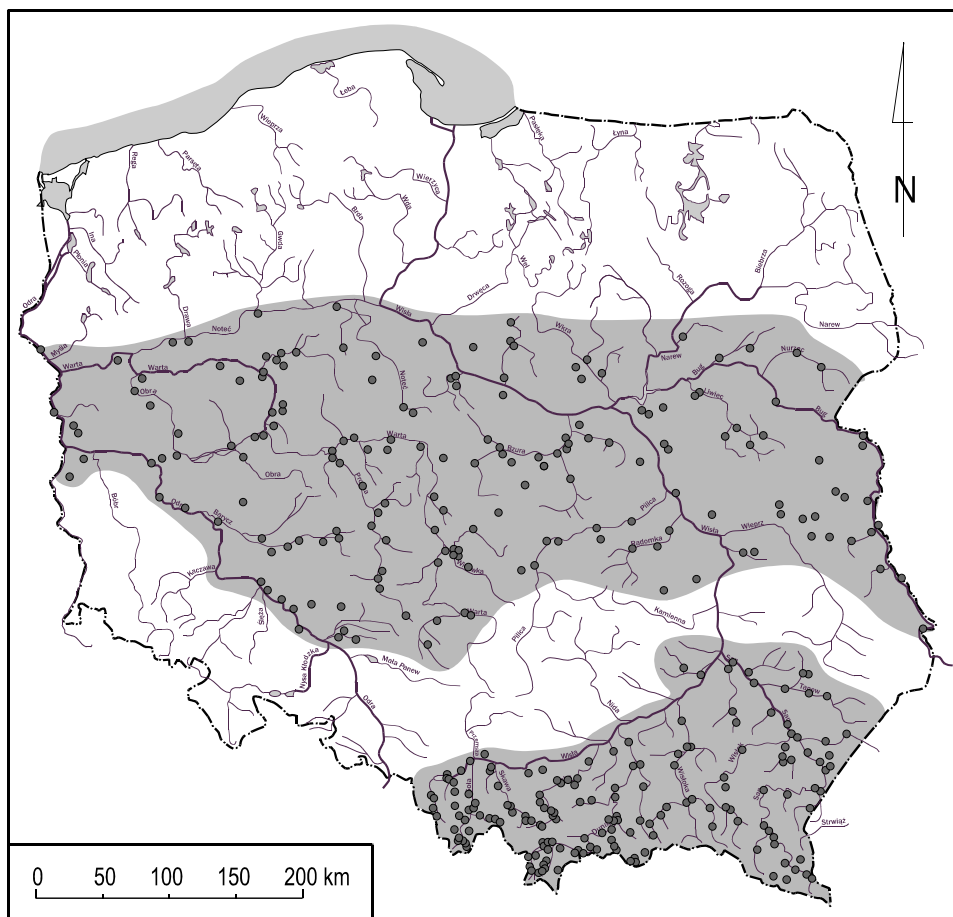
Biorąc pod uwagę względną liczbę  $WWQ$  w poszczególnych latach i ich skalę mierzoną indeksem  $K - IWW_{PL}$ , jeszcze wyraźniej widoczna jest dominacja roku 1997 oraz wymienionych wcześniej lat powodziowych (rys. 132B). Warto także podkreślić, iż w ciągu ostatnich 20–30 lat ani liczba, ani względna wielkość maksymalnych odpływów rzecznych w Polsce nie tylko nie wzrosły, ale biorąc pod uwagę wartości  $IWW_{PL}$ , były nawet nieco mniejsze niż w latach 1951–1980. Wydaje się zatem, że zagadnienie siły i kierunków wpływu obserwowanych współcześnie zmian klimatycznych na wzrost częstości i skalę ekstremalnych zjawisk hydrologicznych w Polsce (np. maksimów odpływu) jest nadal dyskusyjne, a wnioski nie dają się łatwo sprowadzić do prostych zależności przyczynowo-skutkowych.

Na wieloletnią zmienność powodziowości Polski, mierzoną indeksem wysokiej wody, można również spojrzeć przez pryzmat powodziowości Półkuli Północnej i Europy (por. rys. 103, 116 i 132). Lata, w których w Polsce wystąpiło wiele maksimów absolutnych (np. 1997 i 1979), w skali Półkuli Północnej i Europy nie zaznaczyły się wcale. Jednocześnie bardzo powodziowe lata w Europie (1968 i 1995) oraz na całej Półkuli Północnej (1972 i 1996), w Polsce nie zaowocowały szczególnie licznymi  $WWQ$ . Jedynie rok 1970 zaznaczył się dość wyraźnie zarówno w skali Europy, jak i Polski. Dostrzec też warto, że dekada lat 80. była okresem niezwykle „spokojnym”. Zarówno w rzekach Półkuli Północnej, jak i w rzekach Europy i Polski zanotowano wówczas bardzo mało maksimów absolutnych. Liczbowym wyrazem braku istotnej współzmienności  $IWW$  obliczonych dla poszczególnych obszarów są niskie i statystycznie nieistotne współczynniki korelacji obliczone dla okresu 1951–2000:  $r$  (PP i EU) = 0,27,  $r$  (PP i PL) = 0,03,  $r$  (EU i PL) = 0,03.

### Kilka uwag o zróżnicowaniu przestrzennym

„Rzeki mające źródła w górach, są obfitsze w wodę, niż rzeki równin, ponieważ na górach obficie padają deszcze i śniegi...” (Nałkowski, 1894). Do analizy przestrzennego i czasowego zróżnicowania maksymalnych przepływów rzek i ich pochodnych zestawiono dane pochodzące z 164 przekrojów kontrolnych rzek karpackich i podkarpackich oraz ze 186 przekrojów zlokalizowanych na rzekach nizinnych (łącznie – 350 przekrojów) – rys. 133. Podobna liczebność obu zbiorów pozwala sądzić, iż uzyskane wyniki będą porównywalne pod względem metodycznym i merytorycznym. Powierzchnia zlewni zamkniętych wodowskazami mieściła się w dość szerokich zakresach: niziny (od 78,4 do 109 729 km<sup>2</sup>), Karpaty (od 4,1 do 16 824 km<sup>2</sup>). Dane o maksymalnych przepływach ( $WWQ$ ) pochodzą z wielolecia 1951–2006. Z uwagi na ograniczoną liczbę wodowskazów, które w obu regionach miały długie serie obserwacyjne (20 lat), w tym przypadku do analiz posłużyły wartości  $WWQ$  zaczerpnięte z serii co najmniej 5-letnich.

Podobnie jak wyżej, tu również nie był brany pod uwagę horyzont czasowy (okres), który seria taka obejmowała, ale wyłącznie jej długość.

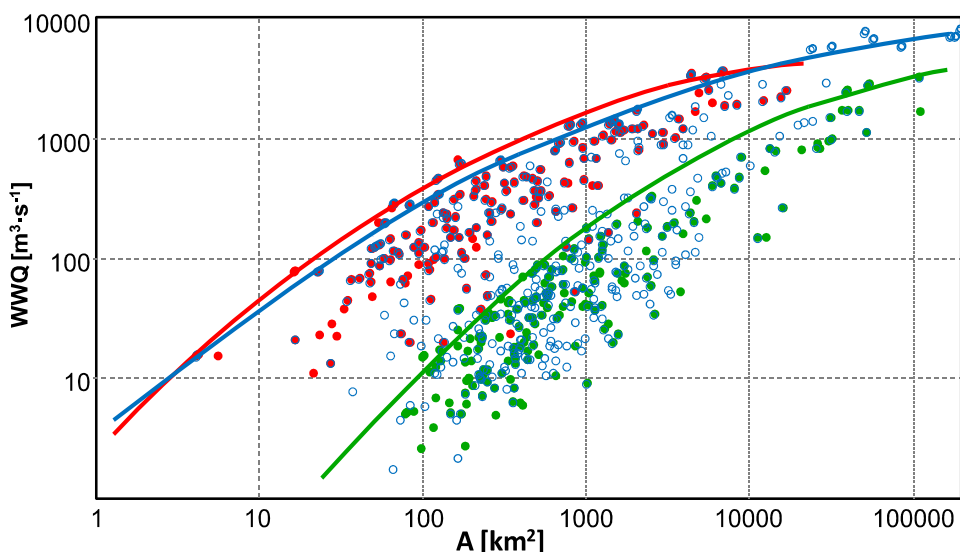


Rys.133. Rozmieszczenie wybranych przekrojów wodowskazowych na rzekach karpackich i nizinnych

Maksymalne przepływy rzek płynących w badanych makroregionach zawierały się w przedziałach: Karpaty (od 11,1 do 3500  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), niziny (od 2,5 do 3 180  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Obwiednie uzyskane dla tych regionów prezentuje rys. 134. Zawiera on również prezentowaną wyżej obwiednię dla rzek Polski. Równania krzywych wyglądają następująco:

$$\text{Karpaty: } \text{Log}WWQ = -0,149 \cdot (\text{Log}A)^2 + 1,389 \cdot \text{Log}A + 0,403 \quad (20)$$

$$\text{Niziny: } \text{Log}WWQ = -0,180 \cdot (\text{Log}A)^2 + 2,067 \cdot \text{Log}A - 2,330 \quad (21)$$



Rys. 134. Obwiednie związków między maksymalnymi przepływami rzek ( $WWQ$ ) i powierzchniami ich zlewni ( $A$ ) – równania w tekście  
 kolor czerwony – obwiednia i rzeki karpackie; zielony – obwiednia i rzeki nizinne;  
 niebieski – obwiednia dla całej Polski i pozostałe rzeki

Maksyma przepływów rzek karpackich o takiej samej wielkości zlewni są przeciętnie kilkanaście razy większe od notowanych w rzekach nizinnych, przy czym stosunek ten rośnie w miarę zmniejszania się powierzchni zlewni i  $WWQ$ . Przepływ maksymalny, przekraczający  $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , na nizinach wystąpił w przekrojach zamykających powierzchnię zlewni ok. 100 tys.  $\text{km}^2$ . By taki przepływ pojawił się w rzece karpackiej wystarczy zlewnia o powierzchni kilkanaście razy mniejszej. Podobnie w zlewniach o powierzchni  $100 \text{ km}^2$ . W tych, które znajdują się na terenie Karpat, maksima przepływu przekraczały  $350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , a w nizinnych tylko  $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Wydaje się, że wyznaczone w ten sposób regionalne równania obwiedni mogą służyć do przybliżonej estymacji kulminacji  $MWW$  (maksymalnego wiarygodnego wezbrania) rzeki o zadanej powierzchni zlewni.

Ciekawe wnioski płyną z analizy tab. 19. Najwięcej  $WWQ$ , i to w obu regionach, wystąpiło w latach 70. ubiegłego wieku. Najmniej tego rodzaju zdarzeń zanotowano w Karpatach w latach 50., natomiast w rzekach nizinnych – w ostatniej dekadzie ubiegłego wieku.

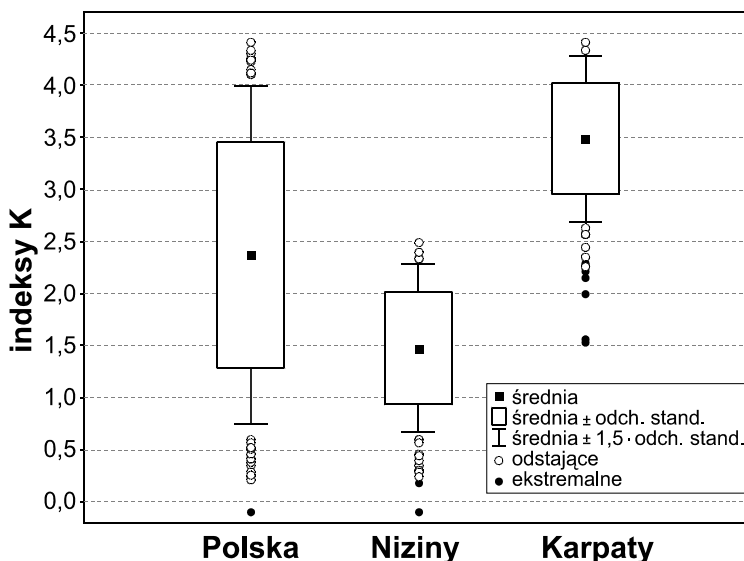
Maksymalne odpływy jednostkowe ze zlewni nizinnych są dużo mniejsze niż zanotowane w zlewniach karpackich. Wartości poniżej  $100 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  stanowiły na nizinach grupę najliczniejszą – 144 zdarzenia. Odpływy  $WWQ$  większe niż  $200 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  zdarzały się tu zupełnie wyjątkowo. W zbiorze rzek karpackich

najliczniej występowały  $WWq$  z przedziału  $500\text{--}1000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (57 zdarzeń). Niemal równie liczny był przedział  $1000\text{--}2000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (51 zdarzeń). Maksymalne odpływy jednostkowe poniżej 100 i powyżej  $4000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  notowano tutaj równie rzadko (po dwa przypadki). Średnie i współczynniki zmienności w obu zbiorach były odpowiednio równe: Karpaty ( $1138 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , 77,6%), niziny ( $67,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , 61,8%). Mimo dużej różnicy wartości przeciętnych, zróżnicowanie przestrzenne  $WWq$  było w obu makroregionach podobne.

Tabela 19. Liczba  $WWQ$  w poszczególnych dekadach wielolecia

Lata	Niziny	Niziny [%]	Karpaty	Karpaty [%]
1951–1960	20	10,6	18	<b>10,0</b>
1961–1970	30	15,9	32	17,8
1971–1980	99	<b>52,4</b>	55	<b>30,6</b>
1981–1990	33	17,5	19	10,6
1991–2000	7	<b>3,7</b>	26	14,4
2000+	0	0,0	18	16,7
<b>Razem</b>	189 <sup>a</sup>	100,0	168 <sup>a</sup>	100,0

<sup>a</sup>W trzech przekrojach rzek nizinnych i w czterech karpackich,  $WWQ$  o takiej samej wysokości wystąpiły po dwa razy.



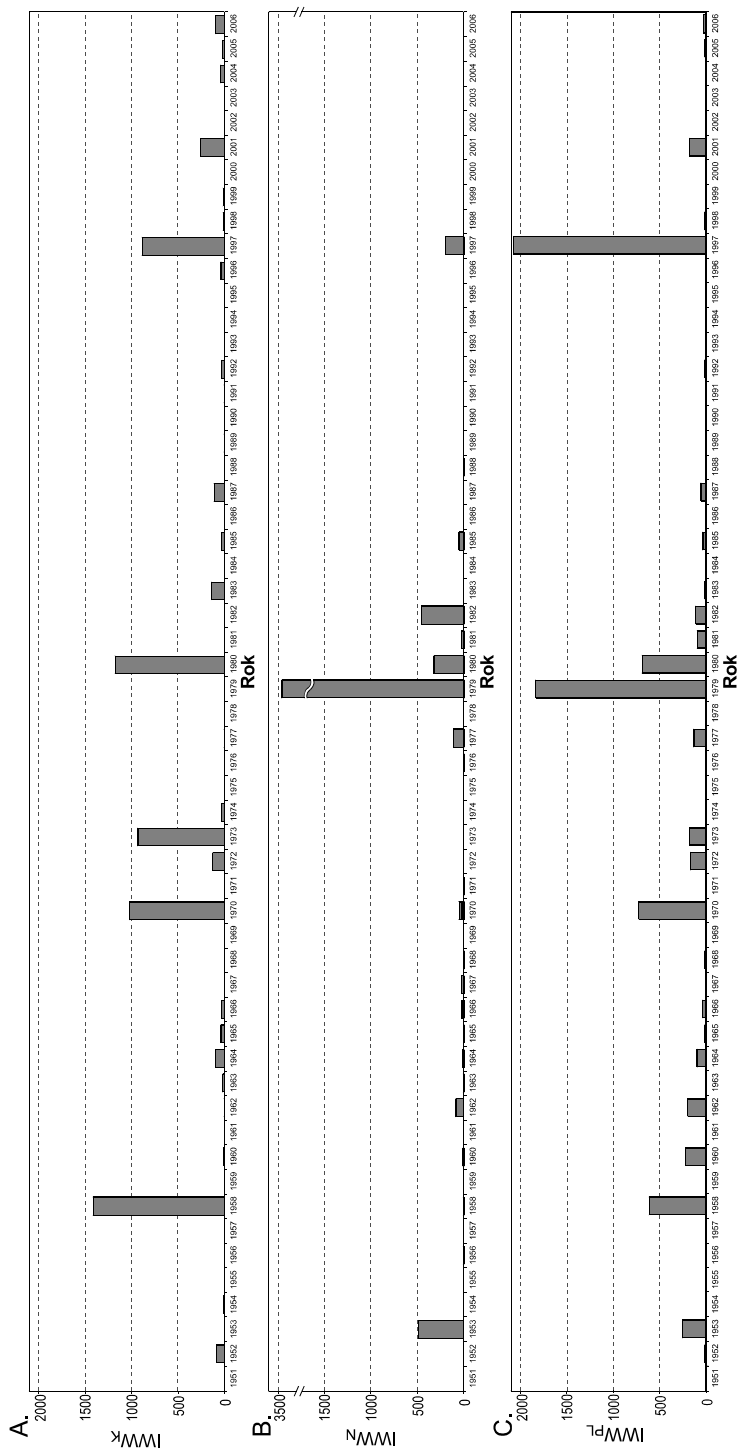
Rys. 135. Zróżnicowanie indeksów  $K$  (Françou–Rodiera) w badanych grupach zlewni, w wielolecu 1951–2006

Przeciętne indeksy powodziowości ( $K$ ) uzyskane dla rzek karpaccich i nizinnych wynoszą odpowiednio 3,49 i 1,48 (rys. 135), przy czym w nizinnych najliczniej reprezentowane są przedziały 1,5–2,0 (64 przypadki) oraz 1,0–1,5 (59 przypadków), a w rzekach karpaccich przedział 3,0–4,0 (120 przypadków). Bardzo małe indeksy powodziowości ( $K < 2,0$ ) miały tylko trzy rzeki karpaccie, a stosunkowo duże ( $K > 4,0$ ) aż 26. Najwyższy indeks  $K$  na nizinach wynosił 2,5, najniższy był zaś bliski zeru. Warto szczególnie podkreślić, że znakomita większość rzek nizinnych, których indeksy powodziowości ( $K$ ) są wyższe niż 2,0, należy do dorzecza Wisły. W dorzeczu Odry powodziowość rzek nizinnych jest zwykle bardzo niska ( $K < 2,0$ ). Wewnątrzregionalne zróżnicowanie przestrzenne indeksów  $K$ , mierzone współczynnikami zmienności, jest też znacznie większe na nizinach niż w Karpatach:  $c_v(N) = 36,5\%$ ;  $c_v(K) = 15,2\%$ .

Indeksy wysokiej wody uzyskane dla poszczególnych lat wielolecia 1951–2006 i w skali dwu wybranych makroregionów zawierają się w przedziale od 0 do 3413,8 (niziny – 1979 rok) i 1415,9 (Karpaty – 1958 rok). W 26 latach wielolecia w Karpatach i w 34 latach na nizinach nie zanotowano żadnego  $WWQ$  ( $IWW_k$  był równy zero) – rys. 136. W Karpatach najbardziej powodziowe były lata 1958, 1980, 1970, 1973 i 1997, a w pasie nizin lata 1979, 1953, 1982, przy czym ten pierwszy rok wyróżnił się tu szczególnie. W 38% obserwowanych rzek nizinnych zanotowano wówczas maksymalne przepływy. W dominującym w Karpatach roku 1958 odsetek takich maksimów wynosił tylko 27%. Zauważmy także, iż w ostatnich 20 latach wielolecia na nizinach wystąpiły tylko dwa lata „powodziowe” (1985, 1997). W Karpatach takich lat było dużo więcej. Biorąc jednak pod uwagę wieloletni przebieg indeksów  $IWW_k$ , obliczonych dla zbiorów rzek karpaccich i nizinnych, trudna do utrzymania jest teza o wzrastającej w naszym kraju liczbie i wysokości maksymalnych wezbrań oraz wzroście liczby powodzi.

Indeksy  $IWW_k$  uzyskane dla obu regionów Polski i dla poszczególnych lat nie są również istotnie skorelowane. Współczynnik korelacji Pearsona wynosi tu -0,001. Z analizy nieprezentowanej tu tablicy kontyngencyjnej wynika nadto, że najmniejsze prawdopodobieństwo empiryczne (16,1%) dotyczy sytuacji, w której w danym roku w rzekach karpaccich nie wystąpi ani jeden przepływ  $WWQ$ , a na nizinach co najmniej jeden taki przepływ zostanie odnotowany. Prawdopodobieństwo empiryczne tego, że w obu regionach w danym roku odnotowany zostanie co najmniej jeden  $WWQ$ , jest nieco większe (23,2%). Dla pozostałych dwu sytuacji (brak  $WWQ$ , w Karpatach i na nizinach oraz w Karpatach wystąpi co najmniej jeden  $WWQ$ , a na Nizinach nie wystąpi żaden) prawdopodobieństwa takie są równe (30,4%).

Obliczone dla ww. tablicy współczynniki kontyngencyjności Pearsona i Czuprowa są równe i wynoszą 0,089, a zatem są nieistotne statystycznie. Nieparametrycznym testem serii dla czterech rodzajów elementów (Domański, 1990) zbadano również, czy w badanym wieloleciu omawiane wyżej sytuacje (cztery opcje) grupują się w serie. Tu także otrzymano odpowiedź negatywną



Rys. 136. Indeksy wysokości wody (IWW<sub>k</sub>) dla Karpat (A), nizin (B) i Polski (C) w przekroju wieloletnim

– ciąg zdarzeń jest zatem losowy ( $u < u_a$ ;  $0,525 < 1,96$ ). Podane powyżej fakty wskazują, iż zdarzenia typu *WWQ* w Karpatach i na nizinach są w pełni niezależne, losowe i w badanym wieloleciu nie wykazują żadnego uporządkowania w czasie.

Reasumując, w czasie badanego wielolecia (56 lat) liczba i skala zdarzeń typu *WWQ* w obu makroregionach była bardzo zmienna. Względna częstość regionalna maksymalnych przepływów i ich wielkość, zmierzone indeksami  $IWW_k$ , zmieniły się w poszczególnych latach w bardzo szerokich granicach. Zaznaczyły się jednak dość wyraźne różnice regionalne. W Karpatach niezerowe indeksy  $IWW_k$  pojawiły się w ponad połowie lat wielolecia, przy czym lata te były rozłożone w czasie dość równomiernie, z istotną dominacją w okresie 1970–1980. Inaczej na nizinach. Ogromna większość zdarzeń *WWQ* wystąpiła tu w latach 1977–1982, przy czym szczególnie „powodziowy” był w tym względzie rok 1979. Podkreśliśmy, że niemal wszystkie *WWQ* zanotowano tutaj w pierwszych 30. latach wielolecia, zaś ostatnie 20 lat to faza swoistego „spokoju hydrologicznego”. Czyżby więc w większości rzek nizinnych absolutne maksima już się zdarzyły?

Zaprezentowane analizy wskazują także, iż nie ma dowodów na to by twierdzić, że w Karpatach i na Niziu Polskim wzrasta liczba i wielkość katastrofalnych wezbrań. Zarówno częstość pojawiania się *WWQ* w poszczególnych dekadach wielolecia, jak i ich skala, mierzona indeksem  $K$ , nie wykazują tendencji wzrostowej, a nawet da się zauważyć w obu regionach niewielki spadek powodziowości w ostatnich 20 latach (na Niziu – nawet dość wyraźny). Jeśli weźmiemy pod uwagę różnice genetyczne wezbrań dominujących w obu regionach oraz ustroje płynących tam rzek, to udokumentowana hipoteza, że lata o szczególnie licznych i ekstremalnie wysokich wezbraniach nie zdarzają się w obu regionach synchronicznie, nie będzie wielkim zaskoczeniem. W Karpatach, gdzie dominują ustroje złożone: śnieżno-deszczowy i deszczowo-śnieżny, a katastrofalne wezbrania mają przeważnie charakter lokalny, najwyższe  $IWW_k$  wystąpiły w latach o szczególnie mokrych półroczach ciepłych i śnieżnych zimach, np. 1958, 1970. Na Niziu ustrój rzek nazywamy śnieżnym. Wielkie wezbrania mają tu więc zwykle charakter roztopowy, a ich cechą charakterystyczną jest to, że obejmują przeważnie duże obszary (duże zlewnie, wiele zlewni). Stąd lata o szczególnie wysokich  $IWW_k$  zgrupowały się w okresie o bardzo śnieżnych i długich zimach oraz stosunkowo chłodnych półroczach ciepłych, np. pentada 1977–1982. W fackie zgrupowania się tych lat w kilkuletnią sekwencję można także dostrzec echo dobrych warunków dla retencji wód podziemnych i dużej inercji odpływu, tak charakterystycznych dla nizin naszego kraju. Wydaje się więc, że powstawanie wezbrań o kulminacjach przekraczających aktualne *WWQ* wymaga na nizinach bardzo wysokich stanów retencji podziemnej, a zatem dużych nadwyżek zasilania w latach poprzedzających.

## Miej usta mokre, ale nogi suche

W ciągu ostatniego półwiecza obieg słodkiej wody na kontynentach zbliżył się bardzo do niebezpiecznego progu, którego przekroczenie może doprowadzić do łańcucha niekorzystnych wydarzeń, a nawet klęsk ekologicznych o zasięgu kontynentalnym i globalnym. Niektóre z nich są już nawet naszym udziałem. Dość wymienić dramatyczny spadek zasobów wodnych Jeziora Aralskiego czy też ogromne problemy z zaopatrzeniem w wodę dotykające kraje Bliskiego Wschodu. Szacowane prawdopodobieństwo wystąpienia wyjątkowo niekorzystnego splotu zmian hydroklimatycznych i przemian wynikających z gospodarki człowieka jest dziś znacznie większe niż w przeszłości, bowiem współcześnie istniejące geosystemy, właśnie z uwagi na intensywną działalność gospodarczą, stają się coraz bardziej niestabilne. Obserwowane współcześnie zmiany nie idą również w tym samym kierunku; na przykład globalnemu wzrostowi odpływu rzecznoego towarzyszy dziś stale pogłębiający się deficyt wody i to na coraz większych obszarach. Jednak i tutaj tendencje ostatnich lat nie są jednoznaczne. Jak na ironię, największy wzrost odpływu rzecznoego pojawił się ostatnio w bardzo zasobnej w wodę Ameryce Południowej, a w Afryce, która niemal od zawsze cierpiała na braki wody, odnotowano w tym czasie jego wyraźny spadek. Wydaje się więc, że delikatny i bardzo chwiejny stan równowagi bilansowej został już na wielu obszarach naruszony i stało się to na dodatek w sposób potęgujący istniejące dotąd kontrasty. Każdemu klimatowi na Ziemi odpowiadały w przeszłości określone stosunki hydrograficzne, struktura bilansu wodnego i zasoby wód słodkich. Sytuacja ta zmieniła się, gdy człowiek rozpoczął działalność gospodarczą. Choć zmiany klimatyczne są nadal decydującym wydarzeniem w historii rzek i ważnym stymulatorem zmian zasobów i stosunków wodnych, to działalność ta, zarówno bezpośrednio, jak i pośrednio wpływa na charakter tych przemian, a bywa także, że stwarza całkowicie nowe warunki do ich kształtowania.

Przywołana w tytule myśl Benjamina Franklina może z powodzeniem służyć za motto współczesnej gospodarki wodnej, którą należy rozumieć nie tylko jako naukę o szeroko pojmowanym gospodarowaniu zasobami wodnymi, ale również jako zbiór działań praktycznych zmierzających do przyjaznego człowiekowi regulowania stosunków wodnych. Przyjaznego, a więc zabezpieczającego uzasadnione potrzeby wodne, a jednocześnie redukującego związane z wodą zagrożenia. Tylko w latach 50. roczne zużycie wody słodkiej na świecie wzrosło czterokrotnie w porównaniu z wcześniejszymi dekadami, a i dziś przyrost ten, choć nie tak wysoki jak kiedyś, jest zjawiskiem trwałym i gdziekolwiek niepokojącym.

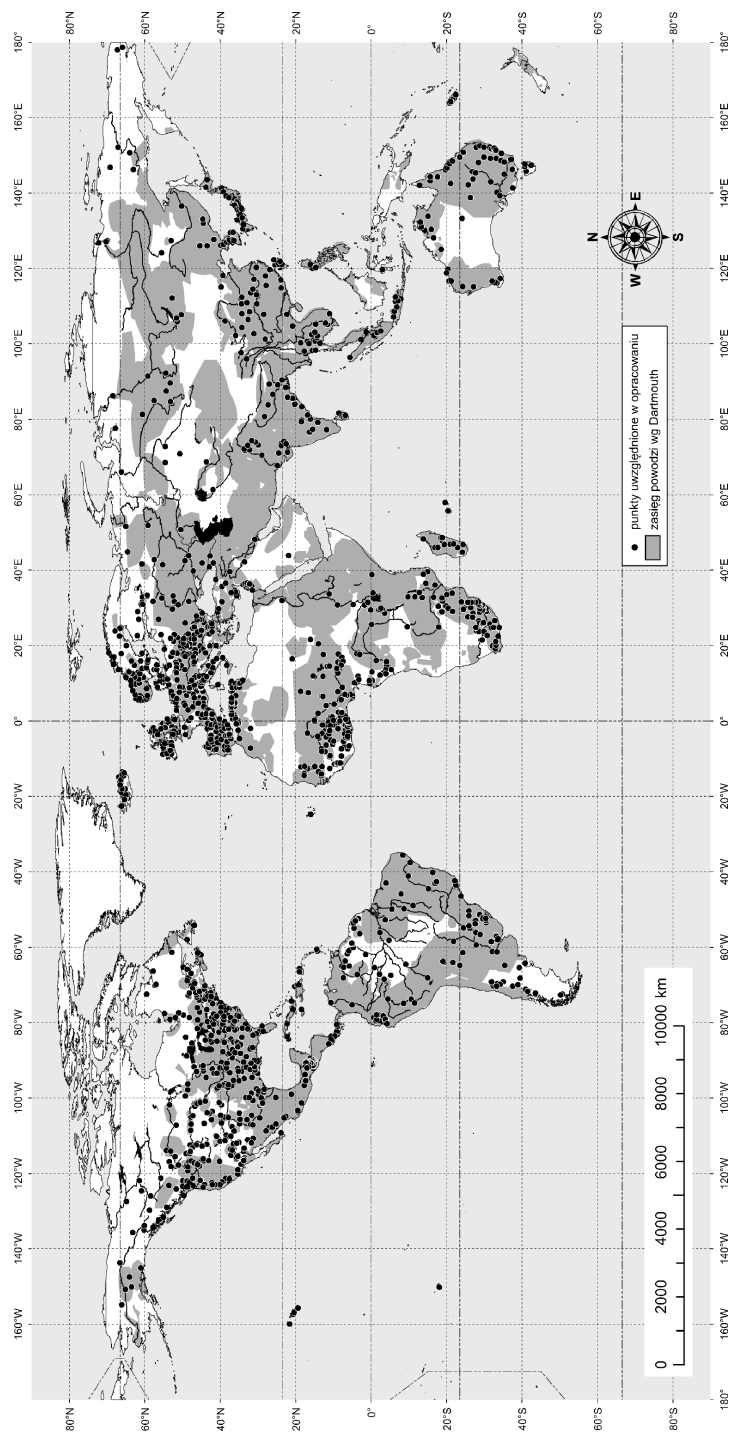


Dzieje się to głównie w wyniku ekspansji rolnictwa, w tym ogromnego przyrostu powierzchni nawadnianych oraz wzrostu uprzemysłowienia i eksplozywnej urbanizacji. Swoją rolę odgrywa tu również coraz szersze wykorzystywanie wody słodkiej do produkcji ciepła i energii na świecie.

Współcześnie projektanci i planiści oczekują od hydrologów szerokiej i często bardzo precyzyjnej informacji nie tylko o aktualnych, ale i o przyszłych stosunkach wodnych. Niemal każde opracowanie hydrologiczne musi być więc albo operatem prognostycznym, albo powinno stworzyć podstawę dla takiej prognozy czy projekcji. W typowych operatach hydrologicznych przyjmuje się jednak zwykle, że warunki odpływu, zasoby wodne i przebieg procesów hydrologicznych zaobserwowane wcześniej, nie ulegną zmianie w przyszłości oraz, co szczególnie istotne, że możliwa jest ekstrapolacja wyników na przyszłe lata – zasada aktualizmu. Przyjmując takie założenia, musimy być jednak świadomi, że w danym momencie nie ma możliwości udowodnienia, że są one słuszne czy niesłuszne, gdyż nie dysponujemy innymi informacjami niż te, które opisują stany i procesy minione. Między innymi dlatego hydrologicy ogromną wagę przywiązują do stałego monitoringu, ciągłego uzupełniania i analizowania zbioru informacji hydrologicznej, zarówno w trakcie, jak i długo jeszcze po zrealizowaniu każdego projektu inwestycji hydrotechnicznej. Pozyskiwane bowiem w ten sposób dane służą nie tylko do weryfikacji przyjętych rozwiązań lub prognoz, ale także do ulepszania sposobu eksploatacji różnych urządzeń i obiektów, weryfikacji sprawności narzędzi prognostycznych oraz stawiania kolejnych hipotez.

Znakomitym przykładem tego rodzaju działań są różnego rodzaju bazy danych, z których pełną garścią informacje czerpali autorzy opracowania. W niektórych z nich znaleźć można nie tylko informacje i dane liczbowe, ale też szereg różnego rodzaju zestawień, analiz i przedstawień kartograficznych. Dobrym tego przykładem jest zaczerpnięta z przywoływanej już bazy danych *Dartmouth Flood Observatory* (<http://floodobservatory.colorado.edu/>) mapa zasięgu powodzi, które w ostatnim dwudziestopięcioleciu dotknęły różne obszary Ziemi (rys. 137) Nie trzeba dodawać, że odcienie „mokrych plam” w niektórych regionach winny być bardziej intensywne, bowiem nawet w tym krótkim okresie powodzie zdarzały się tam wielokrotnie. Na przedstawione na tej mapie „mokre plamy” autorzy nałożyli sieć wodowskazów, z których dane stały się podstawą opracowania. Porównanie obu tych obrazów pozwala niemal natychmiast zorientować się, jak wiele luk i białych plam jest na świecie, gdy idzie o wiarygodne i względnie trwałe obserwacje hydrologiczne i z jakimi problemami w zakresie ilości i jakości danych muszą borykać się hydrologicy.

Chociaż w momencie gromadzenia wyniki obserwacji hydrologicznych są już tylko faktami historycznymi bez znaczącego wpływu na teraźniejszość, to przecież dawno dostrzeżono, że mogą one służyć budowaniu teorii, identyfikowaniu prawidłowości, a niekiedy formułowaniu prognoz lub projekcji. Wyjaśnianie pojedynczych faktów polega zwykle na ich tłumaczeniu przez reguły, którym są



Rys. 137. Zasięg powodzi, które na świecie wystąpiły w latach 1985–2011; zaznaczono wodowskazy uwzględnione w pracy  
(źródło: *Dartmouth Flood Observatory*)

podporządkowane. Te zaś opisywane są przez prawidłowości jeszcze ogólniejsze. Poznanie przyczyn i genezy uchwyconych prawidłowości, a także identyfikacja powiązań między różnymi zjawiskami pozwalają niekiedy wykraczać poza obszar zdarzeń empirycznych i formułować racjonalne projekcje lub prognozy. Wreszcie pojawia się ostatni etap polegający na weryfikacji stawianych hipotez i prognoz. Nowe fakty mogą zgadzać się z wcześniej wysuniętymi teoriami lub też mogą im przeczyć. Prognozy mogą być trafione lub chybione. Zauważmy przy tym, że poprawność hipotez odnoszących się do procesów i zjawisk w przyszłości może być potwierdzona lub obalona niemal wyłącznie przez fakty, których właśnie ona dostarczy. W tym miejscu zamyka się więc swoisty cykl postępowania badawczego. Rozpoczyna się ono od faktów i na faktach się kończy.

Doświadczenie zdobyte przez autorów w toku realizacji wymienionego w pierwszym rozdziale projektu badawczego wskazuje, że nadzieje na opracowanie w pełni wiarygodnych i adekwatnych modeli przyszłych ekstremalnych zdarzeń hydrologicznych są na razie złudne, zwłaszcza w odniesieniu do dużych obszarów. Składa się na to kilka przyczyn. Po pierwsze, nasza wiedza na temat niektórych procesów hydrologicznych oraz obszarów, na których one zachodzą, nie jest pełna, a w konsekwencji opracowywane modele, choć coraz lepsze i bardziej uniwersalne, nadal niezbyt dobrze radzą sobie z „chaosem” towarzyszącym zwykle hydrologicznym zjawiskom ekstremalnym. Po drugie, wiarygodność projekcji zjawisk hydrologicznych zależy od jakości prognoz i przewidywań zjawisk meteorologicznych. Obniża ją przy tym coraz większa niestacjonarność, wydawałoby się stacjonarnych dotąd, warunków środowiska (np. zmiany przepuszczalności i rzeźby terenu wskutek urbanizacji oraz rozwoju rolnictwa, zmiany struktury bilansu wodnego w efekcie wylesiania, zabiegów melioracyjnych). Przeprowadzone badania dowiodły także, że nawet najlepsze światowe modele mają poważne problemy z odtworzeniem warunków historycznych, a zatem zaufanie do nich, w odniesieniu do przewidywań przyszłości, musi być także ograniczone.

Między innymi dlatego wnioski prezentowane na stronach tej monografii formułujemy bardzo ostrożnie i „mało definitywnie”, podkreślając, iż praca nasza ma przede wszystkim charakter (może i walor) informacyjno-dydaktyczny, zaś wątki naukowe pojawiają się tylko tam, gdzie nasze analizy i spostrzeżenia wniosły coś nowego do przedmiotowej problematyki. Wierzmy przy tym, że niniejsze opracowanie choć nie daje odpowiedzi na pytania: jak ustrzec się? czy też: jak walczyć z powodzią? to poprzez szerokie przybliżenie Czytelnikowi szeroko pojmowanych zagadnień związanych z wezbraniem rzek i towarzyszącymi im niekiedy powodzią przyczyni się do lepszego poznania i zrozumienia jednego z trudniejszych problemów, jakie stoją przed współczesną hydrologią.

## Bibliografia

- Abrahamson B.T., 2010, *Probable maximum flood estimator for British Columbia, Agriculture and Agri-Foods Canada*. Agri-Environment Services Branch, s. 1–35.
- Aldrete G. S., 2006, *Floods of the Tiber in Ancient Rome*. The Johns Hopkins Univ. Press, Baltimore, 362 s.
- Allaby M., Garratt R., 2003, *Floods*. Facts on File. Dangerous Weather Series Inc., Infobase Publ., New York, 196 s.
- Allen P. A., 2000, *Procesy kształtujące powierzchnię Ziemi*. PWN, Warszawa, 475 s.
- Bailey J.F., Patterson J.L., Paulhus J.L.H., 1975, *Hurricane Agnes Rainfall and Floods, June-July 1972*. USGS Professional Paper, 924, Washington: U.S. Govt. Print. Off., 403 s.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 2006, *Hydrologia ogólna*. PWN, Warszawa, 340 s.
- Baker V.R., Costa J.E., 1987, *Flood power*. [w:] L. Mayer, D. Nash (eds.), *Catastrophic Flooding*. Allen and Unwin, London, s. 1–21.
- Balek, J., 1977, *Hydrology and water resources in tropical Africa. Developments in water science*. Vol. 8, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, Oxford, New York, 208 s.
- Barredo J.I., 2007, *Major flood disasters in Europe: 1950–2005*. Nat Hazards, No. 42, Springer, s. 125–148.
- Bartnik A., Jokić P., 2007, *Odpięwy maksymalne i indeksy powodziowości rzek europejskich*. Gosp. Wodna, z.1, s. 28–32.
- Bartnik A., Jokić P., 2008, *Odpięwy maksymalne i indeksy powodziowości rzek Półkuli Północnej*. Przegl. Geogr., t. 80, z. 3, s. 343–365.
- Bartnik A., Moniewski P., 2010, *Formowanie się i charakter wezbrań dwu małych rzek o różnym stopniu zurbanizowania zlewni na przykładzie Sokółwki i Dzierżąznej*. [w:] M. Barwiński (red.), *Obszary metropolitalne we współczesnym środowisku geograficznym*. T. 2. 58 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Łódź, s. 325–336.
- Bartoszewski S., 1998, *Reżim odpięwu rzek Ziemi Wedel Jarlsberga, Spitsbergen*. T. 60. Rozprawy Habilitacyjne, Wyd. UMCS, Lublin, 167 s.
- Biondić, D., Barbalić, D. & Petraš, J., 2007, *Creager and Francou-Rodier envelope curves for extreme floods in the Danube River basin in Croatia*. Predictions in Ungauged Basins: PUB Kick-off (Proceedings of the PUB Kick-off meeting held in Brasilia, 20–22 November 2002). IAHS Publ., 309, s. 221–228.
- Bryant E., 2005, *Natural hazards*. Cambridge Univ. Press, 312 s.
- Bryndał T. 2009, *Przebiegi maksymalne odnotowane podczas gwałtownych wezbrań, spowodowanych krótkotrwałymi ulewnymi opadami deszczu w małych zlewniach karpaccich*. [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red), *Zasoby i ochrona wód*. Gdańsk, s. 329–334.
- Bryndał T., Cabaj W., Ciupa T., 2008, *Gwałtowne wezbrania małych cieków w Niece Nidziańskiej*. Przegl. Geogr., t. 80, z. 1, s. 127–146.
- Burakov, D.A., Avdeyeva, Y.V., Kosmakova V.F., 2007, *Floods in Siberian River Basins*. [w:] O.F. Vasiliev, P.H.A.J.M. van Gelder, E.J. Plate, M.V. Bolgov (eds.), *Extreme Hydrological Events: New Concepts for Security*. (Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop

- on Extreme Hydrological Events: New Concepts for Security, Novosibirsk, Russia, 11–15 July 2005), NATO Science Series, Ser. IV, Earth and Environmental Sciences, Vol. 78, Springer, s. 111–124.
- Burroughs W.J., 1998, *Pogoda czy fatum*. Amber, Warszawa, 244 s.
- Byczkowski A., 1996, *Hydrologia*. T. 2. Wyd. SGGW, Warszawa, 356 s.
- Ciepielowski A., 1970, *Maksymalne wielkości spływów jednostkowych z deszczów nawaalnych*. Przegl. Geofiz., t. 15 (23), z. 2, s. 179–193.
- Ciepielowski A., 1973, *Przegląd wzorów empirycznych do określania maksymalnych przepływów letnich*. Zesz. Nauk. Akad. Roln. Warsz., Melior. Roln., nr 12, s. 87–110.
- Clague J.J., Evans S.G., 1997, *The 1994 jökulhlaup at Farrow Creek, British Columbia, Canada*. Geomorphology, Vol. 19, s. 77–87.
- Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA, Hurrell, 1995, aktualizacja: grudzień 2011, (<http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/>)
- Creager W.P., Justin J.D., Hinds J., 1945, *Engineering for Dams*. Vol. 1. John Wiley, New York, 371 s.
- Czaja E., 1987, *Rzeki kuli ziemskiej*. PWN, Warszawa, 289 s.
- Czaja S.W., 2011, *Powódzie w dorzeczu górnej Odry*. Wyd. UŚ, Katowice, 211 s.
- Czarnecka H., Głowacka B., Krupa-Marchlewska J., 2010, *Mapa cyfrowa podziału hydrograficznego Polski (MPHP)*. [w:] A. Magnuszewski (red.), *Hydrologia w ochronie i kształtowaniu środowiska*. T. 2. PAN, Kom. Inż. Środowiska, Monografie, nr 69, Warszawa, s. 7–15.
- Dartmouth Flood Observatory, 2011, aktualizacja: grudzień 2011, (<http://floodobservatory.colorado.edu/>)
- Dębski K., 1969, *O potencjalnym najwyższym odpływie z krótkotrwałych deszczów nawaalnych*. Rozpr. Hydrotechn., z. 23, ss. 51–63.
- Dębski K., 1970, *Hydrologia*. Arkady, Warszawa, 368 s.
- Dilley M., Chen R. S., Deichmann U., Lerner-Lam A. L., Arnold M., 2005, *Natural Disaster Hotspots. A Global Risk Analysis (Disaster Risk Management)*. World Bank Publ., 145 s.
- Dobrowolski A., Czarnecka H., Ostrowski J., Zaniewska M., 2004, *Floods in Poland from 1946 to 2001 origin, extent and frequency*. Proceedings of The International Conference “Risks caused by the geodynamic phenomena in Europe”. Polish Geological Institute. Wysowa, May 20–21, 2004. Wyd. PIG, Warszawa, s. 79–56.
- Dobrowolski A., Mierkiewicz M., Ostrowski J., Sasim M., 2010, *Regiony Polski najbardziej zagrożone powodzią katastrofalnymi*. [w:] A. Magnuszewski (red.), *Hydrologia w ochronie i kształtowaniu środowiska*. T. 2. PAN, Kom. Inż. Środowiska, Monografie, nr 69, Warszawa, s. 55–69.
- Doganovskij A.M., Malinin W.N., 2004, *Gidrosfera Ziemi*. Gidrometeoizdat., Sankt Petersburg, 629 s.
- Domański Cz., 1990, *Testy statystyczne*. PWE. Warszawa, 326 s.
- Douglas I., 2005, *The Mekong River Basin*. [w:] A. Gupta (ed.), *The Physical Geography of Southeast Asia*. Oxford Regional Environments, Vol. 4, Oxford Univ. Press, 440 s.
- Dubicki A., Głowacki B., Woźniak Z., 1997, *Wieloletnie badania hydrometeorologiczne w małych zlewniach sudeckich*. Mat. Bad. IMiGW, ser. Hydrologia i Oceanografia, t. 22, s. 95–106.
- Dunne T., Mertes L.A. K., 2007, *Rivers*. [w:] T.T. Veblen, K.R. Young, A.R. Orme (eds.), *The Physical Geography of South America*. Oxford Univ. Press, s. 76–90.
- Dynowska I., 1971, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*. Zesz. Nauk. UJ, nr 28, 155 s.
- Eskilsson C., Árnason J.I., Rosbjerg D., 2002, *Simulation of the jökulhlaup on Skeiðarársandur, Iceland, in November 1996 using MIKE 21 HD*. [w:] *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods* (Proceedings of a symposium held at Reykjavik, Iceland. July 2000). IAHS Publ., No. 271, Wallingford, s. 37–43.

- Fal B., 1979, *Przestrzenna zmienność przepływów maksymalnych w nizinnej części Polski*. Mat. Bad. IMiGW, ser. Hydrologia i Oceanografia, 72 s.
- Fal B., 1993, *Zmienność odpływu z obszaru Polski w bieżącym stuleciu*. Wiad. IMiGW, z. 3, s. 3–19.
- Fal B., 1997, *Przepływy charakterystyczne głównych rzek polskich w latach 1951–1990*. Mat. Bad. IMiGW, ser. Hydrologia i Oceanografia, t. 21, 143 s.
- Fekete, B. M., Vorosmarty C. J., Grabs W., 2002, *High-resolution fields of global runoff combining observed river discharge and simulated water balances*. Global Biogeochem. Cycles, Vol. 16 (3), No. 1042, s. 15.1–15.10.
- Fiedler K. (red.), 2007, *Awarie i katastrofy zapór, zagrożenia, ich przyczyny i skutki oraz działania zapobiegawcze*. Wyd. IMiGW, Warszawa, 226 s.
- Françou J., Rodier J.A., 1969, *Essai de classification des crues maximales. Floods and their Computations. Les crues et leur évaluation. Leningrad Symposium 1967*. Vol. I, Publ. No. 84, AIHS, IASH – Unesco – WMO, Red Serie, Gentbrugge, s. 518–527.
- Garreaud R.D., Aceituno P., 2007, *Atmospheric Circulation and Climatic Variability*. [w] T.T. Veblen, K.R. Young, A.R. Orme (eds.), *The Physical Geography of South America*. Oxford Univ. Press, s. 45–59.
- Gates A.E., Ritchie D., 2007, *Encyclopedia of Earthquakes and Volcanoes*. Facts On File, Inc., 346 s.
- Girguś R., Strupczewski W., 1965, *Wygątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI*. PIHM, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa, 214 s.
- Graaf R. de, Hooimeijer F. (red.), 2008, *Urban water in Japan*. Urban Water Series, Vol. 11, Taylor & Francis Group, London, 244 s.
- Gumbrecht T., Wolski P., McCarthy T.S., Frost P.E., 2004, *Forecasting the spatial extent of the annual flood in the Okavango Delta, Botswana*. J. Hydrol., No. 290, s. 178–191.
- Gupta S., Collier J.S., Palmer-Felgate A., Potter G., 2007, *Catastrophic flooding origin of shelf valley systems in the English Channel*. Nature, No. 448, s. 342–345.
- Herschey R.W., 2003, *World Catalogue of Maximum Observed Floods*. IAHS-AISH Publ., 284, IAHS Press, Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford, Oxfordshire, 285 s.
- Herschey R.W., Fairbridge R.W. (eds.), 1998, *Encyclopedia of Hydrology and Water Resources*. Springer, Dordrecht, 803 s.
- Hirschboeck, K.K., 1988, *Flood hydroclimatology*. [w:] V.R. Baker, R.C. Kochel, P.C. Patton (eds.), *Flood Geomorphology*. John Wiley & Sons, New York, s. 27–49.
- Hofer T., Messerli B., 2006, *Floods in Bangladesh: History, dynamics and rethinking the role of the Himalayas*. UN Univ. Press, Jingumae, Shibuya-ku, Tokyo, 468 s.
- Hurrell J.W., 1995, *Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation*. Science, Vol. 269, s. 676–679.
- Hyndman D., Hyndman D., 2009, *Natural Hazards and Disasters*. Cengage Learning, 592 s.
- International Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set (ICOADS) and the “National Centers for Environmental Prediction near-real-time”, aktualizacja: grudzień 2011, (<http://jisao.washington.edu/data/globalsstenso/>)
- Jania J., 1997, *Glacjologia. Nauka o lodowcach*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 384 s.
- Jarrett R.D., Costa J.E., 2006, *1976 Big Thompson Flood, Colorado – Thirty years later*. USGS Publ. Repository, Fact Sheet 2006–3095, July 2006, aktualizacja: grudzień 2011, ([http://pubs.usgs.gov/fs/2006/3095/pdf/FS06-3095\\_508.pdf](http://pubs.usgs.gov/fs/2006/3095/pdf/FS06-3095_508.pdf))
- Jednorat T., Sztobryn M., Wójcik L., Ziemiański M., 2002, *Powódź 2001 w Gdańsku*, Gosp. Wodna, z.1, s. 17–25
- Jelonek L., Wrzeszcz L., Zawisłak J., Walther P., Winkler U., Wortha S., Srejber J., Petr J., 2010, *Wspólny polsko-niemiecko-czeski raport dot. zdarzenia powodziowego w dniach 07–10*

- sierpnia 2010 na rzece Nysie Łużyckiej jako element wstępnej oceny ryzyka powodziowego zgodnie z art. 4 Dyrektywy Powodziowej (2007/60/EG). Wrocław, Drezno, Praga, 50 s.
- Jokiel P., 2002, *Woda na zapleczu wielkiego miasta. Możliwości wykorzystania i problemy ochrony zasobów i obiektów wodnych w małej zlewni strefy podmiejskiej Łodzi*. Wyd. IMiGW, Warszawa, 148 s.
- Jokiel P., 2004, *Zasoby wodne środkowej Polski na progę XXI wieku*. Wyd. UŁ, Łódź, 110 s.
- Jokiel P., Kozuchowski K., 1989 *Zmiany wybranych charakterystyk hydroklimatycznych Polski w bieżącym stuleciu*. Dok. Geogr., z. 6, 94 s.
- Jokiel P., Tomalski P., 2004, *Maksymalne odpływy rzek Polski*. Czas. Geogr., z.1–2, s. 83–97.
- Jonsson P., Snorrason Á., Pálsson S., 1998, *Discharge and sediment transport in the jökulhlaup on Skeiðarársandur in November 1996*. [w:] J. Kajander (ed.), *XX Nordic Hydrological Conference*. NHP Report no. 44, Nordic Association for Hydrology, Helsinki, s. 713–722.
- Jurak D., 1998, *Przestrzenny i czasowy rozkład parowania potencjalnego w Polsce*. Wiad. IMiGW, z. 3, s. 29–41.
- Kaniecki A., 2004, *Poznań. Dzieje miasta wodą pisane*. Wyd. Poz. Tow. PN, Poznań, 724 s.
- Kleiber Ch., 2008, *A Guide to the Dagum Distributions*. [w:] D. Chotikapanich, (ed.) *Modeling Income Distributions and Lorenz Curves*. Economic Studies in Inequality, Social Exclusion and Well-Being, vol. 5, 6, Springer, s. 97–117.
- Klemeš V., 1986, *Operational testing of hydrologic simulation models*. Hydrol. Sc. J., Vol. 31, No. 1, s.13–24.
- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*. PWN, Warszawa, 1098 s.
- Korytny L.M., Kichigina N.V., Garstman B.I., Gubareva T.S., 2007, *Rain Floods of the Far East and East Siberia*, [w:] O.F. Vasiliev, P.H.A.J.M. van Gelder, E.J. Plate, M.V. Bolgov (eds.), *Extreme Hydrological Events: New Concepts for Security*. (Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Extreme Hydrological Events: New Concepts for Security, Novosibirsk, Russia, 11–15 July 2005), NATO Science Series, Series IV, Earth and Environmental Sciences, Vol. 78, Springer, s. 125–135.
- Kowalczak P., 2007, *Konflikty o wodę*. Wyd. Kurpisz SA, Przeźmierowo, 480 s.
- Kozuchowski K. (red.), 2000, *Pory roku w Polsce*. Wyd. UŁ, Łódź, 147 s.
- Kozuchowski K., 1985, *Zmienność opadów atmosferycznych w Polsce w stuleciu 1881–1980*. Acta Geogr. Lodz., t. 48, 158 s.
- Kozuchowski K., Trepńska J., 1986, *Niektóre aspekty wieloletniej zmienności temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Krakowie*. Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., t. 67, s. 34–44.
- Kozuchowski K., Wibig J., 1988, *Kontynentalizm pluwialny w Polsce. Zróżnicowanie geograficzne i zmiany wieloletnie*. Acta Geogr. Lodz., t. 55, 102 s.
- Kundzewicz, Z.W., 2000, *Gdyby mała wody miarka... Zasoby wodne dla trwałego rozwoju*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 204 s.
- Kundzewicz Z.W., Kowalczak P., 2008, *Zmiany klimatu i ich skutki*. Wyd. Kurpisz SA, Poznań, 214 s.
- Langbein W.B., 1972, *Water data today and in prospect*. Hydrol. Sc. Bull., Vol. 17, Issue 4, s. 369–385.
- Linsley R.K. Jr., Kohler M.A., Paulhus J.L., 1958, *Hydrology for Engineers*. McGraw-Hill, New York, s.151–155.
- Llasat M.C., 2009, *Storms and Floods*. [w:] J.C. Woodward (ed.), *The physical geography of the Mediterranean. Oxford regional environments*. Vol. 8. Oxford Univ. Press, s. 513–540.
- Llasat M.C., Rigo T., Barriendos M., 2003, *The 'Montserrat-2000' flash-flood event: A comparison with the floods that have occurred in the northeastern Iberian peninsula since the 14<sup>th</sup> century*. Int. J. Climat., Vol. 23, s. 453–469.
- Lorenc H., 1994, *Symptomy zmian klimatu w strefach ograniczonych wpływów antropogenicznych*. Mat. Bad. IMiGW, ser. Meteorologia, z. 19, 52 s.

- Lwowicz M.I., 1979: *Zasoby wodne świata*. PWN, Warszawa, 438 s.
- Majewski W., 2003, *Powódź w Gdańsku w lipcu 2001 r. Propozycje zabezpieczenia w przyszłości*. [w:] J. Cyberski (red.), *Powódź w Gdańsku 2001*. Gdańskie TN, Gdańsk, s. 81–88.
- Makowski J., 1999, *Czy katastrofy powodziowej latem 1997 r. można było uniknąć?* [w:] *Materiały III Sympozjum, Zabytki Hydrotechniki w Polsce, 18 września 1999*.
- Marchi L., Borga M., Preciso E., Gaume E., 2010, *Characterisation of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management*. J. Hydrol., Vol. 394, s. 118–133.
- Margul T., 1995, *Święte rzeki świata*. [w:] J. Kułtuniak (red.), *Rzeki – kultura, cywilizacja, historia*. Z. 4. Wyd. Śląsk, Katowice, s. 55–73.
- Med-Hycos, 2001, Mediterranean Hydrological Cycle Observing System, aktualizacja: grudzień 2011, (<http://medhycos.mpl.ird.fr>).
- Michalczyk Z., 2008, *Zasoby wodne Polski, ich wykorzystanie i ochrona*. [w:] J. Gliński, Z. Michalczyk (red.), *Wybrane problemy retencji wodnej*. Lublin, s. 11–33.
- Mierkiewicz M., Sasim M., 2004, *Flood hazard – regions of frequent high water*. Polish Geological Institute Special Papers, t.15, Warszawa, s. 77–84.
- Mikulski Z., 1963, *Zarys hydrografii Polski*. PWN, Warszawa, 286 s.
- Milliman J.D., Farnsworth K.L., 2011, *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis*. Cambridge Univ. Press, 392 s.
- Milly P. C., Betancourt J., Falkenmark M., Hirsch R. M., Kundzewicz Z., Lettenmayer D. P., Stouffer R. J., 2008, *Stationarity is dead: whiter water management?* Science, No. 319, s. 573–574.
- Molga M., 1980, *Meteorologia rolnicza*. PWRiL. Warszawa, 571 s.
- Nachtnebel H.P., 2007, *Revised strategies for flood risk management: Lessons from the 2002 flood in Europe*. [w:] O.F. Vasiliev, P.H.A.J.M van Gelder, E.J. Plate, M.V. Bolgov (eds.), *Extreme Hydrological Events: New Concepts for Security*. (Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Extreme Hydrological Events: New Concepts for Security, Novosibirsk, Russia, 11–15 July 2005), NATO Science Series, Series IV, Earth and Environmental Sciences, Vol. 78, Springer, ss. 417–436.
- Nalkowski W., 1894, *Zarys geografii powszechnej (rozumowej)*, Wyd. T. Paprockiego i S-ki, Warszawa, 516 s.
- Niedbała A., Soja, R., 1998, *Odpyły z opadu nawalnego w dniu 18 maja 1996 roku w Sułoszowej*. Dok. Geogr., z. 11, s. 31–38.
- O'Connor J.M., Costa J.E., 2004, *The world's largest floods, past and present-their causes and magnitudes*, US Geolog. Survey Circular, No.1254, 18 s.
- Osiński S., 2001, *Ustrój hydrologiczny rzek Półwyspu Iberyjskiego: Tag i Mondego, Duero i Gwadiana*, [w:] M. Gutry-Korycka (red.), *Geograficzne uwarunkowania ustroju rzek*. Wyd. UW, Warszawa, s. 101–134.
- Ostrowski J., Zaniewska M., 2007, *Odwzorowanie i symulacja katastrofalnych fal powodziowych typu „flash flood” w Polsce za pomocą modelu MOREMAZ-2*. [w:] J. Szkutnicki, U. Kossowska-Cezak, E. Bogdanowicz, M. Ceran (red.), *Cywilizacja i żywioty*. Wyd. IMiGW ser. Monografie, Warszawa, s.177–189.
- Ozga-Zielińska M., Kupczyk E., Ozga-Zieliński B., Suligowski R., Niedbała J., Brzeziński J., 2003, *Powodziogenność rzek pod kątem bezpieczeństwa budowli hydrotechnicznych i zagrożenia powodziowego*. Mat. Bad. IMiGW, ser. Hydrologia i Oceanologia, nr 29, 91 s.
- 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*. Wyd. IMiGW, ser. Monografie, Warszawa, s. 58–68
- Ozga-Zieliński B., 2010, *Ryzyko hydrologicznych zdarzeń ekstremalnych. Hydrologia w inżynierii i gospodarce wodnej*. [w:] B. Więzik (red.), *Hydrologia w inżynierii i gospodarce wodnej*. T. 1. PAN, Kom. Inż. Środowiska, Monografie, nr 68, Warszawa, s. 319–325.



- Papp F., 2002, *Extremeness of extreme floods*. [w:] *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods* (Proceedings of a symposium held at Reykjavik. Iceland. July 2000). IAHS Publ., No. 271, s. 373–378.
- PDOk (Pacific Decadal Oscillation), aktualizacja: grudzień 2011, (<http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>)
- Pilarczyk K.W., 1998, *Dikes and revetments: design, maintenance and safety assessment*. Taylor & Francis, Rotterdam, 562 s.
- Piskozub A., 2000, *Rzeki w dziejach odkryć geograficznych*. [w:] J. Kułtuniak (red.), *Rzeki – kultura, cywilizacja, historia*. Z. 4., Wyd. Śląsk, Katowice, s. 55–86.
- Piskozub J., 1995, *Ren – rzeka Europy*. [w:] J. Kułtuniak (red.), *Rzeki – kultura, cywilizacja, historia*. Z. 4., Wyd. Śląsk, Katowice, s. 177–201.
- Pittcock B., Abbs D., Suppiah R., Jones R., 2006, *Climatic background to past and future floods in Australia*. [w:] A. Poiani (ed.), *Floods in an Arid Continent*. Adv. Ecol. Res., Vol. 39, Elsevier, s. 13–39.
- Pociask-Karteczka J., 2009, *Płynie Wisła, płynie...* [w:] J. Partyka (red.), *Tu wszystko jest Polską... Eseje krajoznawcze o Krakowie i Małopolsce*. Wyd. Oddz. Krakowski PTTK im. Ks. Karola Wojtyły, Kraków, s. 41–80.
- Powódź w Bogatyni*, 2010, „Kwartalny Biuletyn Informacyjny Węgiel Brunatny” nr 3 (72), Dział: Górniczy flesz, Związek Pracodawców Porozumienie Producentów Węgla Brunatnego, Bogatynia (<http://www.ppwb.org.pl/wb/72/9.php>).
- Przepływy charakterystyczne rzek polskich w latach 1951–70*, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa 1967, Warszawa 1976, Warszawa 1980.
- Rakhecha P.R., 2002, *Highest floods in India. The extremes of the extremes: extraordinary floods* (Proceedings of a symposium held at Reykjavik. Iceland, July 2000). IAHS Publ., No. 271, s. 167–173.
- Roberts M.J., Russell A.J., Tweed F.S., Knudsen Ó., 2002, *Controls on the development of supraglacial floodwater outlets during jökulhlaups*. [w:] A. Snorrason, H.P. Finnsdóttir (eds.), *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods*. (Proceedings of an international symposium on extraordinary floods held at Reykjavik, Iceland in July 2000). IAHS Publ., No. 271, Wallingford, s. 71–76.
- „Roczniki Hydrologiczne Wód Powierzchniowych” 1951–1983.
- Rodier J.A., 1987, *Aspekty hydrologii aridnej zony*. [w:] J.C. Rodda (red.) *Grani hydrologii*. Gidrometeoizdat., Leningrad, s. 255–307.
- Rodier J.A., Roche M., 1984, *World Catalogue of Maximum Observed Floods*. IAHS Publ., No. 143, Wallingford, Oxfordshire, 354 s.
- Rodriguez R.N., 1977, *A guide to the Burr Type XII distributions*. Biometrika, Vol. 64, No. 1, s. 129–134.
- Russell A.J., Tweed F.S., Knudsen Ó., Roberts M.J., Harris T.D., Marren P.M., 2002, *Impact of the July 1999 jökulhlaup on the proximal River Jökulsá á Sólheimasandi, Mýrdalsjökull Glacier, southern Iceland* [w:] A. Snorrason, H.P. Finnsdóttir (eds.), *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods*. (Proceedings of an international symposium on extraordinary floods held at Reykjavik, Iceland in July 2000). IAHS Publ., No. 271, Wallingford, s. 71–76.
- Sasim M., Ceran, M., 2006, *Ekstremalne zdarzenia wynikające z występowania pokrywy śnieżnej o dużej zawartości wody*. [w:] M. Maciejewski, M. Ostojki (eds), *Zagrożenia środowiska naturalnymi zjawiskami ekstremalnymi*. Wyd. IMiGW, Warszawa. s. 113–130.
- Shahin M., 2003, *Hydrology and water resources of Africa*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 688 s.
- Shaw E.M., 1998, *Hydrology in Practice*. Routledge, 592 s.
- Shershevsky A.I., 2007, *The conditions of the formation and development of extreme floods in Zakarpatye (the basin of Tisa river)*. [w:] O.F. Vasiliev, P.H.A.J.M. van Gelder, E.J. Plate,

- M.V. Bolgov, (eds.) *Extreme Hydrological Events: New Concepts for Security*. (Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Extreme Hydrological Events: New Concepts for Security, Novosibirsk, Russia, 11–15 July 2005), NATO Science Series, Ser. IV, Earth and Environmental Sciences, Vol. 78, Springer, s. 417–436.
- Shiklomanov I.A., Rodda J.C., 2004, *World water resources at the beginning of the twenty-first century*. Cambridge Univ. Press, 435 s.
- Słota H., Zieliński J., Dubicki A., 1999a, *Dorzecze Odry: monografia powodzi lipiec 1997*. Wyd. IMiGW, Warszawa, 241 s.
- Słota H., Zieliński J., Dubicki A., 1999b, *Dorzecze Wisły: monografia powodzi lipiec 1997*. Wyd. IMiGW, Warszawa, 241 s.
- Smith K., Ward R., 1998, *Floods. Physical Processes and Human Impacts*. John Wiley & Sons, New York, 394 s.
- Sobkowiak L., 2007, *Zasoby wodne Chin Północno-Zachodnich i ich eksploatacja w drugiej połowie XX wieku*. Czas. Geogr., t. 78, z. 3, s. 213–224.
- Soczyńska U. (red.), 1997, *Hydrologia dynamiczna*, PWN, Warszawa, 412 s.
- Stachý J., 1969, *Wieloletnia prognoza odpływu rzek polskich*. Wiad. Służby Hydrol.-Meteor., z. 3, PIHM, Warszawa, s. 23–34.
- Stachý J., 1970, *Wieloletnia zmienność odpływu rzek Polski*, Pr. Państw. Inst. Hydrol. Meteor., nr 100, 35 s.
- Stachý J., 1984a, *Odpływ rzek polskich w latach 1971–1980 na tle danych wieloletnich*. Gosp. Wodna, nr 5, s. 138–141.
- Stachý J., 1984b, *Odpływ rzek polskich w latach 1971–1980 na tle danych wieloletnich*. Gosp. Wodna, nr 6, s. 163–167.
- Stachý J., Bogdanowicz E., 1997, *Przyczyny i przebieg powodzi w lipcu 1997*. Gosp. Wodna, nr 11, s. 344–350.
- Stachý J., Fal B., Dobrzyńska I., Hołdakowska J., 1996, *Wezbrania rzek polskich w latach 1951–1990*. Mat. Bad. IMiGW, ser. Hydrologia i Oceanologia, 80 s.
- Stanescu V.A., Matreata M., 1997, *Large floods in Europe*. Proc. Flow Regimes from International Experimental and Network Data, 3rd Rep, UNESCO, Cemagref, Paris, s. 229–236.
- Szafranec J., 2008, *Powodzie lodowcowe na Pomorzu – zapis w morfometrii powierzchni sandrowych*. Landform Analysis, Vol. 8, s. 73–77.
- Tamulewicz J., 1993, *Struktura pola opadów atmosferycznych Polski w okresie 1951–1980*. Wyd. UAM, ser. Geografia, Poznań, 181 s.
- Thoms M. C., Rayburg S. C., Neave M. R., 2007, *The Physical Diversity and Assessment of a Large River System: the Murray-Darling Basin, Australia*. [w:] A. Gupta (ed.), *Large Rivers: Geomorphology and Management*, John Wiley & Sons Ltd., New York, s. 586–607.
- Thornes J., Lopez-Bermudes F., Woodward J.C., 2009, *Hydrology, River Regimes, and Sediment Yield*. [w:] J.C. Woodward (ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean*. Vol. 8. Oxford Univ. Press, s. 229–253.
- Todhunter P. E., 2002, *A hydroclimatic analysis of the 1997 flood at Grand Forks, North Dakota (USA)*. [w:] A. Snorrason, H.P. Finnsdóttir (eds.), *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods*. (Proceedings of a symposium held at Reykjavik, Iceland. July 2000). IAHS Publ., No. 271, Wallingford, s. 87–92.
- Tomasson H., 2002, *Catastrophic floods in Iceland*. [w:] A. Snorrason, H.P. Finnsdóttir (eds.), *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods*. (Proceedings of an international symposium on extraordinary floods held at Reykjavik, Iceland in July 2000). IAHS Publ., No. 271, Wallingford, s. 121–126.
- Tomaszewski E., 2001, *Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971–1990*. Acta Geogr. Lod., nr 79, 149 s.

- Trenberth K.E., Hurrell J.W., 1994, *Decadal Atmosphere-Ocean Variations in the Pacific*, Climate Dynamics, Vol. 9, s. 303–319.
- Trotter P.S., Johnson G.A., Ricks R., Smith D.R., Woods D., 1998, *Floods on the lower Mississippi: An historical economic overview*. (<http://www.srh.noaa.gov/topics/attach/html/ssd98-9.htm>)
- Twaróg B., 2004, *Powiązanie podejścia Françou-Rodiera z formułami na obliczanie przepływów maksymalnych rocznych o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia*. Materiały XIV Ogólnopolskiej Szkoły Gospodarki Wodnej nt. „Oceny oddziaływania na środowisko w Polsce i w standardach Unii Europejskiej”, Paszówka (maszynopis).
- USGS, 2011, USGS Water Data for the Nation, aktualizacja: grudzień 2011, (<http://waterdata.usgs.gov/nwis/>)
- Ustrnul Z., 1999, *Struktura synoptyczno-klimatyczna ekstremalnych zjawisk klimatycznych w Polsce*. [w:] A. Dubicki (red.), *Zmiany i zmienność klimatu Polski i ich wpływ na gospodarkę, ekosystemy i człowieka. Ogólnopolska Konferencja Naukowa, Łódź, 4–6 listopada 1999*, IMiGW, Warszawa, s. 275–281.
- Vincenz S., 1980, *Z perspektywy podróży*. Wyd. Znak, Kraków, 416 s.
- Vojeikov A.I., 1884, *Klimaty ziemnego szara w osobennosti Rossii*. Izd. Kartografičeskogo Zawedenija A. Ilina, Sankt Petersburg, 640 s.
- Walker K.F., Sheldon F., Puckridge J.T., 1995, *A perspective on dry land river ecosystems*. Regulated Rivers: Research & Management, Vol.11, s. 85–104.
- Węglarczyk S., 1998, *Wybrane problemy hydrologii stochastycznej*. Wyd. Politechniki Krakowskiej, ser. Monografie, nr 235, 214 s.
- White K.D., Tuthill A.M., Furman L., 2007, *Studies of ice jam flooding in the United States*. [w:] O.F. Vasiliev et al. (ed.), *Extreme Hydrological Events: New Concepts for Security*, Springer, s. 255–268.
- Wibig J., 2001, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie*. Wyd. UŁ, Łódź, 208 s.
- Wielka encyklopedia PWN*. 2004, t. 24, PWN, Warszawa, 576 s.
- Zakład Kriologii i Badań Polarnych, Inst. Geografii UMK, 2011: Serwis Lodowy – Dolna Wisła, aktualizacja: grudzień 2011, ([http://www.geo.uni.torun.pl/www/zaklady/zkibp/archiwum\\_lod.htm](http://www.geo.uni.torun.pl/www/zaklady/zkibp/archiwum_lod.htm))
- Zekai S., 2008, *Wadi Hydrology*. CRC Press, 368 s.
- Zektser J.S., Dzhamalov R.G., 1989, *Podzemnyje vody w vodnom balansie krupnych regionov*. Nauka, Moskva, 124 s.
- Zieliński, J., Słota, H., Madej, P., Rafalina, K., Konieczny, R. Greła, J., 1996, *Stan i wykorzystanie zasobów wód powierzchniowych Polski*. Mat. Bad. IMiGW, ser. Gospodarka Wodna i Ochrona Wód, z. 20, 52 s.
- Żebrowski E., 1998, *Niespokojna planeta*. Amber, Warszawa, 320 s.
- Żurawicki L., 1983, *Holandia*. PWN, Warszawa, 348 s.

# Spis rysunków i tabel

## Rysunki

Rys. 1. Przeciętny odpływ rzeczny na świecie w latach 1950–2000 (Fekete i in., 2002, zmienione) .....	19
Rys. 2. Przeciętny, roczny odpływ rzeczny w Europie (Zieliński i in., 1996, za: Europe's Environment", 1995) .....	23
Rys. 3. Krzywe prawdopodobieństwa rocznych sum odpływu całkowitego z obszaru Polski (Fal, 1993) .....	26
Rys. 4. Średni odpływ jednostkowy w Polsce (Jokiel, 2004, za: IMiGW, poprawione) .....	27
Rys. 5. „Czasoprzestrzeń” powodzi i zjawisk klimatycznych z nimi związanych (Hirschboeck, 1988) .....	30
Rys. 6. Wpływ kroku czasowego obserwacji hydrologicznych na wysokość zanotowanych kulminacji fal wezbraniowych (Shaw, 1994) .....	31
Rys. 7. Mechanizm powstawania błędów w relacji stan wody (H) – natężenie przepływu (Q) ...	33
Rys. 8. Dekompozycja szeregu czasowego (Shaw, 1994) .....	35
Rys. 9. Przykłady wezbrań rzecznych o różnym charakterze (na podstawie USGS, 2011) .....	38
Rys. 10. Wezbranie wywołane zatorem na rzece Jukon w Eagle – rok 2002/2003 (źródło danych: USGS, 2011) .....	39
Rys. 11. Fazy i formy odpływu w czasie wezbrania (Tomaszewski, 2001, zmienione) .....	40
Rys. 12. Obwiednia zmierzonych i estymowanych przepływów maksymalnych epizodycznych cieków typu ued (Zekai, 2008, zmienione) .....	43
Rys. 13. Obwiednie Creagera i Françou–Rodiera maksymalnych odpływów jednostkowych w zlewniach rzek dorzecza Dunaju w Chorwacji (Biondić i in., 2007, zmienione) .....	47
Rys. 14. Odpływy jednostkowe w kulminacjach gwałtownych wezbrań opadowych w małych zlewniach Niecki Nidy i ich obwiednia (opracowanie własne na podstawie: Bryndal i in., 2008) .....	49
Rys. 15. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach o powierzchni większej niż 1000 km <sup>2</sup> w Polsce (Jokiel, Tomalski, 2004) .....	49
Rys. 16. Zależność przepływów maksymalnych rzek od powierzchni ich zlewni przy różnych indeksach K (Daganovskij, Malinin, 2004) .....	51
Rys. 17. Maksymalne sumy opadów o określonym czasie trwania (Bryant, 2005) .....	59
Rys. 18. Zasięg powodzi w Bangladeszu w latach 1954–2004 (Hofer, Messerli 2006, zmienione) .....	60
Rys. 19. Holandia bez systemów ochrony przeciwpowodziowej (Pilarczyk, 1998) .....	61
Rys. 20. Liczba zatorów lodowych na rzekach Stanów Zjednoczonych od 1850 r. (White i in., 2007) .....	63
Rys. 21. Interwał między dużymi wezbrańiami Missisipi (Bryant, 2005, zmienione) .....	65
Rys. 22. Estymowane hydrogramy wezbrań rzek w czasie powodzi lodowcowej 5–6 listopada 1996 r. na Islandii (Eskilsson i in., 2002, za: Jonsson i in., 1998) .....	66

Rys. 23. Obwiednia czasu koncentracji przepływu w trakcie europejskich powodzi błyskawicznych w funkcji powierzchni zlewni (Marchi, Borga, Preciso, Gaume, 2010) .....	69
Rys. 24. Przepływy rzeki Big Thompson w przekroju Mouth of Canyon Drake .....	70
Rys. 25. Przykłady przebiegu wezbrań w zlewniach silnie zurbanizowanych (Chikugo, Tone) i quasi-naturalnych (Tennessee, Columbia) (de Graaf, Hooimeijer, 2008) .....	72
Rys. 26. Wpływ zmian związanych z urbanizacją na przebieg wezbrań w zlewni Tsurumi (de Graaf, Hooimeijer 2008) .....	73
Rys. 27. Energia jednostkowego strumienia przepływu rzek w trakcie wezbrań w funkcji powierzchni zlewni (Bryant, 2005, zmienione) .....	74
Rys. 28. Maksymalny odpływ jednostkowy w zlewniach większych rzek świata w funkcji szerokości geograficznej (O'Connor, Costa, 2004) .....	76
Rys. 29. Przyczyny powodzi na świecie w latach 1985–2010 (oprac. własne na podstawie danych: GAALFE 1985-2010 – Dartmouth Flood Observatory).....	77
Rys. 30. Powodzie na świecie w latach 1985–2010 (A) oraz w układzie sezonowym (B) (oprac. własne na podstawie danych: GAALFE – Dartmouth Flood Observatory, 2011) .....	77
Rys. 31. Średnia w roku liczba wezbrań rzecznych w Polsce (źródło: IMiGW, zmienione) ....	84
Rys. 32. Udział powodzi o różnej genezie w Polsce w latach 1946–2002 w skali regionalnej i lokalnej (oprac. własne na podstawie: Dobrowolski, Mierkiewicz i in., 2010).....	86
Rys. 33. Całkowite objętości fal wezbraniowych w lipcu 1997 r. i odpływy jednostkowe przepływów kulminacyjnych wzdłuż biegu Odry (Słota i in., 1999a, poprawione) .....	89
Rys. 34. Lodowe wypełnienie koryta Wisły 13 stycznia 2004 r. w rejonie Kiezmorku – km 929,8 (ok. 200 m powyżej mostu). Wypełnienie koryta – 80% (źródło: Zakład Kriologii i Badań Polarnych, Inst. Geografii UMK, 2011, zmienione) .....	91
Rys. 35. Godzinna suma opadów w dniu 7 sierpnia 2010 r. [07-08 UTC] w rejonie Bogatyni (Jelonek i in., 2010) .....	93
Rys. 36. Ryzyko hydrologiczne (Ozga-Zieliński 2010).....	95
Rys. 37. Zagrożenie powodziowe delty Wisły (Jednorął i in., 2002, zmienione).....	96
Rys. 38. Przebieg wezbrań wywołanych tym samym opadem w dwóch łódzkich rzekach o różnym stopniu zurbanizowania zlewni (źródło: Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej UŁ) .....	98
Rys. 39. Liczba uwzględnionych wodowskazów w kolejnych latach wielolecia 1901–2003 ....	101
Rys. 40. Liczba badanych serii w przedziałach ich długości .....	103
Rys. 41. Lokalizacja wodowskazów zamykających wybrane zlewnie. Kolor kółka przedstawia długość serii obserwacyjnej .....	104
Rys.42. Reżimy rzek Ameryki Południowej wg M.I. Lwowicza (1979), zmienione. Zaznaczono uwzględnione przekroje wodowskazowe .....	111
Rys. 43. Liczba wodowskazów na rzekach Ameryki Południowej, w poszczególnych latach wielolecia, z których dane uwzględniono w opracowaniu .....	113
Rys. 44. Długość serii obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych rzek Ameryki Południowej .....	114
Rys. 45. Maksymalne przepływy wezbraniowe w przekrojach wodowskazowych rzek Ameryki Południowej w funkcji powierzchni zlewni (podano równanie obwiedni i zaznaczono punkty odstające) .....	114
Rys. 46. Częstość przepływów <i>WWQ</i> rzek Ameryki Południowej w przekroju rocznym .....	115
Rys. 47. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Ameryki Południowej .....	116
Rys. 48. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach Ameryki Południowej w funkcji powierzchni zlewni .....	117
Rys. 49. Indeksy powodziowości Françou–Rodiera ( <i>K</i> ) rzek Ameryki Południowej .....	118
Rys. 50. Zróżnicowanie sezonowe indeksów <i>K</i> rzek Ameryki Południowej .....	119

Rys. 51. Indeksy wysokiej wody ( $IWW_k$ ) Ameryki Południowej w XX wieku .....	122
Rys. 52. Średnie roczne indeksy ENSO <sub>k</sub> wg International Comprehensive Ocean-Atmosphere DataSet (COADS) and the “National Centers for Environmental Prediction near-real-time” .....	122
Rys. 53. Reżimy rzek Afryki wg M. I. Lwowicza (1979), zmienione. Zaznaczono uwzględnione przekroje wodowskazowe .....	125
Rys. 54. Liczba wodowskazów na rzekach Afryki, w poszczególnych latach wielolecia, z których dane uwzględniono w opracowaniu .....	128
Rys. 55. Długość serii obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych rzek Afryki .....	129
Rys. 56. Maksymalne przepływy wezbraniowe w przekrojach wodowskazowych rzek Afryki w funkcji powierzchni zlewni (podano równanie funkcji obwiedni) .....	129
Rys. 57. Częstość przepływów $WWQ$ rzek Afryki w przekroju rocznym .....	130
Rys. 58. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Afryki .....	131
Rys. 59. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach Afryki w funkcji powierzchni zlewni (zaznaczono punkty odstające) .....	132
Rys. 60. Indeksy powodziowości François–Rodiera ( $K$ ) rzek Afryki .....	133
Rys. 61. Zróżnicowanie sezonowe indeksów $K$ rzek Afryki .....	134
Rys. 62. Indeksy wysokiej wody ( $IWW_k$ ) Afryki w XX wieku .....	135
Rys. 63. Reżimy rzek Australii i Oceanii wg M. I. Lwowicza (1979), zmienione. Zaznaczono uwzględnione przekroje wodowskazowe .....	139
Rys. 64. Liczba wodowskazów na rzekach Australii i Oceanii, w poszczególnych latach wielolecia, z których dane uwzględniono w opracowaniu .....	141
Rys. 65. Długość serii obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych rzek Australii i Oceanii .....	142
Rys. 66. Maksymalne przepływy wezbraniowe w przekrojach wodowskazowych rzek Australii i Oceanii w funkcji powierzchni zlewni (podano równanie obwiedni i zaznaczono punkt odstający) .....	143
Rys. 67. Częstość przepływów $WWQ$ rzek Australii i Oceanii w przekroju rocznym .....	143
Rys. 68. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Australii i Oceanii .....	144
Rys. 69. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach Australii i Oceanii w funkcji powierzchni zlewni (podano równanie regresji i zaznaczono punkty odstające) .....	145
Rys. 70. Indeksy powodziowości François–Rodiera ( $K$ ) rzek Australii i Oceanii .....	146
Rys. 71. Zróżnicowanie sezonowe indeksów $K$ rzek Australii i Oceanii .....	147
Rys. 72. Indeksy wysokiej wody ( $IWW_k$ ) Australii i Oceanii w XX wieku .....	148
Rys. 73. Reżimy rzek Ameryki Północnej i Środkowej wg M. I. Lwowicza (1979); zmienione. Zaznaczono uwzględnione przekroje wodowskazowe .....	150
Rys. 74. Liczba wodowskazów na rzekach Ameryki Północnej i Środkowej, w poszczególnych latach wielolecia, z których dane uwzględniono w opracowaniu .....	153
Rys. 75. Długość serii obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych rzek Ameryki Północnej i Środkowej .....	154
Rys. 76. Maksymalne przepływy wezbraniowe w przekrojach wodowskazowych rzek Ameryki Północnej i Środkowej w funkcji powierzchni zlewni .....	155
Rys. 77. Częstość przepływów $WWQ$ rzek Ameryki Północnej i Środkowej w przekroju rocznym .....	156
Rys. 78. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Ameryki Północnej i Środkowej ...	157
Rys. 79. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach Ameryki Północnej i Środkowej w funkcji powierzchni zlewni .....	158
Rys. 80. Indeksy powodziowości François–Rodiera ( $K$ ) rzek Ameryki Północnej i Środkowej ....	159

Rys. 81. Zróznicowanie sezonowe indeksów $K$ rzek Ameryki Północnej i Środkowej .....	160
Rys. 82. Indeksy wysokiej wody ( $IWW_k$ ) Ameryki Północnej i Środkowej w XX wieku .....	163
Rys. 83. Średnie roczne indeksy $PDO_k$ ( <i>Pacific Decadal Oscillation</i> ) w XX wieku .....	162
Rys. 84. Reżimy rzek Azji wg M. I. Lwowicza (1979); zmienione. Zaznaczono uwzględnione przekroje wodowskazowe .....	168
Rys. 85. Liczba wodowskazów na rzekach Azji, w poszczególnych latach wielolecia, z których dane uwzględniono w opracowaniu .....	170
Rys. 86. Długość serii obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych rzek Azji .....	171
Rys. 87. Maksymalne przepływy wezbraniowe w przekrojach wodowskazowych rzek Azji w funkcji powierzchni zlewni (podano równanie funkcji obwiedni i zaznaczono wartość odstającą) .....	172
Rys. 88. Częstość przepływów $WWQ$ rzek Azji w przekroju rocznym .....	172
Rys. 89. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Azji .....	173
Rys. 90. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach Azji w funkcji powierzchni zlewni (zaznaczono punkty odstające) .....	174
Rys. 91. Indeksy powodziowości Françoü–Rodiera ( $K$ ) rzek Azji .....	175
Rys. 92. Zróznicowanie sezonowe indeksów $K$ rzek azjatyckich .....	176
Rys. 93. Indeksy wysokiej wody ( $IWW_k$ ) Azji w XX wieku .....	177
Rys. 94. Reżimy rzek Europy wg M. I. Lwowicza (1979); zmienione. Zaznaczono uwzględnione przekroje wodowskazowe .....	182
Rys. 95. Liczba wodowskazów na rzekach Europy, w poszczególnych latach wielolecia, z których dane uwzględniono w opracowaniu .....	186
Rys. 96. Długość serii obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych rzek Europy .....	186
Rys. 97. Maksymalne przepływy wezbraniowe w przekrojach wodowskazowych rzek Europy w funkcji powierzchni zlewni (podano równanie funkcji obwiedni i zaznaczono wartość odstającą) .....	187
Rys. 98. Częstość przepływów $WWQ$ rzek Europy w przekroju rocznym .....	188
Rys. 99. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Europy .....	189
Rys. 100. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach Europy w funkcji powierzchni zlewni (zaznaczono punkty odstające) .....	190
Rys. 101. Indeksy powodziowości Françoü–Rodiera ( $K$ ) rzek Europy .....	191
Rys. 102. Zróznicowanie sezonowe indeksów $K$ rzek europejskich .....	192
Rys. 103. Indeksy wysokiej wody ( $IWW_k$ ) Europy w XX wieku .....	193
Rys. 104. Średnie roczne indeksy $NOA_k$ ( <i>North Atlantic Oscillation</i> ) w XX wieku . źródło danych: Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA, Hurrell 1995 .....	193
Rys. 105. Przepływy maksymalne rzek na świecie .....	198
Rys. 106. Funkcje obwiedni dla przepływów maksymalnych rzek obu półkul .....	199
Rys. 107. Maksymalne odpływy jednostkowe ( $WWq$ ) na świecie .....	203
Rys. 108. Maksymalny odpływ jednostkowy ( $WWq$ ) w funkcji powierzchni zlewni dla rzek Półkuli Północnej i Południowej. Elipsy zakreślają 99-procentowy obszar ufności empirycznej .....	204
Rys. 109. Strefowość geograficzna maksymalnego odpływu jednostkowego ( $WWq$ ) .....	205
Rys. 110. Maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek świata .....	205
Rys. 111. Indeksy powodziowości $K$ rzek świata w badanych zbiorach .....	206
Rys. 112. Przestrzenne zróznicowanie indeksów powodziowości $K$ (Françoü–Rodiera) na świecie .....	207
Rys. 113. Liczba rzek świata o powodziowości mierzonej indeksem $K$ .....	208
Rys. 114. Liczba ekstremalnych wezbrań rzek świata w skali indeksu $K$ w układzie sezonowym i wieloletnim .....	209

Rys. 115. Krzywa podwójnie kumulowana indeksów $IWW_k$ obliczonych dla obu półkul .....	213
Rys. 116. Indeksy wysokiej wody ( $IWW_k$ ) dla Półkuli Południowej (u góry) i Południowej (u dołu) i Północnej (powyżej linii) .....	214
Rys. 117. Funkcja gęstości rozkładu <i>Dagum II</i> dla indeksów $K$ rzek Ameryki Południowej ....	217
Rys. 118. Funkcja gęstości rozkładu <i>Beta</i> dla indeksów $K$ rzek Afryki .....	218
Rys. 119. Funkcja gęstości rozkładu <i>Burra</i> dla indeksów $K$ rzek Europy .....	219
Rys. 120. Funkcje gęstości rozkładów <i>Beta</i> dla indeksów $K$ rzek obu półkul i świata (dodano histogram częstości $K$ dla świata) .....	220
Rys. 121. Reżimy rzek Polski wg I. Dynowskiej, 1971, uproszczone .....	227
Rys. 122. Długość serii z obserwacyjnych w uwzględnionych przekrojach wodowskazowych ...	229
Rys. 123. Liczba przekrojów w poszczególnych latach, których dane wykorzystano w opracowaniu .....	229
Rys. 124. Obwiednie maksymalnych przepływów rzek świata, Europy i Polski ( $WWQ$ ) w funkcji powierzchni ich zlewni ( $A$ ) .....	232
Rys. 125. Obszar zmienności maksymalnego odpływu jednostkowego ( $WWq$ ) i powierzchni zlewni ( $A$ ) w Polsce .....	233
Rys. 126. Zanotowane maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach rzek Polski .....	234
Rys. 127. Liczba $WWQ$ w poszczególnych miesiącach .....	234
Rys. 128. Terminy $WWQ$ w funkcji powierzchni zlewni .....	235
Rys. 129. Indeksy powodziowości ( $K$ ) rzek Polski w latach 1951–2006 .....	236
Rys. 130. Zróżnicowanie indeksów powodziowości $K$ (François–Rodiera) w Polsce .....	237
Rys. 131. Liczba $WWQ$ i średnie indeksy $K$ kulminacji wezbrań, które zanotowano w poszczególnych miesiącach wielolecia .....	238
Rys. 132. Wskaźniki ( $A$ ) i indeksy ( $B$ ) wysokiej wody w Polsce, w przekroju wieloletnim ....	239
Rys. 133. Rozmieszczenie wybranych przekrojów wodowskazowych na rzekach karpackich i nizinnych .....	241
Rys. 134. Obwiednie związków między maksymalnymi przepływami rzek ( $WWQ$ ) i powierzchniami ich zlewni ( $A$ ) – równania w tekście .....	242
Rys. 135. Zróżnicowanie indeksów $K$ (François–Rodiera) w badanych grupach zlewni, w wieloleciu 1951–2006 .....	243
Rys. 136. Indeksy wysokiej wody ( $IWW_k$ ) dla Karpat ( $A$ ), nizin ( $B$ ) i Polski ( $C$ ) w przekroju wieloletnim .....	245
Rys. 137. Zasięg powodzi, które na świecie wystąpiły w latach 1985–2011 .....	249



## Tabele

Tabela 1. Dopływ wód rzecznych do Wszechoceanu .....	16
Tabela 2. Sezonowa struktura odpływu rzecznoego .....	17
Tabela 3. Najwyższe, roczne odpływy rzeczne na świecie .....	22
Tabela 4. Najwyższe, roczne odpływy rzek europejskich ( $A > 100 \text{ km}^2$ ) .....	24
Tabela 5. Lata o największej i najmniejszej powodziowości na Półkuli Północnej .....	53
Tabela 6. Powodzie na świecie, ich czynniki sprawcze i sprzyjające .....	55
Tabela 7. Największe powodzie w Polsce w latach 1985–2010 .....	57
Tabela 8. Największe wezbrania 30 wielkich rzek świata .....	78
Tabela 9. Największe powodzie na świecie w latach 1985–2010 .....	80
Tabela 10. Geneza, zasięg i czas występowania różnych typów wezbrań w Polsce .....	85
Tabela 11. Przykładowy zbiór rekordów danych uwzględnionych w opracowaniu (po weryfikacji) .....	102
Tabela 12. Zestawienie rzek i przekrojów o ujemnym indeksie powodziowości ( $K < 0$ ) .....	106
Tabela 13. Największe odpływy wezbraniowe rzek świata w kategoriach powierzchni zlewni ...	200
Tabela 14. Rzeki o największym indeksie powodziowości $K$ .....	210
Tabela 15. Funkcje rozkładu indeksów powodziowości $K$ .....	216
Tabela 16. Parametry rozkładów prawdopodobieństwa indeksów powodziowości $K$ .....	218
Tabela 17. Cechy rozkładów indeksów powodziowości $K$ w różnych częściach świata .....	220
Tabela 18. Największe przepływy i odpływy rzek Polski w kategoriach powierzchni ich zlewni ....	230
Tabela 19. Liczba $WWQ$ w poszczególnych dekadach wielolecia .....	243