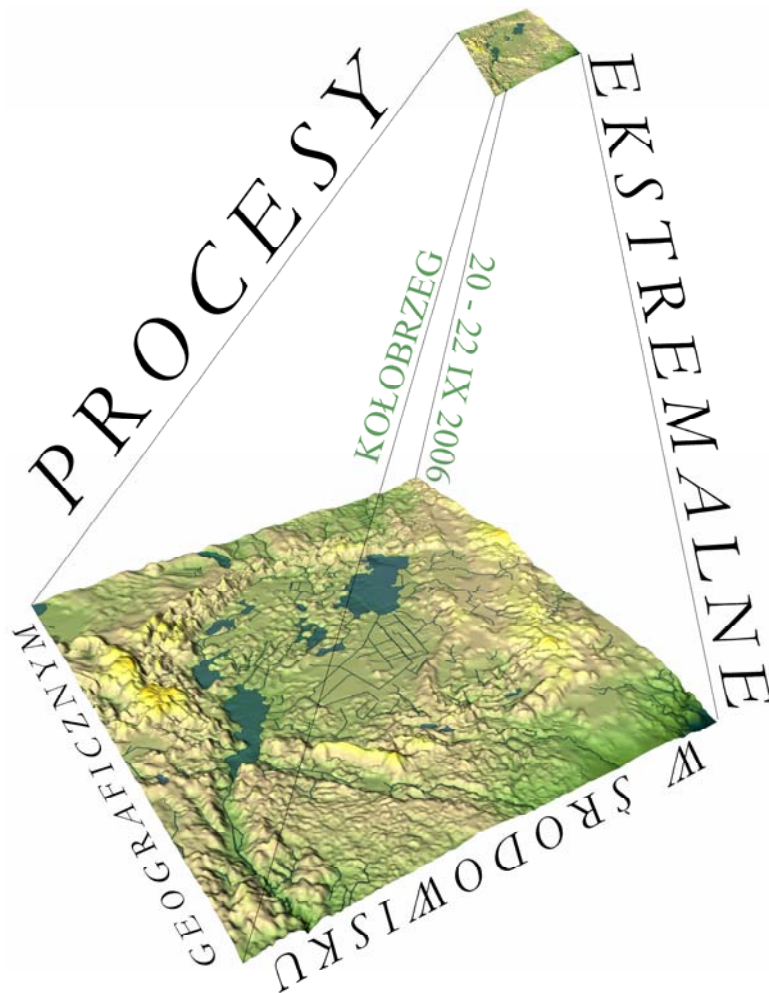


UNIwersYTET IM. ADAMA MICKIEWICZA W POZNANIU

INSTYTUT PALEOGEOGRAFII I GEOEKOLOGII
ZAKŁAD GEOEKOLOGII
STACJA GEOEKOLOGICZNA W STORKOWIE

FUNKCJONOWANIE GEOEKOSYSTEMÓW ZLEWNI RZECZNYCH

4



**POZNAŃ - STORKOWO
2006**

UNIWERSYTET IM. ADAMA MICKIEWICZA W POZNANIU

**INSTYTUT PALEOGEOGRAFII I GEOEKOLOGII
ZAKŁAD GEOEKOLOGII
STACJA GEOEKOLOGICZNA W STORKOWIE**

***FUNKCJONOWANIE GEOEKOSYSTEMÓW
ZLEWNI RZECZNYCH
4***

***PROCESY EKSTREMALNE W ŚRODOWISKU
GEOGRAFICZNYM***

***POZNAŃ - STORKOWO
2006***

Organizatorzy Konferencji:

Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Instytut Paleogeografii i Geoekologii,
Komitet „Człowiek i Środowisko” przy Prezydium Polskiej Akademii Nauk,
Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich,
Wydział Ochrony Środowiska i Rolnictwa UW w Szczecinie
Wojewódzki Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej w Szczecinie,
Zachodniopomorski Inspektorat Ochrony Środowiska,
Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Szczecinie,
Wojewódzka Komisja Ochrony Przyrody w Szczecinie,
Związek Miast i Gmin Dorzecza Parsęty,
Urząd Miejski w Kołobrzegu,
Starostwo Powiatowe w Kołobrzegu

Goście Honorowi:

J.M. Rektor UAM Prof. dr hab. Stanisław Lorenc
Marszałek Województwa Zachodniopomorskiego Prof. dr hab. Zygmunt Meyer
Prezydent Miasta Kołobrzeg Pan Henryk Bieńkowski

Komitet Organizacyjny

prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski – przewodniczący, dr Józef Szpikowski – sekretarz
mgr inż. Tadeusz Mutko, mgr inż. Paweł Niedźwiedź, mgr inż. Lech Pieczyński,
mgr Małgorzata Kołodziej-Nowakowska, dr inż. Andrzej Kreft,
mgr inż. Ryszard Ławrynowicz, mgr inż. Barbara Rajkowska

Redaktor:

prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski, dr Józef Szpikowski

Sekretarz:

mgr Monika Domańska

Opracowanie komputerowe:

mgr Monika Domańska

Symbol na okładce i fotografie:

dr Józef Szpikowski, dr Zbigniew Zwoliński

© Zakład Geoekologii

Zakład Geoekologii
Stacja Geoekologiczna w Storkowie

Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań

Stacja Geoekologiczna ZG, IPiG, UAM
Storkowo 32, 78-450 Grzmiąca

Przedmowa

Wzrost zainteresowania procesami o charakterze ponadprzeciętnym i ekstremalnym w środowisku przyrodniczym Polski i różnych regionów świata, spowodowany jest niewątpliwie zwiększoną częstotliwością wystąpienia powodzi związanych z wezbraniami rzek, sztormów w strefie wybrzeża, huraganów, susz itd., które często mają charakter katastrofalny. W realizacji programów badawczych zaznaczają się wyraźnie ukierunkowane studia o charakterze specjalistycznym – klimatyczno-hydrologicznym, geomorfologicznym, sedymentologicznym, ekologicznym, krajobrazowym, czy geosozologicznym. Trzeba jednak jednoznacznie stwierdzić, że lepsze efekty naukowe i praktyczne dają studia interdyscyplinarne, skupiające przedstawicieli różnych dyscyplin naukowych i praktyków.

W badaniach procesów środowiskowych o charakterze ponadprzeciętnym i ekstremalnym, ciągle wiele zagadnień pozostaje nierozwiązanych, co spowodowane jest przyczynami zarówno o charakterze metodologicznym, jak i metodycznym w organizacji realizowanych badań.

Organizowane przez Instytut Paleogeografii i Geoekologii, Zakład Geoekologii i Stację Geoekologiczną Uniwersytetu im. A. Mickiewicza Ogólnopolska Konferencja n.t. „Funkcjonowania geoeosystemów zlewni rzecznych” poświęcone były następującej problematyce:

1. Środowisko przyrodnicze dorzecza Parsęty, stan badań, zagospodarowanie, ochrona (Kołobrzeg 8-9. XI. 1995r.).
2. Powódzie rzek Przymorza Bałtyku i innych regionów Polski. Uwarunkowania, przebieg, skutki w środowisku przyrodniczym (Kołobrzeg 25-27. X. 1999r.).
3. Obieg wody, uwarunkowania i skutki w środowisku przyrodniczym (Kołobrzeg 16-18. X. 2002r.).

Organizowana czwarta z kolei konferencja w cyklu „Funkcjonowanie geoeosystemów zlewni rzecznych”, jako podstawowy do prezentacji i dyskusji problem przyjęła –

4. Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym (Kołobrzeg 20-22. IX. 2006).

Podstawowym celem konferencji jest określenie uwarunkowań, przebiegu i skutków procesów ponadprzeciętnych i ekstremalnych w rozwoju geoeosystemów umiarkowanej strefy klimatycznej. Problemy proponowane do dyskusji przez organizatorów są następujące:

- Uwarunkowania procesów geomorfologicznych ponadprzeciętnych i ekstremalnych i ich wpływ na rozwój współczesnych geoeosystemów.
- Wpływ procesów geomorfologicznych ponadprzeciętnych i ekstremalnych na rozwój geoeosystemów obszarów równinnych, stoków, dolin rzecznych i strefy wybrzeża.
- Sedymencyjne i morfologiczne skutki procesów ponadprzeciętnych i ekstremalnych we współczesnym rozwoju rzeźby terenu geoeosystemów różnych stref morfoklimatycznych.
- Wpływ człowieka na przebieg procesów geomorfologicznych geomorfologicznych charakterze ponadprzeciętnym i ekstremalnym i jego rola w rozwoju współczesnych geoeosystemów.

Jak już stwierdzono organizatorem konferencji jest Instytut Geoekologii i Paleogeografii (Zakład Geoekologii, Stacja Geoekologiczna w Storkowie) Uniwersytetu im. A. Mickiewicza, przy współorganizacji – Komitetu Naukowego przy prezydium PAN „Człowiek i Środowisko”, Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich, Wydziału Ochrony Środowiska Urzędu Wojewódzkiego w Szczecinie, Wojewódzkiego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej w Szczecinie, Zachodniopomorskiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Szczecinie, Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Szczecinie, Wojewódzkiej Komisji Ochrony Przyrody w Szczecinie, Związku Miast i Gmin Dorzecza Parsęty, Urzędu Miejskiego w Kołobrzegu, Starostwa Powiatowego w Kołobrzegu.

Koncepcja organizacji Konferencji uzyskała przychylność naszych gości honorowych J.M. Rektora Uniwersytetu A. Mickiewicza Profesora Stanisława Lorenca, Marszałka Województwa Zachodniopomorskiego Prof. dr hab. Zygmunta Meyera, Prezydenta Miasta Kołobrzegu Pana Henryka Bienkowskiego.

Pozwolę sobie wyrazić przekonanie, że problematyka organizowanej konferencji dobrze wpisuje się w realizowane problemy badawcze, dotyczące rozpoznania przebiegu i skutków procesów ekstremalnych w funkcjonowaniu i przekształcaniu krajobrazów umiarkowanej strefy morfoklimatycznej.

Andrzej Kostrzewski

Spis treści

Program konferencji

Andrzej Kostrzewski

Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym. Wprowadzenie do Konferencji

Sesja 1

Małgorzata Gutry-Korycka

Obieg ciepła – obieg wody a zmiany użytkowania ziemi

Marek Degórski

*Wpływ zjawisk ekstremalnych na funkcjonowanie megasystemu środowiska geograficznego
Niżu Polskiego*

Sesja 2

Alfred Stach

Estymacja i symulacja pola prawdopodobieństwa maksymalnych opadów dobowych

Wojciech Froehlich

*Efektywność geomorfologiczna i wartości progowe procesów hydrogeomorfologicznych w
beskidzkim systemie fluwialnym*

Marek Grześ

Historyczne powodzie na Wiśle w świetle znaków wielkich wód

Adam Koćmit, Marek Podlasiński

*Erozja wąwózowa gleb jako skutek meteorologicznego zdarzenia ekstremalnego w Dolicach
na Pojezierzu Choszczeńskim*

Sesja 3

Tadeusz Biernat, Tadeusz Ciupa

Atlas obszarów zalewowych doliny rzeki Silnicy (Kielce)

Wacław Florek, Jacek Kaczmarzyk

Osady pozakorytowe środkowej Wieprzy jako zapis zjawisk powodziowych

Grzegorz Janicki, Zdzisław Michalczyk, Jan Rodzik, Krzysztof Siwek

*Hydrologiczne i geomorfologiczne skutki nawalnego opadu 4 sierpnia 2005 roku na
międzyrzeczu Bystrzycy i Giełczwi*

Tomasz Bryndał, Wacław Cabaj, Tadeusz Ciupa

Lokalne powodzie w Niece Nidziańskiej

Rafał Kozłowski

*Sezonowa dynamika wód spływających po pniach wybranych gatunków drzew w Górach
Świętokrzyskich*

Stanisław Małek, Katarzyna Krakowian

Charakterystyka chemiczna wód źródeł Potoku Malinowskiego i Czyrnej w Beskidzie Śląskim

Paweł Prokop

Ekstremalne opady w funkcji czasu trwania w Polsce

Sesja 4

Marek Józwiak

*Pożar torfowisk na Ukrainie i jego implikacje w środowisku przyrodniczym w centralnej części
Gór Świętokrzyskich*

Elżbieta Rojan

Katastrofalne skutki wichury w Tatrach Słowackich

Grzegorz Rachlewicz

*Zjawiska wezbraniowe i ich skutki geomorfologiczne w rzekach proglacialnych – przykłady z
doliny Ebby, Spitsbergen środkowy*

Hampik Maroukian, Kalliopi Gaki-Papanastasiou, Irena Tsermegas, Efthymios Karymbalis

Procesy katastrofalne w zurbanizowanych zlewniach Grecji (na przykładzie Attyki)

Maciej Dłużewski, Lidia Dubis, Kazimierz Krzemień, Irena Tsermegas

Intensywność współczesnych procesów rzeźbotwórczych w zlewni Megala Pefka (Attyka, Grecja)

Halina Grobelska, Oksana Mazajeva, Vika Hak

Uwarunkowania rozwoju dolinek erozyjnych w strefie brzegowej zbiornika Brackiego (rz. Angara, Rosja)

Sesja 5

Robert Kruszyk

Znaczenie ponadprzeciętnych warunków opadowych dla zmienności przestrzennej depozycji atmosferycznej pod koronami drzew na przykładzie zbiorowiska boru świeżego (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie)

Grażyna Szpikowska

Odptyw materiału rozpuszczonego ze zlewni źródłiskowej w latach o zróżnicowanych warunkach opadowych (Chwalimski Potok, góra Parsęta)

Andrzej Kostrzewski, Zbigniew Zwoliński, Jacek Tylkowski, Monika Domańska, Alfred Stach, Józef Szpikowski

Transport fluwialny ze zlewni górnej Parsęty w warunkach ekstremalnego wezbrania

Maciej Major

Wpływ zjawisk ekstremalnych na zanik oczek wodnych w zasięgu strefy młodoglacjalnej

Józef Szpikowski

Osady antropogeniczne jako wyraz gwałtownych przemian w środowisku geograficznym (zlewnia Perznicy, Pojezierze Drawskie)

Sesja 6

Wacław Florek

Zabudowa hydrotechniczna rzek Przymorza jako odpowiedź na XIX-wieczne ekstremalne zjawiska hydrologiczne (przykład górnej Wieprzy)

Tadeusz Ciupa

Transport zawiesiny w wezbraniach w zurbanizowanej zlewni Silnicy i rolniczo-leśnej zlewni Sufragańca (Góry Świętokrzyskie)

Janusz Łach

Wpływ zabudowy koryt rzecznych na przekształcanie den dolinnych rzek sudeckich w czasie ekstremalnych powodzi

Elżbieta Kobojek

Geomorfologiczne skutki powodzi w rzekach uregulowanych na przykładzie doliny Bzury

Bogusław Pawłowski

Złodzenie Wisły w Toruniu

Tadeusz Durkowski

Zanieczyszczenia małych rzek rolniczych substancjami nawozowymi

Sylvia Horska-Schwarz

Zmienność geoakumulacji metali ciężkich (Pb, Cd, Ni, Cu, Zn) w warunkach ekstremalnych przepływów Odry (Oława-Wrocław) na tle współczesnej morfologii i litologii równi zalewowych

Magdalena Borowiak, Wojciech Maślanka

Wpływ wieloletniej antropopresji na środowisko abiotyczne jeziora Małego Klasztornego

Sesja 7

Robert Kolander

Wpływ ponadprzeciętnych warunków anemometrycznych na kształtowanie się składu chemicznego w systemie obiegu wody w zlewni jeziora Gardno na wyspie Wolin

Barbara Walna

*Skład roztworów glebowych jako miara wpływu antropopresji w terenie chronionym
Wielkopolskiego Parku Narodowego*

Stanisław Małek, Aleksander Astel, Sylwia Makowska

*Charakterystyka chemiczna wód powierzchniowych Białej i Czarnej Wisłki w Beskidzie
Śląskim*

Anna Cedro

Wpływ cofki z listopada 1995 r. na drzewostany dębowe na Mierzei Karsiborskiej

Sesja posterowa

Mirosław Grzybowski, Zbigniew Wiktor Endler, Barbara Juśkiewicz-Swaczyna, Joanna Duriasz

*Waloryzacja przyrodnicza i hydromorfologiczna ocena rzeki Lisi Parów w obszarze
krawędziowym Wysoczyzny Elbląskiej*

Marek Kasprzak

*Przekształcenia rzeźby den dolin rzecznych podczas fluwialnych zdarzeń ekstremalnych na
górskich dopływach Bobru w aspekcie zagospodarowania przestrzennego*

Andrzej Kostrzewski, Monika Domańska, Józef Szpikowski

Ekstremalne warunki meteorologiczne w lipcu 2006 r. w zlewni górnej Parsęty

Janusz Łach

*Historia wezbrań powodziowych na Ziemi Kłodzkiej i ich wpływ na kierunek przekształceń den
dolinnych*

Małgorzata Mazurek, Radosław Dobrowolski

Charakterystyka źródłiskowego torfowiska kopułowego Ogartowo (Pojezierze Drawskie)

Grażyna Szpikowska

*Transformacja cech fizykochemicznych wody w profilu atmosfera – strefa aeracji – strefa
saturacji (zlewnia Chwalimskiego Potoku, górna Parsęta)*

Sesja terenowa

Małgorzata Cichoń, Józef Szpikowski

Dorzecze Parsęty – informator na trasę sesji terenowej

Wojciech Grzymkowski

Port morski w Kołobrzegu

Grzegorz Rachlewicz, Renata Paluszkiewicz, Ryszard Paluszkiewicz

Systemy geomorfologiczne dorzecza Parsęty – wybrane zagadnienia

Grzegorz Rachlewicz

„Parsęcki” odcinek Pradoliny Pomorskiej

Waldemar Miśko

Program renaturyzacji i ochrony mokradła Pyszka

Barbara Rajkowska

Zintegrowana gospodarka wodno-ściekowa w woj. zachodniopomorskim

Tomasz Płowens

Planowana zabudowa hydrotechniczna Parsęty w rejonie Wicewo-Osówko

Andrzej Kostrzewski, Zbigniew Zwoliński

Erozja boczna Parsęty

Małgorzata Mazurek

Erozja źródłiskowa i jej wpływ na rozwój sieci dolinno-rzecznej

Lista uczestników Konferencji

Notatki

Program konferencji

20 września (środa)

- 10.00-10.35 Otwarcie Konferencji
prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski - Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym.
Wprowadzenie do Konferencji
Przemówienia gości
- sesja 1**
- 10.35-10.55 **prof. dr hab. Małgorzata Gutry-Korycka** – Obieg ciepła - obieg wody a zmiany użytkowania ziemi
10.55-11.15 **prof. dr hab. Marek Degórski** – Wpływ zjawisk ekstremalnych na funkcjonowanie megasytemu środowiska geograficznego Niżu Polskiego
11.15–11.45 przerwa
- sesja 2**
- 11.45-12.05 **dr Alfred Stach** – Estymacja i symulacja pola prawdopodobieństwa maksymalnych opadów dobowych
12.05-12.25 **prof. dr hab. Wojciech Froehlich** - Efektywność geomorfologiczna i wartości progowe procesów hydrogeomorfologicznych w beskidzkim systemie fluwialnym
12.25-12.45 **prof. dr hab. Marek Grześ** - Historyczne powodzie na Wiśle w świetle znaków wielkich wód
12.45-13.05 **prof. dr hab. Adam Koćmił, dr Marek Podlasiński** – Erozja wąwozowa gleb jako skutek meteorologicznego zdarzenia ekstremalnego w Dolicach na Pojezierzu Choszczeńskim
13.05–13.20 dyskusja
13.30–15.30 przerwa obiadowa
- sesja 3**
- 15.30-15.45 **dr Tadeusz Biernat, dr Tadeusz Ciupa** - Atlas obszarów zalewowych doliny rzeki Silnicy (Kielce)
15.45-16.00 **prof. PAP dr hab. Wacław Florek, dr Jacek Kaczmarzyk** - Osady pozakorytowe środkowej Wieprzy jako zapis zjawisk powodziowych
16.00-16.15 **dr Grzegorz Janicki, prof. dr hab. Zdzisław Michalczyk, dr Jan Rodzik, mgr Krzysztof Siwek** – Hydrologiczne i geomorfologiczne skutki nawalnego opadu 4 sierpnia 2005 roku na międzyrzeczu Bystrzycy i Giełczwi
16.15-16.30 **mgr Tomasz Bryndał, dr hab. prof. AŚ Wacław Cabaj, dr Tadeusz Ciupa** - Lokalne powodzie w Niece Nidziańskiej
16.30-16.45 **dr Rafał Kozłowski** - Sezonowa dynamika wód spływających po pniach wybranych gatunków drzew w Górach Świętokrzyskich
16.45-17.00 **dr inż. Stanisław Małek, mgr Katarzyna Krakowian** - Charakterystyka chemiczna wód źródeł potoku Malinowskiego i Czyrnej w Beskidzie Śląskim
17.00-17.10 **mgr Paweł Prokop** - Ekstremalne opady w funkcji czasu trwania w Polsce
17.10-17.30 dyskusja
17.30–18.00 sesja posterowa, przerwa
dr Mirosław Grzybowski, prof. dr hab. Zbigniew Wiktor Endler, dr Barbara Juśkiewicz-Swaczyna, J. Duriasz - Waloryzacja przyrodnicza i hydromorfologiczna ocena rzeki Lisi Parów w obszarze krawędziowym Wysoczyzny Elbląskiej
mgr Marek Kasprzak - Przekształcenia rzeźby den dolin rzecznych podczas fluwialnych zdarzeń ekstremalnych na górskich dopływach Bobru w aspekcie zagospodarowania przestrzennego
prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski, mgr Monika Domańska, dr Józef Szpikowski – Ekstremalne warunki meteorologiczne w lipcu 2006 r. w zlewni górnej Parsęty
dr Janusz Łach - Historia wezbrań powodziowych na Ziemi Kłodzkiej i ich wpływ na kierunek przekształceń den dolinnych
dr Małgorzata Mazurek, dr Radosław Dobrowolski - Charakterystyka źródłiskowego torfowiska kopułowego Ogartowo (Pojezierze Drawskie)
mgr Grażyna Szpikowska - Transformacja cech fizykochemicznych wody w profilu atmosfera – strefa aeracji – strefa saturacji (zlewnia Chwalimskiego Potoku, górna Parsęta)
- sesja 4**
- 18.00-18.15 **prof. AŚ dr hab. Marek Jóźwiak** - Pożar torfowisk na Ukrainie i jego implikacje w środowisku przyrodniczym w centralnej części Gór Świętokrzyskich
18.15-18.30 **mgr Elżbieta Rojan** - Katastrofalne skutki wichury w Tatarach Słowackich
18.30-18.45 **dr Grzegorz Rachlewicz** - Zjawiska wezbraniowe i ich skutki geomorfologiczne w rzekach proglacialnych – przykłady z doliny Ebby, Spitsbergen środkowy

- 18.45-19.00 **dr Hampik Maroukian, dr Kalliopi Gaki-Papanastasiou, dr Irena Tsermegas, dr Efthymios Karymbalis** - Procesy katastrofalne w zurbanizowanych zlewniach Grecji (na przykładzie Attyki)
- 19.00-19.15 **dr Maciej Dłużewski, dr Lidia Dubis, prof. dr hab. Kazimierz Krzemień, dr Irena Tsermegas** - Intensywność współczesnych procesów rzeźbotwórczych w zlewni Megala Pefka (Attyka, Grecja)
- 19.15-19.30 **dr Halina Grobelska, dr Oksana Mazajeva, dr Vika Hak** - Uwarunkowania rozwoju dolinek erozyjnych w strefie brzegowej zbiornika Brackiego (rz. Angara, Rosja)
- 19.30-19.45 dyskusja
- 20.30 spotkanie towarzyskie

21 września (czwartek)

- 8.00-8.45 śniadanie
- sesja terenowa**
- 8.45 wyjazd autokaru na sesję terenową w zlewni Parsęty
- 8.45-9.15 przejazd przez Kołobrzeg z objaśnieniami przewodnika
- 9.15-11.15 **mgr inż. Wojciech Grzymkowski** - Port morski w Kołobrzegu
- 11.15-11.35 przejazd do Pyszki
- 11.35-11.45 **dr Grzegorz Rachlewicz, dr Renata Paluszkiewicz, dr Ryszard Paluszkiewicz** – Systemy geomorfologiczne dorzecza Parsęty – wybrane zagadnienia
- 11.45-11.55 **dr Grzegorz Rachlewicz** - „Parsęcki” odcinek Pradoliny Pomorskiej
- 11.55-12.05 **mgr inż. Waldemar Miśko** - Program renaturyzacji i ochrony mokradła Pyszka
- 12.05-12.15 **mgr inż. Barbara Rajkowska** – Zintegrowana gospodarka wodno-ściekowa w woj. zachodniopomorskim
- 12.15-12.45 przejazd do Osówka
- 12.45-13.00 **mgr inż. Tomasz Płowens** - Planowana zabudowa hydrotechniczna Parsęty w rejonie Wicewo-Osówko
- 13.00-13.10 **prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski, dr Zbigniew Zwoliński** – Erozja boczna Parsęty
- 13.10-13.20 **dr Małgorzata Mazurek** - Erozja źródłiskowa i jej wpływ na rozwój sieci dolinno-rzecznej
- 13.20-14.00 Przejazd do Storkowa
- 14.00-14.30 przerwa

sesja 5

- 14.30-14.40 **dr Robert Kruszyk** – Znaczenie ponadprzeciętnych warunków opadowych dla zmienności przestrzennej depozycji atmosferycznej pod koronami drzew na przykładzie zbiorowiska boru świeżego (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie)
- 14.40-14.50 **mgr Grażyna Szpikowska** – Odpływ materiału rozpuszczonego ze zlewni źródłiskowej w latach o zróżnicowanych warunkach opadowych (Chwalimski Potok, górna Parsęta)
- 14.50-15.00 **prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski, dr Zbigniew Zwoliński, dr Jacek Tyłkowski, mgr Monika Domańska, dr Alfred Stach, dr Józef Szpikowski** - Transport fluwialny ze zlewni górnej Parsęty w warunkach ekstremalnego wezbrania
- 15.00-15.10 **dr Maciej Major** – Wpływ zjawisk ekstremalnych na zanik oczek wodnych w zasięgu strefy młodoglacjalnej
- 15.10-15.20 **dr Józef Szpikowski** – Osady antropogeniczne jako wyraz gwałtownych przemian w środowisku geograficznym (zlewnia Perznicy, Pojezierze Drawskie)
- 15.20-15.40 dyskusja
- 15.40-16.00 przerwa (objaśnienia systemu pomiarowego Stacji Geoekologicznej w Storkowie)
- 16.00-16.45 obiad
- 16.45-18.15 przejazd do Kołobrzegu
- 18.30-19.30 kolacja
- 20.00 spotkanie z Prezydentem Miasta Kołobrzeg Panem Henrykiem Bieńkowskim w Ratuszu Miejskim

22 września (piątek)

- 8.00-9.00 śniadanie
- sesja 6**
- 9.00-9.15 **prof. PAP dr hab. Wacław Florek** - Zabudowa hydrotechniczna rzek Przymorza jako odpowiedź na XIX-wieczne ekstremalne zjawiska hydrologiczne (przykład górnej Wieprzy)
- 9.15-9.30 **dr Tadeusz Ciupa** - Transport zawiesiny w wezbraniach w zurbanizowanej zlewni Silnicy i rolniczo-leśnej zlewni Sufragańca (Góry Świętokrzyskie)
- 9.30-9.40 **dr Janusz Łach** - Wpływ zabudowy koryt rzecznych na przekształcanie den dolinnych rzek sudeckich w czasie ekstremalnych powodzi

- 9.40-10.05 **dr Elżbieta Kobojek** - Geomorfologiczne skutki powodzi w rzekach uregulowanych na przykładzie doliny Bzury
- 10.05-10.20 **dr Bogusław Pawłowski** - Złodzenie Wisły w Toruniu
- 10.20-10.35 **doc. dr hab. inż. Tadeusz Durkowski** - Zanieczyszczenia małych rzek rolniczych substancjami nawozowymi
- 10.35-10.50 **mgr Sylwia Horska-Schwarz** - Zmienność geoakumulacji metali ciężkich (Pb, Cd, Ni, Cu, Zn) w warunkach ekstremalnych przepływów Odry (Oława-Wrocław) na tle współczesnej morfologii i litologii równi zalewowych
- 10.50-11.05 **dr Magdalena Borowiak, dr Wojciech Maślanka** - Wpływ wieloletniej antropopresji na środowisko abiotyczne jeziora Małego Klasztornego
- 11.05-11.20 dyskusja
- 11.20-11.45 przerwa
- sesja 7**
- 11.45-12.00 **dr Robert Kolander** - Wpływ ponadprzeciętnych warunków anemometrycznych na kształtowanie się składu chemicznego w systemie obiegu wody w zlewni jeziora Gardno na wyspie Wolin
- 12.00-12.15 **dr Barbara Walna** - Skład roztworów glebowych jako miara wpływu antropopresji w terenie chronionym Wielkopolskiego Parku Narodowego
- 12.15-12.30 **dr inż. Stanisław Małek, dr Aleksander Astel, mgr Sylwia Makowska** - Charakterystyka chemiczna wód powierzchniowych Białej i Czarnej Wisłki w Beskidzie Śląskim
- 12.30-12.45 **dr Mirosław Barcicki** - Dynamika procesów krasowych na obszarach gipsowych Niecki Nidziańskiej
- 12.45-12.55 **dr Anna Cedro** - Wpływ cofki z listopada 1995 r. na drzewostany dębowe na Mierzei Karsiborskiej
- 12.55-13.30 dyskusja generalna, zakończenie Konferencji
- 13.30-14.30 obiad

Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym. Wprowadzenie do konferencji

Andrzej Kostrzewski

Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu

Współczesna rzeźba terenu Polski podlega stałym zmianom i przekształceniom, pod wpływem procesów o charakterze sekularnym i ekstremalnym, w powiązaniu ze zmienną i różnokierunkową działalnością człowieka. We współczesnym systemie morfogenetycznym Polski, który wiążemy z umiarkowaną strefą morfoklimatyczną, do procesów o charakterze dominującym zaliczamy procesy fluwialne a kształtowaniem dolin rzecznych przypisujemy szczególną rolę. Doliny rzeczne stanowią nie tylko ważny element struktury krajobrazowej Polski, ale odgrywają istotną rolę w obiegu wody, rozcinają równoleżnikowy układ wielkich stref krajobrazowych, tworzą korytarze ekologiczne istotne dla zachowania i ochrony szczególnie przyrody ożywionej, w ramach realizowanego programu Natura 2000.

Doliny rzeczne o zróżnicowanym układzie przestrzennym, wielkości, genezie i wieku są częścią systemów dolinnych, które określają w dużym stopniu charakter współczesnego systemu morfogenetycznego Polski.

Zgodnie z koncepcją metodologiczną funkcjonowania systemu te interesujące jednostki przestrzenne wydzielamy w oparciu o obieg wody o różnej randze taksonomicznej, dla których przyjmujemy nazwę geosystemy.

Geosystem zlewni rzecznej obejmuje część przestrzeni geograficznej, której podstawą delimitacji jest powierzchniowy i podziemny obieg wody, w powiązaniu z rzeźbą, litologią i strukturą użytkowania terenu. W konsekwencji wydzielamy w oparciu o przyjęte kryteria charakterze dynamicznym różne typy krajobrazu.

Geosystemy zlewni rzecznych stanowią podstawową jednostkę przestrzenną w strukturze krajobrazowej umiarkowanej strefy morfoklimatycznej, a procesy o charakterze ponadprzeciętnym i ekstremalnym w zasadzie decydują tempie ich rozwoju i przekształceniach. Mechanizm funkcjonowania procesów geomorfologicznych charakterze ponadprzeciętnym i ekstremalnym jest ciągle słabo rozpoznany, co m.in. spowodowane jest głównie ograniczeniami o charakterze metodycznym. Przedmiotem szczególnego zainteresowania interdyscyplinarnych zespołów badawczych są przyczyny wystąpienia, przebieg i skutki w środowisku geograficznym procesów geomorfologicznych charakterze ponadprzeciętnym i ekstremalnym w granicach zlewni rzecznej. Wymienione zagadnienia dotyczące funkcjonowania geosystemów zlewni rzecznych są bardzo ważne, zarówno z teoretycznego jak i praktycznego punktu widzenia.

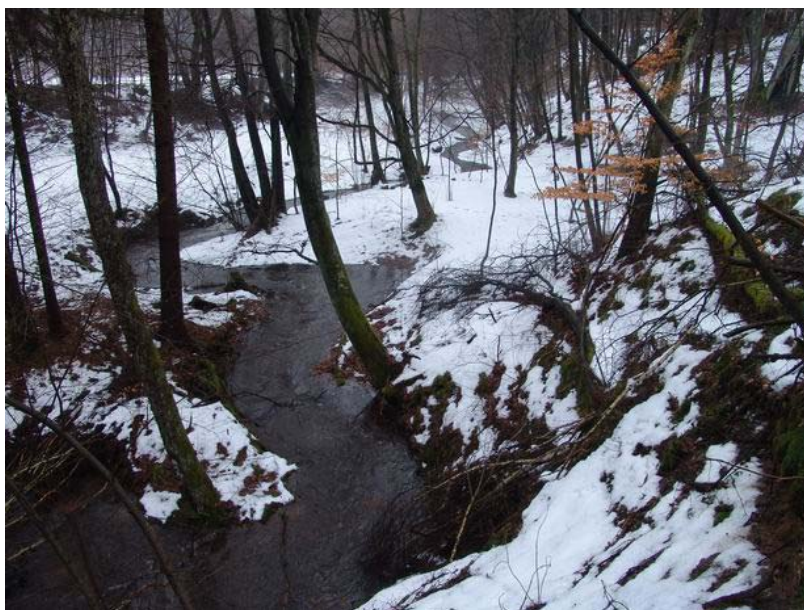
Przykładowo z okresem wezbrań i powodzi wiążemy przyspieszony obieg wody i materii, dochodzi często do powiązania funkcjonowania systemu stokowego z korytowym, obserwujemy zwiększanie zasięgu podmokłości na obszarze zalewowym, często dochodzi do zalania całego obszaru równi zalewowej. Takie stany funkcjonowania geosystemu zlewni rzecznej są korzystne, a w wielu przypadkach niekorzystne dla środowiska przyrodniczego. Odwrotną sytuację powodują długotrwałe susze, które z kolei powodują spowalnianie obiegu wody i materii w geosystemie zlewni rzecznej. Sztormy w strefie wybrzeża powodują zwiększoną abrazję brzegów, często o charakterze katastrofalnym.

Procesy geomorfologiczne o charakterze ekstremalnym są ważnym czynnikiem stymulującym rozwój geosystemów zlewni rzecznych, często doprowadzają do zmian o charakterze nieodwracalnym, stanowią ważny etap w ewolucji współczesnych geosystemów.

Jeśli uwzględnimy wpływ człowieka na mechanizm przebiegu i skutki procesów ekstremalnych to problematyka badawcza nabiera obok aspektów teoretycznych dużego znaczenia praktycznego.

Sprawą pierwszorzędnej wagi, zarówno z teoretycznego jak i praktycznego punktu widzenia, jest uruchomienie standaryzowanego monitoringu procesów ekstremalnych w celu uzyskania wiarygodnych informacji w zakresie mechanizmu ich przebiegu.

Jedynie ciągły, standaryzowany monitoring może być podstawą dobrej prognozy wystąpienia, przebiegu i skutków procesów ekstremalnych w środowisku przyrodniczym.



sesja 1
20 września 2006
10.35 – 11.15

Obieg ciepła - obieg wody a zmiany użytkowania ziemi

Małgorzata Gutry-Korycka

Uniwersytet Warszawski

Referat został podzielony na trzy części: podstawy teoretyczno-empiryczne, kompleksowość sił kierujących zmianami użytkowania ziemi oraz współpraca międzynarodowa w ramach IGBP-LUCC core project (projekt węzłowy).

1. Poruszono bardzo złożone relacje pomiędzy obiegami wody i ciepła w odniesieniu do produktywności - plonowania i użytkowania ziemi - głównie elementów biotycznych.

Określono zespół procesów, które rządzą ich składowymi w różnej skali, od pedonu, pojedynczego liścia do całego ekosystemu.

Zostały ponadto przedstawione mechanizmy rządzące funkcjonowaniem i strukturą ekosystemów, produktywnością a potencjalną bioenergią w nich zawartą w kontekście użytkowania ziemi.

Naświetlono ponadto podstawy modelowania matematycznego oceny wpływu zmian użytkowania ziemi w ekosystemie stanowiących mocne sprzężenie zwrotne na poziomie lokalnym.

Produktywność agrocenoz i fitocenoz (lasy i zakrzewienia) została omówiona pod kątem procesów, takich jak: fotosynteza, obieg węgla i wody na tle kolejnych poziomów troficznych organizmów, a więc producentów i konsumentów.

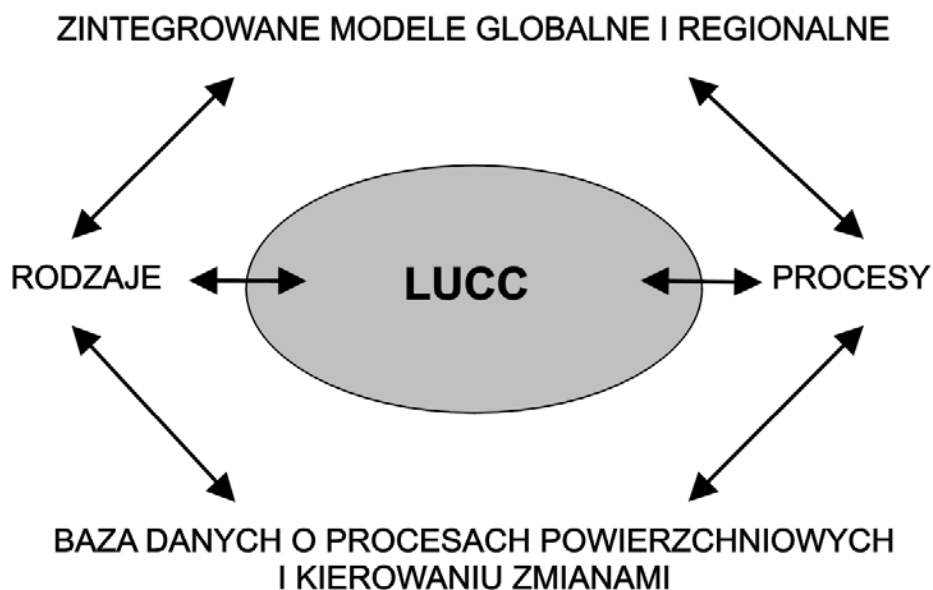
Relacja pomiędzy stosunkiem Bowena a wyczuwalnym strumieniem ciepła parowania decydująca o interakcji obiegu ciepła i wody i o klasie struktury bilansu cieplnego zachodzącego w agrocenozie przesądza o wielkości przyrostu w niej biomasy.

Rozpatrywano ponadto jaką funkcję stanowi woda gruntowa w odniesieniu do plonu łąnu uzyskanego w sezonie wegetacyjnym.

Następnie zarysowano relację pomiędzy przyrostem plonu świeżej biomasy a wielkością transpiracji agrocenoz i fitocenoz związanej z przemianami energetycznymi, nie tylko odrębnego sezonu wegetacyjnego, lecz także w kolejnych latach rozwoju biomasy.

2. Kolejna część referatu przedstawia kompleksowość sił kierujących zmianami i strategiami użytkowania ziemi uwzględniającymi komponenty biofizyczne i społeczno-ekonomiczne. Zwrócono szczególną uwagę na bilans cieplny, wodny, a w nim na wymianę gazową w postaci strumienia pary wodnej (transpiracja) i strumienia węgla oraz gazów szklarniowych (metan).

3. Zintegrowane podejście do zmian użytkowania ziemi w ramach Międzynarodowego Projektu Geosfery i Biosfery (IGBP) zmierza do oceny emisji gazów i strumieni wymiany energetycznej naturalnej i antropogenicznej w biosferze w zależności od skali lokalnej, regionalnej, kontynentalnej i globalnej. Zintegrowane modele regionalne i globalne odniesiono do tematów badawczych w ramach LUCC (**L**and-**U**se and **L**and **C**over **C**hange) oraz do strategii wdrożenia. Uwzględniono rodzaje powiązań i procesy kierujące zmianami użytkowania ziemi (Rys. 1).



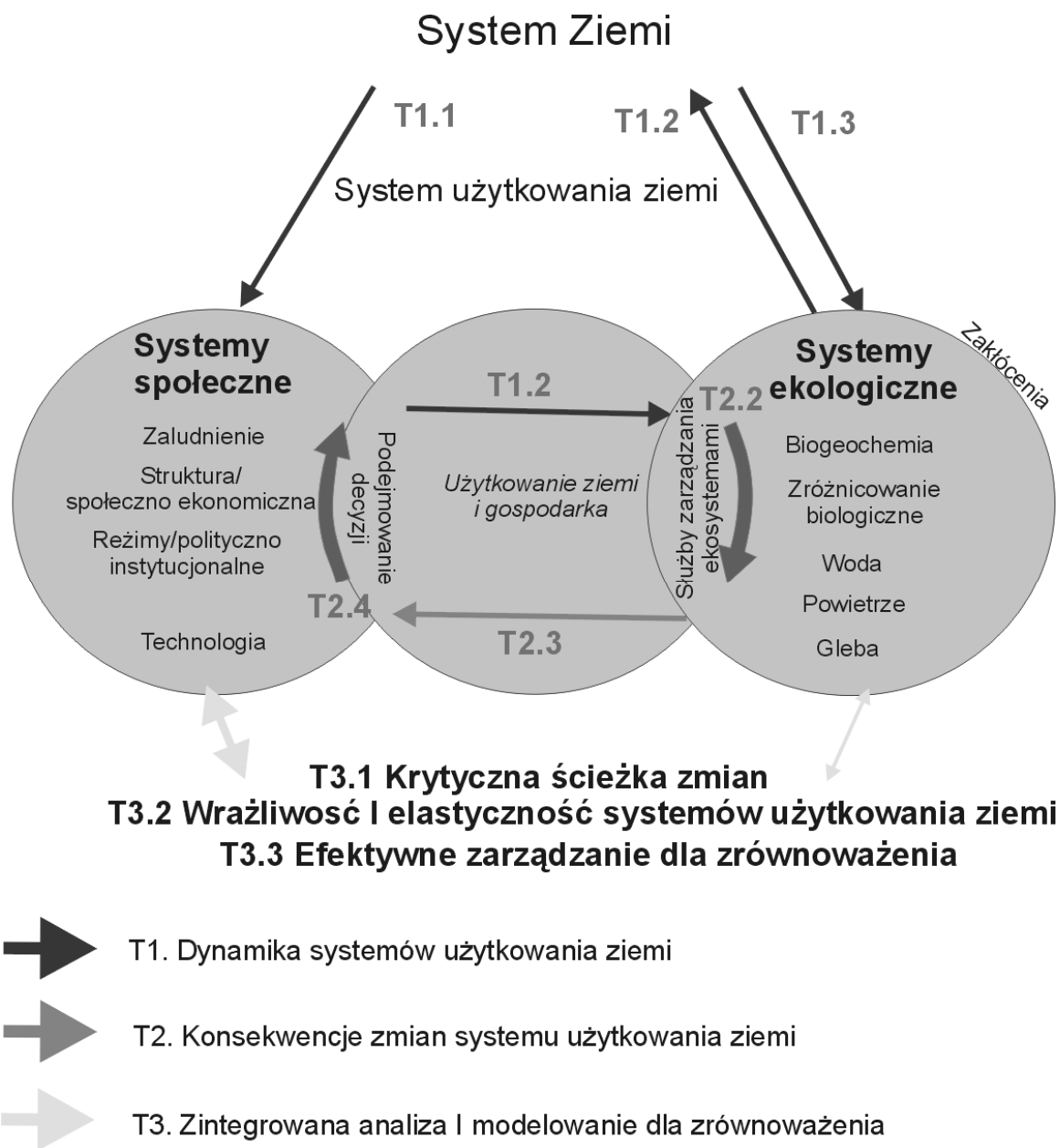
Rys. 1. Tematy badawcze LUCC (wg *Land-Use and Land-Cover Change Implementation Strategy*, 1999).

IGBP wyznaczyło 3 kierunki badań w tym zakresie: dynamikę użytkowania ziemi, zmiany pokrycia ziemi oraz modele regionalne i globalne. Tematy badawcze zostały odniesione do oceny zintegrowanej zmierzającej do zmiany scenariuszy zmian globalnych klimatu i scenariuszy dynamiki zmian użytkowania ziemi w wyniku gospodarowania (Rys. 2).

KIERUNEK 1	KIERUNEK 2	KIERUNEK 3
Dynamika użytkowania ziemi	Zmiany pokrycia ziemi	Modele regionalne i globalne
Analiza porównawcza	Obserwacja bezpośrednia i modele diagnostyczne	Oceny zintegrowane
AKTYWNOŚĆ	AKTYWNOŚĆ	AKTYWNOŚĆ
1.1 Zrozumienie decyzji w użytkowaniu ziemi 1.2 Od procesu do rodzaju: powiązanie lokalnych decyzji z procesami regionalnymi i globalnymi 1.3 Scenariusze wrażliwości i zrównoważenia	2.1 Zmiany pokrycia ziemi, regiony gorące i krytyczne 2.2 Wzajemne stosunki pikseli Od rodzajów do procesów	3.1 Przegląd i porównanie przeszłości i współczesnych studiów modelowania regionalnego 3.2 Większe problemy metodologiczne w regionalnych modelach zmian użytkowania i pokrycia ziemi 3.3 Zintegrowane systemy dynamiki zmian użytkowania i pokrycia ziemi Scenariusze rozwoju i krytycznych ocen środowiska

Rys. 2. Kierunki, obszary, tematy badawcze LUCC (wg *Land-Use and Land-Cover Change Implementation Strategy*, 1999)

Zakończono przedstawieniem analitycznej struktury globalnego systemu Ziemi GLP (**G**lobal **L**and **P**rogramme), zaś w nim miejsce jakie zajmuje system użytkowania ziemi i gospodarka w warunkach zrównoważonego rozwoju (Rys. 3).



Rys. 3. Analityczna struktura GLP (**G**lobal **L**and **P**rogramme, 2005)

Wpływ zjawisk ekstremalnych na funkcjonowanie megasystemu środowiska geograficznego Niżu Polskiego

Marek Degórski

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa

Prawidłowe, czyli harmonijne i nie zaburzone przez czynniki zewnętrzne funkcjonowanie megasystemu środowiska geograficznego charakteryzuje się zrównoważonym przepływem materii i energii w poszczególnych jego systemach, to jest w systemie środowiska przyrodniczego i systemie środowiska antropogenicznego, jak i w całym megasystemie. Równowaga ta jest jednak często zaburzona poprzez warunkujące jego funkcjonowanie czynniki egzogeniczne, których siłą sprawczą jest energia kosmosu i endogeniczne, wywoływane energią wnętrza Ziemi. Bardzo istotny wpływ na przebieg zjawisk i procesów zarówno przyrodniczych jak i społecznych w megasystemie geograficznym mają również relacje przyczynowo-skutkowe, jakie zachodzą pomiędzy systemem środowiska przyrodniczego i środowiska antropogenicznego, również rzutujące na obieg energii i materii pomiędzy systemami: przyrodniczym i antropogenicznym. Systemy te będące w stosunku do siebie podmiotem i otoczeniem, są od siebie uzależnione nie tylko strukturalnie, ale również i funkcjonalnie. Efektem tego jest wpływ zmian jakie zachodzą w funkcjonowaniu jednego systemu na drugi system.

Przebieg procesów i zjawisk przyrodniczych oraz społeczno-gospodarczych w megasystemie środowiska geograficznego uwarunkowany jest zarówno przez czynniki zewnętrzne, jak i wewnętrzne, wynikające z wzajemnego oddziaływania na siebie poszczególnych systemów i ich podsystemów. Zmiana tych uwarunkowań powoduje zaburzenie równowagi jaka panuje w całym megasystemie. Wśród czynników endogenicznych mogą być to trzęsienia ziemi, wybuchy wulkanów, ruchy tektoniczne, itd., zaś egzogenicznych, takie zjawiska jak nawałne deszcze, długotrwałe susze, itd. Zjawiska te mogą mieć zasięg lokalny, regionalny, ponadregionalny lub też globalny, ale ich skutki niezależnie od skali zjawiska stanowią duże niebezpieczeństwo dla prawidłowego funkcjonowania całego megasystemu środowiska geograficznego naszej planety. Nazwane przez człowieka zjawiskami ekstremalnymi, z uwagi na ich intensyfikację częstotliwości występowania, stanowią obecnie przedmiot wnikliwych badań i analiz.

Zjawiskami tego typu dotknięty jest również nasz kraj, w tym obszary nizinne. Z uwagi na glacialne i peryglacialne procesy litogeniczne i morfotwórcze jakie kształtowały środowisko fizyczne Polski, obszar nizin jest średnio odporny na powierzchniowe i liniowe procesy erozji pluwialnej oraz procesy erozji eolicznej, a mało odporny na denudację chemiczną i erozję fluwialną oraz procesy aridyzacji siedlisk. Dlatego też, największe straty jakie występują w środowisku geograficznym na obszarach nizinnych wywołane zjawiskami ekstremalnymi, związane są z intensyfikacją erozji wodnej lub wietrznej, procesów masowych i klęsk ekologicznych. Konsekwencjami ekonomicznymi są zaś uszkodzenia lub zniszczenia substancji mieszkaniowej i gospodarczej na obszarach wiejskich jak i terenach zurbanizowanych, infrastruktury technicznej, produkcji roślinnej i leśnej. Zjawiska ekstremalne i związane z nimi skutki środowiskowe mają również konsekwencje społeczne. Należą do nich przede wszystkim nieprawidłowości w stanie zdrowotności społeczeństwa. Oddziaływanie ekstremalnych upałów lub mrozów na człowieka może wywoływać zwiększoną śmiertelnością ludzi, zaś pośrednio zjawiska ekstremalne mają również wpływ na powstawanie i szerzenie się chorób, związanych na przykład z powodziami.

Celem prezentacji jest próba oceny wpływu nasilających się w ostatnich 15 latach zjawisk ekstremalnych na funkcjonowanie megasystemu środowiska geograficznego na obszarze północno-wschodniej Polski. Prezentowane wyniki są efektem badań, jakie prowadzone są w ramach zadania „Określenie wpływu zjawisk ekstremalnych na środowisko naturalne oraz warunki życia człowieka na obrzeże Niżu Polskiego” w ramach projektu

zamawianego K 091/P04/2004/6 „Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne w Polsce (ocena zdarzeń oraz prognozowanie ich skutków dla środowiska życia człowieka)”.

Przedstawione zostaną konsekwencje zarówno przyrodnicze jak i gospodarcze huraganów, jakie rokrocznie przechodzą nad Polską północno-wschodnią, a szczególnie huraganu z roku 2002, w wyniku którego w regionie uległo zniszczeniu blisko 6 tysięcy hektarów lasu oraz kilkadziesiąt budynków mieszkalnych. Podkreślona zostanie również rola ekstremalnych opadów i susz w zaburzaniu funkcjonowania systemu środowiska fizycznego oraz jego skutków dla prawidłowego przebiegu procesów hydrologicznych i ekologicznych. Pokazany zostanie także statystycznie istotny związek pomiędzy występowaniem ekstremalnych zjawisk termicznych a wzrostem śmiertelności w dużych aglomeracjach miejskich.



sesja 2
20 września 2006
11.45 – 13.05

Estymacja i symulacja pola prawdopodobieństwa maksymalnych opadów dobowych

Alfred Stach

Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu

Poznanie prawidłowości powtarzalności i zasięgu przestrzennego ekstremalnych opadów ma bardzo duże znaczenie praktyczne zwłaszcza dla gospodarki wodnej i rolnictwa. Pełne możliwości badania tych problemów stwarza jedynie łączenie punktowych, ciągłych pomiarów naziemnych (rejestracje pluwiograficzne), z pośrednimi, obszarowymi danymi teledetekcyjnymi (radary meteorologiczne i obrazowanie satelitarne). Niestety, krótki stosunkowo okres dostępności danych teledetekcyjnych utrudnia formułowanie uogólnień oraz uniemożliwia na razie weryfikację tezy o wzroście frekwencji i zmianach struktury przestrzennej ekstremalnych opadów zachodzących aktualnie w powiązaniu ze długookresowymi trendami innych elementów klimatycznych. Dlatego też niezależnie od wprowadzania nowych technik pomiarowych należy dokonywać analizy i reinterpretacji archiwalnych danych korzystając z możliwości stwarzanych przez rozwój GIS. Do bardzo wartościowych danych należą między innymi publikowane w rocznikach opadowych PIHM i IMGW z lat 1954-1981 maksymalne sumy dobowe (określane w dalszej części niniejszej pracy jako **MSD**), rejestrowane w posterunkach opadowych i stacjach meteorologicznych dla poszczególnych miesięcy. Uzupełnione są one informacją o dacie wystąpienia rocznego maksymalnego opadu dobowego.

W 25 leciu 1956-80 na obszarze Polski pomiary sum dobowych opadów wykonywano średnio w ponad 2300 lokalizacji (maks. ponad 2500). Aktualnie sieć pomiarowa opadów jest o połowę mniejsza. Biorąc pod uwagę nizinny w przewadze charakter naszego kraju zagęszczenie stanowisk pluwiometrycznych było wówczas bardzo duże, i uzyskany w tym okresie materiał pomiarowy jest bardzo cenny. Dotychczasowe analizy maksymalnych opadów dobowych mają z punktu widzenia współczesnych możliwości i potrzeb istotne słabości. Po pierwsze były wykonywane w oparciu o niewielką część dostępnych zbiorów danych. Przyczyną tego stanu rzeczy było z jednej strony traktowanie bardzo rygorystycznie warunków kompletności danych i równomierności pokrycia, a także ówczesne trudności „techniczne” przetwarzania dużych ich zbiorów. Po drugie wykorzystywany aparat matematyczny skoncentrowany był na analizie czasowej, najczęściej powtarzalności opadów z określonych klas wysokości. Obraz przestrzenny uzyskiwany za pomocą bardzo prostych metod miał charakter drugorzędny.

Przeprowadzone przez Stacha i Tamulewicza analizy przestrzenne sum miesięcznych opadów dla wielolecia 1956-1980 (2005a, 2005b) wykazały, że niewielkie zmiany ilości i rozmieszczenia danych pomiarowych nie mają istotnego znaczenia dla dokładności uzyskanego rozkładu przestrzennego zjawiska. Dlatego też stosowana zazwyczaj przez klimatologów procedura „najpierw agregacja – potem interpolacja” nie ma w tym przypadku uzasadnienia. Wykorzystanie wszystkich dostępnych danych poprzez odwrócenie wspomnianej wyżej procedury jest w tej sytuacji bardziej logiczne. Obraz przestrzenny dla wielolecia uzyskiwany jest przez wykonywanie operacji arytmetycznych (statystycznych) na warstwach rastrowych otrzymanych z danych pomiarowych z poszczególnych terminów.

Dane **MSD** opadów są specyficzne, bo nieciągłe przestrzennie. O ile można z uproszczeniem przyjąć, że pole sum miesięcznych opadów ma charakter ciągły, to w tym przypadku założenie to nie ma uzasadnienia. **MSD** nie są jednakże efektem zjawiska w 100% losowego. Przyjęto hipotezę (potwierdzoną w dalszym toku postępowania), że prawdopodobieństwo wystąpienia określonych wielkości **MSD** charakteryzuje się autokorelacją przestrzenną, a zatem ciągłością przestrzenną. Logiczną konsekwencją takiego podejścia jest możliwość zastosowania metod geostatystyki nieparametrycznej (Journel 1983, Deutsch, Journel 1998, Goovaerts 1997). Procedury owe mają swoją podstawę w kodowaniu binarnym

(0,1) danych pomiarowych określającym prawdopodobieństwo przekroczenia określonej wartości progowej najczęściej wybranej z krzywej kumulacyjnej całego zbioru danych (decyle, percentyle). Wykonywana na takich danych geostatystyczna analiza struktury przestrzennej daje ocenę prawdopodobieństwa, że pomiary **MSD** w dwóch punktach leżących od siebie w określonej odległości i kierunku (anizotropia), przyniosłyby wyniki znajdujące się po przeciwnych stronach wartości progowej. Kodowanie binarne dokonuje się dla szeregu wartości progowych umożliwiających względnie dokładną dyskredytację całego zakresu zmienności analizowanej cechy, zwłaszcza zaś dla szczególnie interesujących wartości ekstremalnych.

Po obliczeniu empirycznych miar struktury przestrzennej danych kodowanych (najczęściej semiwariogram) dokonuje się ich modelowania matematycznego (Stach 2006). Uzyskane zaś modele są podstawą geostatystycznej metody estymacji danych kodowanych: krigingu danych kodowanych (*Indicator Kriging* – **IK**). **IK** umożliwia określenie dla dowolnej lokalizacji najbardziej wiarygodnej (a) wielkości **MSD** o określonym prawdopodobieństwie wystąpienia (b) określenie prawdopodobieństwa wystąpienia **MSD** o określonej sumie.

Wszystkie jednak metody estymacji, oparte na regresji liniowej liczonej metodą najmniejszych kwadratów, mają istotną wadę. Jest nią zmienne lokalnie „wygładzanie” rozkładu statystycznego estymowanej cechy. W kategoriach ilościowych wada metod interpolacyjnych polega na tym, że wygenerowany za ich pomocą model (powierzchnia opisana izoliniami), ma inną charakterystykę statystyczną (rozkład zmiennej/histogram) i przestrzenną (semiwariogram), niż oryginalna próbka na podstawie której powstał. Aby ten problem choć częściowo pokonać, na gruncie geostatystyki opracowano kilka metod symulacji przestrzennej, które honorując dane pomiarowe, umożliwiają generowanie szeregu równie prawdopodobnych obrazów (modeli), w pełni zachowujących charakterystyki rozkładu statystycznego próbki i strukturę przestrzenną zjawiska (Deutsch, Journel 1998, Goovaerts 1997). Daje to duże możliwości ilościowej oceny niepewności naszych szacunków. Geostatystyczne metody estymacji dają optymalne oceny (wraz z szacunkiem ich niepewności) wartości analizowanego parametru w punkcie, metody symulacji zaś dla obszarów (zlewni rzecznych, regionów fizyczno-geograficznych, jednostek administracyjnych itp.)

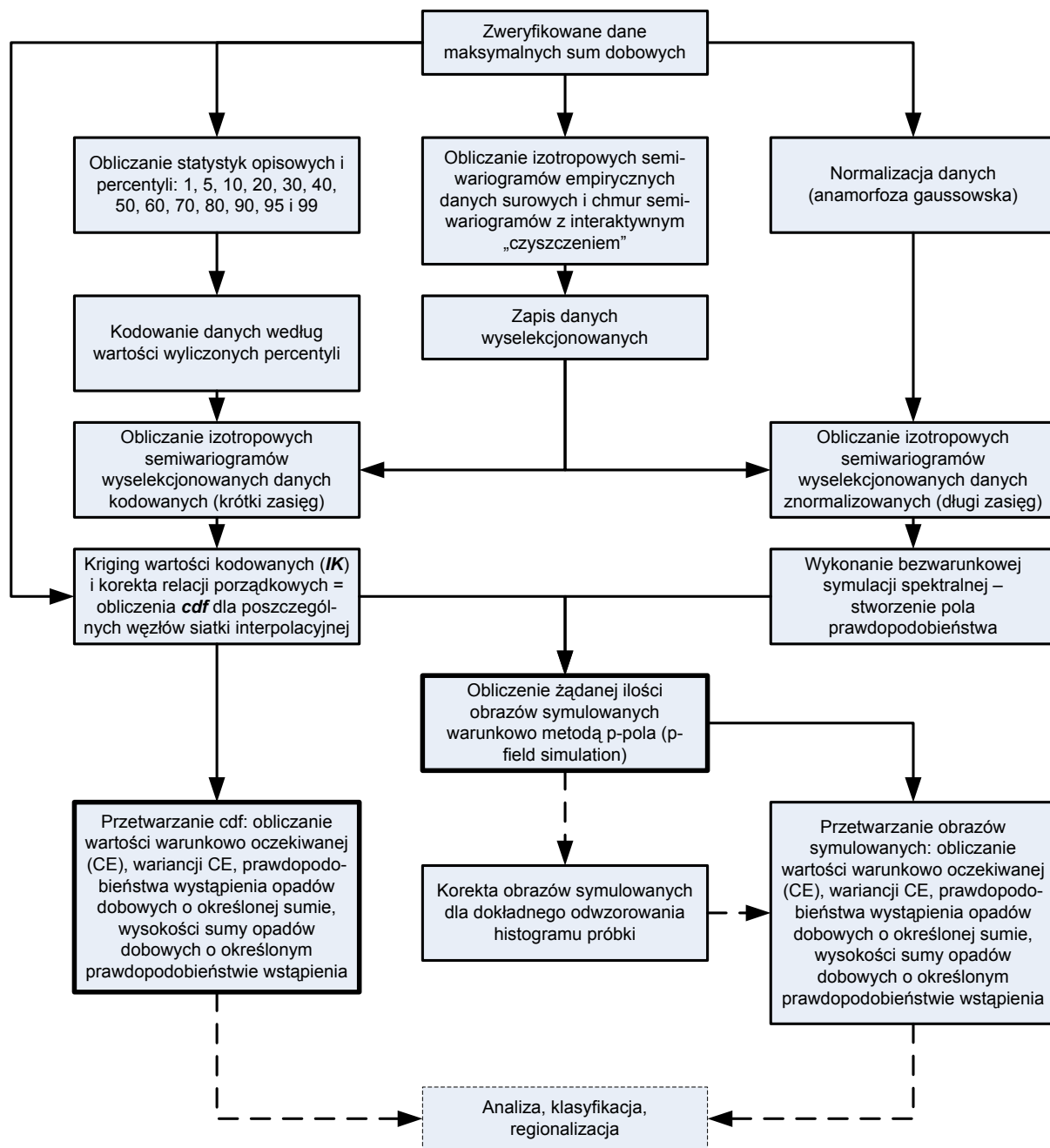
Najczęściej stosowane sekwencyjne metody symulacji przestrzennej mają jednakże istotną słabość, która dyskwalifikowała je do zastosowania w niniejszej pracy. Nie można bowiem za pomocą nich (albo z dużymi „problemami”), w wiarygodny sposób odwzorowywać struktur wielkoskalowych symulowanego zjawiska (Deutsch, Journel 1998, Goovaerts 1997). **MSD** są zaś efektem kilku procesów działających w różnych skalach przestrzennych: opadów konwekcyjnych, frontalnych i orograficznych. Symulacje metodami sekwencyjnymi są także dość czasochłonne co przy 325 zbiorach danych jest bardzo istotne (300 zbiorów miesięcznych i 25 rocznych **MSD** z lat 1956-80). Zdecydowano się zatem skorzystać z algorytmu symulacji pola prawdopodobieństwa (*p-field simulation*, Srivastava 1992, Froidevaux 1993), które wyżej wymienionych wad jest pozbawiony. Inicjalne pole prawdopodobieństwa o strukturze przestrzennej zgodnej ze modelem semiwariogramu analizowanego zbioru danych generowano za pomocą bardzo szybkiej, bezwarunkowej symulacji spektralnej (Yao 1998). Wartości wszystkich węzłów siatki symulacyjnej były następnie jednocześnie losowane z odpowiednich warunkowych kumulacyjnych funkcji rozkładu prawdopodobieństwa (cdf) uzyskanych za pomocą **IK**.

Kompletny schemat wykonywanych obliczeń struktury przestrzennej, estymacji i symulacji **MSD** przedstawiono na rycinie 1. Normalizację zmiennych oraz obliczenia i modelowanie semiwariancji wykonano za pomocą programu **ISATIS** (Bleines i in. 2006), natomiast pozostałą część procedury – korzystając z programu **IKSIM** (Ying 2000). Na rycinach 2 i 3 zaprezentowano jako przykład estymowane i symulowane zróżnicowanie przestrzenne maksymalnych rocznych sum dobowych opadów w roku 1957.

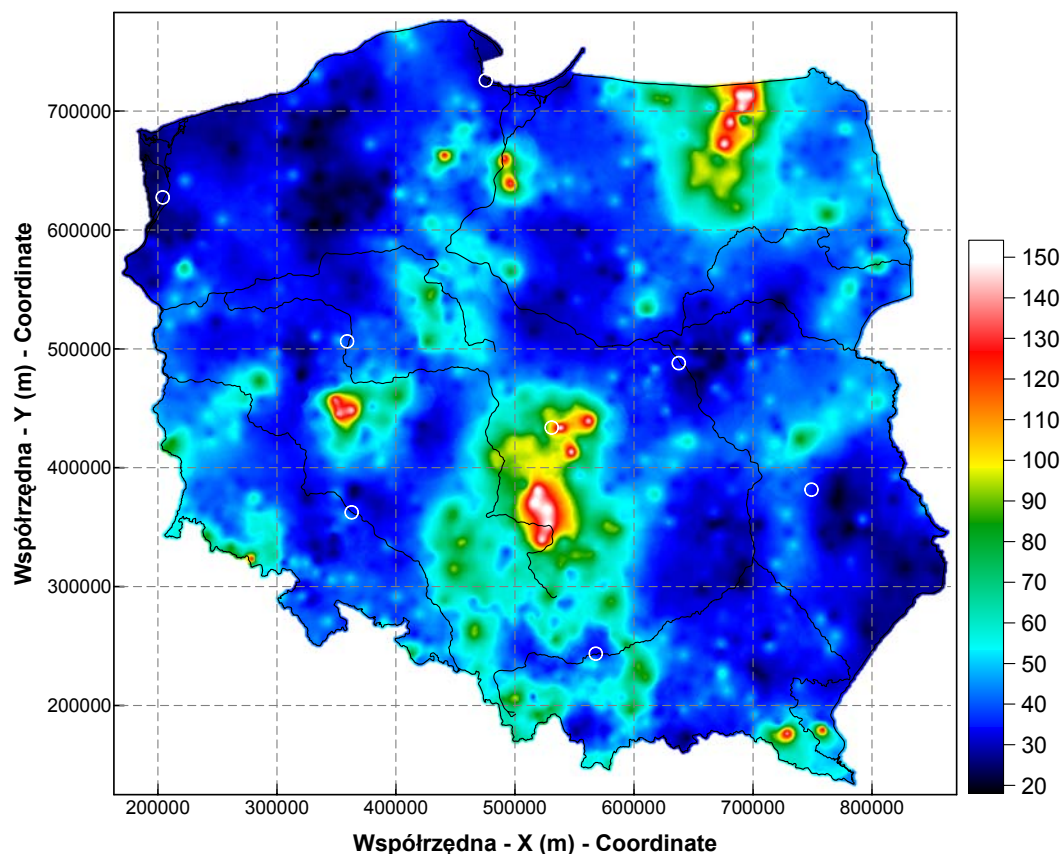
Dotychczas uzyskane wyniki umożliwiły identyfikację i wstępną klasyfikację typów i zasięgów struktury przestrzennej **MSD**. Można także postawić hipotezę o większej niż dotychczas podawano roli Mezoskalowych Systemów Konwekcyjnych w generowaniu **MSD**.

Obrazy symulowane dają również możliwość oceny ilości „małych” komórek konwekcyjnych nie zarejestrowanych przez sieć pomiarową i objętości wody opadowej którą zawierały.

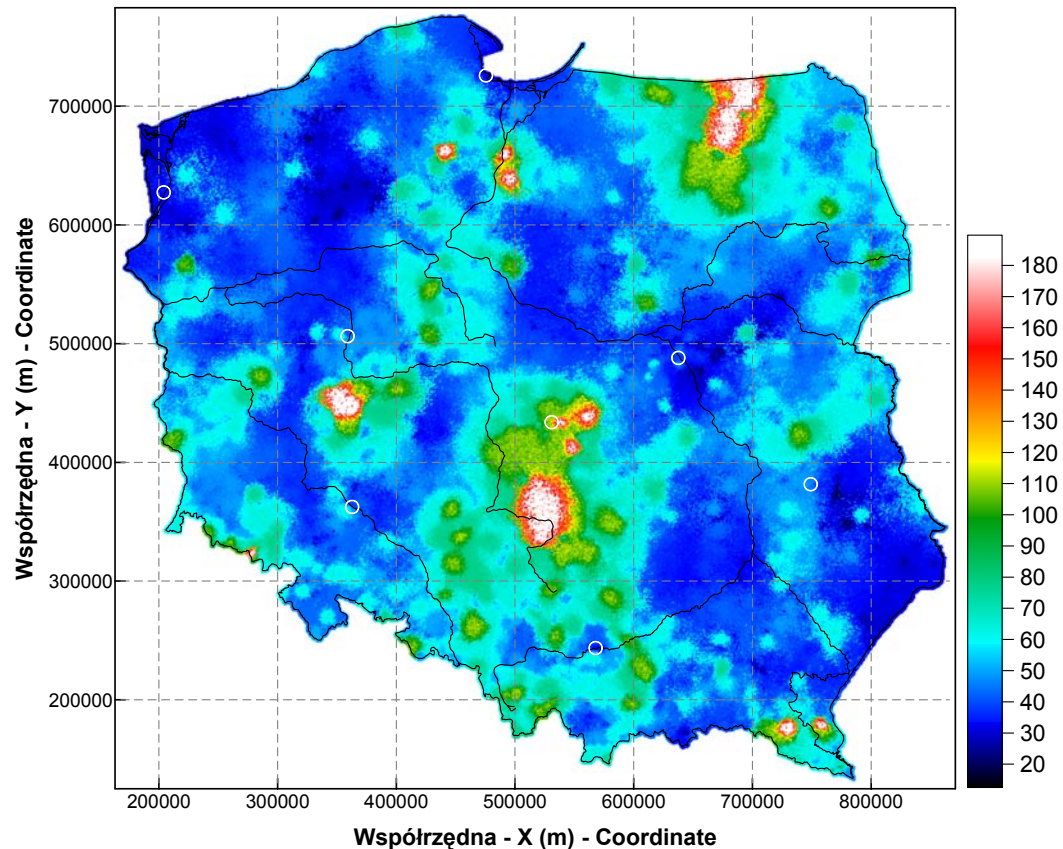
Opracowanie niniejsze wykonano w ramach realizacji programu badawczego PBZ-KBN-086/P04/2003: „Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne w Polsce (ocena zdarzeń oraz prognozowanie ich skutków dla środowiska życia człowieka)”.



Ryc. 1. Schemat stosowanego algorytmu estymacji i symulacji pola prawdopodobieństwa maksymalnych opadów dobowych dla pojedynczego zbioru danych miesięcznych lub rocznych. Kroki opcjonalne zaznaczono przerywaną linią



Ryc. 2. Estymowana warunkowo oczekiwana (conditional expectation) suma maksymalnego rocznego opadu dobowego (w mm) w 1957 roku



Ryc. 3. Pojedynczy symulowany obraz zmienności przestrzennej maksymalnej sumy dobowej opadu (w mm) w roku 1957

Literatura:

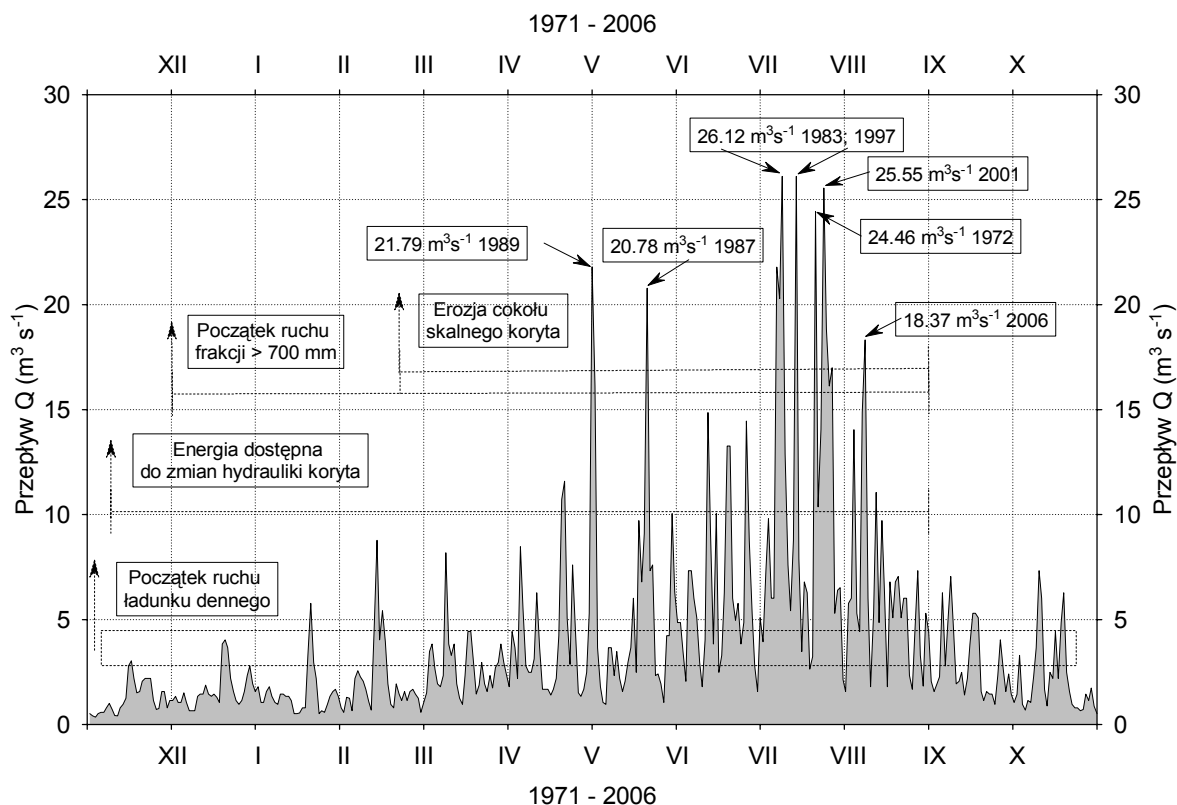
- Bleinès, C., Deraisme, J., Geffroy, F., Jeannée, N., Perseval, S., Rambert, F., Renard, D., Torres, O., Touffait, Y., 2006: *Isatis technical references, version 6.0.0. Geostatistics and Ecole des Mines de Paris*, 1-136.
- Deutsch, C.V., Journel, A.G., 1998: *GSLIB: Geostatistical software library and user's guide. Wydanie 2, Oxford University Press, New York*, 1-369.
- Froidevaux, R., 1993: *Probability field simulation. [W:] Soares, A., red., Geostatistics Troia 1992, Volume 1: Kluwer, New York*, p. 73–84.
- Goovaerts, P., 1997: *Geostatistics for natural resources evaluation. Oxford University Press, New York*, 1-483.
- Journel, A.G., 1983: *Non-parametric estimation of spatial distributions. Mathematical Geology 15 (3)*, 445-468.
- Srivastava, R. M., 1992: *Reservoir characterization with probability field simulation. SPE Formation Evaluation*, v. 7, no. 4, p. 927–937.
- Stach, A., Tamulewicz, J., 2005a: *Analiza struktury pola opadów atmosferycznych Polski metodą składowych głównych powierzchni trendu. [W:] Zintegrowany Monitoring Środowiska, Funkcjonowanie geoekosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji, Biblioteka Monitoringu Środowiska*, 523-540.
- Stach, A., Tamulewicz, J., 2005b: *Rastrowa baza danych opadów atmosferycznych Polski i jej zastosowania. [W:] Zintegrowany Monitoring Środowiska, Funkcjonowanie geoekosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji, Biblioteka Monitoringu Środowiska*, 541-561.
- Stach, A., 2006: *Struktura przestrzenna maksymalnych opadów dobowych na obszarze Polski. Oddane do druku*.
- Yao, T., 1998: *Conditional spectral simulation with phase identification. Mathematical Geology 30 (3)*, 285-308.
- Ying, Z., 2000: *iksim: A fast algorithm for indicator kriging and simulation in the presence of inequality constraints, hard and soft data. Computers and Geosciences 26*, 493-507.

Efektywność geomorfologiczna i wartości progowe procesów hydrogeomorfologicznych w beskidzkim systemie fluwialnym

Wojciech Froehlich

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN Kraków
Pracownia Procesów Fluwialnych Homerka

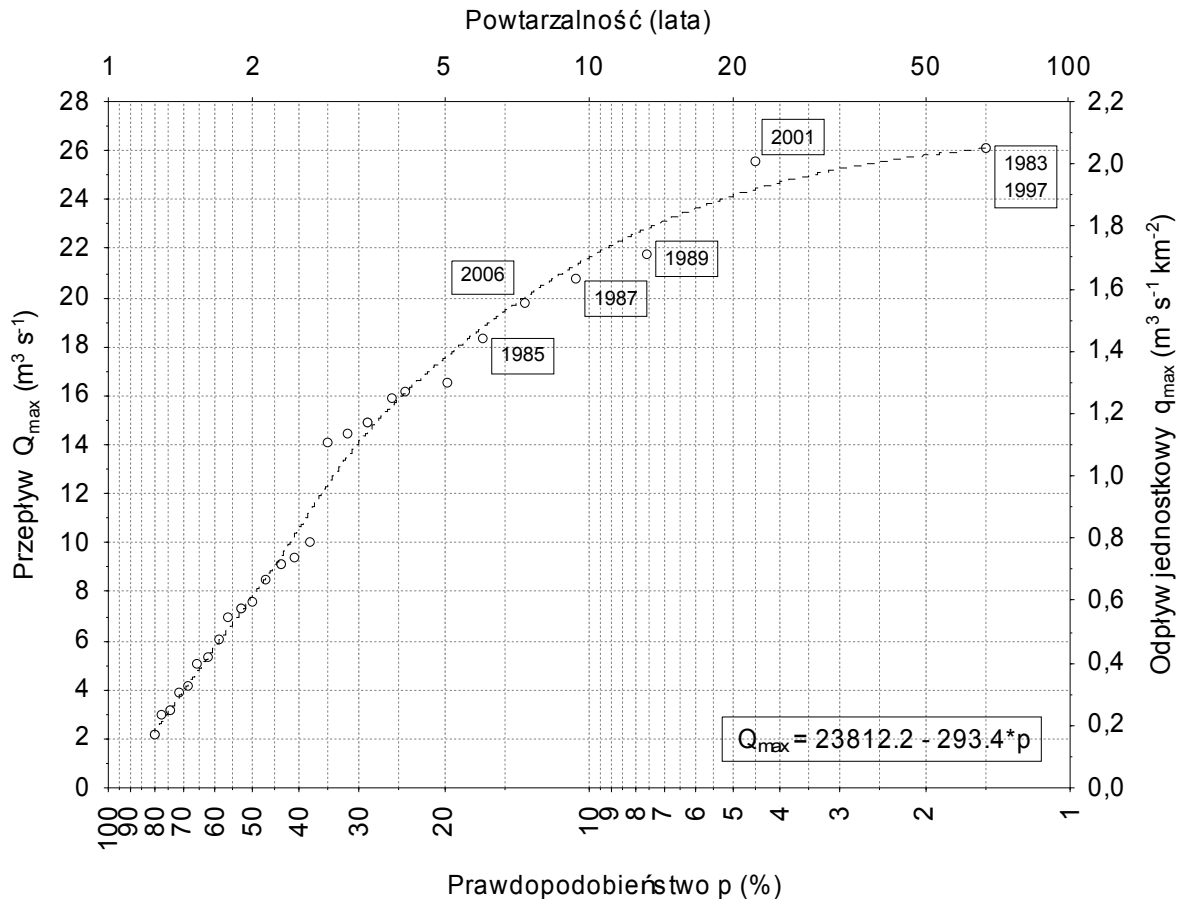
Praca oparta jest na wynikach 35-letnich stacjonarnych badań procesów hydrogeomorfologicznych prowadzonych przez autora w oprzyrządowanej zlewni potoku Homerka w Beskidzie Sądeckim. Równoległe zastosowanie standardowych oraz akustycznych, magnetycznych i radioizotopowych metod pozwoliło na określenie wartości progowych i efektywności geomorfologicznej badanych procesów oraz ocenę dokładności i precyzji uzyskanych wyników. Wykorzystanie radioizotopów ^{210}Pb , ^{226}Ra , ^7Be , ^{134}Cs i ^{137}Cs oraz cech magnetycznych jako znaczników cząstek zwietrzelin rozszerzyło możliwości poznania prawidłowości przestrzennego zróżnicowania mobilizacji sedymentu oraz powiązania źródeł jego dostawy do koryt w zlewniach różnej wielkości z natężeniem sedymentacji na równinach zalewowych Dunajca i Popradu oraz w Zbiorniku Rożnowskim (por. Froehlich 1995, 2003b; Froehlich, Walling 1992, 2003, 2005). Stworzyło to potencjalne możliwości ekstrapolacji wyników badań ilościowych i uwzględnienia przestrzennego zróżnicowania procesów hydrogeomorfologicznych w systemach fluwialnych zlewni różnej wielkości.



Ryc. 1. Maksymalne przepływy dobowe potoku Homerka w okresie badań (1971-2006) z uwzględnieniem wartości progowych transportu ładunku dennego i procesów kształtujących koryto.

W okresie badań (1971-2006) wystąpiły bardzo duże wezbrania, z których największe w 1983, 1997, 2001 i 1972 roku spowodowały znaczące zmiany w systemie fluwialnym (Ryc. 1). W okresie ostatnich 35 można je zaliczyć lat do zjawisk ekstremalnych. Upoważniają do tego obliczenia prawdopodobieństwa i powtarzalności maksymalnych dobowych opadów i przepływów oraz wartości progowe i efektywność procesów hydrogeomorfologicznych (Ryc. 2). W obliczeniach uwzględniono wpływ długości okresów rozdzielających zjawiska ekstremalne na wartości progowe i ich efektywność geomorfologiczną, jak również następstwo opadów i wezbrań mniejszych o większej częstotliwości występowania.

Stwierdzono, że efektywność geomorfologiczna wezbrań mierzona wielkością zmian przekrojów hydraulicznych koryta oraz transportem zawiesiny i ładunku dennego jest wprost proporcjonalna do wielkości kulminacji przepływu i czasu trwania przepływów przekraczających wartość progową uruchamiającą frakcje żwirowe ($\phi > 50$ mm) rumowiska dennego. Wartości te zmieniają się istotnie podczas każdego dużego wezbrania w zależności od długości czasu rozdzielającego następujące po sobie podobnej wielkości wezbrania. Dlatego wielkość i czas trwania następujących po sobie ekstremalnych wezbrań nie zawsze jest wprost proporcjonalna do ich efektywności geomorfologicznej oraz wielkości transportowanego ładunku sedymentu (por. Froehlich 1975, 1982). Jest on ilościową miarą wpływu długości okresów międzywezbraniowych na mobilizację sedymentu i efektywność geomorfologiczną poszczególnych wezbrań w przekształcaniu łóżyska powodziowego.



Ryc. 2. Prawdopodobieństwo i powtarzalność maksymalnych przepływów dobowych potoku Homerka obliczona na podstawie 35-letniego okresu badań (1971-2006).

Wysokie opady i wielkie wezbrania o dużej efektywności geomorfologicznej są powszechnie uznawane jako zjawiska ekstremalne (por. Costa, O'Connor 1995). Oceny dokonuje się *post factum* na podstawie badań ich skutków geomorfologicznych. Na tej podstawie próbuje się odtworzyć mechanizmy i natężenie procesów. Nie powtarza się po każdym efektywnym geomorfologicznie wezbraniu badań w tych samych odcinkach lub przekrojach łóżysk powodziowych, co jest niezbędne dla objaśnienia mechanizmów i natężenia przekształcania łóżyska powodziowego przez wezbrania o różnej częstotliwości występowania. Jest to w ograniczonym zakresie badanie niejako "sumy" skutków procesów, a nie procesów *sensu stricto*, jak się powszechnie przyjmuje. Mechanizmów i natężenia procesów nie można przecież badać *post factum*. Można je tylko w sposób ograniczony rekonstruować, co przy zmiennym natężeniu opadów i złożonych kształtach fal powodziowych prowadzi do zbyt daleko idących uproszczeń, a często i błędnych wniosków. Są to tylko hipotezy i przypuszczenia, bowiem zarówno mechanizmy jak i ekstremalne natężenia procesów są nadal słabo poznane. Przykładem są ekstremalne przepływy w rzekach karpackich, które z powodu szybkiego pogłębiania koryt obarczone są nieznaną wielkością błędami.

Wielkość poszczególnych zdarzeń w wieloleciu można ocenić jedynie na podstawie obliczeń prawdopodobieństwa i częstotliwości ich występowania. Przy znajomości natężenia procesów hydrogeomorfologicznych kształtowanych przez różnej wielkości zdarzenia można określić zakres wartości progowych i ich efektywność geomorfologiczną (por. Froehlich 1998). W odniesieniu do transportu fluwialnego powinno to być podstawą do opracowania budżetu sedymentu.

Dla określenia efektywności geomorfologicznej zjawisk o różnej częstotliwości występowania konieczna jest znajomość wartości progowych, warunków ich przekraczania i

czasu trwania efektywnego geomorfologicznie przepływu. W warunkach pogłębianych koryt potoków i rzek karpackich nie można go utożsamiać z przepływem pełnokorytowym, ponieważ powiększa się on po każdym wezbraniu, które przekroczy wartość progową przepływu, przy którym naprężenia ścinające są wystarczające do dokonania zmian parametrów hydraulicznych koryta.

Podobnej wielkości ekstremalne wezbrania wywoływane są przez opady o różnej wysokości i natężeniu, co związane jest z różną początkową wilgotnością podłoża nawiązującą do opadów przed wezbraniem. Bardzo duża wilgotność podłoża, a miejscami jego pełne nasycenie spowodowała już na początku ekstremalnych powodzi w 1997 i 2001 roku powszechne wystąpienie nasyconego spływu powierzchniowego warstwowego powodującego frontalną, szybką dostawę wody i zwietrzelin ze stoków do koryt. W efekcie pojedyncze gwałtowne ulewę o wydajności nieco niższej niż opady podczas poprzednich powodzi wywołały już ekstremalne przepływy.

Gwałtowne "flash flood" o krótkotrwałej, często bardzo wysokiej kulminacji przepływu są mniej efektywne geomorfologicznie od mniejszych, ale dłużej trwających fal powodziowych. Efektywność geomorfologiczna ekstremalnych powodzi jest ściśle związana z charakterem i następstwem poprzedzających je wezbrań mniejszych o większej częstotliwości występowania i wzrasta wprost proporcjonalnie do długości czasu, który upłynął od ostatniego podobnej wielkości zdarzenia.

Wychodząc z praw mechaniki należałoby przypuszczać, że zjawiska o podobnej wielkości powinny posiadać analogiczne wartości progowe procesów erozji i transportu ładunku dennego, a zatem i wydajność w przekształcaniu systemu fluwialnego. Tymczasem tej samej wielkości wezbrania z reguły charakteryzują się odmiennymi wartościami progowymi (por. Froehlich 2003a). W Beskidach z uwagi na stosunkowo dużą częstotliwość wysokich opadów stosunkowo rzadko dochodzi do pełnej relaksacji systemu fluwialnego, dlatego wartości progowe procesów hydrogeomorfologicznych zmieniają się w stosunkowo szerokich granicach.

Dotychczasowe wyniki badań prowadzonych klasycznymi metodami są trudne do porównania, ponieważ obarczone są błędami o nieznanej wielkości i znaku. Krótkie serie pomiarowe zmniejszają wiarygodność wartości średnich i utrudniają ilościową ocenę roli zjawisk ekstremalnych oraz poznanie długofalowych trendów w zakresie wpływu działalności człowieka na natężenie współczesnych procesów hydrogeomorfologicznych. Podstawowym problemem jest określenie ilościowej reprezentatywności obiektów i wyników badań w zależności od długości cyklu pomiarowego. Brak zatem podstaw do ekstrapolacji wyników opartej na mechanizmie procesów (por. Froehlich 1982).

Prawdopodobieństwo i powtarzalność zjawisk obliczane są na podstawie wyników pomiarów z "przeszłości", dlatego szczególnie przy wykorzystaniu krótkich ciągów pomiarowych nie mogą być one podstawą do prognozowania natężenia przekształcania systemu fluwialnego. Należy dążyć do poznania zakresu wartości progowych procesów kształtujących łóżyska powodziowe rzek karpackich i transportu ładunku dennego w aspekcie prawdopodobieństwa ich występowania. Stworzy to podstawę do opracowania formuł inżynierskich niezbędnych przy projektowaniu regulacji koryt i budowli hydrotechnicznych w Karpatach.

Literatura:

- Costa J.E., O'Connor J.E., 1995. *Geomorphically Effective Floods. W: Natural and Anthropogenic Influences in Fluvial Geomorphology. The Wolman Volume. AGU Geophysical Monograph 89, s. 45-56.*
- Froehlich W., 1975. *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej. Prace Geogr. IGiPZ PAN., 114, s. 1-123.*
- Froehlich W., 1982. *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej. Prace Geogr. IGiPZ PAN., 143, s. 1-144.*
- Froehlich W., 1998. *Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich podczas powodzi w lipcu 1997 roku. W: Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku (red. L. Starkel i J. Grela). Wydawnictwo Oddziału PAN, Kraków, s. 133-144.*
- Froehlich W., 2003a. *Monitoring bed load transport using acoustic and magnetic devices. W: Erosion and Sediment Transport Measurement in Rivers. Technological and Methodological Advances.*

- Proceedings of the Oslo Workshop (19-21 June 2002) (red. Jim Bogen and Des E. Walling). IAHS Publication No 283, s. 201-210.*
- Froehlich W., 2003b. Badania transferu zwietrzelin w beskidzkim systemie fluwialnym. Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, Rocznik XI, zeszyt 2(25), s. 23-31.*
- Froehlich W., 1995. Sediment Dynamics in the Polish Flysch Carpathians. In: Sediment and Water Quality in River Catchments (red. I. Foster, A. Gurnel, B. Webb). John Wiley & Sons, Ltd. 453-461.*
- Froehlich W., Walling D.E., 1992. The use of radionuclides in investigations of erosion and sediment delivery in the Polish Carpathians. W: Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions (Proceedings of the Chengdu Symposium, July 1992). IAHS Publ., 209, s. 61-76.*
- Froehlich W., Walling D.E., 2003. Impact of Anthropogenic Sediment Sources of Reservoir Sedimentation in the Polish Carpathians. W: Proceedings of International Workshop on Ecological, sociological and economic implications of sediment management in reservoirs, Paestum, Italy, 8-10 April, 2002 (red. Giampaolo Di Silvio, Rollin Hotchkiss). UNESCO-IAHP, s. 108- 112.*
- Froehlich W., Walling D.E., 2005. Using environmental radionuclides to elucidate sediment sources within a small drainage basin in the Polish Flysch Carpathians. In: Sediment Budgets 1 (proceedings of symposium S1 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz de Iguaçu, Brazil, April 2005). IAHS Publ. 291, 102-112.*

Historyczne powodzie na Wiśle w świetle znaków wielkich wód

Marek Grześ

Uniwersytet im. M. Kopernika w Toruniu

Wielkie powodzie na trwałe wpisały i wpisują się do dzisiaj w historię miast nadwiślańskich oraz w historię naturalną rzeki. Informacje na temat powodzi na Wiśle sięgają początków państwa polskiego. Do połowy XVI wieku są to wzmianki i opisy w starych kronikach kościelnych (m.in.R. Giruś, W.Strupczewski, A. Rojecki 1965). Są to jednak informacje nieprecyzyjne, zarówno co do czasu wystąpienia jak i skali zjawiska.

Szczegółowym i precyzyjnym zapisem historii powodzi i historii miast pisanej powodziąmi są tablice wielkich wód. W wielu miastach położonych nad rzekami (Dunaj, Ren, Men, Nekar,...) tablicom wielkich wód poświęca się dużo uwagi i dbałości konserwatorskiej. Są one bowiem świadectwem związków miast z rzekami i dziedzictwem kulturowym. W wielu miastach Europy tablice wielkich są dużą atrakcją turystyczną. Przykładem może być tu Ren na terenie Niemiec i Holandii. Znakom wielkich wód (hochwasserstandmarken) poświęcono kilka stron WWW.

Dopiero od XVI wieku katastrofalne wylewy rzek oznaczane były specjalnymi tablicami i znakami na murach obronnych i kościelnych. Wiele zachowanych oryginalnych i odtworzonych znaków i tablic wielkich wód daje kompletną informację o rozmiarach zjawiska (P.Kuźniar 2002), obejmującą położenie wzdłuż biegu rzeki, rzędną oraz czas. Do XIX wieku znane rzędne historycznych wezbrań powodziowych stanowiły podstawę w wyznaczaniu wałów i grobli ograniczających zasięg wylewów rzeki. Wiele tablic wielkich wód uległa zniszczeniu. Dawne historyczne znaki zastąpiono w latach 60 aluminiowymi tablicami sygnowanymi przez IMGW lub PIHM. Ocalały nieliczne oryginalne znaki w Krakowie, Warszawie, Fordonie, Świeciu i w Gdańsku. Aktualnie trwają prace nad ich inwentaryzacją. Przedsięwzięciu temu patronuje Związek Miast Nadwiślańskich z siedzibą w Toruniu. Na Wiśle od Krakowa do ujścia zlokalizowano i opisano około 100 znaków WWW.

Na podstawie znaków powodziowych stwierdzono, że największe wezbranie powodziowe na górnej i środkowej Wiśle miało miejsce w lipcu 1813 roku. Rzędne zwierciadła wody tej powodzi stanowią unikatowy materiał porównawczy. Najwyższe uwiecznione na znakach WWW stany wody występowały tu w półroczu letnim. Na dolnej Wiśle prawie wszystkie historyczne

znaki WWW związane są z zatorami lodowymi i sryżowymi. Najwyższe wezbranie zatorowe miało miejsce w lipcu 1570 roku (Grześ M. 1991).

Każde większe wezbranie wywołuje uzasadniony niepokój wśród mieszkańców miast. Tablice wielkich wód spełniają ważną rolę edukacyjną dla zrozumienia natury katastrofalnych wylewów rzek i ewolucji koryta. Analiza rzędnych i dat wystąpienia kulminacji wezbrań uwiecznionych na tablicach pozwala na bezpośrednią ocenę skuteczności systemów ochrony przed powodzią w warunkach zmieniającego się klimatu. Niestety odstępiono od wielowiekowej tradycji trwałego oznaczania rzędnych kulminacji wezbrań powodziowych na bulwarach i nadbrzeżach miast nadwiślańskich.

Erozja wąwozowa gleb jako skutek meteorologicznego zdarzenia ekstremalnego w Dolicach na pojezierzu choszczeńskim

Adam Koćmił, Marek Podlasiński
Akademia Rolnicza w Szczecinie

Pierwsza informacja o wystąpieniu zdarzenia ekstremalnego i wywołanych skutkach na gruntach rolnych w Dolicach była opublikowana w 1983 roku przez Chudeckiego i Niedźwieckiego w Zeszytach Problemowych Postępów Nauk Rolniczych. Artykuł informował w sposób ogólny o wystąpieniu erozji wodnej gleb w niespotykanym dotychczas wymiarze i o nasilaniu się tego procesu na gruntach ornych w warunkach gospodarki rolnej wielkoobszarowej. Skutki burzowego opadu dokonane wówczas w glebach nie były dokładnie udokumentowane. Zniszczenie gleb ornych było tak duże, że wymagało to przeprowadzenia rekultywacji, która polegała na wypełnieniu żłobiny obcym materiałem. Pomimo likwidacji żłobiny, w głębszych warstwach gruntu pozostały jednak ślady jej obecności, a u podnóża zbocza zachowała się także warstwa namytego erozyjnie piasku wyznaczająca obecnie zasięg stożka erozyjnego.

Korzystając z utrwalonych w gruncie przekształceń erozyjnych gleb, po 29 latach przystąpiliśmy do ich odkrycia w celu dokładniejszego określenia objętości żłobiny i osadów w stożku erozyjnym oraz obliczenia masy zmytego materiału glebowego.

Erozja wystąpiła w Dolicach, 13 km na zachód od Choszczna a burzowy opad był rejestrowany przez posterunek meteorologiczny w Choszcznie. W dniu 19.06.1977 zarejestrowano opad 55,3 mm, trwający 45 minut. Według klasyfikacji opadów był to opad nawalny (B2) określony przez miejscową ludność jako tzw. „oberwanie chmury”.

Stwierdzony w badaniach rozmiar erozji wodnej gleb można uznać za zdarzenie ekstremalne, o czym świadczą następujące dane:

1. niespotykane wcześniej rozmiary żłobiny: max szerokość 2,4 m, min. 0,3 m (jako efekt działania erozji wstecznej); max głębokość 1,55 m, min – 0,3 m; długość w linii głównej około 100 m i boczne odgałęzienie 15 m; objętość żłobiny (wg pomiarów w wykonanych przekopach) - 146,6 m³;
2. masa zmytej gleby liczona z objętości żłobiny dla zlewni o powierzchni 2,1 ha wyniosła 235 t, (111,9 t·ha⁻¹); masa zmytego materiału liczone według objętości odłożonych osadów piaszczystych w stożku deluwialnym dla nieco większej zlewni (3,4 ha), obejmującej także spływy spoza żłobiny wyniosła 335 t (98,5 t·ha⁻¹)

Rozmyciu podlegały gleby wytworzone z piasku gliniastego lekkiego pochodzenia zwałowego, sklasyfikowane w typie brunatne wylugowane, użytkowane jako grunt orny. Rzeźba

terenu jest nisko-falista, a rozmycie gleb nastąpiło na zboczu o wystawie zachodniej, o przeciętnym spadku 5%.

W 1977 roku pole obsiane było kukurydzą. Uprawa ta charakteryzuje się rzędownym wysiewem roślin, których liście wykazują większą zdolność do wychwytywania wody opadowej. Wychwytywana przez liście woda spływa obficie po łodydze do gleby, a system rzędownego siewu ułatwia ukierunkowanie jej ruchu w dół zbocza. W badanym przypadku kierunek siewu był zgodny ze spadkiem zbocza.

Grunt rolny był w posiadaniu Państwowego Gospodarstwa Rolnego. Intensywny wówczas system gospodarki rolnej powodował pogarszanie się właściwości gleb, które już wówczas osiągnęły określony stopień degradacji. W zakresie właściwości fizycznych objawiało się to nadmiernym zagęszczeniem i wynikającą z tego zmniejszoną retencją wody opadowej. W tak ukształtowanych warunkach agrotechnicznych pola, woda opadowa przy powolniejszym wsiąkaniu w grunt miała ułatwiony ruch po powierzchni zbocza.

Zarejestrowany rozmiar erozyjnego zniszczenia gleb w Dolicach świadczy także o mniejszej odporności gleb piaszczystych na rozmycie erozyjne w warunkach ekstremalnych. W porównaniu do tych gleb, występujące na przeciwległym zboczu gleby gliniaste nie wykazały obecności żłobin pomimo, iż spadek zbocza był większy (10-13%). Zmyw erozyjny na glebach gliniastych został wówczas sklasyfikowany jako splukiwanie powierzchniowe rozproszone.

Analiza ułożenia warstw zarejestrowanych w wykopie wykonanym w środkowej części stożka erozyjnego wskazuje, że opisana erozja wodna w wymiarze ekstremalnym na tym polu nie była pierwszą. W nieokreślonej jeszcze przez nas przeszłości miało miejsce podobne zdarzenie na co wskazuje obecność drugiej niepróchnicznej warstwy piasku o podobnym uziarnieniu, występującej na głębokości 84-110 cm. Jej usytuowanie w czasie przeszłym bez dodatkowych badań jest niemożliwe, można jednak przypuszczać, że przypadnie to na XVIII wiek lub przełom XVIII i XIX wieku. Wnioskujemy tak z ułożenia poziomów genetycznych profilu glebowego odsłoniętego w wykopie. Najgłębiej (145-165 cm) stwierdzamy w nim obecność poziomu próchnicznego gleby kopalnej leśnej. Nad nim jest obecna warstwa osadów deluwialnych, próchnicznych w zasięgu głębokości 110-145 cm. Osady te pochodzą z pierwszego okresu rolniczego użytkowania tych gleb po wylesieniu, co według badań H.R. Bork dla terenów niemieckich przypadało na późne średniowiecze i spowodowało silne rozwinięcie procesów erozyjnych. W konsekwencji dokonującej się wtedy degradacji gleb, zaniechano uprawy rolnej i gleby zostały ponownie zalesione. Kolejne wylesienia nastąpiły w XVIII wieku, co potwierdzają także badania Śląskiego wykonane dla Pomorza Zachodniego. Ponowne przejęcie gleb z lasu w użytkowanie rolne spowodowało wzrost zagrożenia erozyjnego i przez wpływ meteorologicznego zdarzenia ekstremalnego w profilu glebowym odłożona została warstwa osadu piaszczystego, niepróchnicznego, na głębokości 84-110 cm. Wyżej leżąca warstwa (33-84 cm) to wynik spokojnie rozwijającej się erozji wodnej w dłuższym okresie, bez zdarzeń ekstremalnych, którą buduje materiał próchniczny o uziarnieniu piasków gliniastych.

Warstwa powierzchniowa 0-33 cm z dnia 19.06.1977 roku jest wynikiem opadu burzowego, z powtarzającego się zdarzenia ekstremalnego. Pierwotnie był to piasek słabo gliniasty niepróchniczny, który w zasięgu pracy pługa uległ przekształceniu w piasek gliniasty lekki zasobny w próchnicę. Poniżej agrotechnicznie wytworzonego poziomu próchnicznego zachowała się w stanie niezmiennym około 5 cm warstwa pierwotnie zdeponowanego piasku.

Opisana budowa profilu gleby deluwialnej umożliwia sformułowanie następującego szeregu skutkowo-przyczynowego:

1. Zmiana ekosystemu leśnego na ekosystem rolny.
2. Agrotechniczna degradacja gleby.
3. Pogorszenie właściwości gleb uprawnych, w tym szczególnie jest ważna zmniejszona zdolność gleby do retencji wody opadowej.
4. Wzrost podatności gleb na erozję wodną.
5. Wystąpienie ekstremalnego zdarzenia meteorologicznego.
6. Powstanie erozji gleb w wymiarze ekstremalnym.

Z przedstawionych faktów wynika decydująca rola człowieka w tworzeniu zagrożenia erozyjnego gleb. Zagrożenie to wzmacnia się po wyłączeniu gleb z naturalnych ekosystemów i wynika następnie z dalszego użytkowania rolniczego.

Drugoplanowy czynnik, to właściwości gatunkowe gleby, w warunkach skrajnych parametrów opadu potwierdziła się teza silnej podatności gleb piaszczystych na erozję wodną.

Literatura:

- Bork H. R., 1994: *Soil erosion during the younger holocene in Germany*. Roczn. AR Pozn. 266, Melior. Inż. Środ. 14, s. 7-19
- Chudecki Z., E. Niedźwiecki, 1983: *Nasilanie się erozji wodnej na obszarach słabo urzeźbionych Pomorza Zachodniego*. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 272, s. 1-18
- Ślaski K., 1951: *Zasięg lasów Pomorza w dobie historycznej*. Mapa – Zasięg lasów w ostatnim tysiącleciu. Materiały Przegląd Zach. 14, s. 207-223.



sesja 3
20 września 2006
15.30 – 17.10

Atlas obszarów zalewowych doliny rzeki Silnicy (Kielce)

Tadeusz Biernat, Tadeusz Ciupa

Akademia Świętokrzyska w Kielcach

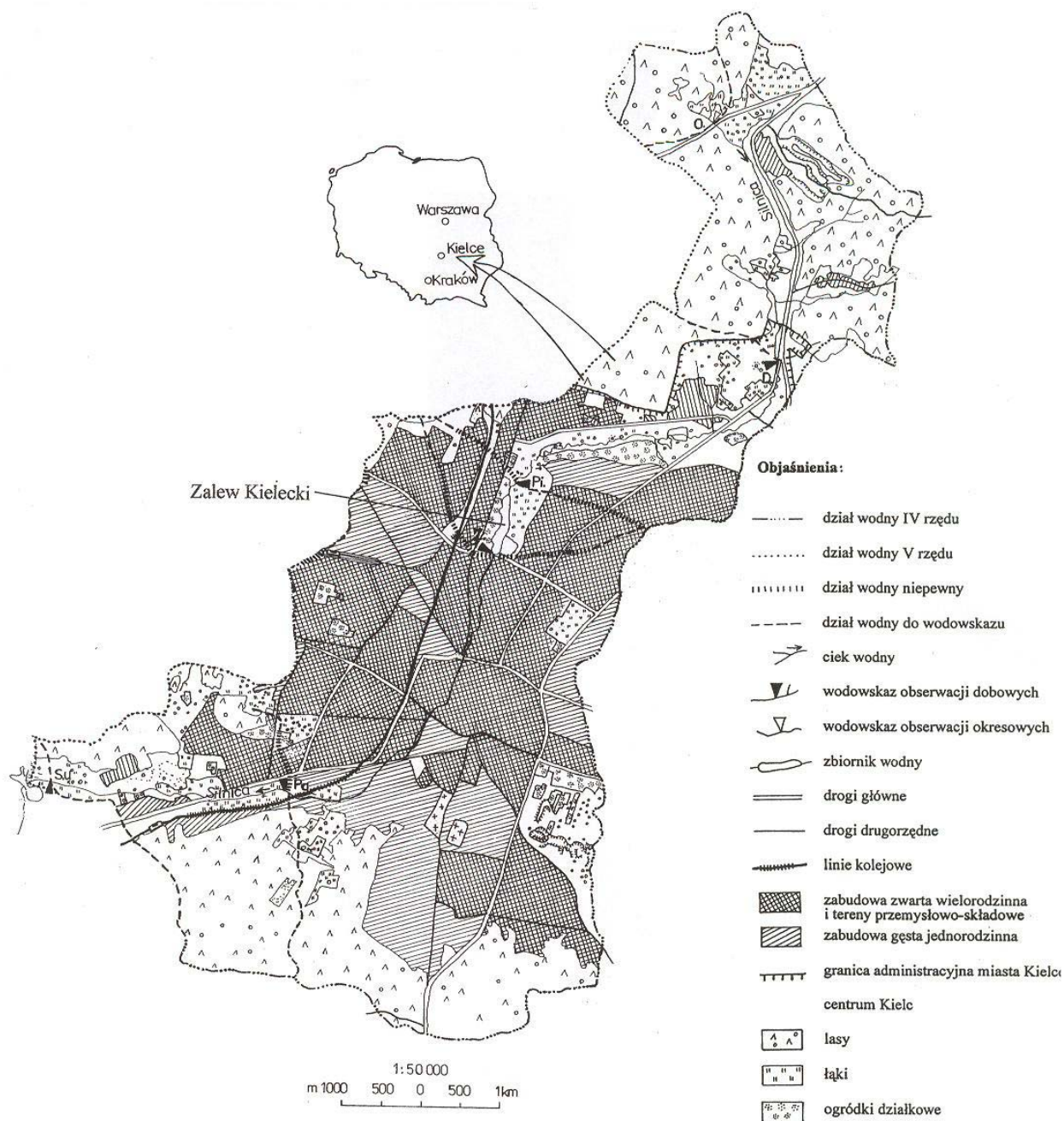
Obszary zurbanizowane są szczególnie zagrożone powodzią z uwagi na przyspieszony tu obieg wody (Jankowski 1986, Ciupa 2001). Rozmiary potencjalnych strat i zagrożeń można znacznie ograniczyć, a nawet częściowo wyeliminować wykorzystując współczesne osiągnięcia techniczne, organizacyjne i prawne. Jednym z tych przedsięwzięć jest wyznaczenie obszarów zalewowych w celu ograniczenia działalności człowieka na terenach zagrożonych powodzią (Biernat, Ciupa 2004). Rodzą się przy tym jednak konflikty między chęcią swobodnego zagospodarowania tych terenów, a planem ochrony dla zapewnienia bezpieczeństwa ludności i mienia prywatnego oraz komunalnego.

Na mapach w skali 1:500 wyznaczono zasięg terenów zalewowych w dolinie rzeki Silnicy objętych wodą o prawdopodobieństwie wystąpienia $Q_{ww10\%}$, $Q_{ww1\%}$ i $Q_{ww0,5\%}$. Zasięg ten wyznaczono na 78 mapach. W celu wprowadzenia pewnych udogodnień w korzystaniu z tego zbioru map w 2006 r. został opracowany „Atlas obszarów zalewowych doliny rzeki Silnicy (Kielce)” w skali 1:1000 (Biernat, Ciupa, Eliasiewicz 2006).

Obszar Kielc w granicach administracyjnych należy do dwóch zlewni IV rzędu, tj. Bobrzy i Lubrzanki. Jednym z dopływów Bobrzy jest rzeka Silnica, która przepływa przez centrum Kielc. Ma ona najważniejsze znaczenie w kształtowaniu warunków wodnych w obrębie najbardziej zurbanizowanej części miasta (Ciupa 2002). Dlatego też wyznaczenie potencjalnych obszarów zalewowych w jej dolinie jest tak istotne (rys. 1).

Głównym problemem Kielc związanym z występowaniem nadmiaru wody pochodzącej z opadów nawałnych jest zbyt duży udział uszczelnionych powierzchni w strukturze użytkowania zlewni Silnicy. Skutkiem tego jest przeciążenie systemu kanalizacyjnego, który nie radzi sobie z odprowadzaniem dużej ilości wody pochodzącej z gwałtownych, krótkotrwałych opadów. Szybka koncentracja odpływu powierzchniowego i duża objętość odpływającej wody wymaga drożnego systemu korytowego i dolinnego. Tymczasem na drodze odpływu wody w strefie miejskiej Kielc pojawiają się liczne mosty i przepusty o niewystarczającej przepustowości, które powodują podpiętrzanie odpływającej wody w czasie wysokich wezbrań. Ponadto naturalne tereny zalewowe ulegają ciągłemu uszczuplaniu na skutek presji w kierunku koryta rzeki to jest nadsypywaniu, a następnie jej zabudowywaniu. Powoduje to zmniejszenie możliwości retencji powodziowej, a także zmiany hydraulicznych warunków odpływu (Biernat, Ciupa 2004). W Kielcach dodatkowym czynnikiem sprzyjającym szybkiemu spływowi powierzchniowemu wód opadowych są dość duże spadki w obrębie stoków i ulic, a także stosunkowo słaba przepuszczalność podłoża na terenach niezabudowanych.

Niektóre z zagrożeń powodziowych w ostatnich latach zostały wyeliminowane lub ograniczone, np. na skutek przebudowy mostów, modernizacji jazu i grobli poniżej zbiornika retencyjnego (Zalew Kielecki) i bagrowania niektórych odcinków koryta rzeki Silnicy, itd.



Rys. 1. Położenie Kielce w zlewni rzeki Silnicy.

W celu wyznaczenia aktualnych zasięgów występowania obszarów zalewowych dla wody $Q_{ww10\%}$, $Q_{ww1\%}$ i $Q_{ww0,5\%}$, należało:

- wykonać profile poprzeczne dna doliny wraz z określeniem charakteru użytkowania w celu określenia parametru szorstkości na ich poszczególnych odcinkach,
- wykonać obliczenia hydrauliczne w celu określenia wartości prędkości przepływu, rzędnej zwierciadła wód powierzchniowych i szerokości ich rozlania,
- wyznaczyć na mapach topograficznych w skali 1:500 w dolinie Silnicy zasięg wód powodziowych o prawdopodobieństwie wystąpienia 10%, 1% i 0,5%,
- określić przepustowość mostów i przepustów,

- dokonać analizy wynikającej z oddziaływania aktualnych uszczupień terenów zalewowych w dnie doliny Silnicy, a także prac hydrotechnicznych prowadzonych obecnie w dolinie rzeki i planowanych w najbliższym czasie.

Wysokości przepływów maksymalnych dla wody $Q_{ww10\%}$, $Q_{ww1\%}$ i $Q_{ww0,5\%}$. Obliczono metodą Racjonalną i Wołoszyna. W opracowaniu przyjęto maksymalne roczne przepływy rzeki Silnicy o zadanych prawdopodobieństwie przewyższenia obliczone Metodą Racjonalną. Dla wody $Q_{ww10\%}$ przyjęto $21,6\text{m}^3\text{s}^{-1}$, dla wody $Q_{ww1\%}$ - $37,2\text{m}^3\text{s}^{-1}$, a dla wody $Q_{ww0,5\%}$ - $57,8\text{m}^3\text{s}^{-1}$. Obliczone i przyjęte przepływy wydają się być bardziej odpowiednie niż uzyskane metodą Wołoszyna co potwierdzają obserwacje terenów zalewowych w czasie powodzi i prowadzonych badań monitoringowych (Kupczyk, Biernat, Ciupa 1998, Biernat, Ciupa, Eliasiewicz 2006).

W minionych latach nastąpił postęp metodyczny w zakresie stosowanych modeli do obliczeń hydraulicznych. W poprzedniej pracy zastosowano model Bernoulliego, a obecnie zastosowano najnowszy model Hydrologic Engineering Center – River Analysis System (HEC – RAS). HEC-RAS jest modelem opracowanym przez US Army Corps of Engineers. Oprogramowanie HEC-RAS należy do rodziny HEC i jest powszechnie stosowane w Europie (Model Hydrologic Engineering Center – River Analysis System 2003). Model HEC-RAS jest dostosowany do systemu Windows, przyjazny dla użytkownika, a w szczególności w zakresie: przygotowania i wprowadzania danych wejściowych, obliczeń wstępnych – testowych i weryfikujących, prezentacji numerycznej i graficznej wyników, liczby wprowadzanych do pakietów wynikowych charakterystyk przepływu przydatnych dla użytkownika.

W ujściowym odcinku Silnicy następuje podpiętrzanie wód powodziowych wodami rzeki Bobrzy. Kotlina Białogońska jest naturalnym węzłem hydrograficznym, który jest narażony na zalewanie wodami powodziowymi Bobrzy, Sufragańca i Silnicy. Na podstawie wykonanych obliczeń, uwzględniających zmienioną geometrię koryt, przyspieszony odpływ oraz podpiętrzanie, szczególnie zagrożony okazał się obszar Białogonu. W strefie Białogonu koryto Silnicy nie przebiega w osi naturalnej doliny. Zatem wody powodziowe wylewające się z koryta kierują się na południowy-zachód do naturalnych dolin Silnicy i Bobrzy. Sytuacja taka powoduje tu znaczne rozszerzenie obszarów zalewowych, a zatem i wzrost zagrożeń z tego wynikających.

Bardzo istotnym i pilnym problemem w Kielcach jest przedsięwzięcie systemowych działań zmierzających do zmniejszenia spływu powierzchniowego w całej zlewni Silnicy, a zwłaszcza w centrum miasta poprzez kontrolę wzrostu powierzchni nieprzepuszczalnych.

Jednym z elementów zabezpieczenia doliny przed powodzią jest uwzględnienie zasięgów terenów zalewowych, przedstawionych w omawianym atlasie, w podejmowaniu decyzji o lokalizacji inwestycji w szczególności na etapie planów zagospodarowania przestrzennego Kielc. Zatem Plan Przestrzennego Zagospodarowania Miasta Kielc powinien uwzględniać aktualne zasięgi obszarów zalewowych zamieszczone na mapach w atlasie.

Literatura:

- Biernat T., Ciupa T., 2004, *Zagrożenie powodziowe na terenie Kielc i wyznaczenie obszarów zalewowych*. W: Jażdżewska I., (red.) *Zróżnicowanie warunków życia ludności w mieście*. XVII *Konwersatorium Wiedzy o Mieście*. Wyd., Uniwersytetu Łódzkiego, s. 301-312.
- Biernat T., Ciupa T., Eliasiewicz R., 2006, *Atlas obszarów zalewowych doliny rzeki Silnicy (Kielce)*. Arch. UM Kielce, s.85.
- Ciupa T., 2001, *Funkcjonowanie systemu fluwialnego Silnicy i Sufragańca w strefie miejskiej Kielc*. W: Karczewski A., Zwoliński Zb. (red.) *Funkcjonowanie geoekosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych*. *Monitoring – ochrona – edukacja*, s.103-113.
- Ciupa T., 2002, *Erozja, transport i akumulacja w korytach rzecznych obszaru zurbanizowanego (Kielce)*. W: Banasik K. (red.) *Erozja Gleb i Transport Rumowiska Rzecznego; Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW, Wydział Ochrony Środowiska PWSOŚ w Radomiu*, IG i PZ PAN, Zakopane 10-12 października 2002r., s.29 – 38.
- Jankowski, A. T., 1986. *Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysławianym i urbanizowanym (na przykładzie Rybnickiego Okręgu Węglowego)*. Wyd. UŚ, Katowice.

Kupczyk E., Biernat T., Ciupa T., 1998, *Przyrodnicze podstawy naturalnej regeneracji rzeki antropogenicznie przekształconej*, [w:] Magnuszewski A., Soczyńska U. (red.), *Hydrologia u progu XXI wieku. Konferencja hydrologiczna, Mądralin k. Warszawy, 24-27..1996*, s.167-180.

Model Hydrologic Engineering Center – River Analysis System (HEC – RAS), 2003.

OSADY POZAKORYTOWE ŚRODKOWEJ WIEPRZY JAKO ZAPIS ZJAWISK POWODZIOWYCH

Wacław Florek, Jacek Kaczmarzyk

Pomorska Akademia Pedagogiczna w Słupsku

Badania przeprowadzone były na dnie w przybliżeniu południkowo zorientowanego, rynnowego odcinka doliny Wieprzy. Najniższy poziom morfologiczny doliny kształtował się od początku holocenu jako poziom zalewowy rzeki meandrującej. Świadectwem tego są wydatowane osady organogeniczne wypełniające najstarsze paleomeandry (W. Florek 1991).

Analiza profili poprzecznych doliny Wieprzy w rejonie wodowskazów wskazuje, że nie może być ona traktowana jako źródło informacji o częstotliwości wylewów rzeki i ich zasięgach przestrzennych. Na profilach wodowskazowych Sławno i Stary Kraków najwyższe zaobserwowane stany mieszczą się w korycie rzeki, a obserwacje przeprowadzone przy stanach o 50-100 cm niższych dowodzą, że już wówczas znaczna część równi zalewowej znajduje się pod wodą. Jeśli uwzględnimy fakt okresowego bagrowania koryta, a także skutki regulacji opisane wcześniej (W. Florek, E. Nadacna 1986, W. Florek 1991) można przypuszczać, że przy podobnych, jak dziś przepływach maksymalnych i przy mniejszym spadku koryta zalewanie równi zalewowej w przeszłości powinno być zjawiskiem częstym.

Współczesne wezbrania Wieprzy, nawet te które sięgają stanów zbliżonych do maksymalnych zaobserwowanych mają dość charakterystyczny przebieg. Objawia się spokojnym występowaniem wód z koryta w miejscach obniżen brzegowych oraz na odcinkach powyżej i poniżej mostów, gdzie następuje zwężenie szerokości przepływu. Terenami inundacyjnymi stają się w zależności od morfologii przykorytowa równia zalewowa, albo te jej części, które jako obniżenia pełnią rolę basenów powodziowych. O takim charakterze wezbrań na Wieprzy decyduje cały szereg cech środowiska, które bezpośrednio lub pośrednio wpływają między innymi na charakter zmienności stanów wód. Do głównych cech hydrologicznych Wieprzy należą:

- zdecydowana przewaga zasilania podziemnego (70-75%) nad powierzchniowym,
- znaczna zasobność w wodę (średni odpływ jednostkowy – 9,7 l/s/m²,
- znaczny stopień wyrównania odpływu w ciągu roku uwarunkowany klimatycznie i fizjograficznie
- mała amplituda stanów wód (od około 0,5 m w górnym do około 3 m w dolnym).

Efekty morfologiczne wezbrań zaznaczają się przede wszystkim w strefie przylegającej bezpośrednio do koryta, w postaci odsypów piaszczystych, wstęg piaszczystych, wałów brzegowych, łach meandrowych oraz osadów wypełnień starorzeczy. Na obszarach sąsiadujących z wymienionymi formami, a będących w zasięgu wód wezbraniowych efekt sedimentacyjny jest minimalny i przybiera postać cienkich powłoczek drobnopiaszczysto-mułkowych, miejscami o ciemnym zabarwieniu, świadczącym o domieszce materii organicznej.

Odsłonięcia brzegowe po obu stronach współczesnego koryta i wkopy wykonane na równi zalewowej Wieprzy dają wgląd w budowę poziomu zalewowego. Osady budujące równię zalewową reprezentują fację korytową i pozakorytową z subfacją osadów wypieniających paleomeandry. Analizowane odsłonięcia zlokalizowane są na odcinku doliny położonym pomiędzy Sławskiem a Staniewiczami, w większości w bliskim sąsiedztwie wczesnośredniowiecznego grodziska Wrześnica, którego datowanie archeologiczne stanowi przesłankę wiekową dla części analizowanych w odsłonięciach osadów.

W 22 m odsłonięciu na lewym brzegu koryta widoczny jest stosunkowo czytelny obraz sekwencji osadów pozakorytowych, które reprezentują wypełnienie basenu powodziowego. Basen ten jest czytelny w morfologii współczesnej równi zalewowej. Ma w przybliżeniu prostokątny zarys, a odsłonięcie na brzegu koryta daje wgląd w układ warstw osadów budujących jego peryferyjną południowo-wschodnią część. Sekwencja osadów rozpoczyna się w spągu (na głębokości około 120 cm p.p.t.) warstwą iłu średnio 19 cm miąższości. Na niej leży średnio 13 cm warstwa iłu z wytrąceniami żelaza. Ku stropowi następują kolejno warstwy: mułu ilastego (średnio 16 cm), następnie mułu z przewarstwieniami piasku (średnio 6 cm), mułu piaszczystego drobnego (średnio 25 cm) i mułu piaszczystego grubego (średnio 27 cm). Ta sekwencja osadów pozakorytowych wyraźnie wskazuje na grubienie osadów ku stropowi, co znajduje potwierdzenie w wartościach średniej średnicy ziaren analizowanej w pionie. Sytuacja taka może wskazywać na wzrost intensywności i energii wezbrań, która znajduje potwierdzenie w akumulacji grubszego materiału. Należy przy tym pamiętać, że grubienie materiału może być wynikiem dostawy takiego osadu ze źródeł alimentacji, które mogły podlegać w pewnym zakresie wylesieniu, w następstwie zmian klimatycznych, lub bardziej intensywnej gospodarki człowieka, w bezpośrednim sąsiedztwie badanego odcinka doliny.

Morfologia fragmentu równi zalewowej przylegającej do przeciwnego (prawego) brzegu koryta Wieprzy wskazuje na to, że w odsłonięciu brzegowym (37 m długości) widoczne są osady korytowe paleomeandra otaczającego wczesnośredniowieczne grodzisko Wrześnica, osady wypełnienia tego paleomeandra oraz osady pozakorytowe stanowiące stropową część równi zalewowej. Sytuacja geomorfologiczna stanowi przyczynę znacznych zmian miąższości osadów oraz dużego zróżnicowania warstw w poziomie. Ciągłość na całej długości odsłonięcia wykazuje jedynie warstwa utworów madowych, wykształcanych jako mułki piaszczyste. Badania wykazały, że cechy sedimentologiczne tych osadów odpowiadają warstwom stropowym (mułkowi piaszczystemu grubemu i mułkowi piaszczystemu drobnemu) w odsłonięciu na lewym brzegu koryta. Relacja tych osadów do artefaktów związanych z grodziskiem Wrześnica wskazuje na ich powstanie w ostatnim tysiącleciu.

Literatura:

- Florek W., 1991: *Postglacialny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza*, Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Słupsku, Słupsk.
- Florek E., Florek W., Kaczmarzyk J., 1998, *Studia nad paleohydrologicznymi zmianami koryta Wieprzy i jej równi zalewowej w okresie subatlantyckim w kontekście funkcjonowania wczesnośredniowiecznego grodziska we Wrześnicy*. *Acta Archaeologica Pomoranica*, 1, Szczecin, s. 185 - 194.
- Florek W., Nadaczna E., 1986: *Zmiany biegu Parsęty i Wieprzy w ciągu ostatnich dwustu lat w świetle analizy materiałów kartograficznych*, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 36A, s. 33-52.
- Kaczmarzyk J., 2004, *Holocenijska paleohydrologia środkowej Wieprzy w świetle cech sedimentologicznych osadów korytowych*. *Prace Geograficzne IGiPZ im. Stanisława Leszczyńskiego PAN*, nr 200, s. 119-145

Hydrologiczne i geomorfologiczne skutki nawalnego opadu 4 sierpnia 2005 roku na międzyrzeczu Bystrzycy i Giełczwi

Grzegorz Janicki, Zdzisław Michalczyk, Jan Rodzik, Krzysztof Siwek
Uniwersytet im. M. Curie-Skłodowskiej w Lublinie

Na przełomie lipca i sierpnia 2006 roku w rejonie Lublina zanotowano wysokie opady atmosferyczne, których kilkudniowa suma rejestrowana na stacjach opadowych osiągała od 80

do ponad 200 mm. Tak wysokie opady związane były z lokalnymi ośrodkami niskiego ciśnienia, powstałymi na zafalowanym froncie o ogólnym kierunku N-S, ciągnącym się od Adriatyku do Finlandii. W dniu 4 sierpnia w centrum takiego lokalnego niżu nad środkową częścią Lubelszczyzny wystąpił opad nawalny, który wywołał duże skutki hydrologiczne i geomorfologiczne oraz znaczne straty gospodarcze. Intensywny opad objął swoim zasięgiem tereny czterech sąsiadujących ze sobą powiatów: lubelskiego, świdnickiego, łęczyńskiego i krasnostawskiego. W niektórych gminach powiatu świdnickiego, gdzie zniszczenia były największe, ogłoszono stan klęski żywiołowej.

Intensywny deszcz rozpoczął się około godziny pierwszej po północy i zakończył około godziny trzeciej nad ranem. Dobowa suma opadu (za 3 sierpnia) wyniosła od ok. 50 mm w Lublinie do ok. 110 mm w Piaskach i Pszczelęj Woli. Natężenie deszczu na stacji automatycznej w Lublinie dochodziło do 0,5 mm/min. Analogicznie można sądzić, że w strefie najwyższego opadu jego maksymalne natężenie znacznie przekroczyło 1 mm/min; można więc zaliczyć go do deszczów nawalnych według klasyfikacji Chomicza (1951).

Największe skutki hydrologiczne i geomorfologiczne opisywanego opadu wystąpiły w centralnej części Wyżyny Lubelskiej, na międzyrzeczu dopływów Wieprza: Bystrzycy i Giełczwi. Szczegółowe badania terenowe wykazały, że strefa opadu nawalnego (izohieta dobową > 100 mm) objęła północną część Wyniosłości Giełczewskiej. Ten centralny mezoregion Wyżyny Lubelskiej reprezentuje krajobraz wyżyn krzemionkowo-węglanowych, zbudowanych z odpornych na erozję skał górnokredowych, wykształconych głównie jako opoki i gezy. Miejscami występują tu wyspowa wapienie, piaskowce i zlepieńce trzeciorzędowe. Ważną rolę krajobrazotwórczą odgrywają również pylaste, piaszczysto-pylaste i piaszczyste, plejstocenyjskie utwory pokrywowe różnej genezy, wypełniające dna suchych dolin (Jahn 1956). Powierzchnia wierzchowinowa znajduje się w tym regionie na poziomie od 220 do blisko 300 m n.p.m., a deniwelacje zwykle nie przekraczają 50-60 m (Jahn 1956; Maruszczak 1972). W rzeźbie dominują, rozdzielające suche doliny, rozległe połogie garby o stokach wypukło-wklęsłych i wypukłych. W tym typie krajobrazu przeważają dość urodzajne gleby brunatnoziemne, głównie gleby płowe. Opisywany mezoregion ma charakter wybitnie rolniczy, o czym świadczy wysoki udział w strukturze użytkowania ziemi gruntów ornych (ok. 65%) oraz niski udział lasów (< 10%). W strukturze zasiewów przeważają uprawy zbożowe (ok. 75%), zaś udział roślin przemysłowych i okopowych wynosi po kilka procent.

Opad nawalny z dnia 4 sierpnia 2005 roku wywołał gwałtowny spływ powierzchniowy oraz lokalne wezbrania w dolinach małych rzek. Nasycenie gruntu oraz zmniejszenie jego zdolności infiltracyjnej w wyniku wcześniejszych opadów oraz ulewy z 31 lipca wpłynęło na znacznie przyspieszenie koncentracji spływu wód opadowych w systemie stokowym oraz spowodowało uformowanie fali powodziowej w systemie rzeczny. Czynniki, które ograniczały odpływ powierzchniowy, była dobrze rozwinięta okrywa roślinna w początkowej fazie zbioru zbóż. W konsekwencji, pola z uprawą roślin zbożowych, okopowych i przemysłowych, dość skutecznie ograniczały skutki erozyjne spływu wód. Niemniej, w dnach suchych dolin i innych obszarach koncentracji spływu (np. drogi polne) wystąpił w pełni rozwinięty spływ powierzchniowy uformowany w epizodycznych korytach. W korytach rzecznych spływ wody wystąpił z kilkugodzinnym opóźnieniem. W dolnej Czerniejówce, dopływie Bystrzycy, początek wezbrania wystąpił o godzinie 10.00, a fazę kulminacyjną przepływu zanotowano o godzinie 13.30. Zaobserwowano tu przyrost stanu wód w tempie ok. 6 cm/godz, a przepływ maksymalny przy ujściu określono na około 24,6 m³/s, przy średnim wieloletnim odpływie wynoszącym ok. 0,6 m³/s. Należy zaznaczyć, że intensywne opady wystąpiły tylko w najwyższej części tego wydłużonego dorzecza. Ze zlewni Skrzyniczanki (dopływ Czerniejówki), znajdującej się w centrum opadu nawalnego, przepływ maksymalny wynosił 10-15 m³/s, przy średniej wieloletniej ok. 0,12 m³/s. Maksymalny odpływ jednostkowy ze tej zlewni o powierzchni 36 km² wyniósł więc 0,3-0,4 m³/s/km². W wyniku wysokich opadów z przełomu lipca i sierpnia 2005 roku w dorzeczu Czerniejówki zarejestrowano podniesienie zwierciadła wód podziemnych od 30 do 70 cm, średnio o 43 cm. Rzutowało to na utrzymywanie się podwyższonych przepływów również jesienią 2005 roku oraz w I półroczu 2006 roku.

Gwałtowny spływ wód opadowych wywołał liczne procesy erozyjne w systemie rzecznym oraz w systemie stokowym na polach z wykonaną już podorywką i na uprawach okopowych. Na powierzchniach wierzchowinowych i na skłonach wierzchowin, wystąpił intensywny rozbryzg oraz spłukiwanie rozproszone. W górnych częściach stoków o mniejszym nachyleniu dominowały procesy spłukiwania liniowego, tworząc cały system drobnych bruzd. W dolnych częściach stoków, zazwyczaj o większym nachyleniu, wystąpiły procesy erozji bruzdowej, która uformowała przegłębione bruzdy główne oraz liczne rozcięcia i kotły eworsyjne, które można zaliczyć do przejawów erozji wąwozowej. U podnóża stoków procesy akumulacji ukształtowały liczne i różnorodne formy depozycyjne w postaci stożków lub rozległych pokryw deluwialnych. W osiach suchych dolin, gdzie wystąpił spływ w epizodycznych korytach, dominował transport.

Natężenie procesów erozji i depozycji było bardzo zróżnicowane. Szczegółowe badania przeprowadzono w zlewni Skrzyniczanki oraz w obrębie powierzchni badawczej w Niedrzwicy Dużej, na skraju obszaru maksymalnego natężenia opadu. Największe jednostkowe natężenie denudacji zarejestrowano na polu z wzdłużstokową uprawą buraków cukrowych. Na tym polu o powierzchni 2,24 ha i długości 320 m oraz deniwelacji 17 m, oszacowano erozję na 334 m³. Większość materiału wyerodowanego ze stoku (213 m³) została akumulowana u podnóża, natomiast pozostała część (121 m³) odprowadzona została przez potok epizodyczny.

Intensywne procesy erozyjne wystąpiły również w obrębie zbierających spływ stokowy dróg gruntowych i szutrowych, szczególnie na drogach przecinających skośnie osie niecek stokowych. W dnach dolin rzecznych, oprócz form erozji korytovej, zarejestrowano też formy pozakorytovej erozji i akumulacji rzecznej. Największe zniszczenia wystąpiły tu w przypadku przerwania grobli stawowych.

Literatura:

- Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce. Wiad. Służby Hydrolog. i Meteorolog.*, 2, 3, 5-88.
Jahn A., 1956, *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. Prace Geogr. IG PAN*, 7, Warszawa.
Maruszczak H., 1972, *Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie [w:] Klimaszewski M. (red.), Geomorfologia Polski. Polska Południowa, góry i wyżyny, Warszawa, 1, 340-384.*

Lokalne powodzie w Niece Nidziańskiej

Tomasz Bryndał¹, Wacław Cabaj², Tadeusz Ciupa²

¹ Akademia Pedagogiczna w Krakowie

² Akademia Świętokrzyska w Kielcach

Wstęp

W Niece Nidziańskiej, notowane są krótkotrwałe opady o sumie przekraczającej 100 mm (Cebulak, Niedźwiedź 1998), które powodują gwałtowne wezbrania mające charakter lokalnej powodzi (Cabaj i in. 2002). W artykule opisano wybrane przypadki lokalnych powodzi oraz w oparciu o cechy zlewni podjęto próbę określenia wybranych uwarunkowań ich występowania.

Wybrane przykłady lokalnych powodzi

W literaturze mamy szczegółowe opisy dwóch powodzi: w Kalinie Wielkiej (Geomorfologiczny... 1998) i Pałecznicy, (Cabaj i in. 2002). O powodzi w okolicach Działoszyc, Miechowa i Słomnik krótko wspomina J. Kondracki (1937). Gwałtownych wezbrań w obrębie Niecki było więcej. W dniu 13 maja 2003 roku na Wzgórzach Radomszczańskich w północnej części regionu w okolicy Woli Malowanej, późnym popołudniem przeszła trwająca około godziny burza. Na najbliższym posterunku w Przedborzu położonym 20 km na wschód opad dobowy

wyniósł zaledwie 20,2 mm. Gwałtowne opady spowodowały wezbrania w czterech zlewniach: źródłowej części rzeki Śmigi w Woli Malowanej, w suchej dolinie źródłowej części rz. Widawki w Zapolicach, w suchej dolinie źródłowej części rz. Świętojanki w Zakrzewie i w suchej dolinie źródłowej części rz. Luciąż w Granicach. Parametry hydrologiczne wezbrania przedstawia tab. 1. Należy podkreślić że przepływy podczas wezbrania przekraczały wartości przepływów charakterystycznych o prawdopodobieństwie pojawienia się 1 %, a w przypadku Zakrzewa 0,5%. Ponieważ ulewa wystąpiła w okresie pełnej wegetacji na stokach nie obserwowano większych zmian morfologicznych. Jedynie na polach z roślinami okopowymi obserwowano ślady erozji, podobne do opisywanych między innymi przez S. Ziemnickiego (1956), H. Uggłę (1957), R. Rataja (1977). W dniu 19 lipca 2004 roku, nad miejscowością Podleśna Wola przeszła trwająca ok. pół godziny burza połączona z silnymi opadami deszczu. Obszar jest pozbawiony sieci posterunków opadowych. Wezbranie nastąpiło w suchej dolinie źródłowej części rzeki Miechówki. Ulewa wystąpiła w czasie pełnej wegetacji w związku z tym tylko na polach z okopowymi obserwowano pogłębienie redlin. Na pozostałych polach nawet w przypadku zebrania płonów nie obserwowano większych zmian morfologicznych. W sierpniu 1997 roku nad Uliną Wielką przeszła burza, która spowodowała wezbranie na cieku bez nazwy. Według relacji mieszkańców, przebieg wezbrania był bardzo gwałtowny. W przysiółku Zawadki pół godziny od rozpoczęcia opadu ok. 2 m fala wypełniła dno doliny zalewając budynki. Gwałtowne wezbranie wystąpiło również we wrześniu 1998 roku w suchej dolinie w miejscowości Krępe.

Tabela 1. Wybrane parametry hydrologiczne wezbrania, na tle przepływów charakterystycznych

Zlewnia, profil	$Q_{\max}$	$q_{\max}$	$Q_{\max 1\%}$	$Q_{\max 0,5\%}$	$Q_{\max 0,2\%}$	$Q_{\max 0,1\%}$
	[m ³ /s]	[m ³ /s/km ²]	[m ³ /s]			
Wola Malowana	8	2,3	5,1	5,6	6,3	6,8
Zapolice	6	3,3	5,1	5,6	6,3	6,9
Zakrzew	15	2,6	13,8	15,2	17,1	18,6
Granice	11	3,4	11,3	12,4	14	15,2

Źródło: Obliczenia własne. $Q_{\max}$ – maksymalny przepływ, $q_{\max}$ - maksymalny spływ jednostkowy

Charakterystyka zlewni powodziowych, próba wskazania na wybrane uwarunkowania ich występowania

Zlewnie, w których wystąpiły gwałtowne wezbrania, opisano przy pomocy parametrów fizjograficznych. Założono, że analiza cech zlewni pozwoli wskazać na pozaopadowe uwarunkowania ich występowania. Obliczono parametry opisujące rozmiary, kształt, rzeźbę, hydrografię i strukturę użytkowania zlewni. Do analizy wybrano 9 zlewni. Zestawienie cech (tab. 2) wskazuje, że typowa zlewnia, w której wystąpiła lokalna powódź charakteryzuje się niezbyt dużą powierzchnią ($A \approx 8 \text{ km}^2$), kształtem zbliżonym do koła ($C_k \approx 0,7$), znacznymi deniwelacjami terenu ($h \approx 77\text{m}$), dosyć dużym nachyleniem stoków ($\psi \approx 4^\circ$) oraz znaczną gęstością dolin ($D \approx 3 \text{ km/km}^2$). Lasy stanowią niewielki odsetek ($O_l \approx 9\%$), a dominują grunty orne ($O_r = 84\%$). Gęstość dróg w obrębie zlewni jest niezbyt wysoka ($D_r = 3,5 \text{ km/km}^2$). Współczynnik zmienności wskazuje, że zlewnie powodziowe są najbardziej podobne pod względem udziału gruntów ornych, kształtu oraz gęstości dróg. Najbardziej różnią się pod względem udziału lasu, powierzchni, użytków zielonych oraz nachylenia (tab. 2). W oparciu o cechy zlewni, w których wystąpiły lokalne powodzie, podjęto próbę określenia uwarunkowań działających po stronie zlewni. Spośród cech należy zwrócić uwagę na małe rozmiary zlewni powodziowej. Mniejsze zlewnie bardziej dynamicznie reagują na gwałtowne opady (Dynowska, Tlalka 1982). Zbliżony do koła kształt zlewni sprzyja skróceniu czasu koncentracji i zwiększa dynamikę wezbrania (Dobija, Dynowska 1975). Lasy stanowią niewielki odsetek. Są to z reguły zbiorowiska łęgowe w dnie dolin. Lasy na stokach są często rozbite na małe płyty co nie wpływa korzystnie na ograniczenie spływu. W strukturze użytkowania dominują grunty orne, na których szybciej dochodzi do wytworzenia powierzchniowego (Gil 1998, Słupik 1973). Z gruntami ornymi powiązana jest również gęsta sieć bruzd ornych, która osiąga wartości 350 m/ha (Słupik 1976). Gęsta sieć bruzd sprzyja występowaniu skoncentrowanego spływu liniowego. Należy zaznaczyć, że prędkość wody płynącej w bruzdach, których przebieg jest

równoległy do spadku jest szybsza (Słupik 1972) co skraca czas koncentracji fali wezbraniowej i wpływa na dynamikę wezbrania. Pewnych predyspozycji można się również w uziarnieniu górnych poziomów gleby, które mają skład mechaniczny pyłu zwykłego, ilastego lub gliny średniej. Duża zwartość frakcji drobnych utrudnia infiltrację (Dwucet 1999, Römkens i in. 1995). Dostatecznie gęsta sieć dolin oraz rozbudowana sieć dolin bocznych sprzyja szybkiej dostawie wody ze stoków do dna doliny głównej przez co wpływa na parametry wezbrania. Elementem, który znacznie przyspiesza dostawę wody ze stoku do dna doliny są drogi polne (Froehlich, Słupik 1986). Podczas wezbrań w małych zlewniach mogą one istotnie wpływać na przebieg wezbrania (Słupik 1981). Należy podkreślić że gęstość dróg, czyli elementów znacznie przyspieszających odprowadzanie wody do dna dolin jest wyższa od gęstości sieci dolin, co niewątpliwie znajduje swoje odzwierciedlenie w parametrach wezbrania.

Tabela 2. Parametry zlewni w których wystąpiły lokalne powodzie.

	Kalina	Wola Podleśna	Pałecznicza	Ulina	Krepe	Wola Malowana	Zapolice	Zakrzew	Granice	x	Sx	Vx
A [km ²]	38,7	8,7	2,7	5,8	2	2,5	1,78	8,7	3,24	8,2	11,7	143
L [km]	12,2	3,9	2,9	6,7	3,6	1,8	1,9	3,8	1,8	4,3	3,3	78
B [km]	3,2	2,2	0,9	0,9	0,6	1,4	0,9	2,2	1,8	1,6	0,9	54
Ck	0,5	0,57	0,56	0,49	0,83	1,04	0,77	0,89	0,85	0,7	0,2	27
h [m]	168	143	70	96	78	20	30	45	44,4	77,2	50,7	66
Ψ [°]	5,6	4,5	5,3	5,8	11,6	1,02	1,3	1,57	1,5	4,2	3,4	80
Ir ₁ [°]	5	2,3	1	1,4	1,8	0,3	0,8	0,7	1,4	1,6	1,4	86
D [km/km ²]	2,8	3,8	3,6	4,07	6,3	2,5	3	3,1	0	3,2	1,7	51
Db [km/km ²]	2,6	3,7	3,0	4,0	5,8	2,2	2,2	2,9	1,6	3,1	1,3	41
OI [%]	9,3	30	1,5	1	36	0	0	0	0,2	8,7	14,2	164
Oz [%]	5,1	2,2	6,2	0,7	11,2	0,2	1,12	0,2	0,1	3,0	3,8	127
Or [%]	81,6	64,4	86,8	92,8	50,4	99,6	87,66	95,8	97,2	84,0	16,5	20
Ozb [%]	3,9	3,4	5,5	5,5	2,4	0,2	11,2	4	2,5	4,3	3,1	71
Dr [km/km ²]	4,3	5,2	3,8	5,2	4,6	2,4	2,1	2,2	2	3,5	1,4	39
U	płz/głs	płz	płz	płz	płi	głs	głs	głs	głs	-	-	-

Źródło: Obliczenia własne. X – średnia, Sx – odchylenie standardowe, Vx – współczynnik zmienności, A – powierzchnia zlewni, L – długość maksymalna, B – średnia szerokość, Ck – wskaźnik kolistości, Ψ – średnie nachylenie zlewni, h – różnica wysokości bezwzględnych, Ir₁ – średni spadek doliny, D – gęstość dolin ogółem, Db – gęstość dolin bocznych, OI – udział lasów, Ozb – udział obszarów zabudowanych, Or – udział gruntów rolnych, Oz – udział użytków zielonych, Dr – gęstość dróg, U – skład mechaniczny poziomu akumulacji próchnicy (płz – pył zwykły, płi – pył ilasty, głs – glina średnia)

Wnioski

Przeprowadzona analiza wskazała na cechy, którymi charakteryzują się zlewnie, w których wystąpiły gwałtowne wezbrania. Nie ulega wątpliwości, że głównym czynnikiem, który wpływa na wystąpienie gwałtownego wezbrania są krótkotrwałe silne opady deszczu. Można jednak przypuszczać, że zespół czynników na który wskazano powoduje, iż zlewnie o podobnych parametrach mogą być podatne na wystąpienie gwałtownych wezbrań. Badania dofinansowane z grantu PBZ-KBN-086/P04/2003.

Literatura:

- Cabaj W., Ciupa T., Bryndal T., 2002, *Rola czynników naturalnych i antropogenicznych w kształtowaniu lokalnych powodzi w południowej części Wyżyny Małopolskiej*, Prace IG AŚ w Kielcach, nr 7, s. 353-360
- Cebulak E., Niedźwiedz T. 1998, *Ekstremalne zjawiska opadowe w dorzeczu górnej Wisły w latach 1995-1996*, Dok. Geogr. 11, s. 11-30
- Dobja A., Dynowska I., 1975, *Znaczenie parametrów fizjograficznych dla ustalenia wielkości odpływu rzecznoego*, Folia Geogr. ser. Geogr. Physica, vol. IX, s.77-127
- Dwucet K., 1999, *Litogeneza górnego lessu vistuliańskiego na wyżynach Polskich i na Nizinie Śląskiej*, Prace Nauk. Uniw. Śląskiego 1972. Wyd. UŚ. Katowice

- Dynowska I., Tlalka A., 1982, *Hydrografia*, PWN, Warszawa, ss. 299
- Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis ulew i lokalnych wezbrań, 1998, *Dok. Geogr.* 11, s. 7-9
- Froehlich W., Słupik J., 1986, Rola dróg w kształtowaniu spływu i erozji, w karpackich zlewniach fliszowych, *Przegl. Geogr. T. LVIII*, z. 1-4, s. 67 - 85
- Gil E., 1999, Obieg wody i spłukiwanie na fliszowych stokach użytkowanych rolniczo w latach 1980 – 1990, *Zeszyty IGIPZ PAN*, nr 60, ss. 78
- Kondracki J. 1938, Skutki ulewy w dniu 22 maja 1937 r. w dolinie Prądnika, *Czas. Geogr. T. XVI*, s. 161-165
- Rataj R., 1977, Skutki ulewy na wysoczyźnie morenowej pojezierza Chełmińskiego, *Czasop. Geogr. XLVIII*, z. 1, s. 49-55
- Römkens M.J.M., Luk S.H. Poesen J.W.A., Mermut A.R., 1995, Rain infiltration into losses soil from different geographic regions, *Catena* 25, s. 21-32
- Słupik J. 1972, Spływ powierzchniowy na stokach górskich Karpat fliszowych, *Gosp. Wodna*, 8, s. 290-294
- Słupik J. 1973, Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich, *Dok. Geogr. z. 2*, ss. 117
- Słupik J. 1976, Zastosowanie zdjęć lotniczych w określaniu wpływu bruzd i dróg polnych na strukturę bilansu wodnego stoków górskich, *Prace Nauk. UŚ*, 126, Fotointerpretacja w Geogr. 11, s.31-38
- Słupik J. 1981, Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych, *Prace Geogr. IGIPZ PAN*, nr 142, ss. 99
- Uggla H. 1957, Obserwacje nad erozją wodną po ulewnie dnia 10 VI 1957 r. w woj. Olsztyn, *Nowe Rolnictwo*, nr 16, s. 708-710
- Ziemnicki S., 1956, Skutki deszczu nawalnego we wsi Piaski Szlacheckie pod Krasnymstawem, *Gosp. Wodna*, z. 11, s. 476-480

Sezonowa dynamika wód spływających po pniach wybranych gatunków drzew w Górach Świętokrzyskich

Rafał Kozłowski

Akademia Świętokrzyska w Kielcach

Zróżnicowanie opadu docierającego do gleb w ekosystemach leśnych, związane jest nie tylko z mozaikowością opadu podokapowego, ale również ze spływem wody po pniach drzew (Klein 1979, Kruszyk 2001, Kozłowski 2002). Intensywność i szybkość spływu wody zależy przede wszystkim od gatunku, szorstkości kory oraz wysokości opadów. Pomimo notowanych niewielkich ilości wody, szczególnie u gatunków iglastych, jest to zjawisko mające istotne znaczenie hydrologiczne. Jest to punktowy dopływ wody do powierzchni gleby wokół pnia drzewa, co wpływa na tempo zachodzących w tej strefie procesów biogeochemicznych (Koćmił, Raczkowski 1993, Haase, Neumeister 1999, Kowalkowski i wsp. 2002). Ilościowym wskaźnikiem koncentracji wody wokół pnia jest tzw. funelling ratio (FR). Określa on stosunek wysokości opadu w przeliczeniu na przekrój poprzeczny pnia do opadu na terenie otwartym (Kostrzewski i wsp. 1994, Kruszyk 2001). W trakcie badań najwyższe wartości tego wskaźnika notowano w przypadku drzew o największych obwodach, zarówno dla gatunków liściastych jak i iglastych. Również zależność między objętością opadu spływającego po pniach, a opadem bezpośrednim wskazuje na znaczący wpływ wieku drzewa na ilość wody dostarczanej po pniu do gleby. Prawidłowość ta dotyczy zarówno drzew iglastych jak i liściastych.

Dysproporcje w wielkości wody docierającej do dna lasu po strzałach drzew wybranych gatunków drzew iglastych i liściastych, można wytłumaczyć różną morfologią kory, „lejkowatą” koroną buka, co w znaczący sposób ułatwia przepływ wody z gałęzi do pnia. Maksymalne wartości spływu po pniu buka na Świętym Krzyżu notowano w miesiącach X-III, kiedy brak jest liści - mniejsza intercepcja. Przyczyną tak wysokich ilości są niewątpliwie również sady oraz

opad pochodzący z mgły. W okresie jesienno-zimowych wielkość wody spływającej po pniu osiągała wartości 60 % opadu bezpośredniego. Najwyższe wartości notowano u buka, z maksimum przypadającym najczęściej na okres wczesno-wiosenny. Fakt ten należy wiązać z rozmarzaniem lodu zgromadzonego na pniach drzew, oraz śniegu w koronach drzew. Przepływ do powierzchni gleby ułatwia również gładka kora, po której woda pochodząca z opadów atmosferycznych jak i z roztapiania osadzonego na gałęziach śniegu lub sadzi bardzo szybko spływa w dół. Analiza wyników badań za lata hydrologiczne 2000-2005 wykazała, że spływ po pniach jodeł stanowi 2,6%, a po pniach buków 29,5% opadu bezpośredniego.

Obecność zanieczyszczeń pochodzenia lokalnego jak i zdalnego w powietrzu atmosferycznym decyduje o występowaniu w centralnej części Gór Świętokrzyskich kwaśnych deszczy (Kowalkowski, Jóźwiak 2000, Kowalkowski i wsp. 2002, Kozłowski 2003, Jóźwiak, Kozłowski 2005). Analiza sezonowa wykazała, że najniższe wartości pH notowano w miesiącach zimowych i wczesno-wiosennych. Najniższą średnią ważoną wartość pH odnotowano w wodach spływających po pniach jodeł w marcu 2001 roku, kiedy to pH wyniosło 2,51. Najniższą wartość pH u buka odnotowano natomiast w lutym 2005 roku, kiedy wyniosła pH 2,56. Przyczyną obniżenia odczynu w tym okresie jest zwiększona emisja składników kwasowych, związana z sezonem grzewczym. Składniki te deponowane są następnie na korze drzew, skąd splukiwane są w chwili wystąpienia opadu. Najwyższe wartości obserwowano zaś w miesiącach letnich i wczesno - jesiennych. Najwyższą średnią ważoną wartość pH w wodach spływających po pniach jodeł stwierdzono w sierpniu 2003 roku z wartością pH 6,16, a w wodach spływających po pniach buków we wrześniu 2002 r. z pH 5,36.

Literatura:

- Haase D., Neumeister H., 1999: *Stoffdynamik in waldbestanden Auenökosystemen. Erfassung und Bewertung. Leipziger Geowissenschaften. Bd.11. Leipzig: 9-17*
- Jóźwiak M., Kozłowski R., 2005: *Właściwości fizykochemiczne i chemizm opadów atmosferycznych w Górach Świętokrzyskich, Przegląd Geologiczny, vol. 53, nr 11: 1059-1060*
- Klein J., 1979: *Przenikanie opadów atmosferycznych do dna lasu grądowego Tilio-Carpinetum w północnej części Puszczy Niepołomickiej, Fragmenta Floristica, XXV: 563-578*
- Koćmił A., Raczkowski B., 1993: *Wpływ drzewostanu bukowego i zanieczyszczeń atmosferycznych na różnicowanie właściwości chemicznych gleb w warunkach Pomorza Zachodniego. W ZMŚP - Monitoring ekosystemów, W: A. Kostrzewski (red.), Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 128 - 139*
- Kostrzewski A., Dzbanuszek J., Stach A., 1994: *Wpływ lasu na proces ługowania gleb na obszarze Wielkopolskiego Parku Narodowego, W: Kozacki L. (red.) Geoekosystem Wielkopolskiego parku Narodowego jako obszaru chronionego podlegającego antropopresji: 55-88*
- Kowalkowski A., Jóźwiak M., 2000: *Skład chemiczny wód opadowych, W: St. Cieśliński, A. Kowalkowski (Red.) Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego, Bodzentyn-Kraków: 407-414*
- Kowalkowski A., Jóźwiak M., Kozłowski R., 2002: *Zmiany jakości wód opadowych w ekosystemie leśnym w Świętokrzyskim Parku Narodowym, Czasopismo Techniczne Inżynieria Środowiska, Zeszyt 4-ś/2002: 97-110*
- Kozłowski R., 2002: *Zróżnicowania wielkości i jakości spływu wód opadowych po pniach drzew w wybranych ekosystemach leśnych w Górach Świętokrzyskich, Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego, 3/02: 95-102*
- Kozłowski R., 2003: *Uwarunkowania i zmienność chemizmu opadów atmosferycznych i ich skutki w wybranych geoekosystemach Gór Świętokrzyskich, rozprawa doktorska, maszynopis, Akademia Świętokrzyska, Kielce: 1-212*
- Kruszyk R., 2001: *Zróżnicowanie przestrzenne właściwości fizykochemicznych spływu po pniach sosny zwyczajnej w zespole Pino-Quercetum, zlewnia Jeziora Czarnego, Pomorze Zachodnie, W: M. Jóźwiak, A. Kowalkowski (Red.) Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce: 191-206*

Charakterystyka chemiczna wód źródeł potoku Malinowskiego i Czirnej w Beskidzie Śląskim

Stanisław Małek, Katarzyna Krakowian

Akademia Rolnicza w Krakowie

Prezentowana praca miała na celu poznanie chemizmu wód wybranych źródeł w zlewni Malinowskiego Potoku i Czirnej na stokach Skrzycznego w Beskidzie Śląskim.

Prace terenowe przeprowadzone w roku 2004 obejmowały określenie położenia źródeł i pobranie z nich próbek wody w ciągu trzech sesji pomiarowych (podczas roztopów śniegu, intensywnych opadów deszczu i podczas niskiego stanu wód).

W ramach prac kameralnych w warunkach laboratoryjnych Katedry Ekologii Lasu, Wydziału Leśnego Akademii Rolniczej w Krakowie dokonano pomiaru przewodnictwa elektrolitycznego oraz odczynu wody oraz określono zawartości wybranych anionów i kationów w próbkach wody za pomocą chromatografu jonowego Dionex – 320: F^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , HCO_3^- , NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} .

W laboratorium GIS i Teledetekcji Katedry Ekologii Lasu, Wydziału Leśnego Akademii Rolniczej w Krakowie za pomocą oprogramowania firmy ESRI dokonano kalibracji a następnie wektoryzacji map przeglądowo gospodarczych oraz wykonano warstwy zawierające dane o środowisku i o właściwościach chemicznych wód, co posłużyło wykonaniu analizy hydrograficznej terenu badań i interpretacji wyników.

Do analizy statystycznej wykorzystano próbki spełniające warunek bilansu jonowego i warunek normalności rozkładu. Wykorzystano komercyjny pakiet Statistica 6.0 oraz program Excel.

Podczas badań zanotowano zmienność występowania i położenia źródeł w zależności od intensywności opadów atmosferycznych. Największa liczba źródeł wystąpiła podczas intensywnych opadów deszczu, niektóre źródła zmieniły wtedy położenie i wystąpiły na wyższych wysokościach nad poziomem morza (tabela 1). Wskaźnik krenologiczny przy niskim stanie wód w zlewni Czirnej wyniósł 3,14 i był o 0,63 niższy niż obliczony na podstawie map hydrograficznych opracowanych w 2003 roku, w zlewni Malinowskiego Potoku wyniósł 1,86 i był o 0,13 wyższy niż w 2003 roku.

Tabela 1. Zmienność ilości i położenia źródeł w ciągu okresu badań.

	suma badanych źródeł	ilość źródeł, które zanikły w stosunku do sumy badanych źródeł			ilość źródeł, które zmieniły położenie w stosunku do I sesji	
		I sesja	II sesja	III sesja	II sesja	III sesja
zlewnia Malinowskiego Potoku	21	3	4	6	2	2
zlewnia Czirnej	16	2	0	4	2	1

Budowa geologiczna i rzeźba terenu ma wpływ na typ wypływu wody. Południowo-zachodni upad warstw skalnych powoduje, że w zlewni Czirnej są przecinane warstwy wodonośne co jest związane z występowaniem źródeł warstwowych. W zlewni Malinowskiego Potoku ten typ źródeł nie występuje. Charakterystyczne ukształtowanie terenu w zlewni

Malinowskiego Potoku, gdzie często znaczne stromizny kończą się wypłaszczeniem terenu powoduje obecność młak na dużych wysokościach (1100 m n. p. m.). W zlewni Czyrnej wszystkie młaki znajdują się poniżej 850 m n. p. m. Dominującym typem źródeł w obu zlewniach ze względu na sposób krążenia wody w skale są źródła szczelinowe (21 źródeł), a ze względu na sposób wypływu wody źródła punktowe (24 źródła).

Klasyfikacja Szczukariewa wykazała większą zasobność wód zlewni Czyrnej w magnez i sód, a zlewni Malinowskiego Potoku w jony wodorowęglanowe. Klasyfikacja Alekina wskazuje, że wszystkie źródła należą do klasy wodorowęglanowej, grupy Mg lub Ca oraz typu II.

Badane źródła w trakcie roztopów śniegu prowadziły w większości wody III klasy czystości ze względu na niski odczyn.. Sytuacja w zlewni Malinowskiego Potoku podczas opadów deszczu utrzymała się, co należy przypisać powierzchniowemu spływowi wody przez najbardziej zakwaszone poziomy gleby. Czynniki klasyfikującymi wody niektórych źródeł do drugiej lub trzeciej klasy czystości były także jony amonowe i azotanowe.

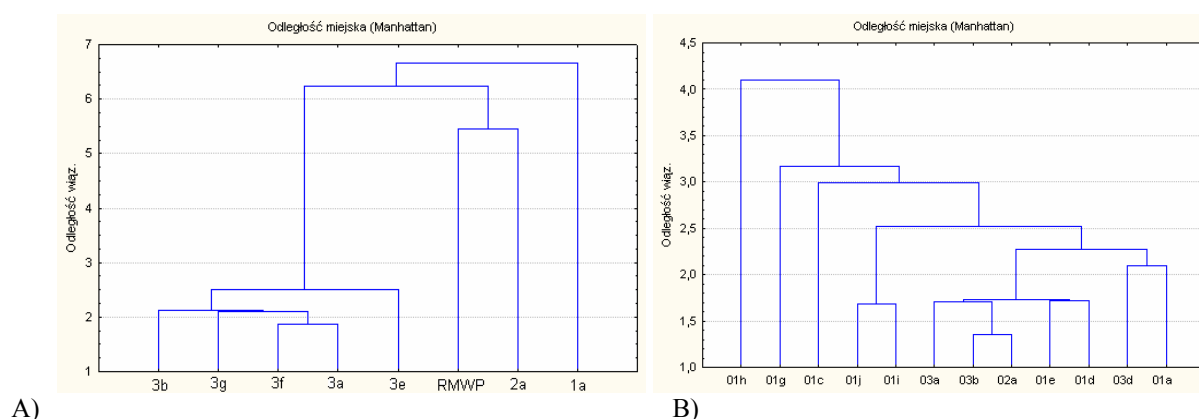
Ocena rozkładu normalnego wykazała obecność punktów odstających, co spowodowały szczególne warunki środowiska. Wyjątkowo niskie pH (5,47 i 5,09) zanotowano w dwóch źródłach podczas intensywnych opadów deszczu. Opady te ze względu na płytki profil glebowy i spływ przez powierzchniowe – najkwaśniejsze – poziomy gleby silnie zakwaśiły te źródła. Wyjątkowo niskim pH (5,46) podczas niskiego stanu wód odznaczyło się jedno źródło będące pod silnym wpływem poziomu próchnicznego w drzewostanie świerkowym. Jedno ze źródeł leżące na zlepieńcach poligenicznych wykazało odstająco wysokie stężenie potasu. W zlewni Czyrnej zanotowano podczas opadów deszczu wyjątkowo wysokie stężenia azotanów w źródłach będących pod bezpośrednim wpływem łąk i w młakach.

Czynniki środowiska mają następujący wpływ potwierdzony przez analizę korelacji i porównanie średnich w grupach na właściwości chemiczne badanych źródeł:

- z wysokością nad poziomem morza maleje stężenie jonów Na^+ , K^+ , Mg^{2+} wypłukiwanych z podłoża skalnego. W zlewni Czyrnej rośnie stężenie siarczanów, co związane jest prawdopodobnie z większym udziałem świerka w wyższych położeniach;
- stoki o wystawie zachodniej i północno zachodniej (wystawionej na działanie opadów) mają źródła o większej zawartości chloru i azotanów;
- podłoże geologiczne wpływa na obecność w źródłach jonów Na^+ , K^+ , Mg^{2+} oraz Ca^{2+} i HCO_3^- , z którego są wypłukiwane. Występujący tylko w zlewni Czyrnej poziom dolny warstw godulskich jest zasobniejszy w wymienione jony niż poziom środkowy w tej zlewni. Górny poziom, który występuje tylko w zlewni Malinowskiego Potoku jest zasobniejszy w siarczany niż poziom środkowy w tej zlewni;
- źródła znajdujące się na glebach brunatnych są bogatsze w jony sodu, potasu, magnezu, wapnia i wodorowęglanowe niż źródła występujące na glebach bielcowych (z wyjątkiem źródeł w zlewni Czyrnej leżących na glebach bielcowych na podobnej wysokości, co źródła leżące na glebach brunatnych);
- zniekształcenie siedliska powoduje zwiększenie stężenia azotanów w źródłach zlewni Malinowskiego Potoku. Stężenie azotanów rośnie także z wiekiem drzewostanu,
- źródła szczelinowe cechują się większymi stężeniami jonów sodu i azotanów niż źródła warstwowe;
- podczas roztopów śniegu zanotowano najwyższe stężenia azotanów w źródłach, najniższe stężenia chloru oraz - w zlewni Czyrnej - najniższe pH. Podczas intensywnych opadów deszczu w zlewni Czyrnej wyraźnie wzrosło PEW i zanotowano najwyższe stężenie siarczanów. W zlewni Malinowskiego Potoku najwyższe stężenie siarczanów zanotowano podczas niskiego stanu wód, podobnie jonów sodu, potasu i magnezu. Wtedy też pH wód było najwyższe, co świadczy o zakwaszającym wpływie opadów. Tylko podczas niskiego stanu wód zanotowano obecność jonów NH_4^+ , co jest wynikiem jesiennego rozkładu szczątków organicznych.

Źródła poddano grupowaniu statystycznemu (ryc. 1) na podstawie próbek pobranych w trakcie niskiego stanu wód. W zlewni Czyrnej odległości w analizie skupień są prawie

dwukrotnie mniejsze niż w zlewni Malinowskiego Potoku. Można to przypisać dwukrotnie mniejszej powierzchni i większemu zagęszczeniu źródeł zlewni Czyrnej, co powoduje większe podobieństwo warunków środowiskowych i w konsekwencji chemizmu źródeł. Grupowanie wykazało związek właściwości chemicznych wód z pokrywą roślinną w sąsiedztwie źródeł. Zwłaszcza widoczny jest wpływ łąk, przejawiający się wysoką sumą jonów (źródło 01a, 03d tabela 2), natomiast źródła znajdujące się w uprawach świerkowych w przygrzbietowych partiach Skrzycznego cechuje niska mineralizacja i dominująca zawartość siarczanów (01c, 01g, 01h tabela 2).



Ryc. 1. Wyniki grupowania statystycznego zlewni Malinowskiego Potoku A) i Czyrnej B).

Tabela 2. Mineralizacja źródeł w mval/dm³ zlewni Malinowskiego Potoku (A) i Czyrnej (B) podczas niskiego stanu wód

A)

	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄	HCO ₃ ⁺	suma jonów
Grupa pierwsza									
3b	0,081	0,018	0,652	0,151	0,050	0,078	0,348	0,460	1,870
3g	0,075	0,017	0,651	0,095	0,051	0,081	0,300	0,461	1,788
3f	0,070	0,016	0,585	0,083	0,047	0,096	0,276	0,356	1,549
3a	0,069	0,012	0,544	0,095	0,048	0,067	0,280	0,374	1,536
3e	0,060	0,014	0,410	0,057	0,047	0,081	0,273	0,158	1,118
Punkty odstające									
RMWP	0,132	0,027	0,174	0,186	0,046	0,046	0,310	0,142	1,090
2a	0,066	0,015	0,146	0,149	0,042	0,061	0,364	0,065	0,934
1a	0,095	0,041	0,164	0,165	0,063	0,009	0,327	0,335	1,469

B)

Grupa pierwsza									
03d	0,118	0,037	0,187	0,200	0,065	0,069	0,391	0,071	1,190
01a	0,119	0,032	0,229	0,244	0,059	0,033	0,342	0,240	1,346
Grupa druga									
01d	0,133	0,017	0,148	0,158	0,039	0,048	0,281	0,128	0,992
01e	0,086	0,022	0,131	0,140	0,046	0,066	0,302	0,001	0,829
02a	0,071	0,022	0,128	0,137	0,059	0,087	0,312	0,088	0,918
03b	0,101	0,025	0,183	0,195	0,055	0,079	0,353	0,046	1,067
03a	0,095	0,030	0,149	0,160	0,064	0,078	0,341	0,020	0,966
Grupa trzecia									
01i	0,065	0,020	0,071	0,076	0,074	0,076	0,266	0,088	0,833
01j	0,072	0,021	0,097	0,104	0,081	0,081	0,274	0,028	0,872
Punkty odstające									
01c	0,065	0,011	0,065	0,069	0,040	0,006	0,226	0,021	0,586

01g	0,082	0,022	0,002	0,251	0,029	0,036	0,360	0,044	0,848
01h	0,057	0,028	0,057	0,061	0,049	0,017	0,246	0,061	0,626

Zaprezentowane wyniki dowodzą, że głównym czynnikiem determinującym chemizm wód źródłanych jest podłoże skalne. Pozostałe czynniki mają znaczenie modyfikujące. Najsilniejszym z nich jest czynnik opadów atmosferycznych, działający zakwaszająco, i powodujący wypłukiwanie biogenów z gleb. Chemizmem źródeł można w pewnym stopniu kształtować poprzez roślinność w obszarze źródłiskowym. Pokrywa roślinna ma wpływ głównie na kształtowanie się stężenia azotanów i siarczanów.

Ekstremalne opady w funkcji czasu trwania w Polsce

Paweł Prokop

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN

Zjawiska ekstremalne takie jak opady przyczyniają się w największym stopniu do przekształceń rzeźby w klimacie umiarkowanym (Starkel 1976, 1996). Istotne jest więc jak wysokie maksymalne wartości opadu występują na terenie Polski.

Ekstremalne opady w zależności od czasu trwania różnią się między sobą wysokością, natężeniem, wydajnością i przestrzennym zasięgiem. Od ponad 50 lat znana jest zależność między wysokością maksymalnych opadów a czasem ich trwania dla całego świata (Jennings 1950). Zależność stała się jedną z podstaw konstrukcji skali wydajności deszczów przez K. Chomicza (1951). Wprowadzenie współczynnika wydajności pozwoliło na porównanie opadów z różnych regionów kuli ziemskiej, z maksymalnymi ulewami i deszczami nawałnymi w Polsce. Celem opracowania jest przedstawienie aktualnych danych o maksymalnych opadach w Polsce oraz analiza czynników, wpływających na ich wysokość i wydajność.

W naszych warunkach klimatycznych deszcze nawałne trwają na ogół kilkadziesiąt minut, a w wyjątkowych przypadkach do kilku godzin, natomiast czas trwania długotrwałych deszczów ulewnych (rozlewnych), nie przekracza trzech-czterech dni (Chomicz 1951; Lambor 1971).

Krótkotrwałe deszcze nawałne o dużym natężeniu występują latem nad obszarami, gdzie istnieją sprzyjające warunki do rozwojów silnych prądów wstępujących. Mogą one wystąpić w całej Polsce, a szczególnie narażone są na nie tereny Wyżyny Lubelskiej, Małopolskiej i Śląsko-Krakowskiej. Częstotliwość opadów nawałnych największa jest w górach, jednak najwyższe wartości i wydajności osiągają one na wyżynach. Wysokie sumy opadów zanotowanych dla doby i dłuższych przedziałów czasowych, kształtowane są już zarówno przez deszcze nawałne jak i ulewne. Wszystkie maksymalne opady o czasie trwania od jednej doby do roku, zarejestrowano do tej pory w Tatrach i Sudetach.

Wyjątkowo wysokie opady nawałne, trwające trzy doby, wystąpiły 16-18 lipca 1934 r. na Hali Gąsienicowej (422,4 mm) i w Witowie (382,8 mm) w Tatrach (Lambor 1952), a także 6-8 lipca 1997 r. w Międzygórzu (431,2 mm) i Kamienicy (456 mm) w Sudetach (Dubicki i in. 1999). Z wymienionymi deszczami związane były największe powodzie w historii pomiarów w dorzeczu Wisły i Odry.

Krótkotrwałe opady nawałne w sąsiednich krajach mają wyższe sumy i wydajności w porównaniu do sum opadów o tym samym czasie trwania zaobserwowanych w Polsce. Przykładowo maksymalny opad w Sławniowicach osiągnął 176,1 mm (w ciągu 75 min) (Lambor 1971), natomiast jednogodzinny opad w Niemczech zanotowany 15.09.1968 r. w Miltzow (Meklemburgia) wyniósł 200 mm (Rudolf, Rapp 2003), w Czechach 237 mm, a na Słowacji (w

ciągu 65 min) 232 mm (Samaj i in. 1985). Również dobowe opady w wymienionych krajach są wyższe. Na tym tle wyróżniają się opady na Hali pod Śnieżnikiem z 6-7 i 5-7 lipca 1997 r. – odpowiednio 428 i 557 mm oraz miesięczna suma lipca 950 mm, osiągnięta w tym samym roku (Piasecki i in. 1997). Przewyższają one znacznie maksymalne opady zanotowane w Niemczech i Czechach. Na podstawie dotychczasowych obserwacji z Polski oraz Niemiec i Czech wydaje się, że region Sudetów należy w naszym kraju do obszarów, gdzie mogą zostać zanotowane w przyszłości rekordowe opady o czasie trwania od kilkunastu godzin do jednej doby.

Opady w Polsce, trwające do 3 godzin, są najbardziej zbliżone do maksymalnych opadów zanotowanych na kuli ziemskiej. Stanowią one od 37 do ponad 60% wysokości maksymalnych opadów światowych. Dwa przypadki najwyższych opadów na świecie o czasie trwania 8 i 20 minut (odpowiednio: 126 mm - Füssen w Alpach Bawarskich w Niemczech i 206 mm - Curtea de Arges w Południowych Karpatach w Rumunii), pochodzą ze strefy klimatu umiarkowanego i odnotowano je najbliżej granic Polski (WMO 1986). Sumy opadów trwających powyżej kilku godzin w Polsce są już znacznie niższe od sum obserwowanych na świecie. Wraz z przyrostem czasu trwania opadu różnice wzrastają, osiągając maksima w przypadku opadów miesięcznych i rocznych. Potwierdza to spostrzeżenia K. Chomicza, że wydajność deszczów nawalnych w Polsce jest dwukrotnie niższa w porównaniu z maksymalnymi opadami na świecie.

Literatura:

- Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce. Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej*, 2, 3, s. 5-88.
- Dubicki A., Słota H., Zieliński J. (red.), 1999, *Dorzecze Odry monografia powodzi lipiec 1997*. IMGW, Warszawa.
- Jennings A.H., 1950, *World's greatest observed point rainfalls. Monthly Weather Review*, 78, 1, s. 4-5.
- Lambor J., 1952, *Związki charakteryzujące największe opady na ziemiach polskich. Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny*, 1-2, s. 15-40.
- Lambor J., 1971, *Hydrologia inżynierska*. Arkady, Warszawa.
- Piasecki J., Szymanowski M., Rehak J., 1997, *Opady atmosferyczne w lipcu 1997 w Masywie Śnieżnika Kłodzkiego. Inicjacja powodzi w regionie. Forum Naukowo-Techniczne – Powódź 1997. Wstępna ocena przyczyn, rozmiarów i skutków. Ustroń k. Wisły, 10-12 września 1997*, s. 171-179.
- Rudolf B., Rapp J., 2003, *The Century Flood of the River Elbe in August 2002: Synoptic Weather Development and Climatological Aspects. Quarterly Report of the Operational NWP-Models of the Deutscher Wetterdienst, Special Topic*, s. 7-22.
- Starkel L., 1976, *The role of extreme (catastrophic) meteorological events in contemporary evolution of slopes*, (w:) E. Derbyshire (red.), *Geomorphology and Climate*, J.Wiley, Chichester, 203-246.
- Starkel L., 1996, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 30, s.21-38, Kraków.
- Samaj F., Valovic S., Brazdil R., 1985, *Daily totals of precipitation with extreme intensity in Czechoslovakia during the period 1901-1980. Collection of papers of the SHMI*, 24, Bratislava, s. 9-112.
- WMO (World Meteorological Organization), 1986, *Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation. Operational Hydrology, Report Number 1*, WMO, 332, Genewa, Szwajcaria.



sesja 4
20 września 2006
18.00 – 19.30

Pożar torfowisk na Ukrainie i jego implikacje w środowisku przyrodniczym w centralnej części Gór Świętokrzyskich

Marek Jóźwiak

Akademia Świętokrzyska w Kielcach

Charakterystyczną cechą wielu współcześnie najważniejszych problemów środowiskowych jest to, że rozpoznajemy je dopiero wtedy, gdy przyczyny przeminęły niezbadane, a działania i presje wciąż się nasilają. W pewnym momencie staje się oczywiste, że to właśnie one mają znaczący wpływ na środowisko przyrodnicze i zdrowie ludzi. W XXI wieku bardziej niż kiedykolwiek jesteśmy świadomi zmian w środowisku przyrodniczym, szczególnie w obliczu narastającej ich gwałtowności i katastrofalnych przejawów występujących w różnych regionach świata, a coraz częściej również w naszym kraju. Szczególnie lata 90-te XX wieku, na całym świecie, zaznaczyły się klęskami żywiołowymi, z których zdecydowana większość miała podłoże klimatyczne. Wzrost częstości gwałtownych i bardzo obfitych opadów, huraganów i trąb powietrznych oraz innych ekstremalnych zjawisk wiąże się często z obserwowanym od dłuższego czasu ocieplaniem się klimatu na Ziemi. Zjawiska ekstremalne są wpisane w funkcjonowanie geoekosystemów i bez nich jakakolwiek ewolucja byłaby niemożliwa. W tym sensie są one pożądane Starkel (2005). Problemem staje się natomiast wzrost częstotliwości występowania zdarzeń ekstremalnych.

Zjawiska ekstremalne, mające istotne znaczenie przyrodnicze, ekonomiczne i społeczne, zaznaczają się nie tylko w przypadku zjawisk meteorologicznych. Emitowane do atmosfery zanieczyszczenia gazowe (CO_2 , SO_2 , CO , NO_x , CH_4) pochodzenia naturalnego (pożary lasów, torfowisk, sawann, stepów, wybuchy wulkanów, bagna) i antropogenicznego (wytworzone energii, działalność przemysłowa, komunikacyjna, komunalna) mają często charakter zjawisk ekstremalnych, np. kwaśny smog w Londynie w latach 50-tych XX w. czy zanieczyszczenia gazowe w Górach Izerskich w latach 80-tych XX wieku.

Emisje ze źródeł naturalnych i antropogenicznych działają z powietrza atmosferycznego bezpośrednio, a przez produkty ich transformacji pośrednio na elementy składowe ekosystemów w postaci depozycji bezpośredniej i depozycji dachu koron drzew.

Zdarzenia zarejestrowane w Stacji Monitoringu Akademii Świętokrzyskiej we wrześniu 2002 roku miały charakter ekstremalny z określonymi implikacjami w środowisku przyrodniczym w centralnej części Gór Świętokrzyskich.

W dniach 03 do 04 września 2002 roku, przy średniej prędkości wiatrów od 2,88 do 4,08 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, z kierunku SE, powietrze atmosferyczne było szaro-białe ze słabą widocznością i wyczuwalnym makroskopowo zapachem CO_2 . Po trzydniowej zmianie na W i NW w dniach od 09 do 13 września zjawisko to nasiliło się przy dominujących kierunkach wiatrów E do SE, SE i NE do SE o średnich prędkościach od 1,69 do 4,10 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. W tym czasie, w dniu 03.09. średnie stężenie pyłu zawieszonego wzrosło 7-krotnie osiągając między godz. 12.00 a 16.00 średnie stężenie, obliczone z notowań 30-to minutowych, wynoszące 157,10 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, a tlenku węgla 2-krotnie, ze średnią 1299,40 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. W następnych godzinach stężenie tlenku węgla rosło do wartości średniej, między godz. 22.30 a 3.30 04 września, wynoszącej 1733,40 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Znacznie wzrosły również stężenia ozonu troposferycznego, z 56,00 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ do 139,00 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Drugie maksimum stężenia tlenku węgla nastąpiło w dniach 11-13 września osiągając średnią wartość stężenia wynoszącą 1307,80 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ z wartością maksymalną 1523,00 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. W tym okresie wysokie stężenia osiągały także SO_2 (155,00 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) i NO_x (96,00 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$). Jednocześnie komunikaty w mediach doniosły, że w omawianym okresie na zachodniej Ukrainie doszło do pożaru torfowisk.

Zdarzenia te miały znaczący wpływ na skład chemiczny opadów atmosferycznych podnosząc 1,8-krotnie zawartość kwaśnych węglanów w wodach opadowych, 47-krotnie

zawartość siarczanów i dwukrotnie N-NO_3 . W konsekwencji wpłynęły także na biogeniczne transformacje.

Katastrofalne skutki wichury w Tatrach Słowackich

Elżbieta Rojan

Uniwersytet Warszawski

19 listopada 2004 r. środowisko przyrodnicze południowych, słowackich stoków Tatr Wysokich uległo gwałtownym i katastrofalnym zmianom. W ciągu około 3 godzin wyrwaniu lub złamaniu uległy drzewa na powierzchni ponad 12 000 ha. Jest to przypuszczalnie jedyny w Europie przypadek całkowitego zniszczenia tak ogromnego i zwartego obszaru lasu, spowodowany jednorazowym wydarzeniem (Fleischer 2006). Wiatrołom ciągnie się na przestrzeni około 30 km x 2,5-5 km od okolic Podbańskiej przez Szczyrbskie Pleso, Wyżnie Hagi, Smokowce, Tatrzańską Łomnicę do Tatrzańskiej Kotliny. Pas ten położony jest na stokach od wysokości 800 - 900 do 1250 – 1300 m n.p.m.

Główną przyczyną powstania klęski ekologicznej był wiatr o sile orkanu. Nagromadzone po północnej stronie Tatr masy chłodnego powietrza gwałtownie przelały się przez grań główną, a na południowych stokach, pod wpływem grawitacji, nabrały prędkości do 230 km/h (64 m/s) (Koren 2005).

Za drugą ważną przyczynę powstania katastrofy uważany jest stan lasu, w tym przede wszystkim jego struktura gatunkowa. Południowe stoki Tatr odznaczają się zdecydowaną przewagą świerka charakteryzującego się płytkim i płasko rozłożonym systemem korzeniowym. Drzewa te są stosunkowo słabo odporne na wiaty wiejące z dużą prędkością.

Na obszarze klęski ekologicznej zmiany zaszły i w dalszym ciągu zachodzą we wszystkich składowych środowiska przyrodniczego. Dotknęły one także wielu dziedzin gospodarczej działalności człowieka.

W niniejszym artykule najwięcej uwagi poświęcono przekształceniom rzeźby. Samo powstanie wiatrołomu, a więc zniszczenie roślinności pełniącej funkcję ochronną przed naturalnymi procesami morfogenetycznymi, naruszyło względną stabilność powierzchni stoków. Wraz z korzeniami wyrwanych drzew przemieszczeniu uległa warstwa gleby i skały macierzystej o miąższości do 1,5 m i średnicy do 3,5 m wokół niemal każdego z nich. Wyraźne zmiany w ukształtowaniu powierzchni są także następstwem prac związanych z likwidacją istniejących szkód. Powstają m.in. nowe ścieżki, drogi, holwegi, miejsca składowania drewna. Część z istniejących wcześniej dróg uległa poszerzeniu, fragmenty szlaków turystycznych i nartostrad zmieniły swoje funkcje. W ciągu zaledwie kilkumiesięcznych prac tego typu powierzchnia części dróg obniżyła się nawet o 40 – 50 cm (Rojan 2005).

Przedstawiona wyżej część wyników obserwacji i badań naukowych tzw. pokłeskowych stanowi zaledwie wstęp do następnego etapu prac terenowych. Na obszarze wiatrołomu wyznaczone zostały 4 stanowiska o wielkości około 100 ha, na których prowadzone są już badania o charakterze kompleksowym, w tym z geomorfologii. Powierzchnie te odznaczają się porównywalnymi stosunkami siedliskowymi, ale reprezentują różne drzewostany:

- ✓ nieuszkodzone, referencyjne
- ✓ wyłączone, pozostawione do naturalnej sukcesji
- ✓ uprzątnięte i zalesione metodami klasycznymi
- ✓ po pożarze

W planie urządzeniowym lasu do 2017 r., stanowiska te zostały wyłączone z typowych zabiegów leśnych.

Na obszarze dotkniętym przez wicher i na okolicznych terenach wzrosło ryzyko powodzi, pożarów oraz masowego pojawienia się szkodników wtórnych. Wiosną i latem 2005 r. ogień trawił aż 13 fragmentów wiatrołomu. Największy z nich miał miejsce 30.07.05 r. i objął 220 ha powierzchni na północ od drogi między Starym Smokowcem a Tatrzańską Polanką. Spłonęło wówczas 18 mln³ drewna (Rojan 2005). Katastrofalnie, zdaniem leśników TANAP-u, przedstawia się sytuacja w 2006 r. dotycząca ilości zaatakowanych przez korniki drzew w strefie graniczącej z wiatrołomem, zwłaszcza w jego wschodniej części. Należy przypuszczać, że w kolejnych latach ulegnie ona dalszemu pogorszeniu.

Trwająca około 3 godzin wichura (19 listopada 2004 r.) na dziesiątki lat zmieniła świat przyrody i życie mieszkańców słowackich Tatr Wysokich.

Literatura:

- Fleischer P., 2006, *Stacja naukowa ŚL TANAP-u*, w.: Tatry, TPN, nr 4/2006, wyd. specjalne, s. 49-51
Koren M., 2005, *Potęga przyrody*. w.: Tatry, TPN, nr 1 (11), s. 10
Rojan E., 2005, „Vel’ka kalamita” – przyczyny i skutki huraganu w Tatrach Słowackich [w:] *Materiały pokonferencyjne „Cywilizacja i żywioły, wczoraj, dziś, jutro”*, Warszawa, 17-18.11.2005, PTGeof., IMiGW, s. 12 (złożony do druku).

Zjawiska wezbraniowe i ich skutki geomorfologiczne w rzekach proglacjalnych – przykłady z doliny Ebby, Spitsbergen środkowy

Grzegorz Rachlewicz

Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu

Zasilanie systemów rzecznych w warunkach europejskich jest głównie efektem dostawy wód opadowych lub roztopowych, pochodzących z tajania pokrywy śnieżnej. Dla charakterystyki reżimu rzeczno istotnym elementem jest również ustalenie proporcji pomiędzy zasilaniem powierzchniowym i gruntowym oraz stosunkami ewaporacyjnymi w zlewni. Obszary wysokogórskie oraz arktyczne odróżnia od pozostałych dochodzący w okresie letnim do 80 % udział zasilania ablacyjnego z topniejących mas lodowych (Lwowicz 1974). Ich powierzchnia obejmuje poniżej 0,5% powierzchni kontynentu (Marcinek 1991). Regiony te charakteryzują ponadto ograniczone możliwości retencyjne podłoża, ze względu na występowanie zaledwie cienkich pokryw osadowych lub wieloletniej zmarzliny, której strop w okresie rozmarzania obniża się niewiele poniżej 1 metra pod powierzchnią terenu. Czynniki te, w skróconym okresie letniego oddziaływania dodatnich temperatur, mają wpływ na powstawanie intensywnych procesów wezbraniowych oraz doprowadzają do znacznego przemodelowania den dolinnych, przy braku stabilizacji pokryw osadowych szata roślinna.

System doliny Ebby o przebiegu E-W (Ziemia Olava V, Spitsbergen Środkowy), leżący na 78°40'N składa się z lodowca wypustowo-dolinnego o tej samej nazwie (Rachlewicz 2003a) oraz odpływu zasilanego również ciekami niwalnymi, spływającymi z sięgających ponad 900 m n.p.m. zboczy północnych i południowych (Rachlewicz 2003b). W górnych częściach piętrzą się one ścianami metamorfików przeddewońskiej formacji Hekla Hoeck i karbońsko-permskiej formacji osadowej Ebbadalen (Dallmann i in. 1994), dno wysłane jest osadami deluwialnymi, glacialnymi oraz fluwioglacialnymi (Rachlewicz 2003b,c). Klimat środkowej części Spitsbergenu ma charakter quasikontynentalny, z opadami niewiele przekraczającymi 200 mm rocznie i

temperaturami miesięcy letnich wynoszącymi średnio do 5°C, rzadko sięgającymi maksymalnie ponad 10°C (Rachlewicz 2003d)

Zjawiska klimatyczne w okresie letnim (zawierającym się mniej więcej w przedziale 20 czerwiec – 5 wrzesień) generują cztery typy wezbrań o zróżnicowanym zasilaniu w obrębie lodowca bądź doliny, w trakcie których przepływy w rzece wzrastają ze średniej dla lata około $10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ do ponad $22 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Rachlewicz 2003e):

1. wiosenne wezbrania roztopów śnieżnych,
2. letnie wezbrania ablacyjne,
3. letnie wezbrania powodowane długotrwałymi opadami deszczu,
4. wezbrania typu fenowego (wzrost temperatury i następujący po nim opad).

Jakkolwiek wezbrania opadowe mają istotny wpływ na zmiany w obrębie lodowca i całego systemu dolinnego (koncentracja spływu z dużej powierzchni, oddziaływanie termoablacyjne na masy lodowe i pokrywy śnieżne), udział opadu w całym odpływie jest niewielki i został stwierdzony dla badanego obszaru na około 4% (Rachlewicz 2003f).

Z krótkimi falami wezbraniowymi możemy mieć także do czynienia, przy średniej wielkości mas lodowych, w efekcie zjawisk buchnięcia wód lodowcowych, uwalnianych w wyniku udrożnienia zatłoczonych korkami lodowo-śnieżnymi kanałów glacialnych lub zdrenowania wód jezior na lodzie bądź zbiorników terminoglacjalnych.

Obserwowane efekty oddziaływania wezbrań uzależnione są także od aktualnego stanu środowiska, w tym przemarznięcia podłoża, występowania pokrywy śnieżnej lub zlodzenia (także pokryw nalodziowych). Duża dynamika odpływu znacznie zwiększa zdolności transportowe, powodując odkładanie pokryw gruboziarnistych i fragmentów skalnych o średnicach sięgających nawet 40 cm. Zwłaszcza w tych częściach dna doliny, które zajmują powierzchnie sandrowe z rozłokowym układem koryt, może prowadzić do istotnych zmian ich rozmieszczenia, a w odcinkach przełomowych do procesów erozji bocznej i wglębnej.

Literatura:

- Dallmann W.K., Ohta Y., Birjukov A.S., Karnousenko E.P., Sirotkin A.N., 1994: *Geological map of Svalbard 1:100000, sheet C7G, Dicksonfjorden*. Norsk Polarinstitut Oslo.
- Lwowicz M.I., 1974: *Mirowyie wodnyie riesursy i ich buduszcze*. Moskwa.
- Marcinek J., 1991: *Lodowce kuli ziemskiej*. PWN W-wa.
- Rachlewicz G., 2003a: *Charakterystyka i procesy glacialne lodowca Ebba*. Mat. Warsztatów Spitsbergeńskich SGP, 43-46.
- Rachlewicz G., 2003b: *Geomorfologia otoczenia Petuniabukta*. Mat. Warsztatów Spitsbergeńskich SGP, 32-33.
- Rachlewicz G., 2003c: *Geomorfologia strefy marginalnej lodowca Ebba*. Mat. Warsztatów Spitsbergeńskich SGP, 40-41.
- Rachlewicz G., 2003d: *Warunki meteorologiczne w Zatoce Petunia (Spitsbergen Środkowy), w sezonach letnich 2000-2001*. Probl. Met.Klim. Pol., Vol. 13, 127-138.
- Rachlewicz G., 2003e: *Transport osadów w systemie dolinnym Ebba (Spitsbergen Środkowy podczas ponadprzeciętnych stanów pogodowych)*. Mat. IV Symp. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, Poznań, 71-72.
- Rachlewicz G., 2003f: *Uwarunkowania środowiskowe obiegu wody w systemie lodowca Hörbye (Środkowy Spitsbergen)*. W: A. Kostrzewski, J. Szpikowski [red.]: *The Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych, tom III*. Bogucki Wyd. Nauk., 351-365.

Procesy katastrofalne w zurbanizowanych zlewniach Grecji (na przykładzie Attyki)

Hampik Maroukian¹, Kalliopi Gaki-Papanastasiou¹, Irena Tsermegas², Efthymios Karymbalis³

¹ Narodowy Uniwersytetu Ateński

² Uniwersytet Warszawski

³ Uniwersytet Harakopio w Atenach

Miasta strefy śródziemnomorskiej należą do rejonów szczególnie często nawiedzanych przez gwałtowne, jesienne powodzie. Prawidłowość ta dotyczy również zurbanizowanych obszarów Grecji. W miastach mieszka tam ponad 60% ludności. Dla Attyki wskaźnik ten przekracza 93%, a dla regionu salonickiego wynosi blisko 80% (Statistical Yearbook... 1999). Z przyczyn klimatycznych cała Grecja narażona jest na występowanie katastrofalnych, głównie jesiennych i zimowych powodzi – opady, choć ograniczają się przede wszystkim do półroczia chłodnego, mają zwykle charakter nawalny. Naturalne wezbrania stają się poważnym zagrożeniem w sytuacji, gdy miasta (szczególnie te największe) zlokalizowane są w dolinach rzek i potoków okresowych, których koryta, wraz z postępem procesów urbanizacyjnych, zostały bardzo silnie przekształcone, a często po prostu uległy likwidacji. W Grecji zjawisko to dotyczy zwłaszcza aglomeracji ateńskiej i Salonik. W innych miastach większość rzek pozostaje odkryta, ale najczęściej również uległa znacznemu zwężeniu.

W Attyce powodzie szczególnie często notowane są w samej stolicy, ale występują także w innych miastach, m.in. w Elefsinie, Megarze, Rafinie, Anawisos oraz na terenie osiedli położonych bezpośrednio na przedmieściach Aten.

Autorzy niniejszego opracowania podjęli próbę oszacowania antropogenicznych przemian w zlewni największej ateńskiej rzeki – Kifisosu. W tym celu przeprowadzili analizę przebiegu koryt oraz zasięgu obszarów zabudowanych na podstawie map topograficznych z drugiej połowy XIX w. (Curtius i Kaupert 1878-1894) i zestawili ją z wynikami kartowania terenowego dokonanego przy pomocy współczesnych map (Attica 2004) i planów miasta (Athens 2004).

Zespół miejski Aten obejmuje powierzchnię 457 km² (12% obszaru Attyki) i wg oficjalnych danych liczy obecnie 3 mln mieszkańców. Należy wziąć pod uwagę fakt, że znaczna część Greków, mimo iż mieszka w stolicy, pozostaje zameldowana w miejscach swego urodzenia. Dlatego zimą, tj. w okresie największego zagrożenia powodziowego, może w Atenach przebywać nawet do 5 mln ludzi (połowa ludności Grecji).

Miasto położone jest w otwartej ku morzu Kotlinie Attyckiej, odwadnianej głównie przez Kifisos, Ilisos, Rema Pikrodafnis oraz małe potoki spływające ze stoków Imittosu w południowo-wschodniej i wzgórza Egaleo – w zachodniej części miasta.

W okresie ostatnich 120 lat zanotowano w Atenach ponad 40 powodzi, które w sumie pochłonęły co najmniej 180 ofiar – w tym 61 osób zginęło podczas najtragiczniejszej powodzi w listopadzie 1896 r., 47 – w listopadzie roku 1961, 29 osób – 2.XI.1977 r. i 10 osób – 21.X.1994 r. (Maroukian i in. 2005).

Wśród czynników naturalnych, które wpłynęły na zagrożenie powodziowe Kotliny Attyckiej, oprócz występowania nawalnych opadów deszczu, należy wymienić również rzeźbę terenu i wynikające z niej parametry sieci hydrograficznej. Wody z obszaru o powierzchni ponad 400 km² i deniwelacjach przekraczających 1400 m zbierane są w wąskiej strefie płaskiego dna kotliny, wzdłuż dolnego biegu Kifisosu i Ilisosu. Warto podkreślić, że do lat dwudziestych XX w. tereny te pozostawały praktycznie niezamieszkane – ich część zachodnia należała do wielkiego ateńskiego gaju oliwnego, zaś na wschodzie znajdowały się pola i nieużytki, w obrębie których drobne, epizodyczne ciekły swój bieg.

Struktura sieci rzecznej w zlewni Kifisosu nie ma charakteru dendrytycznego. Zbocza kotliny i ostańce w obrębie jej dna zbudowane są ze skał krasowiejących, a dolny odcinek rzeki rozwinął się w obrębie holocenijskiej delty.

Do naturalnych przyczyn powodzi w Atenach dodać należy także uwarunkowania historyczne. W 1922 r. przybyło tam 220 000 greckich uchodźców z Azji Mniejszej. Rozlokowano ich głównie w peryferyjnych dzielnicach miasta, w tym m.in. w widłach Kifisosu i Podoniftisu (osiedla Nea Jonia, Nea Filadelfia, Nea Chalkidona), wzdłuż zachodnich granic Gaju Oliwnego (Peristeri, Egaleo, Koridalos, Nikia) i u stóp Imitosu (Kesariani, Wironas, Imitos). W szybkim tempie, bez jakichkolwiek planów, zabudowano ogromną powierzchnię. W porze suchej koryta potoków służyły jako szlaki komunikacyjne, dlatego wiele z nich już wtedy zasypano lub zakryto. W 1932 r. przekopano sztuczne koryto Kifisosu, przesuwając je na zachód w stosunku do osi doliny. Kilka lat później rozpoczęto prace nad skanalizowaniem Ilisosu. Trwały 26 lat (Papadakis 1997) i doprowadziły do całkowitego zniknięcia rzeki z powierzchni terenu. Obecnie całe dawne koryto biegnie systemem rur pod ważnymi arteriami komunikacyjnymi. Odkryty pozostaje jedynie sztuczny (przekopany w 1905 r.), ujściowy odcinek Ilisosu na terenie dzielnicy Kalithea.

Ingerencja człowieka zmieniła również koryta mniejszych cieków. Już w czasach rzymskich (II w. n.e.) zakryto przepływający przez centrum miasta potok Iridanos (Polydoru 2003). Systematyczne "likwidowanie" koryt rozpoczęło w Atenach w połowie XIX w. Największe zmiany dokonały się jednak w XX stuleciu, szczególnie w jego drugiej połowie. W stosunku do sytuacji przedstawionej na mapach z lat 1878-1894 (Curtius i Kaupert 1878-1894), w samej tylko dzisiejszej zlewni Kifisosu z powierzchni zniknęło blisko 20% rzek i strumieni. Równocześnie niemal całkowicie zniszczono lasy porastające dawniej stoki wszystkich masywów okalających Kotlinę Attycką, a zatem możliwość retencji wód opadowych spadła tam praktycznie do zera.

Problemy powodziowe greckich miast są bardzo trudne do rozwiązania, ponieważ człowiek zasiedlił tam obszary, które z racji położenia zawsze narażone były na występowanie wezbrań. Podejmowane próby zmiany tej sytuacji nie mogą przynieść pożądanych skutków, gdyż nie mają charakteru kompleksowego – regulacją koryt na terenach zurbanizowanych zajmują się specjaliści od wodociągów, za plany zabudowy (najczęściej i tak realizowane na opak) odpowiedzialni są architekci, a zagospodarowanie wylesionych stoków leży w gestii leśników. Planowane działania mające na celu przerzucenie części wód np. z górnego biegu Podoniftisu poza Kotlinę Attycką, do zlewni położonej na wschód od Imitosu, mogą poprawić sytuację w Atenach, ale na pewno przyczynią się do wzrostu zagrożenia powodziowego w rejonie Rafiny. Tak czy inaczej, urbanizacja nie zwiększyła w Grecji groźby występowania powodzi, lecz tylko przeniosła człowieka w miejsca zawsze zagrożone zalewami.

Literatura:

- Athens, 2004, *Plan miasta w skali 1:12 000*. Road Editions, Ateny.
Attica, Egina & Salamina, 2004, *Mapa w skali 1:60 000*. Road Editions, Ateny.
Curtius, E., Kaupert A., 1878-1894, *Karten von Attika in 1:25000*, ed. Dietrich Reimer, Berlin.
Maroukian H., Tsermega E., Gaki-Papanastasiou K., Karymbalis E., 2005. *The role of morphometric parameters and human interference in floods at the lower reaches of Kifissos River (Attica) (po grecku)* [w:] 7th Hellenic Hydrogeological Conference, 2nd MEM Workshop on Fissured Rocks Hydrology, 6-7.10.2005, Vol. 1, *Conference Proceedings, Recommendations*, Athens, s. 289-299.
Papadakis M. N., 1997, *Ιλισός. Το Ιερό του Αστεως ποτάμι που εξαφανίστηκε – Ilisos. Święta Rzeka Aten, która zniknęła (po grecku)*. TEE, Ateny.
Polydoru E., 2003, *Η κοίτη του Ηριδανού αναβιώνει στον Κεραμικό. Το ποτάμι όπου έσβησε ο γιος του Ήλιου κυλά στις πύλες της πόλης και του θανάτου – Koryto Iridanosu odżywa na terenie Keramejkosu. Rzeka, w której zgasł syn Heliosa płynie u bram miasta i śmierci (po grecku)*. Praca dyplomowa nr 2003/30 wykonana na Wydziale Inżynierów Architektów Narodowej Politechniki Ateńskiej.
Statistical Yearbook of Greece 1999, National Statistical Service of Greece, Athens, 2000.

Intensywność współczesnych procesów rzeźbotwórczych w zlewni Megala Pefka (Attyka – Grecja)

Maciej Dłużewski¹, Lidia Dubis², Kazimierz Krzemień³, Irena Tsermegas¹

¹ Uniwersytet Warszawski

² Uniwersytet im. Iwana Franka we Lwowie

³ Uniwersytet Jagielloński

Wstęp

Celem badań prowadzonych w zlewni rzeki Megala Pefka położonej w Attyce (Grecja) było określenie wpływu działalności człowieka na intensywność współczesnych procesów morfogenetycznych w strefie śródziemnomorskiej. Dotychczasowe obserwacje i badania prowadzone w obszarach charakteryzujących się dużymi deniwelacjami pokazują, że działalność człowieka sprzyja intensyfikacji procesów rzeźbotwórczych prowadząc do zaburzenia równowagi naturalnej systemów (Thornes, Brunsden 1978, Bogacki 1995). W warunkach klimatu śródziemnomorskiego uznaje się ponadto, że antropopresja występująca w zlewni zwiększa wielokrotnie siłę zdarzeń ekstremalnych wpływającą w najistotniejszy sposób na przekształcenia rzeźby.

Przeprowadzone badania polegały na charakterystyce czynników uznawanych za najważniejsze dla przebiegu procesów morfodynamicznych, m.in.: wykształcenia rzeźby, odporności podłoża, klimatu, szaty roślinnej, działalności człowieka. Pozwoliło to na ocenę wpływu zarówno poszczególnych czynników jak i co bardziej istotne oceny zespołu czynników, których jednoczesne działanie może tworzyć najbardziej sprzyjające (lub niesprzyjające) warunki dla dynamiki rozwoju rzeźby.

Metody badań

Przeprowadzono kartowanie terenowe zlewni Megala Pefka oraz jej systemu korytowego (Dłużewski i in. 2005). Na podstawie badań określono typ oraz intensywność procesów współczesnych występujących w zlewni. Kartowanie dotyczyło również wybranych cech środowiska przyrodniczego mających najistotniejszy wpływ na badane procesy, w szczególności głównych elementów rzeźby, użytkowania terenu oraz form powstałych w wyniku działalności człowieka. Otrzymane na podstawie kartowania informacje oraz dane pozyskane z map i dostępnej literatury pozwoliły na określenie obszarów potencjalnej dostawy materiału do systemu korytowego badanej rzeki. W opracowaniu wykorzystano mapy topograficzne 1:5000, 1:50000 oraz mapy geologiczne 1:25000.

Obszar badań

W celu potwierdzenia hipotezy badawczej wybrano obszar, który podlegał silnej, długotrwałej antropopresji.

Obszar zlewni Megala Pefka został zasiedlony już we wczesnym neolicie, ze względu na obfitość bogactw mineralnych, głównie rud srebra, ołowiu i żelaza (Konofagos 1980). Do przetopu rud wykorzystywano produkowany na miejscu węgiel drzewny. Proces ten spowodował, że już w V wieku p.n.e. szata roślinna tego regionu uległa dużym zmianom uwidaczniającym się w niemal całkowitym wylesieniu terenu (Pavlopoulos 1992). W VI w. n.e. obszar wyludnił się, a jego rozwój gospodarczy uległ zahamowaniu. Nastąpiła wtedy odbudowa "naturalnej" szaty roślinnej – jeszcze w pierwszej połowie XIX w. lasy sosnowe porastały prawdopodobnie większość terenu zlewni Megala Pefka (nazwa ta oznacza "wielkie sosny"). Ponowny proces degradacji szaty roślinnej związany z eksploatacją bogactw mineralnych miał miejsce w latach 1860-1977. Także współczesna antropopresja w regionie ma istotne znaczenie. Głównym czynnikiem obecnej degradacji szaty roślinnej są pożary, które

spowodowały spadek powierzchni zajmowanej przez lasy do zaledwie kilku procent (Vouzaras 1996).

Większość zlewni Megala Pefka zajmują nieużytki. Jest to głównie różnorodna, mocno ukorzeniona roślinność krzewiasta, której wysokość i gęstość zależne są od czasu, jaki upłynął od ostatniego pożaru. Obszary użytkowane rolniczo to przede wszystkim gaje oliwne oraz niewielkie obszary wykorzystywane jako winnice oraz pola uprawne. Obszary pozbawione zwartej szaty roślinnej to ponadto ściany skalne oraz powierzchnie przekształcone antropogenicznie, głównie tereny pokopalniane, zabudowane oraz drogi (Dłużewski i in. 2005).

Wyniki

Na podstawie badań prowadzonych w zlewni Megala Pefka wyróżniono silnie nachylone, pozbawione szaty roślinnej stoki skalne, kształtowane przez odpadanie i obrywanie, stoki usypiskowe zbudowane z głazów, powstałe w wyniku akumulacji materiału pochodzącego z odpadania i obrywania, stoki usypiskowo-napływowe o mniejszym nachyleniu, kształtowane głównie przez procesy spłukiwania oraz stożki napływowe powstałe głównie u wylotu dolin. Do najistotniejszych procesów modelujących w przeszłości rzeźbę badanej zlewni należy zaliczyć ruchy masowe, których największą aktywność stwierdzono w zachodniej części zlewni, na stokach o nachyleniu powyżej 30°. Stoki te zbudowane są w przewadze z silnie sfałdowanych marmurów i łupków, powstałych z przeobrażenia osadów triasowych i jurajskich (Pavlopoulos 1992). W trakcie badań stwierdzono, że współcześnie większość stoków niezależnie od ich nachylenia pozostaje utrwalona przez roślinność krzewiastą i tylko w północno-zachodniej części zlewni zbudowanej z fyllitów stwierdzono ich słabą degradację. Większą intensywność procesów morfodynamicznych stwierdzono jedynie w dnach dolin zarówno rzeki głównej jak i jej licznych, prawych dopływów, drenujących północno-zachodnią część zlewni. W dolinach tych, przeważnie typu wciosowego lub nieckowatego, charakteryzujących się dużo większym niż rzeka główna spadkiem, zdecydowanie dominuje erozja. Przewaga akumulacji występuje znacznie częściej w dolinie rzeki głównej wyciętej wzdłuż starej (mezozoicznej) granicy tektonicznej. Większe, współczesne znaczenie procesów rzeźbotwórczych poza obszarami den dolin rzecznych stwierdzono jedynie na nieutwardzonych drogach gruntowych (spłukiwanie linijne żłobinowe) oraz nielicznych, zaoranych obszarach znajdujących się na stokach o nachyleniu powyżej 10° występujących w obrębie fyllitów (spłukiwanie bruzdowe).

Wnioski

Natężenie procesów morfogenetycznych współcześnie modelujących rzeźbę badanego obszaru, mimo wielowiekowej działalności antropogenicznej, związane jest głównie z budową geologiczną tego obszaru. Brak, nawet okresowego spływu powierzchniowego lub śródpokrywowego we wschodniej części zlewni, wynika z dużego uszczelinienia podłoża związanego zarówno z działaniem procesów krasowych jak i aktywnością tektoniczną tego obszaru w przeszłości. Mimo dużego nachylenia stoków i podłoża zbudowanego z łupków łyszczykowych proces erozji nie występuje również w północno-wschodniej części zlewni. Jest to związane z brakiem odpływu powierzchniowego spowodowanego ucieczką wody do licznych, nieczynnych obecnie sztolni. Znaczne natężenie współczesnych procesów rzeźbotwórczych powinno występować w północno-zachodniej części zlewni, której podłoże zbudowane jest z fyllitów. Intensywność tych procesów nie okazała się jednak tak duża, jak się spodziewano. Fakt ten może być związany z najmniejszym średnim nachyleniem tego terenu w stosunku do innych części zlewni. Dodatkowo intensyfikacji procesów nie sprzyja współczesne użytkowanie terenu – dominują lasy sosnowe oraz *thamnone*s (wysokie zbiorowiska krzewiaste).

Wyniki badań i obserwacji przeprowadzonych w zlewni Megala Pefka wskazują, że współczesna antropopresja nie może być zawsze uznawana za czynnik decydujący o dynamice współczesnych procesów morfodynamicznych. Można nawet stwierdzić, że w szczególnych przypadkach – jak w przypadku sztolni, działalność człowieka jest czynnikiem ograniczającym (choć nieplanowanym) intensywność współczesnych procesów rzeźbotwórczych.

Literatura:

- Bogacki M., 1995, *Współczesne procesy rzeźbotwórcze, Atlas Rzeczypospolitej Polskiej, Główny Geodeta Kraju, Warszawa.*
- Dłużewski M., Dubis L., Krzemień K., Tsermegas I. 2005, *Wpływ warunków fizycznogeograficznych na przebieg procesów morfogenetycznych w Attyce (na przykładzie zlewni Megala Pefka).* [w:] A. Kotarba i in. (red.): *Współczesna ewolucja rzeźby Polski, VII zjazd SGP, Kraków 19-22.09.2005, IGiP UJ, Kraków.*
- Konofagos K., 1980, (Κονοφάγος Κ.) *Starożytne Laurium i grecka technika produkcji srebra (Το αρχαίο Λαύριο και η Ελληνική τεχνική παραγωγής αργύρου), Ateny, 458.*
- Mapy topograficzne 1:5000, z ark. 1:100000 Ateny-Lawrio, nr (64) –77-6,8; –87-2,4; –78-5,7; –88-1,3; Wojskowa służba geograficzna- Geografiki Ypiresia Stratou, Ateny.*
- Mapa Geomorfologiczna południowej Attyki 1 : 25000, 1991 Pavlopoulos K., Ateny.*
- Pavlopoulos K., 1992, *Γεωμορφολογική εξέλιξη της νότιας Αττικής (Rozwój geomorfologiczny południowej Attyki).* *Praca doktorska, Wydział Geologii Uniwersytetu Ateńskiego (maszynopis), 225.*
- Thornes J.B., Brunnsden D., 1978, *Geomorphology and Time, Methuen & Co Ltd, London.*
- Vouzaras A., Baloutsos G., Eleftheriou D., 1996, *Έκθεση για τα αναγκαία αντιπλημμυρικά μέτρα και έργα στον ορεινό χώρο του Θριάσιου Πεδίου (Opracowanie nt. niezbędnych środków i działań przeciwpowodziowych w górskiej części Kotliny Thriasio).* *Ministerstwo Rolnictwa, Ateny.*

Uwarunkowania rozwoju dolinek erozyjnych w strefie brzegowej zbiornika Brackiego (rz. Angara, Rosja)

Halina Grobelska¹, Oksana A. Mazaeva², Vika Hak²

¹ Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN

² Rosyjska Akademia Nauk

Dolinki erozyjne (*ovragi*) w regionie Przyangarza, są formami powszechnie spotykanymi. Formy te rozwijają się na obszarach występowania osadów lessopodobnych, cechujących się bardzo dużą podatnością na degradację. Ich rozwojowi sprzyjają panujące na tym obszarze warunki klimatu skrajnie kontynentalnego, z ujemnymi wartościami średnich rocznych temperatur powietrza, osiągającą do 3 m głębokości sezonowo przemarzającą warstwą gruntu oraz niewielkimi opadami. Dolinki erozyjne rozwijają się w strefach krawędziowych, na skłonach teras rzecznych i w pobliżu działów wodnych. W obszarach stabilnych tektonicznie formy te są najczęściej nieaktywne. Odminną sytuacją obserwujemy obecnie w strefie brzegowej zbiornika Brackiego, gdzie w obrębie jego abrazyjnych brzegów nastąpiła aktywizacja istniejących oraz powstanie nowych dolinek erozyjnych.

Zbiornik Bracki został utworzony na rzece Angarze w 1967 r. Jest on drugim pod względem objętości (170 km³) i powierzchni (5,5 tys km²) sztucznym zbiornikiem na Ziemi. Jest to zbiornik nizinny, o sezonowym i wieloletnim reżimie eksploatacyjnym. Średnia głębokość akwenu wynosi 31 m a maksymalna 150 m. Roczne stany wody zmieniają się w zakresie od 1,3 do 4 m, a w wieloleciu w granicach 10 m, z wyraźnymi kilkuletnimi okresami niskich stanów wody (Ovcinnikov 2003). W cyklu rocznym stany maksymalne przypadają na okres jesienny a minimalne występują wczesną wiosną, najczęściej w miesiącu kwietniu.

Brzegi zbiornika Brackiego, których długość wynosi ponad 6000 km, po blisko 40-latach eksploatacji zbiornika nadal znajdują się w fazie kształtowania. Rozwijają się one w piaskowcach, mułowcach i dolomitach kambryjskich, często silnie zwietrzałych, oraz lokalnie aluwialno-deluwialnych osadach czwartorzędowych teras rzecznych Angary. 34% brzegów zbiornika ma obecnie charakter abrazyjny i ich udział nadal wzrasta. W zależności od odporności skał średnia szerokość rozmytego brzegu wynosi od 80 m w piaskowcach do 140-

200 m w utworach mułkowatych (Ovcinnikov 1999; Wika i in. 2000). Brzegom abrazyjnym rozwijającym się w utworach piaszczysto-mułkowatych często towarzyszą aktywne dolinki erozyjne, ukierunkowane prostopadle do linii brzegowej.

Szczegółowe badania, mające na celu wyjaśnienie mechanizmu rozwoju dolinek erozyjnych występujących w strefie brzegowej zbiornika Brackiego, przeprowadzono w sierpniu 2004 r. Objęły one 2 km długości, prawy, położony powyżej Zatoki Osy, abrazyjny fragment brzegu zbiornika. Towarzyszy mu aktywny klif o wysokości 4-5 m. Jest to jeden z najintensywniej abradowanych fragmentów brzegu zbiornika. W całym okresie jego funkcjonowania brzeg cofnął się tu o blisko 200 m (Ovcinnikov i in. 1999). Brzeg rozwija się tu w obrębie utworów czwartorzędowej terasy rz. Angary, którą budują mułki piaszczyste bądź mułki ilasto-piaszczyste rozdzielone warstwą średnioziarnistych piasków mułkowo-ilastych. Cechy fizyczne tych osadów wskazują na ich bardzo dużą podatność na degradację, której szczególnie sprzyja ich bardzo mała odporność na rozmakanie. Powierzchnia terasy, łagodnie nachylona w kierunku zbiornika, ma mało urozmaiconą rzeźbę. Natomiast u podstawy klifu rozciąga się ponad 200 metrowej szerokości, okresowo, wynurzana platforma przybrzeżna zbudowana z piasków średnioziarnistych. W czasie niskich stanów wody na zbiorniku, co ma miejsce w okresie wiosenno-letnim, piaski akumulowane na platformie przybrzeżnej są wywiewane na obszar przyległy do korony klifu. W pasie o szerokości 700 m, tworzą one aktywne pola piasków eolicznych o szerokości 50-100 m i miąższości 0,5-1,0 m (Wika i in. 2000).

Badane dolinki erozyjne rozciągają się od aktywnego klifu, który rozcinają, w górę słabo nachylonej powierzchni terasowej. Osie form przebiegają prostopadle lub prawie prostopadle w stosunku do korony klifu. Na badanym 2 kilometrowym odcinku brzegu występuje 16 dolinek erozyjnych. Najczęściej są to formy prostolinijne, sporadycznie kręte, słabo rozwinięte, na ogół bez bocznych odgałęzień. Osiągają one niewielkie rozmiary, od 2 do 30 m długości, szerokości maksymalnie 12 m i głębokości 4,5 m, która odpowiada wysokości klifu. Górna część dolinek przyjmuje formę półkolistej, amfiteatralnej niszy. W przekroju poprzecznym formy te są V-kształtne, o asymetrycznych zboczach. Wąskie, słabo wykształcone dna form nachylone są pod kątem 10-20°, a ich profil podłużny jest niewyrównany, z wyraźnym spłaszczeniem w części środkowej. Wylot dolinek jest najczęściej zawieszony powyżej powierzchni platformy przybrzeżnej, rzadziej łagodnie przechodzi w jej poziom. Dno form i ich ściany boczne o ekspozycji wschodniej i północno-wschodniej często pokryte są kilkudziesięciocentymetrową warstwą mobilnych piasków eolicznych, których źródłem jest okresowo osuszana część platformy przybrzeżnej zbiornika (Wika i in. 2000). Wzdłuż dolinek jak i niszczzonego klifu powszechnie występują kilkucentymetrowej szerokości szczeliny mrozowe i szczeliny z wysychania. One również często wypełnione są piaskami eolicznymi. Szczeliny te niewątpliwie intensyfikują rozwój dolinek erozyjnych. Na całej długości ścian dolinek, w ich górnej, przypowierzchniowej partii zachodzą procesy obrywania i odpadania zwartych fragmentów osadów. Brak roślinności w obrębie większości badanych dolinek wskazuje na ich ciągły rozwój.

Utworzenie zbiornika Brackiego doprowadziło w jego strefie brzegowej do ożywienia istniejących jak i powstania nowych dolinek erozyjnych (Nikiforova 1977). Zatopienie najniższych, najbardziej połączonych części przyległych do zbiornika stoków wraz z wykształconymi w ich obrębie dolinkami erozyjnymi spowodowało zaburzenie profilu równowagi w pełni wykształconych, dojrzałych i stabilnych form, stając się impulsem do ich reaktywacji (Pecierkin 1969). Kilkumetrowe, cyklicznie występujące na zbiorniku, wahania stanów wody oraz abrazja brzegu warunkują ponadto obecny rozwój tych form. Zachodzące przy wysokich stanach wody abrazyjne podcinanie klifów a wraz z nimi likwidacja ujściowych partii dolinek erozyjnych jest stałym czynnikiem zaburzającym ich równowagę dynamiczną. Tym samym jednorazowy impuls do rozwoju dolinek erozyjnych, jakim było utworzenie zbiornika, wzdłuż abrazyjnych fragmentów brzegu przyjmuje charakter długookresowy. Wraz z obniżaniem poziomu wody w zbiorniku, w obrębie dolinek następuje nasilenie erozji wgłębnej, która z kolei uruchamia erozję wsteczną w dnach tych form. Obniżające się w ten sposób dna form dążą do osiągnięcia poziomu platformy przybrzeżnej, która pełni funkcję lokalnej bazy erozyjnej. Obecność w badanych dolinkach

erozyjnych den zawieszonych nad poziomem platformy przybrzeżnej wskazuje na przewagę tempa abrazji brzegu nad erozją wgłębną. Ponadto, niszczenie ujściowych części dolinek erozyjnych zachodzące przy wysokich stanach wody przy jednoczesnej erozji wgłębnej i wstecznej, intensyfikującej się przy niskich stanach wody, prowadzi do wykształcenia charakterystycznego dla badanych form schodkowego przebiegu profilu podłużnego. Kilkumetrowe wahania stanów wody w zbiorniku wpływają również na okresowe zmiany warunków wilgotnościowych przekształcanych stoków, sprzyjając rozwojowi w obrębie dolinek erozyjnych ruchów masowych.

Stabilizacja badanych dolinek erozyjnych, rozwijających się w strefie brzegowej zbiornika Brackiego, będzie zapewne możliwa nie wcześniej niż po wygaszeniu abrazji brzegów zbiornika.

Literatura:

- Nikiforova G.P., 1977, *Ovragi na sklonach Osinskogo Zaliva Bratskogo vodohranilišča, Krugovorot vješčestva i energii v vodojemah. Morfologija, litodinamika, sjedimentacija, AN SSSR, s. 32-35.*
- Ovcinnikov G.I., 1999, *Nekotoryje zakonomernosti razvitija beregovoj zony Angarskich vodochranilišč, [w:] O.V. Kašmienskaja (red.), Berega morej i vnutriennych vodojemov. Aktualnye problemy geologii, geomorfologii i dinamiki, Izdatielstvo SO RAN, Naučno-Izdatelskij Centr OIGGM, Novosibirsk, s. 124-138.*
- Ovcinnikov G.I., 2003, *Dinamika beregovoj zony Angarskich vodochranilišč, Avtoreferat, Irkuck, 50 s.*
- Pecierkin I.A., 1969, *Geodinamika poberiežij kamskih vodohranilišč, Perm, t.2, 308 s.*
- Wika S., Ovcinnikov G.I., Tržcinskij J.B., Tyc A., Szczypek, 2000, *Razvitie prirodnych processov na beregach Bratskogo vodochranilišča, RAN, Sibirskoe otdelenie, Instytut Zemnoj Kory, Irkuck, 72 s.*



sesja 5
21 września 2006
14.30 – 15.20

Znaczenie ponadprzeciętnych warunków opadowych dla zmienności przestrzennej depozycji atmosferycznej pod koronami drzew na przykładzie zbiorowiska boru świeżego (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie)

Robert Kruszyk

Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu

Warunki meteorologiczne obok wielkości i składu chemicznego depozycji atmosferycznej oraz typu roślinności decydują o intensywności procesów transformacji składu chemicznego wód opadowych zachodzących w strefie koron drzew. W grupie warunków pogodowych największe znaczenie dla wymienionych procesów mają: suma i wydajność opadów atmosferycznych, czas trwania okresów bezdeszczowych, czas zalegania pokrywy śnieżnej oraz warunki termiczne i anemologiczne.

Badania właściwości chemicznych opadu podkoronowego i spływu po pniach prowadzono w latach: 1996-1999 w zespole leśnym *Leucobryo Pinetum* położonym w zlewni górnej Parsęty na Pomorzu Zachodnim. W składzie gatunkowym drzewostanu powierzchni testowej dominowały: sosna zwyczajna, świerk zwyczajny oraz dąb bezszypułkowy. Pokrywę glebową powierzchni testowej zaliczono do podtypu gleby bielcowo-rdzawej, wykształconej na osadach piasków średnioziarnistych. Otrzymane wartości pH i obsada kompleksu sorpcyjnego pozwoliły zaliczyć ją do gleby buforowanej w zakresie wymiennym i glinowym, o niewielkich właściwościach buforowych w zakresie kwaśnym i dominującym udziale w kompleksie sorpcyjnym wodoru hydrolitycznego.

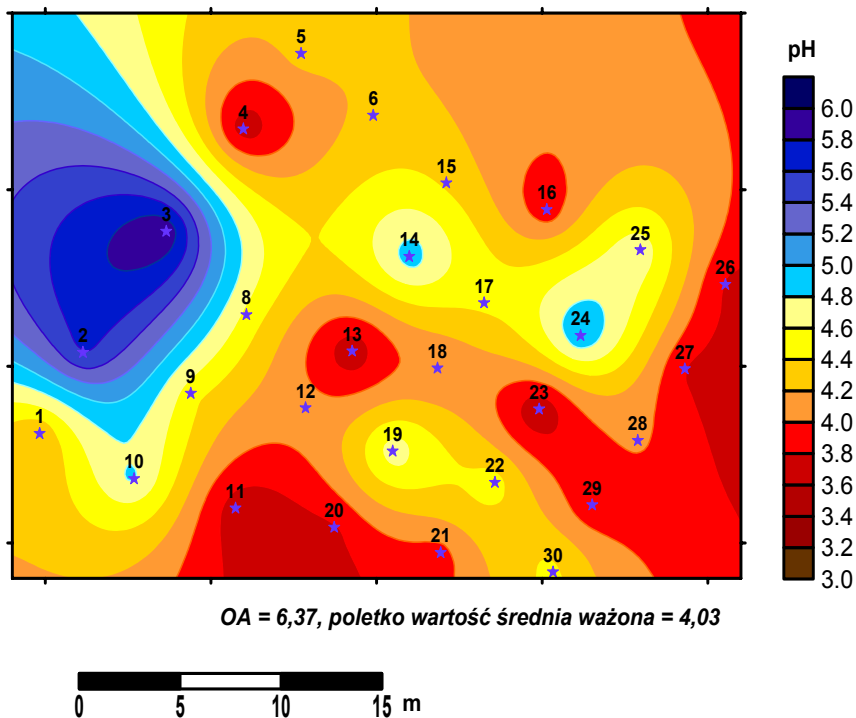
Badania terenowe prowadzono w okresach miesięcznych. System pomiarowy obejmował: kolektor opadu atmosferycznego na terenie otwartym, kolektory opadu podkoronowego oraz kolektory spływu po pniach sosny.

Sieć kolektorów opadu podkoronowego składała się 30 chwytaczy ustawionych w węzłach siatki kwadratowej co 5 metrów. Spływ po pniach mierzono na 11 egzemplarzach sosny zwyczajnej. Grupa ta obejmowała cały przekrój wiekowy obecny na powierzchni testowej.

W pobranych roztworach oznaczano: objętość, pH, przewodność elektrolityczną oraz stężenia: chloru, siarczanów, jonów amonowych, sodu, potasu, wapnia, magnezu, żelaza, manganu, cynku. Wszystkie analizy chemiczne wykonano w Laboratorium Stacji Geoekologicznej w Storkowie. Prezentowane w referacie wyniki dotyczą przeprowadzonego 18 marca 1997 szczegółowego kartowania składu chemicznego opadu podkoronowego. Kartowanie wykonano po trzech dniach opadów deszczu o średniej wydajności wynoszącej 7,83mm na dobę i sumie 23,5 mm. Skład chemiczny opadu podkoronowego określano indywidualnie dla każdego chwytacza.

Uzyskana wartość przepuszczalności warstwy koron w omawianym okresie średnio dla całej powierzchni wyniosła 84,4%, przy wartościach skrajnych wynoszących 4 i 141%. Otrzymana wartość jest większa od przeciętnej dla okresu 1996-1999, która była równa 69,2%. Uzyskany rozkład wysokości opadu na dnie lasu odzwierciedla stopień złożoności struktury drzewostanu, w tym przede wszystkim stopnia zwarcia koron drzew.

Specyfiką pomiaru z marca 1997 roku jest znaczna rozpiętość pomiędzy wartościami pH opadu na terenie otwartym (6,37) a średnią uzyskaną dla całej powierzchni testowej wynoszącą 4,03. Rozpatrując poszczególne kolektory stężenie jonów wodorowych w opadzie podkoronowym w skrajnych przypadkach przekracza 600 razy wartość notowaną w opadzie na terenie otwartym (Ryc. 1). Najniższe wartości pH (< 4,0) obserwowano w przypadku kolektorów położonych pod koronami świerków oraz sosen. Odczyn opadu podkoronowego w kolektorach położonych w lukach sklepienia koron był zbliżony do wartości opadu na terenie otwartym.



*Ryc. 1. Rozkład pH opadu podkoronowego podczas kartowania z marca 1997
zaznaczono stanowiska pomiarowe*

Zestawienie rozkładu przestrzennego stężeń i ładunków analizowanych jonów w opadzie podkoronowym wskazuje, że zmienność ładunków jest zależna przede wszystkim od rozkładu stężeń. Zróżnicowanie wysokości opadu podkoronowego na dnie lasu ma zdecydowanie mniejsze znaczenie. Tylko w przypadku jonów: chlorkowych, siarczanowych, sodowych oraz amonowych i wodorowych otrzymano statystycznie istotne zależności ładunku od wysokości opadu podkoronowego. Zależności te potwierdzają, że głównym źródłem wymienionych jonów w opadzie pod koronami drzew jest depozycja atmosferyczna. Dla pozostałych jonów (potasu, wapnia, manganu, cynku) głównym źródłem są procesy wymiany jonowej oraz wymywania z komórek roślinnych w czasie przenikania wód opadowych przez korony drzew. Dopływ atmosferyczny dla wymienionej grupy jonów ma zdecydowanie mniejsze znaczenie. Również skala zmienności stężeń w opadzie podkoronowym wyrażona poprzez wartość współczynnika zmienności dla potasu, manganu, wapnia oraz cynku jest zdecydowanie większa w porównaniu do składników związanych z depozycją atmosferyczną.

Uzyskane wyniki rozkładu przestrzennego analizowanych parametrów wskazują, że zróżnicowanie przestrzenne właściwości fizykochemicznych opadu podkoronowego jest większe niż przestrzenna zmienność ilości wody docierającej do dna lasu.

W okresach pomiarowych charakteryzujących się wysokimi sumami opadów atmosferycznych skala przestrzennej zmienności notowanych stężeń odzwierciedla strukturę drzewostanu, w mniejszym stopniu zależy od czynników losowych (podmuch wiatru, odchylenie gałęzi wpływają na drogę jaką pokonuje kropla wody). Przy niewielkim zróżnicowaniu wysokości opadu na dnie lasu związanym z osiągnięciem przez drzewostan poziomu intercepcji maksymalnej, które ma miejsce w okresie występowania wydajnych opadów, rozkład przestrzenny depozycji pod koronami drzew nie zależy od objętości wody docierającej do dna lasu, ale od stężenia danego składnika. Stabilność struktury drzewostanu w długim okresie czasu przyczynia się do funkcjonowania na dnie lasu obszarów różniących się nie tylko ilością docierającej wody, ale również wielkością depozytu substancji rozpuszczonych. Skala zróżnicowania właściwości fizykochemicznych opadu docierającego do dna lasu jest także

ważna z punktu widzenia metodyki prowadzenia badań bilansowych w zbiorowiskach leśnych. Uzyskanie w miarę precyzyjnych wartości wysokości opadu podkoronowego i stężeń zawartych w nim jonów wymaga ustalenia reprezentatywnej liczby kolektorów, która przede wszystkim zależy od struktury drzewostanu.

Odływ materiału rozpuszczonego ze zlewni źródłiskowej w latach o zróżnicowanych warunkach opadowych (Chwalimski Potok, górna Parsęta)

Grażyna Szpikowska

Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Stacja Geoekologiczna w Storkowie

Dostawa energii słonecznej do geoekosystemu zlewni i związane z nią parametry meteorologiczne oddziałują na obieg wody kształtując tym samym zarówno wielkość jak i zmienność sezonową denudacji chemicznej. Do najistotniejszych czynników wpływających na zmienność czasową procesów denudacyjnych należą warunki hydrologiczne (Foster 1978, 1979, 1980, Gregory, Walling 1973, Kostrzewski, Zwoliński 1992). Są one kształtowane przez szereg parametrów meteorologicznych: temperaturę, wysokość opadów atmosferycznych, parowanie, przemarznięcie gruntu.

Celem opracowania jest określenie wielkości odpływu substancji rozpuszczonych ze źródłiskowej zlewni Chwalimskiego Potoku w latach hydrologicznych o zróżnicowanych warunkach pogodowych.

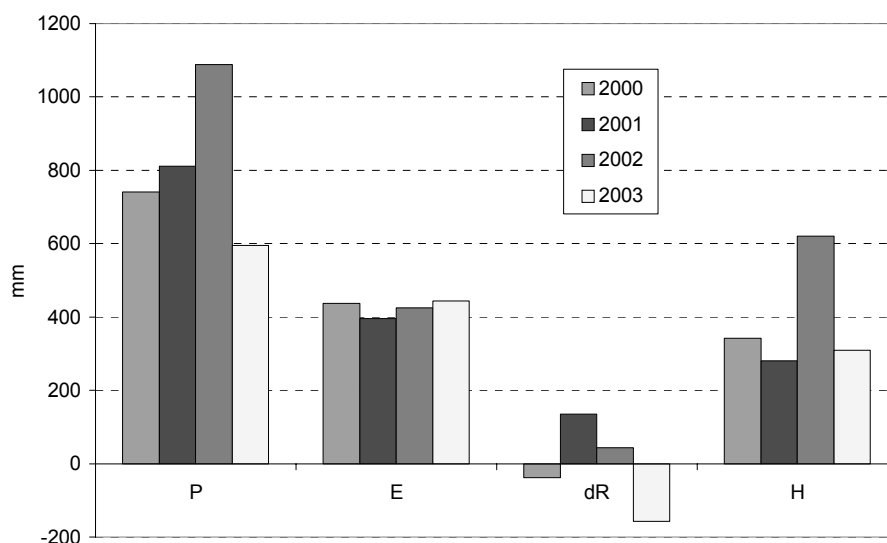
Badania prowadzono w zlewni eksperymentalnej Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie. Zlewnia Chwalimskiego Potoku zajmuje powierzchnię 4,8 ha i jest odwadniana przez ciek o długości wynoszącej od źródła do przelewu zamykającego 215 m. Jest to obszar źródłiskowy należący do systemu zlewni Młyńskiego Potoku – lewobrzeżnego dopływu górnej Parsęty. Istotne, z uwagi na możliwość wykorzystania ogólnie stosowanej do wyznaczania wielkości denudacji chemicznej metody hydrometrycznej (Kostrzewski, Pulina 1992, Pulina 1974), są uwarunkowania hydrogeologiczne obszaru badań. Zlewnia charakteryzująca się niewielkimi deniwelacjami (ok. 10 m) słabo wyodrębnia się na tle morfologii większej jednostki – zlewni Młyńskiego Potoku. Znajduje to odzwierciedlenie w układzie zwierciadła wód podziemnych i poziomu wodonośnego. Na podstawie mapy hydroizohips stwierdzono, że podziemna zlewnia Chwalimskiego Potoku zajmuje powierzchnię aż 15 razy większą od topograficznej (Michalska 2003). Obszar zlewni podziemnej nie jest odwadniany wyłącznie przez Chwalimski Potok, znacząca część wód jest skierowana sztucznym drenażem do doliny Młyńskiego Potoku.

Okres badawczy obejmował lata hydrologiczne 2000-2003, charakteryzujące się zróżnicowanymi warunkami pogodowymi, które odbiły się w przebiegu i wielkości odprowadzania składników ze zlewni Chwalimskiego Potoku. Każdy rok okresu obserwacji należy do innej grupy typologicznej wg klasyfikacji termiczno opadowej Kaczorowskiej (1962) i Lorenc (1998): 2000 – lekko ciepły i normalny pod względem opadowym, 2001 – normalny termicznie i opadowo, 2002 – lekko ciepły i bardzo wilgotny, 2003 – chłodny i suchy. Należy podkreślić duże zróżnicowanie opadowe okresu badawczego. W kolejnych latach sumy opadów wynosiły odpowiednio: 655,3, 728,6, 919,7, 524,9 mm. Szczególne znaczenie dla obiegu wody w zlewni ma ważny składnik bilansu wodnego - parowanie. Na obszarze Przymorza wielkość parowania przyjmuje najniższe wartości w skali kraju (Choiński 1998). Niskie parowanie i jednocześnie wysokie sumy opadów atmosferycznych dla dorzecza Parsęty implikują dużą wodność zlewni, przekładającą się z kolei na wysokie wartości odpływu jednostkowego

(Choiński 1998) i, w konsekwencji, denudacji chemicznej. Parowanie obliczone wg formuły Baca (Bac i in. 1993) na podstawie parametrów meteorologicznych pozyskiwanych w posterunku Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie przyjęło mało zróżnicowane wartości: 437,8, 395,5, 424,2, 443,0 mm, odpowiednio w kolejnych latach okresu badawczego.

Z uwagi na skomplikowaną hydrogeologię obszaru badań, zrezygnowano z metody hydrometrycznej wyznaczania denudacji chemicznej. Podstawą obliczeń ilości składników rozpuszczonych odprowadzanych ze zlewni Chwalimskiego Potoku w ciągu roku był odpływ wyznaczony w oparciu o bilans wodny oraz średnie ważone stężenia składników jonowych (Szpikowska – w druku). W bilansie uwzględniono wielkość opadu rzeczywistego, parowanie i możliwą do obliczenia formę retencji – retencję wód podziemnych. Stężenia składników rozpuszczonych w wodach Chwalimskiego Potoku określano z częstotnością raz na miesiąc w latach 2000 i 2001 i raz na tydzień w latach 2002 i 2003. Dla średnich wartości stężeń wagą była wielkość przepływu określana w punkcie zamykającym zlewnię w dniach poboru próbek do analiz chemicznych. W próbkach wód mierzono przewodność elektrolityczną właściwą, pH i oznaczano następujące składniki rozpuszczone: HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , SiO_2 , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ .

Stężenia składników jonowych w wodach Chwalimskiego Potoku w poszczególnych latach hydrologicznych wykazują małe zróżnicowanie. O masie materiału rozpuszczonego wynoszonego z jednostki powierzchni w ciągu roku decydowała więc wielkość odpływu wód. Obliczony odpływ w kolejnych latach czterolecia 2000-2003 wynosił 342,1, 280,7, 621,0, 309,9 mm. Rok hydrologiczny 2002 o bardzo wysokiej sumie opadów zaznaczył się wysoką wartością odpływu, w ekstremalnie suchym roku 2003 niewielką ilość opadów zrekompensowała dostawa wód podziemnych zmagazynowanych w poprzednich dwóch latach, dzięki czemu wielkość odpływu była porównywalna z wyznaczoną dla lat normalnych pod względem opadowym (ryc. 1).



Ryc. 1. Wartości składowych bilansu wodnego dla zlewni Chwalimskiego Potoku w latach hydrologicznych 2000-2003. P – opad rzeczywisty, E - parowanie, dR – zmiany retencji w strefie wód podziemnych i poziomu wodonośnego, H - odpływ

Największe ilości składników rozpuszczonych zostały odprowadzone ze zlewni w roku hydrologicznym 2002 (tab. 1), w którym ekstremalnie wysoka suma opadów przełożyła się na dwukrotnie większy odpływ w porównaniu z pozostałymi latami. Z kolei rok suchy 2003 nie zaznaczył się szczególnie niskim ładunkiem składników odprowadzanych wodami rzeczными. Suma składników rozpuszczonych odprowadzanych ze zlewni w roku hydrologicznym 2002 wyniosła $191,5 \text{ t km}^{-2} \text{ rok}^{-1}$. W pozostałych latach ilość odpływającego materiału rozpuszczonego

była ok. dwukrotnie niższa i mieściła się w przedziale 93,9-102,5 t km⁻² rok⁻¹ (tab. 1). Relacje całkowitych ładunków materiału rozpuszczonego pomiędzy poszczególnymi latami są też charakterystyczne dla wszystkich oznaczanych składników jonowych: w latach 2000, 2001 i 2003 ładunki jonów przyjmowały zbliżone wartości, w roku 2002 były ok. dwa razy wyższe.

Tabela 1. Ładunki składników rozpuszczonych odprowadzane ze zlewni Chwalimskiego Potoku w latach hydrologicznych 2000-2003

	2000	2001	2002	2003
	t km ⁻² rok ⁻¹			
HCO ₃ ⁻	49,43	45,60	95,81	46,72
SO ₄ ²⁻	14,29	14,20	27,09	13,10
Cl ⁻	2,87	2,53	4,82	2,19
NO ₃ ⁻	6,52	6,04	9,80	5,13
PO ₄ ³⁻	0,05	0,06	0,13	0,08
SiO ₂	2,94	2,58	5,40	2,99
Ca ²⁺	21,66	20,14	40,35	19,54
Mg ²⁺	1,41	1,14	2,32	1,07
Na ⁺	2,09	1,89	3,71	1,90
K ⁺	1,20	1,05	1,94	1,12
NH ₄ ⁺	0,05	0,04	0,08	0,03
suma	102,5	95,3	191,5	93,9

Warunki opadowe należą do najważniejszych czynników kształtujących wielkość odpływu rzecznoego, determinują tym samym intensywność procesów denudacji chemicznej. W zlewni Chwalimskiego Potoku ponadprzeciętna suma opadów w roku hydrologicznym 2002 przełożyła się na wysoką wartość odpływu i ładunku składników rozpuszczonych. Należy podkreślić regulującą rolę retencji w kształtowaniu odpływu wód i materiału rozpuszczonego ze zlewni, dzięki której w roku hydrologicznym 2003 o bardzo niskiej sumie opadów, odpływ i ładunek substancji rozpuszczonych nie odbiegał od wartości charakterystycznych dla lat normalnych opadowo.

Literatura:

- Bac S., Koźmiński C., Rojek M., 1993. *Agrometeorologia*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Choiński A., 1998. Warunki obiegu wody w dorzeczu Parsęty. W: A. Kostrzewski (red.) *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Środowisko przyrodnicze dorzecza Parsęty, Stan badań, zagospodarowanie, ochrona*. Poznań, 36-51.
- Foster I.D.L., 1978. A multivariate model of storm-period solute behavior. *Journal of Hydrology*, 39, 339-353.
- Foster I.D.L., 1979. Intra-catchment variability in solute response an East Devon example. *Earth Surf. Proc.*, 4, 381-394.
- Foster I.D.L., 1980. Chemical yields in runoff, and denudation in small arable catchment, east Devon, England. *Journal of Hydrology*, 47, 349-368.
- Gregory K.J., Walling D.E., 1973. *Drainage basin: form and processes*. Edward Arnold, London.
- Gregory, Walling 1973,
- Kaczorowska Z., 1962. Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. *Prace Geogr. PAN*, 33.
- Kostrzewski A., Pulina M., 1992. Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej – wprowadzenie. W: A. Kostrzewski, M. Pulina (red.) *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy*, Pr. Nauk. UŚ, Katowice, 1254, 7-11.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1992. Udział denudacji chemicznej i mechanicznej we współczesnym systemie geomorficznym górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie). W: A. Kotarba (red.) *System denudacyjny Polski*, Pr. Geogr. IGiPZ PAN, 155, 11-45.
- Lorenc H., 1998. Ocena stopnia realizacji programu „obserwacje meteorologiczne i badania klimatyczne w systemie zintegrowanego monitoringu środowiska” oraz synteza uzyskanych wyników badań za okres 1994-1997. W: A. Kostrzewski (red.) *ZMŚP, Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geoekosystemów Polski. IX Sympozjum ZMŚP, Bibl. Monitoringu Środowiska*, Warszawa, 113-119.
- Michalska G., 2003. Uwarunkowania chemizmu wód powierzchniowych w zlewni źródłiskowej (zlewnia Chwalimskiego Potoku, górna Parsęta). W: A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.) *Funkcjonowanie*

geoekosystemów zlewni rzecznych 3. Obieg wody, uwarunkowania i skutki w środowisku przyrodniczym. Bogucki Wyd. Nauk. Poznań, 189-205.

Pulina M., 1974. Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego. Pr. Geogr. IG PAN, 105, Wrocław.

Transport fluwialny ze zlewni górnej Parsęty w warunkach ekstremalnego wezbrania

Andrzej Kostrzewski, Zbigniew Zwoliński, Jacek Tylkowski, Monika Domańska, Alfred Stach, Józef Szpikowski

Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu

W badaniach współczesnej dynamiki procesów fluwialnych istotną uwagę przywiązuje się do funkcjonowania systemu denudacyjnego zlewni w warunkach ponadprzeciętnych i katastrofalnych (Kostrzewski 1993, 2003, Kostrzewski, Zwoliński 1992). Szczególnego znaczenia nabiera określenie roli gwałtownych wezbrań w odpływie materiału rozpuszczonego i zawieszonego z obszaru zlewni rzecznych oraz skutków wzmożonego transportu fluwialnego w środowisku przyrodniczym. Intensywność spływu jonowego i odpływu zawiesiny w profilu zamykającym zlewnię stanowi odbicie dynamiki procesów denudacji mechanicznej i chemicznej zachodzących na obszarze zlewni i w korycie rzecznym (Froehlich 1982, Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński 1994, Stach 1988, Zwoliński 1989). Ekstremalnie wzmożony odpływ wód rzecznych stanowić może pewne zagrożenie dla funkcjonowania środowiska przyrodniczego (Kostrzewski, Szpikowski, Szpikowska, Domańska, Tylkowski 2004).

Główny problem badawczy opracowania dotyczy określenia roli ekstremalnych wezbrań w funkcjonowaniu współczesnego środowiska przyrodniczego młodoglacjalnych zlewni rzecznych, na przykładzie dynamiki transportu fluwialnego górnej Parsęty. Systematyczne, codzienne pomiary hydrologiczne oraz stężenia substancji rozpuszczonych i zawiesiny prowadzone są w profilu zamykającym zlewnię górnej Parsęty w Storkowie od 1985 roku. W opracowaniu zwrócono szczególną uwagę na zmienność transportu fluwialnego górnej Parsęty i jej prawobrzeżnego dopływu Młyńskiego Potoku podczas ekstremalnego wezbrania (ryc. 1), które wystąpiło w okresie od 14 do 31 marca 2005 roku.

Zlewnia górnej Parsęty położona jest w umiarkowanej strefie morfoklimatycznej i reprezentuje geoekosystem młodoglacjalnego obszaru nizinnego, (Kostrzewski Mazurek Zwoliński 1994). W klasyfikacji fizycznogeograficznej Kondrackiego (2000) badana zlewnia została zakwalifikowana do mezoregionu Pojezierza Drawskiego. Zlewnia górnej Parsęty zajmuje powierzchnię 74 km² i rozpościera się na północnym skłonie środkowopomorskiego ciągu czołowomorenowego, w obrębie tzw. lobu Parsęty. Znacząca część zlewni umiejscowiona jest w zasięgu zewnętrznej podstrefy martwego lodu i moreny kemowej (Karczewski 1989). W litologii dominują utwory bezpośredniej akumulacji lądolodu w postaci silnie spiaszczonych brązowych glin morenowych oraz piaski i żwiry pochodzenia fluwioglacjalnego (Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński 1994). Na obszarze zlewni dominują gleby brunatne i płowe oraz gleby bielcowe i bielcowo-rdzawe (Mocek 1994). Średnia roczna (1987-2005) temperatura powietrza wynosi 7,6°C a suma opadów 688,3 mm. Górna Parsęta odznacza się wyrównanym reżimem hydrologicznym, zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym i wiosennym okresem wezbraniowym (Dynowska 1971). Średni przepływ górnej Parsęty za lata 1987-2005 wynosi 0,60 m³ s⁻¹ a odpływ jednostkowy 8,10 dm³ s⁻¹ km⁻². Analiza sezonów transportu fluwialnego górnej Parsęty wykazała najbardziej wzmożone procesy spływu jonowego i odpływu zawiesiny w okresie roztopów, głównie na przełomie stycznia i lutego. Występują wówczas intensywne i powtarzalne wezbrania, które spowodowane są głównie wytopianiem pokrywy śnieżnej. W tym

okresie dochodzi niekiedy do łączności stokowego i korytowego systemu morfogenetycznego, w efekcie czego może następować wzrost natężenia transportu fluwialnego w wyniku dostawy materii z powierzchni stokowych do koryta rzecznego. Z kolei niską aktywność morfogenetyczną transportu fluwialnego obserwuje się przeważnie w okresie letnich niżówek, od maja do sierpnia, kiedy dynamika spływu rozpuszczonych substancji chemicznych i sestonu jest najniższa w ciągu roku. Powyższe prawidłowości rozkładu sezonów transportu fluwialnego mają swoje odzwierciedlenie w dynamice transportu fluwialnego Parsęty w jej dolnym biegu i we fluwialnej dostawie materiału do wód Bałtyku (Tylkowski 2005).



Ryc. 1. Kulminacja fali wezbraniowej w górnej Parsęcie i Młyńskim Potoku w dniu 17 marca 2005

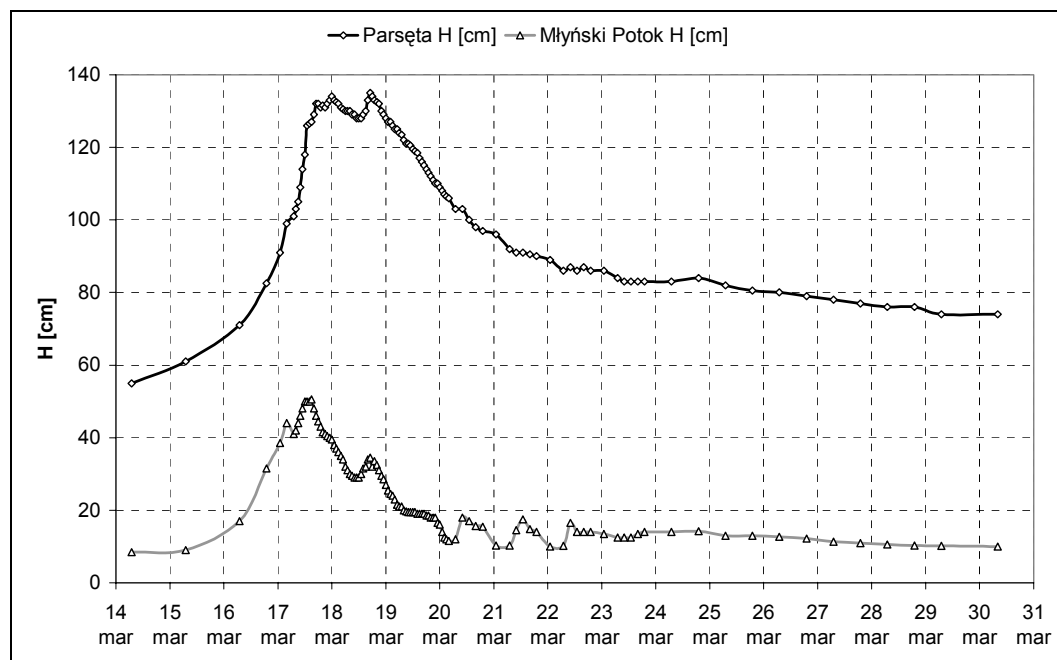
Zastosowana metodyka badań pomiarów hydrologicznych, stężenia zawiesiny i substancji rozpuszczonych jest konsekwentna w odniesieniu do wcześniejszych opracowań z obszaru zlewni górnej Parsęty (Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński 1994, Kostrzewski, Stach 1992, Mazurek 2000, Stach 2003, Zwoliński 1989). W trakcie przechodzenia głównej fali wezbraniowej (17-20 marca 2006 r.) pomiary hydrologiczne prowadzono z częstością 1 raz na godzinę, w posterunkach hydrometrycznych zlokalizowanych w profilach zamykających zlewnie: górnej Parsęty (13 km biegu rzeki) i Młyńskiego Potoku (2,1 km). W pozostałym okresie wezbrania (15-16 marca i 21-31 marca 2006 r.) próbki pobierano z częstością od 2 do 8 razy na dobę. Zakres pomiarów hydrologicznych obejmował następujące parametry: stan wody, przepływ, temperatura wody. Dynamika transportu fluwialnego rozpuszczonych substancji chemicznych dotyczyła pomiarów: przewodności elektrolitycznej właściwej SEC, odczynu, stężenia zjonizowanej krzemionki (SiO_2), koncentracji anionów i kationów (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+) oraz stężenia metali ciężkich (Mn^{2+} , Fe^{2+}). W zakresie transportu fluwialnego zawiesiny wykonywano pomiary stężenia materii zawieszanej organicznej i mineralnej. Analiz hydrochemicznych dokonywano w laboratorium Stacji Geoekologicznej w Storkowie. W opracowaniu wykorzystano dane meteorologiczne ze stacji meteorologicznej w Storkowie.

Problematyka badawcza wpływu ekstremalnych wezbrań na funkcjonowanie środowiska przyrodniczego zlewni górnej Parsęty i zlewni Młyńskiego Potoku obejmowała następujące zagadnienia:

- uwarunkowania hydrometeorologiczne wezbrań ekstremalnych,
- typy, przebieg i sezonowość występowania gwałtownych wezbrań,
- skutki wzmożonego odpływu wód, materii rozpuszczonej i zawiesiny w bilansie wodnym i denudacyjnym zlewni,

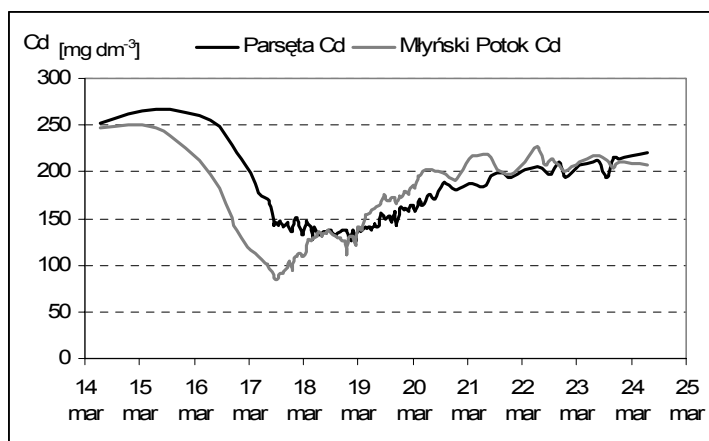
- prawdopodobieństwo wystąpienia wezbrań ekstremalnych.

Dla określenia funkcjonowania środowiska przyrodniczego w warunkach ekstremalnego wezbrania ważne jest określenie prawidłowości przebiegu transportu fluwialnego dla zlewni rzecznych o zróżnicowanym charakterze. W opracowaniu dokonano analizy gwałtownych wezbrań i ich skutków dla zlewni górnej Parsęty (74 km²) i zlewni Młyńskiego Potoku (3,94 km²). Poniżej przedstawiono zmienność stanu wody (ryc. 2), stężenia substancji rozpuszczonych (ryc. 3) i zawiesiny (ryc. 4) podczas wezbrania w marcu 2005 roku.

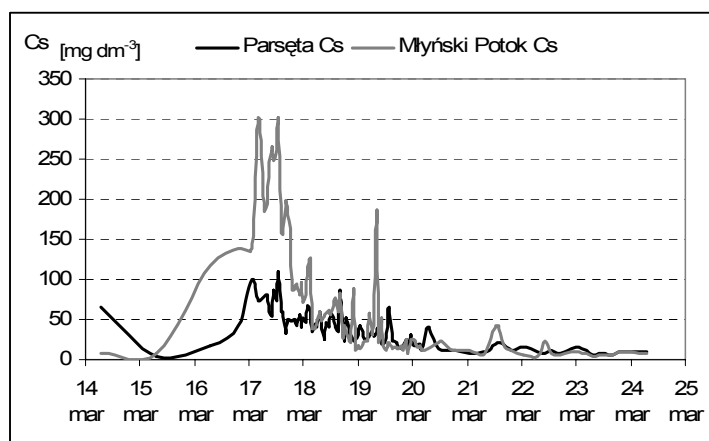


Ryc. 2. Stan wody H [cm] górnej Parsęty i Młyńskiego Potoku w dniach 14-31 marca 2005

Analiza stanów wody w górnej Parsęcie i Młyńskim Potoku (ryc. 2) wykazała znaczne zróżnicowanie przebiegu fali wezbraniowej w obu ciekach. Główną przyczyną intensywnego wezbrania było gwałtowne wytapianie pokrywy śnieżnej o miąższości 16 cm i równoczesne wystąpienie opadów deszczu w wysokości 24 mm (od 15 do 18 marca). Dla górnej Parsęty najwyższy stan wody 135 cm zanotowano 18 marca o godzinie 18⁰⁰. Później nastąpiła faza długotrwałego i powolnego opadania wód rzecznych, podczas której nie obserwowano kolejnego znaczącego przyrostu stanu wody. Dla Młyńskiego Potoku obserwowano relatywnie szybszy przybór wody, do osiągnięcia kulminacji 50,5 cm w dniu 17 marca o godzinie 15⁰⁰. Później nastąpił stosunkowo szybki spadek stanu wody, z momentami krótkotrwałego podnoszenia się poziomu wody podczas dziennego wzrostu temperatury i wzmożonego wytapiania pokrywy śnieżnej. Analiza stanów wody w obu ciekach wykazała prawidłowość szybkiego przyboru i opadania wody w ciekach o małej zlewni zasilającej jak miało to miejsce w przypadku zlewni Młyńskiego Potoku. Natomiast w zlewniach o większej powierzchni, np. górna Parsęta, gdzie występuje cząstkowych również wiele zlewni cząstkowych przejście fali wezbraniowej jest znacznie wydłużone w czasie.



Ryc. 3. Stężenie substancji rozpuszczonych Cd [mg dm^{-3}] w górnej Parsęcie i Młyńskim Potoku w dniach 14-25 marca 2005



Ryc. 4. Stężenie zawiesiny Cs [mg dm^{-3}] w górnej Parsęcie i Młyńskim Potoku w dniach 14-25 marca 2005

W badanych ciekach generalnie obserwuje się wzrost stężenia materiału zawieszonego oraz spadku koncentracji substancji rozpuszczonych wraz ze wzrostem stanu wód i przepływu (Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński 1994). Podczas ekstremalnych wezbrań powyższa prawidłowość zostaje zaburzona w wyniku występowania efektu histerezy (Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński 1994, Tylkowski 2003). Efekt histerezy stężenia materii rozpuszczonej i zawiesiny w wodach górnej Parsęty i Młyńskiego Potoku związany jest z dostawą i wyczerpywaniem się materiału do transportu w korycie rzecznym.

Literatura:

- Dynowska, I., 1971: Typy reżimów rzecznych w Polsce. Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 28.
- Froehlich, W., 1982: Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin w górskiej zlewni fliszowej. Prace Geogr. IGiPZ PAN, 143.
- Karczewski, A., 1989: Morfogeneza strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty w vistulianie (Pomorze Środkowe). UAM, Geografia, 44.
- Kostrzewski, A., 1993: Geoekosystem obszarów nizinnych. Koncepcja metodologiczna. [W:] Geoekosystem obszarów nizinnych, A. Kostrzewski (Red.). Ossolineum, Wrocław. Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i środowisko”, Z. Nauk., 6: 11-17.
- Kostrzewski, A., 2003: Obieg wody i jego wpływ na powstanie i funkcjonowanie struktur krajobrazowych strefy młodoglacjalnej (Polska Północno-Zachodnia, Pomorze Zachodnie). [W:] Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Obieg wody, uwarunkowania i skutki w środowisku przyrodniczym, A. Kostrzewski, J. Szpikowski (Red.). Bogucki Wyd. Nauk. Poznań: 17-20.

- Kostrzewski, A., Mazurek, M., Zwoliński, Z., 1994: *Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni*. Stow. Geomorf. Pol., Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Kostrzewski, A., Stach, A., 1992: *Uwarunkowania zmienności czasowej koncentracji substancji rozpuszczonych w mikrozewniach (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie)*. [W:] *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej, wybrane problemy*, A. Kostrzewski, M. Pulina (Red.). *Prace Nauk. UŚ*, 1254: 143-167.
- Kostrzewski, A., Szpikowski, J., Szpikowska, G., Domańska, M., Tylkowski, J., 2004: *Stan aktualny i zagrożenia środowiska przyrodniczego geoekosystemu zlewni górnej Parsęty*. [W:] *Monitoring zagrożeń i metody osłony środowiska* (Red. M. Maciejewski), IMiGW, Warszawa, 69-84.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1992: *Udział denudacji chemicznej i mechanicznej we współczesnym systemie geomorficznym górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie)*. *Prace Geograficzne IG i PZ PAN*, z. 155.
- Mazurek, M., 2000: *Zmienność transportu materiału rozpuszczonego w zlewni Kłudy jako przejaw współczesnych procesów denudacji chemicznej (Pomorze Zachodnie)*. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Mocek, A., 1994: *Toposekwencje gleb użytkowanych rolniczo w zlewni górnej Parsęty*. [W:] *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Stacja Bazowa Storkowo*, A. Kostrzewski (Red.). *Bibl. Monit. Środ.*, Warszawa: 105-113.
- Stach A., 1988: *Przebieg transportu substancji rozpuszczonych i zawiesin w trakcie wezbrania opadowego w dwóch zlewniach dorzecza Parsęty*. *Sprawozdanie PTPN*, 106, 24-28.
- Stach, A., 2003: *Uwarunkowania i funkcjonowanie procesów denudacji chemicznej mikrozewni na obszarze młodoglacjalnym i ich wpływ na morfodynamikę stoków (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie)*. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Tylkowski, J., 2003: *Uwarunkowania, przebieg i skutki wezbrań Młyńskiego Potoku (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie)*. [W:] *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych, Obieg wody – uwarunkowania i skutki w środowisku przyrodniczym* (Red. A. Kostrzewski, J. Szpikowski), Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 279-292.
- Tylkowski, J., 2005: *Sezony transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania rzek Półwyspu Bałtyku*. [W:] *Plejstoceńskie i holoceniowe przemiany środowiska przyrodniczego Polski*, K. Borówka (Red.), US, INoM, PTG, Szczecin: 58-62.
- Zwoliński, Z., 1989: *Geomorficzne dostosowywanie się koryta Parsęty do aktualnego reżimu rzeczno-geologicznego*. *Dok. Geogr.*, 3-4.

Wpływ zjawisk ekstremalnych na zanik oczek wodnych w zasięgu strefy młodoglacjalnej

Maciej Major

Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu

Zjawiska ekstremalne definiowane są najczęściej jako zjawiska lub wartości bliskie ekstremom absolutnym danej charakterystyki (klimatu, hydrologicznej, geomorfologicznej), których prawdopodobieństwo przekroczenia jest mniejsze od 10%, czyli szansa ich wystąpienia (tzw. okres powtarzalności) wynosi najwyżej raz na 10 lat (Niedźwiedź, Michalczyk, Starkel, Ustrnul 2005).

W przypadku zagłębień bezodpływowych ewapotranspiracyjnych, których dna stanowią oczka wodne za zjawisko ekstremalne należy uznać ich zanik. Zgodnie z wytycznymi zawartymi w projekcie badawczym dotyczącym zjawisk ekstremalnych w Polsce zanik oczek wodnych zaliczyć należy do ekstremalnych zdarzeń hydrologicznych o zasięgu lokalnym, a dokładniej do zagadnienia dotyczącego zaniku rzek, źródeł i zbiorników wody.

Oczka wodne mogą być stałe lub okresowe w związku z tym o procesie ekstremalnym możemy mówić dopiero w przypadku braku wody w obniżeniu w ciągu całego roku

hydrologicznego. Takie zjawisko może wystąpić raz na kilka lub kilkanaście lat bądź też obrazować stałą tendencję na kolejne lata.

Zagłębienia bezodpływowe są stałym elementem krajobrazu na terenach objętych ostatnim zlodowaceniem, systematycznie zanikającym w wyniku procesów naturalnych oraz sztucznego nadmiernego odwodnienia. Spełniają wiele funkcji o charakterze ekologicznym i gospodarczym. Stanowią przede wszystkim znaczącą pozycję bilansu wodnego mikrozewni rolniczych i wpływają na stosunki wodne gleb (Koc, Nowicki 1997). Ich występowanie wywiera duży wpływ na współczesny charakter obiegu wody w dorzeczu stwarzając szczególne warunki krążenia. (Kowalska 1970, 1971)

Badania dotyczące funkcjonowania zagłębień bezodpływowych w ujęciu systemowym prowadzone są w zlewni górnej Parsęty od 1998 roku. W badanej zlewni wydzielono 177 (2,39/1 km²; Major 1999) zagłębień bezodpływowych ewapotranspiracyjnych, których dna stanowią oczka wodne. Jedno z takich zagłębień, charakterystyczne dla obszaru młodoglacjalnego, zostało zaadoptowane do szczegółowych badań terenowych (Major 2000). W badanej zlewni zainstalowano sprzęt pomiarowy na poszczególnych etapach obiegu wody.

Na podstawie przeprowadzonych badań określono rodzaj zasilania oczek wodnych jako opadowo – gruntowy, ponieważ przez większą część roku hydrologicznego przeważa zasilanie opadowe, natomiast w okresach wzmożonych roztopów wiosennych wzrasta udział zasilania gruntowego, co potwierdziły wyższe stężenia zjonizowanej krzemionki, związany z podnoszeniem poziomu wód podziemnych.

W przypadku, gdy występują wysokie stany i woda wypełnia obniżenia terenowe zdaniem Kosturkiewicza i Fiedlera (1993) związki te mają charakter bezpośredni, woda gruntowa ma bezpośredni kontakt hydrauliczny z wodą w oczku i zasila je. Natomiast przy stanach średnich i niskich związki tracą charakter bezpośredni i dochodzi do zaniku oczek wodnych. Woda w oczku nie ma wówczas bezpośredniego kontaktu z wodą gruntową.

Wpływ na zanik oczek wodnych mają przede wszystkim warunki meteorologiczne, a zwłaszcza parowanie, warunki termiczne i opadowe. W zależności od wysokości zwierciadła wód powierzchniowych w oczkach wodnych zmieniają się także właściwości fizyko-chemiczne tych wód. Wpływ na to ma intensywność dostawy materiału rozpuszczonego do zlewni zagłębienia bezodpływowego oraz wspomniane wyżej warunki meteorologiczne.

Tendencję obniżania się stanów wód gruntowych, która w konsekwencji prowadzi do zaniku oczek wodnych obserwuje się w zlewni górnej Parsęty już od kilku sezonów. Zjawisko to spotęgowała dodatkowo susza w bieżącym 2006 roku, kiedy w okresie letnim odnotowano rekordowo niskie stany wód podziemnych w badanej zlewni zagłębienia bezodpływowego ewapotranspiracyjnego.

Zagłębienia bezodpływowe są bardzo cennym elementem krajobrazu z punktu widzenia gospodarki wodnej, ekologii i ochrony środowiska przyrodniczego. Dlatego celowym jest podjęcie wszelkich starań pod kątem ochrony tych obiektów, aby nie dopuścić do zaniku oczek wodnych.

Literatura:

- Koc j., Nowicki z., 1997: *Czynniki kształtujące chemizm wód oczek w środowisku rolniczym. II Ogólnopolska Konferencja Naukowa, Przyrodnicze i Techniczne Problemy Ochrony i Kształtowania Środowiska Rolniczego, Poznań.*
- Kosturkiewicz, A., Fiedler, M., 1993: *Związki stanów wody w śródpolnych oczkach wodnych ze stanami wód gruntowych. [W:] A. Kostrzewski (red.) Geoekosystem obszarów nizinnych, Ossolineum, s.115-121.*
- Kowalska, A., 1970: *Problemy metodyczne wyznaczania obszarów bezodpływowych na Niżu Środkowoeuropejskim. Przegląd Geograficzny, t. XLII, z. 1, s. 105 – 111.*
- Kowalska, A., 1971: *Zagadnienie środkowoeuropejskich obszarów bezodpływowych w literaturze. Czasopismo Geograficzne, t. XLII, z. 4, s. 353 – 363.*

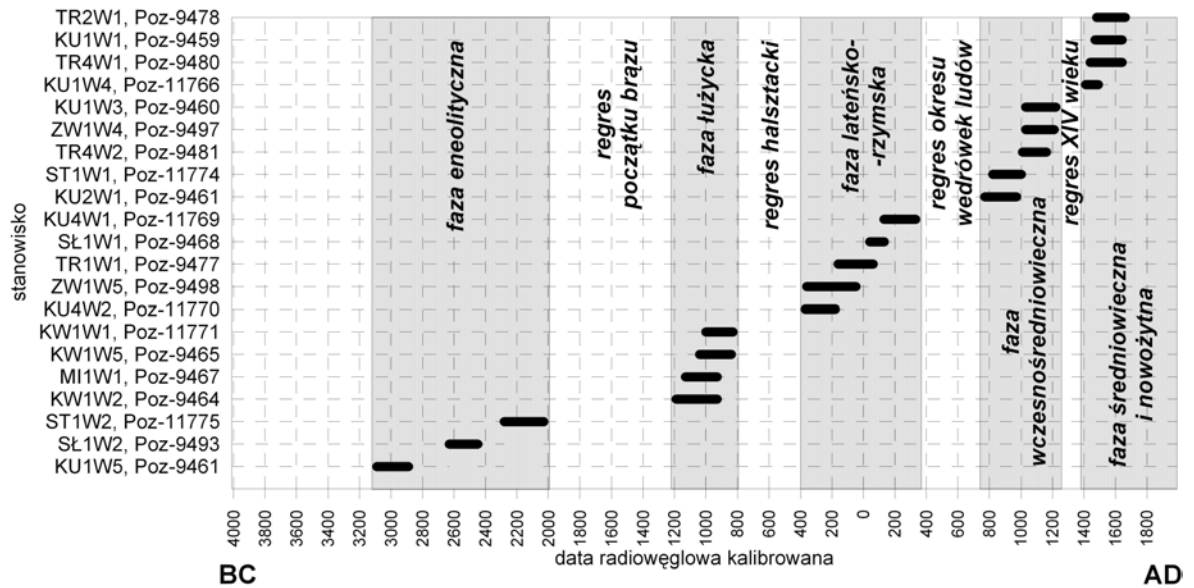
- Major, M., 1999: *Morfometria zagłębień bezodpływowych strefy młodoglacjalnej jako element małej retencji*. [W:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, t.2, s. 125-129, Poznań.
- Major, M., 2000: *Funkcjonowanie zagłębień bezodpływowych w krajobrazie strefy młodoglacjalnej (górną Parsętą, Pomorze Zachodnie)*. [W:] L. Andrzejewski, P. Molewski, W. Wysota (red.), *Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku, streszczenia referatów, komunikatów i posterów*, s. 189-190, Toruń.
- Niedźwiedz, T., Michalczyk, Z., Starkel, L., Ustrnul, Z., 2005: *Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne w Polsce (ocena zdarzeń oraz prognozowanie ich skutków dla środowiska życia człowieka)*. Projekt zamawiany PBZ-KBN-086/P04/2003.

Osady antropogeniczne jako wyraz gwałtownych przemian w środowisku geograficznym (zlewnia Perznicy, Pojezierze Drawskie)

Józef Szpikowski

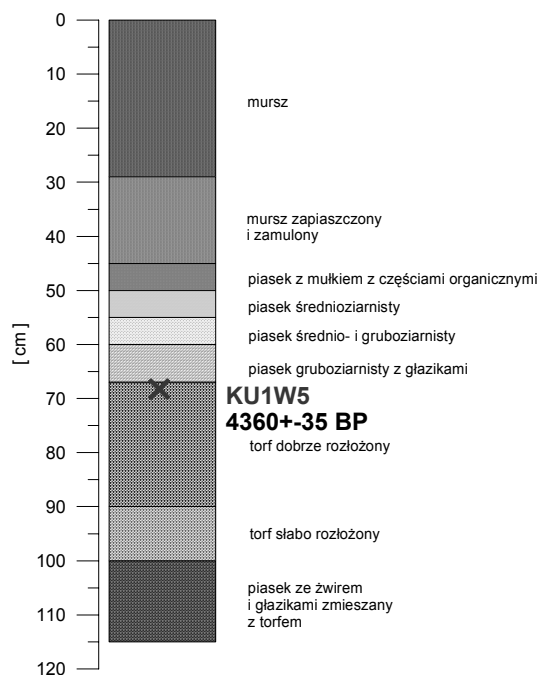
Uniwersytet im. A. Mickiewicza

Badania osadów form pochodzenia antropogenicznego mogą dostarczyć informacji o gwałtownych przemianach zachodzących w środowisku geograficznym. Znaczna część antropogenicznych form terenu (budowle, szlaki komunikacyjne, itp.) posiada historię powstania zapisaną w dokumentacjach lub określaną metodami historycznymi czy archeologicznymi (Podgórski 2000). W przypadku form i osadów powstających na gruntach użytkowanych rolniczo sytuacja jest bardziej skomplikowana, ponieważ oddziaływania antropogeniczne nakładają się na naturalne procesy denudacyjne, są zwykle rozciągnięte w czasie i w zasadzie nie dokumentowane (Sinkiewicz 1998). Należy przy tym uznać, iż na obszarach użytkowanych rolniczo, tak jak w zlewni Perznicy na Pojezierzu Drawskim, denudacja antropogeniczna związana z uprawą ziemi i hodowlą jest jednym z zasadniczych czynników modyfikujących funkcjonowanie geoekosystemów i wpływających na rozwój rzeźby. Uzyskane dotychczas wyniki wskazują na ważną rolę uprawy ziemi w kształtowaniu systemu denudacyjnego zlewni młodoglacjalnej i pozwalają na wskazanie faz denudacji antropogenicznej zapisanych w morfologii, litologii i glebach katen stokowych (Szpikowski 2005a, 2005b). Podczas badań terenowych w zlewni Perznicy (jest to prawostronny dopływ Parsęty o zlewni obejmującej 245 km² urozmaiconego morfologicznie obszaru Pojezierza Drawskiego w obrębie lobu Parsęty) pobrano próbki z odkrywek wykonanych w terasach rolnych (węgle drzewne z warstw pożarowych, materiał organiczny z poziomów akumulacyjno-próchnicznych gleb kopalnych) oraz z wierceń w zagłębieniach poniżej skarp teras rolnych (torfy i gytie pokryte namulami mineralnymi). Po zestawieniu dat uzyskanych na ich podstawie (datowanie metodą ¹⁴C wykonane w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym), uzyskano obraz wskazujący na okresy aktywności gospodarczej społeczności bytujących w obrębie zlewni Perznicy, które można utożsamiać z fazami denudacji antropogenicznej (ryc. 1). Można zapewne mówić w tym przypadku o występowaniu *clusteringu* odnoszącego się nie do zgrupowania naturalnych zjawisk ekstremalnych (Starkel 1996, 1998), lecz do długotrwałego, ale jednak nasilonego w pewnych okresach czasu, oddziaływania człowieka.



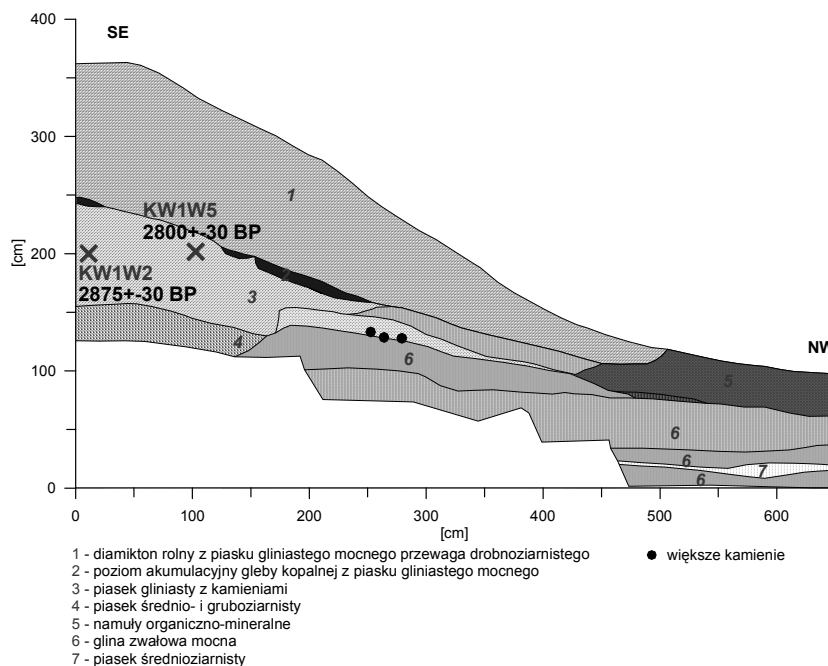
Ryc. 1. Fazy denudacji antropogenicznej na podstawie kalibrowanych dat radiowęglowych próbek osadów ze zlewni Perznicy

Pierwsze, dotychczas w zlewni Perznicy rozpoznane, ślady antropogenicznych przekształceń osadów wypełniających zagłębienia terenowe poniżej zajmowanych pod uprawę/hodowlę stoków pochodzą z fazy neolitycznej w czasie schyłkowym neolitu – eneolite w okresie około 3100-2000 BC. Obszar Pomorza był wówczas kolonizowany przez mobilne społeczności pucharów lejkowatych (Kulczycka-Laciejewiczowa 2004). Stwierdzonymi pozostałościami po użytkowaniu ziemi z tego okresu są pokrywy ze splukiwania wkraczające na osady organiczne w obniżeniach u podnóży stoków. Radykalna zmiana typu akumulacji dokonała się około roku 3000 BC – stanowisko Kusowo 1 - (datowanie stropu torfu: 4360 ± 35 BP kal. 3090-2890 BC) i najprawdopodobniej wiąże się z odlesieniem stoku (wypaleniem lasu) i okresowym rolniczym użytkowaniem ziemi przez ludność KPL (ryc. 2).



Ryc. 2. Datowanie osadów w profilu Kusowo 1

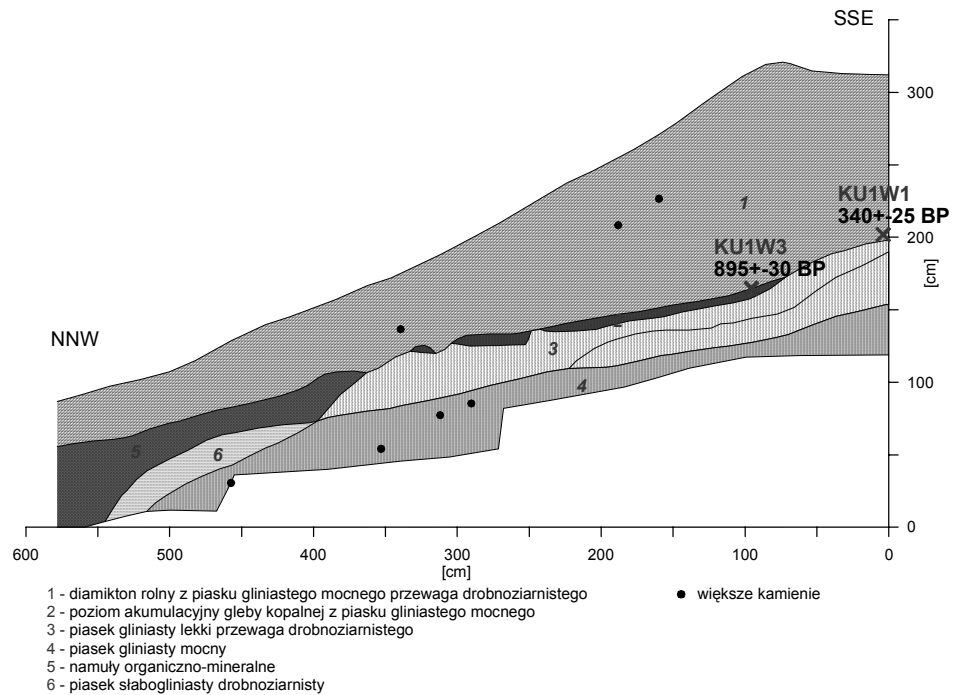
Stanowisko terenowe Kwakowo 1 (ryc. 3) jest przykładem zmian zachodzących w osadach stokowych pod wpływem denudacji antropogenicznej w okresie funkcjonowania kultury łużyckiej (1200-800 BC). Stok połego pagórka morenowego, nadbudowany w dolnej części osadami terasy rolnej, przechodzi tam w wyraźne zagłębienie wytopiskowe. Na głębokości około 160 cm stwierdzono warstwę pożarową, której wiek określono na 2875 ± 30 BP (kal. 1190-930 BC), a kilkanaście centymetrów wyżej węgle drzewne wydатовane na 2765 ± 30 BP (kal. 1000-830 BC). Powyżej zalega poziom akumulacyjny gleby kopalnej przykryty miększą warstwą diamiktonu rolnego, pochodzącego z okresów późniejszych, prawdopodobnie z wczesnego średniowiecza.



Ryc. 3. Osady terasy rolnej na stanowisku Kwakowo 1

Faza przemian antropogenicznych rzeźby i osadów stokowych, która wiąże się z gospodarką wczesnośredniowieczną, w zlewni Perznicy przypada na lata 750-1250 n.e. Nastąpiło wówczas na dużą skalę uaktywnienie procesów stokowych, czego rezultatem jest powszechne formowanie teras rolnych na obrzeżach pól uprawnych. Wskazują na to oznaczenia wieku materiału z poziomu akumulacyjno-próchnicznego gleb kopalnych lub z warstw diamiktonu rolnego. Na stanowisku Kusowo 1 w obrębie terasy rolnej zachował się fragment poziomu gleby kopalnej przykrytej diamiktonem rolnym, której strop wydатовano na 895 ± 30 BP kal. 11030-1220 AD (ryc. 4).

Podane przykłady osadów ze zlewni Perznicy, w których formowaniu uczestniczył człowiek poprzez przyspieszenie procesów denudacji na gruntach wykorzystywanych dla potrzeb rolniczych, wskazują na znaczenie antropopresji w rozwoju rzeźby młodoglacjalnej Pojezierza Zachodniego.



Ryc. 4. Osady terasy rolnej na stanowisku Kusowo 1

Literatura:

- Kulczycka-Laciejewiczowa A., 2004. Początki rolniczo-hodowlanej eksploatacji środowiska naturalnego Nadodrza, W: *Zmiany środowiska geograficznego w dobie gospodarki rolno-hodowlanej. Studia z obszaru Polski*, Abłamowicz, D., Śnieszko Z., (red.), Muzeum Śląskie w Katowicach, 159-170.
- Podgórski Z., 2000. Antropogeniczne przekształcenie rzeźby terenu środkowej części dorzecza Strugi Toruńskiej. W: *Funkcjonowanie monitoringu geoekosystemów z uwzględnieniem lokalnych problemów ekologicznych*, G. Wójcik, K. Marciniak (red.), Polska Akademia Nauk, Komitet przy Prezydium PAN „Człowiek i Środowisko”, Zeszyty Nauk. 25., 105-115.
- Sinkiewicz M., 1998. Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski północnej. Wydaw. UMK, Toruń.
- Starkel L., 1996, Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 30, 21-38.
- Starkel L., 1998. Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew, *Dokumentacja Geograficzna*, IGI PAN, 11, Warszawa.
- Szpikowski J., 2005a. Wpływ denudacji antropogenicznej na zmiany pokrywy glebowej i morfologię stoków na obszarze młodogłacjalnym (zlewnia Perznicy, dorzecze Parsęty), W: A. Kostrzewski, R. Kolander (red.) *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie geoekosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji*, Bibl. Mont. Środ., Bugucki Wyd. Nauk., 183-194.
- Szpikowski J., 2005b. Zapis denudacji antropogenicznej w katenach stokowych zlewni Perznicy (dorzecze Parsęty), W: A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.) *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, Kraków, 431-437.



sesja 6
22 września 2006
9.00 – 11.20

Zabudowa hydrotechniczna rzek Przymorza jako odpowiedź na XIX-wieczne ekstremalne zjawiska hydrologiczne (przykład górnej Wieprzy)

Wacław Florek

Pomorska Akademia Pedagogiczna w Słupsku

W połowie XVII wieku na obszarze pasa pojeziernego rozpoczęto realizację poważnych projektów melioracyjnych. Przeważały wśród nich, podobnie jak i później urządzenia odwadniające, co musiało się przyczynić do wzrostu nierównomierności odpływu (a z czego ówczesni inżynierowie zapewne nie zdawali sobie sprawy). W XIX wieku w całej środkowej Europie nasiliły się powodzie; podobnie było na obszarze Pojezierzy i Pobrzeży. Maksymalne stany wody zanotowane pod koniec XIX wieku (szczególnie w latach 1888-1892) do dziś na wielu posterunkach (przede wszystkim położonych w dolnych biegach rzek) są najwyższymi, spośród dotychczas zaobserwowanych. Już w połowie XIX wieku spowodowało to nacisk na konieczność przeprowadzenia prac regulacyjnych. Na rzekach pomorskich rozpoczęto je w roku 1860, ale największe ich natężenie przypadło na dwie pierwsze dekady XX wieku.

Prace regulacyjne objęły pogłębianie koryt rzecznych, usuwanie z koryt głazów, pni drzewnych, piaszczystych łach, a przede wszystkim likwidację zakoli, umacnianie brzegów koryt oraz budowę jazów, tam i zbiorników wodnych. Na przełomie XIX i XX wieku rozpoczęto też realizację znacznych projektów hydroenergetycznych.

Działalność regulacyjna doprowadziła do wyraźnego skrócenia koryt, na dłuższych odcinkach o kilkanaście do dwudziestu paru procent (W. Florek, E. Nadaczna 1986), lokalnie nawet o 50% (W. Florek 1991). Spowodowało to wzmożenie erozji dennej, ale i bocznej, szczególnie zaznaczającej się poniżej elektrowni wodnych. Jest to rezultatem wzrostu prędkości płynięcia wody jako efektu zwiększenia spadku koryta i niedostatecznego rozproszenia energii spadku nieobciążonej rumowiskiem wody poniżej elektrowni.

Realizacja niektórych projektów, jak na przykład w środkowym biegu Słupi doprowadziła do radykalnej przebudowy układu odwodnienia oraz zmieniła rytm i zakres wahań przepływów na odcinkach znajdujących się poniżej elektrowni wodnych (W. Florek 1991, E. Florek 2001). Dzięki tamom i jazom koryta wielu rzek zostały podzielone na odcinki autonomiczne w procesach erozji, transportu i akumulacji, zwłaszcza grubszych frakcji rumowiska.

Warunki fizjograficzne (urozmaiconą rzeźbą terenu z licznymi zagłębieniami bezodpływowymi, znaczne zalesienie) i klimatyczne sprzyjają znacznemu wyrównaniu odpływu z obszaru górnej części zlewni Wieprzy. Znajduje to swoje odzwierciedlenie w niewielkim zróżnicowaniu stanów wody zarówno w korycie Wieprzy (w profilu Kwisno, na km – 0,6 m, a w Broczynie, na km – 1,2 m), jak i Studnicy (w profilu Ciecholub, na km 2,2 – 1,12 m). Dane te wskazują, że pojawienie się ekstremalnych XIX-wiecznych przepływów i związanych z nimi rozległych zalewów, obejmujących całe równie zalewowe mogło wywołać zaniepokojenie ówczesnych rolników nastawionych na ekstensywną hodowlę i sprzyjało realizacji projektów melioracyjno-regulacyjnych, których głównym celem było szybkie odprowadzanie wody z den dolin rzecznych, w okresach ich nadmiaru, to jest głównie wczesną wiosną. Przypadek sprawił, że realizacja tych projektów zbiegła się w czasie z początkiem ekspansji energetyki wodnej.

Główne rzeki dorzecza górnej Wieprzy (Wieprza i Studnica) od dawna były wykorzystywane gospodarczo. Świadectwa historyczne dowodzą, że co najmniej od roku 1562 były wykorzystywane do spławu drewna, ale ten rodzaj transportu upowszechnił się dopiero w XIX wieku (J. Lindmajer 1997, 1999), a zanikł w okresie międzywojennym, po wybudowaniu gęstej sieci utwardzonych dróg. W majątkach junkierskich powstawały, zwłaszcza w wiekach XVIII i XIX, liczne zakłady napędzane energią płynącej wody: folusze, tartaki i młyny wodne. Te ostatnie lokowano głównie na odcinkach dolin o genezie rynnowej (ze względu na znaczniejsze spadki). Począwszy od drugiej połowy XVIII wieku stale powiększały się też inwestycje

melioracyjne, którymi od roku 1843 zajmowały się spółki wodne, na przełomie XIX i XX wieku zastąpione w tym dziele przez biura budownictwa melioracyjnego. Ich dziełem były systemy (stokowy lub grzbietowy) nawadniania wyżej położonej fragmentów dolin i odwadnianie niżej leżących ich części. Prace regulacyjne rozpoczęto po roku 1860, a więc po powodziach, których skutki i zasięg na rzekach przymorskich nie zostały udokumentowane przez systematyczne obserwacje. Prace melioracyjne i regulacyjne przeprowadzone w dolinie Wieprzy objęły przede wszystkim jej odcinek sandrowy (poniżej Bożanki). W roku 1908 uruchomiono w Biesowicach (km 80,88 biegu Wieprzy) elektrownię wodną, która funkcjonuje do dziś. Poniżej, w Kępce (km 78,26) w roku 1913 i Kępicach (km 73,6), w roku 1918 uruchomiono kolejne elektrownie. Budowa wszystkich tych elektrowni związana była z przegradzaniem koryta i dna doliny zaporami ziemnymi z jazami i tworzeniem zbiorników wodnych. Również w dolinie Studnicy, na km 2,2 jej biegu, od co najmniej pierwszej połowy XIX wieku (przed rokiem 1849) funkcjonował jazem z młynem, który został później zastąpiony generatorem. Przegradzenie Wieprzy spowodowało zaburzenie wynoszenia grubszych frakcji rumowiska, czego skutkiem stało się całkowite zamulenie części użytkowej zbiornika biesowickiego. Do takiego stanu rzeczy przyczyniła się również i to w znacznym stopniu likwidacja licznych na górnych odcinkach Wieprzy i Studnicy urządzeń hydrotechnicznych, co było skutkiem polityki władz polegającej na wywłaszczaniu właścicieli i usuwaniu dzierżawców młynów wodnych i jazów. Zaniedbania w utrzymaniu infrastruktury hydrotechnicznej przyczyniły się do wzmożenia procesów korytowych. Ich efektem są liczne nisze erozyjne, dzielenie się koryta na ramiona za sprawą licznych kęp, tendencja do krętego biegu na odcinkach wcześniej wyprostowanych. Ogólnie biorąc koryto Studnicy jest o wiele bardziej stabilne, aniżeli koryto górnej Wieprzy.

Zaniechanie w ostatnich kilkudziesięciu latach prowadzenia prac ingerujących w koryto (za wyjątkiem niewielkich odcinków przy stopniach wodnych, miejscowościach, czy mostach; np. powtórne uruchomienie stopnia wodnego w Kępce, zabudowa wyrw w Kępicach 1997, czyszczenie brzegów – Korzybie 2002) powoduje stopniowe przywracanie pierwotnego charakteru koryta Wieprzy. Procesy dostosowawcze przejawiają się, między innymi dość silną erozją boczną (tempo bocznego przesuwania się wklęsłych brzegów meandrów w latach 1838-1938 sięgało lokalnie 4 m/rok) i stopniowym podnoszeniem się dna koryta, zwłaszcza na odcinku od Korzybia do Sławna. Trzeba jednak podkreślić, że odcinki intensywnej erozji brzegów są nieliczne, a ich długość niewielka, z wyjątkiem odcinków koryta położonych poniżej elektrowni w Biesowicach, Kępce i Kępicach. Jednocześnie postępuje zarastanie brzegów i przegradzanie koryta powalonymi drzewami.

Mając na uwadze, że odcinek rzeki pomiędzy Biesowicami a Korzybiem znajduje się na terenie Obszaru Chronionego Krajobrazu „Jezioro Łętowskie i okolice Kępic”, a na całej długości dolina Wieprzy pełni funkcję korytarza ekologicznego oraz w związku z projektem utworzenia Parku Krajobrazowego „Dolina Wieprzy i Studnicy” taki stan rzeczy można uznać za korzystny i pożądany.

Literatura:

- Florek E., 2001: *System energetyczny rzeki a przekształcenia rzeźby doliny Słupi*, W: *Materiały do monografii przyrodniczej Regionu Gdańskiego*, t. V, pod red. E. Gerstmannowej, Wydawnictwo Gdańskie, Gdańsk, s. 51-58.
- Florek W., 1991: *Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza*, Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Słupsku, Słupsk.
- Florek W., Nadaczna E., 1986: *Zmiany biegu Parsęty i Wieprzy w ciągu ostatnich dwustu lat w świetle analizy materiałów kartograficznych*, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 36A, s. 33-52.
- Lindmajer J., 1997: *Przyczynek do monografii małych rzek Pomorza Zachodniego na przykładzie Wieprzy w trzecim ćwierćwieczu XIX stulecia*, *Rocznik Koszaliński*, s. 35-53.
- Lindmajer J., 1999: *Rzeki na terenie Rejencji Koszalińskiej jako szlaki transportu towarowego w okresie od połowy lat czterdziestych do połowy lat sześćdziesiątych XIX wieku*, *Przegląd Zachodniopomorski* 14, 2, s. 103-110.

Transport zawiesiny w wezbraniach w zurbanizowanej zlewni rzeki Silnicy i rolniczo-leśnej Sufragańca (Góry Świętokrzyskie)

Tadeusz Ciupa

Akademia Świętokrzyska w Kielcach

W rzekach koncentracja zawiesiny podczas wezbrań jest zróżnicowana i ulega szybkim zmianom (Froehlich 1975, 1982, Krzemień, 1991, Ciupa 1991, 1993). Jak kształtuje się transport zawiesiny podczas wezbrań w rzekach odwadniających zlewnie o zmieniającym się, wraz z przyrostem ich powierzchni, charakterze zagospodarowania?

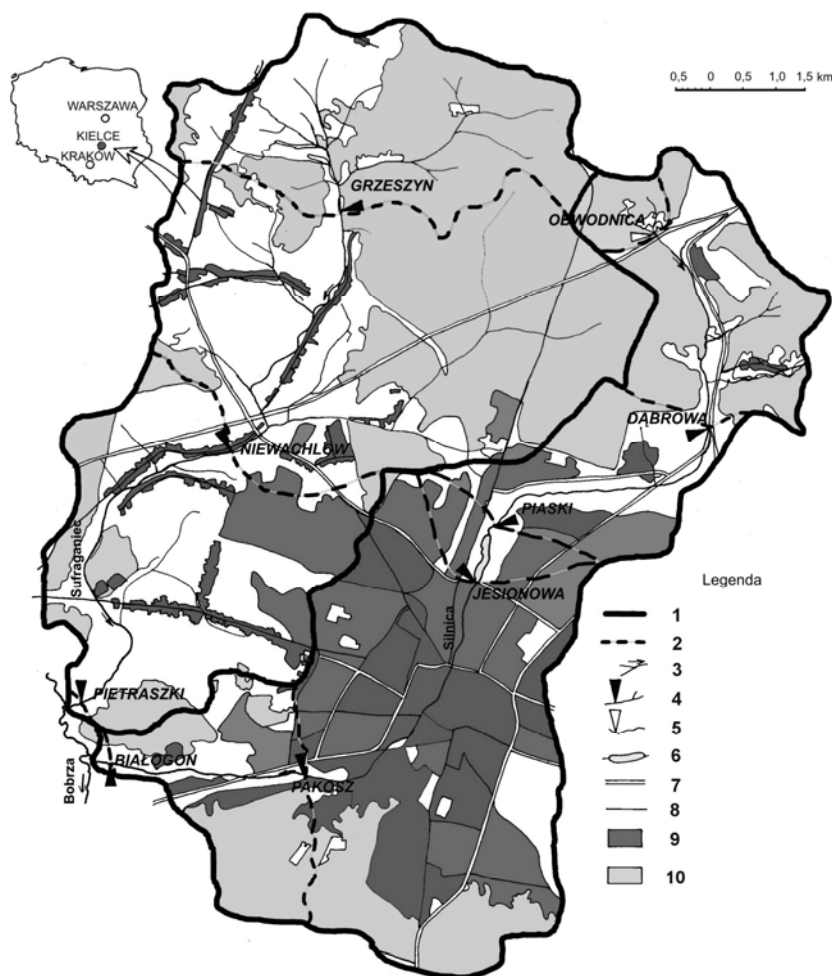
Celem pracy jest przedstawienie roli użytkowania terenu w kształtowaniu dynamiki i wielkości transportu zawiesiny podczas wezbrań na przykładzie rzeki Silnicy, której zlewnia w środkowej i dolnej części jest w znacznym stopniu zurbanizowana i Sufragańca odwadniającego zlewnię rolniczo-leśną z rosnącym w dół udziałem terenów zurbanizowanych.

Transport zawiesiny, w cyklu rocznym jak i podczas wezbrań, badany był głównie w zlewniach leśnych lub użytkowanych rolniczo (m.in. Froehlich 1975, 1982, 1992, Ciupa 1991, Krzemień 1991, Biernat, Ciupa 1992, Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński 1994, Świeca 1998, Święchowicz 2002). Natomiast, pomimo szybkiego wzrostu powierzchni terenów zurbanizowanych, ich wpływ na procesy dostawy i transportu sedymentu jest nadal słabo poznany. Niektóre aspekty tego zagadnienia przedstawił T. Ciupa (2005).

Badane zlewnie położone są w obrębie strefy miejskiej i podmiejskiej Kielc. Cechują się podobną powierzchnią, budową geologiczną, rzeźbą terenu, natomiast różnią się użytkowaniem ziemi. Powierzchnia zurbanizowanej zlewni Silnicy wynosi 49,40 km², a rolniczo-leśnej zlewni Sufragańca - 62,01 km².

W obrębie tych zlewni występują zlewnie cząstkowe o różnym charakterze użytkowania (ryc. 1). W górnej części zlewni Silnicy, po profil Dąbrowa, lasy zajmują 72,9 % ogólnej powierzchni zlewni. W kolejno, niżej położonych zlewniach cząstkowych: Piaski, Jesionowa i Pakosz zmniejsza się udział lasów, a wzrasta powierzchnia terenów zakrytych (drogi, utwardzone parkingi, zabudowania). Powierzchnie te są nieprzepuszczalne i słabo przepuszczalne oraz charakteryzują się bardzo małą retencyjnością i szorstkością. Zatem z powierzchni tych woda wraz ze zgromadzonymi substancjami, pochodzenia naturalnego i antropogenicznego, spływa z dużą łatwością. Między profilami Piaski i Jesionowa znajduje się zbiornik retencyjny o powierzchni 10,5 ha i pojemności 170 000 m³. Po profil Pakosz, położony poniżej centrum Kielc, udział terenów zakrytych wynosi 30,2 %. W dół zlewni po profil Białogon, wzrasta nieco powierzchnia lasów i łąk, a tereny zakryte zmniejszają się do 27,6 %. W zlewni Sufragańca udział lasów zmniejsza się w dół zlewni. Po profil Grzeszyn udział ten wynosi 65,5 %, a w zlewni po profil Pietraszki, który położony jest w odcinku ujściowym, zmniejsza się do 46,7 %. Natomiast powierzchnie słabo przepuszczalne lub nieprzepuszczalne zwiększają się odpowiednio od 1,7 % do 6,7 %.

W latach hydrologicznych 1998-2001 w ośmiu profilach hydrometrycznych (Silnica – 5, Sufraganiec – 3), pobierano o godzinie 7⁰⁰ próby wody o analiz koncentracji zawiesiny, a w położonym poniżej centrum Kielc profilu Pakosz dodatkowo o godz. 18⁰⁰. W profilach tych podczas wybranych wezbrań prowadzono pomiary koncentracji zawiesiny (odpowiednio: w półroczu letnim co 1 godz. od 7⁰⁰ do 20⁰⁰ i w zimowym – co 2 godz. od 7⁰⁰ do 19⁰⁰). Koncentrację zawiesiny określano standardową metodą sączkową.



Ryc. 1. Położenie i użytkowanie zlewni rzeki Silnicy i Sufragańca. Legenda: 1. Dział wodny główny; 2. Działy wodne do wodowskazów; 3. Cieki; 4. Wodowskazy obserwacji dobowych; 5. Wodowskazy obserwacji okresowych; 6. Zbiornik wodny; 7. Drogi główne; 8. Drogi drugorzędne; 9. Tereny zabudowane; 10. Lasy.

Przeprowadzone szczegółowe badania transportu zawiesiny, podczas kilkunastu wezbrań różnego typu, w profilu podłużnym badanych rzek pozwalają stwierdzić, że miał on zawsze niepowtarzalne cechy i przebieg. Są jednak pewne charakterystyki różnicujące, np. wezbrania roztopowe i opadowe, czy też wezbrania w poszczególnych profilach badawczych (tab. 1).

Podczas wezbrań roztopowych we wszystkich profilach widoczny był dobowy rytm odpływu i transportu zawiesiny, który nawiązywał do intensywności ablacji pokrywy śnieżnej, a ta do zmian temperatury powietrza. Rytm ten szczególnie był wyraźny w profilach Pakosz i Białogon, tj. zamykających zlewnie częściowe o największym stopniu urbanizacji. W profilach tych rejestrowano wówczas największe w ciągu roku wartości koncentracji zawiesiny i ich dobowe zróżnicowanie. Przykładem może być wezbranie roztopowe w dniach 27.02.-10.03.1999 r. kiedy to maksymalne koncentracje wystąpiły tu w godzinach popołudniowych osiągając odpowiednio: 1463,2 i 1112,3 mg dm⁻³ (tab. 1, ryc. 2). W tym samym czasie w zlewniach leśno-rolniczych i podmiejskich kształtowały się one w przedziale od 31,2 do 115,3 mg dm⁻³. W cyklu dobowym, podczas tego typu wezbrań, kulminacje odpływu wody wyprzedzały o kilka godzin kulminacje koncentracji zawiesiny, a najmniejsze różnice w czasie rejestrowano tu w profilach zamykających zlewnie zurbanizowane (Pakosz, Białogon). W zlewniach tych drogi, chodniki i parkingi stanowią bardzo istotny odsetek powierzchni całkowitej (odpowiednio: 20,8% i 18,9%). Powierzchnie te w większości wymagają zabiegów związanych z zimowym ich utrzymaniem, tj. stosowania piasku z solą (por. Sawicka-Siarkiewicz 2004). Ponadto na drogach

i w ich pobliżu gromadzą się wówczas zanieczyszczenia związane z ruchem pojazdów. Powierzchnie te stanowią nienaturalnie duże, sięgające miejscami wododziału, obszary dostawy materiału do koryt. Podczas odwilży śródziemnych i roztopów, gęstym systemem dróg i kanalizacji deszczowej, do koryt rzecznych bardzo szybko dopływa woda wraz z materiałem klastycznym. Wielokrotnie dokumentowano fakt, że koncentracja zawiesiny w wodach spływających z dróg i odpływających kanałami burzowymi była dziesiątki razy większa niż w tym samym czasie w rzece. Znacząca przewaga transportowanych wówczas ładunków zawiesiny związana była przede wszystkim z występującymi tu zanieczyszczeniami komunikacyjnymi. W tym okresie dostawa materiału z innych źródeł odgrywała znacznie mniejszą rolę. (Ciupa 2005).

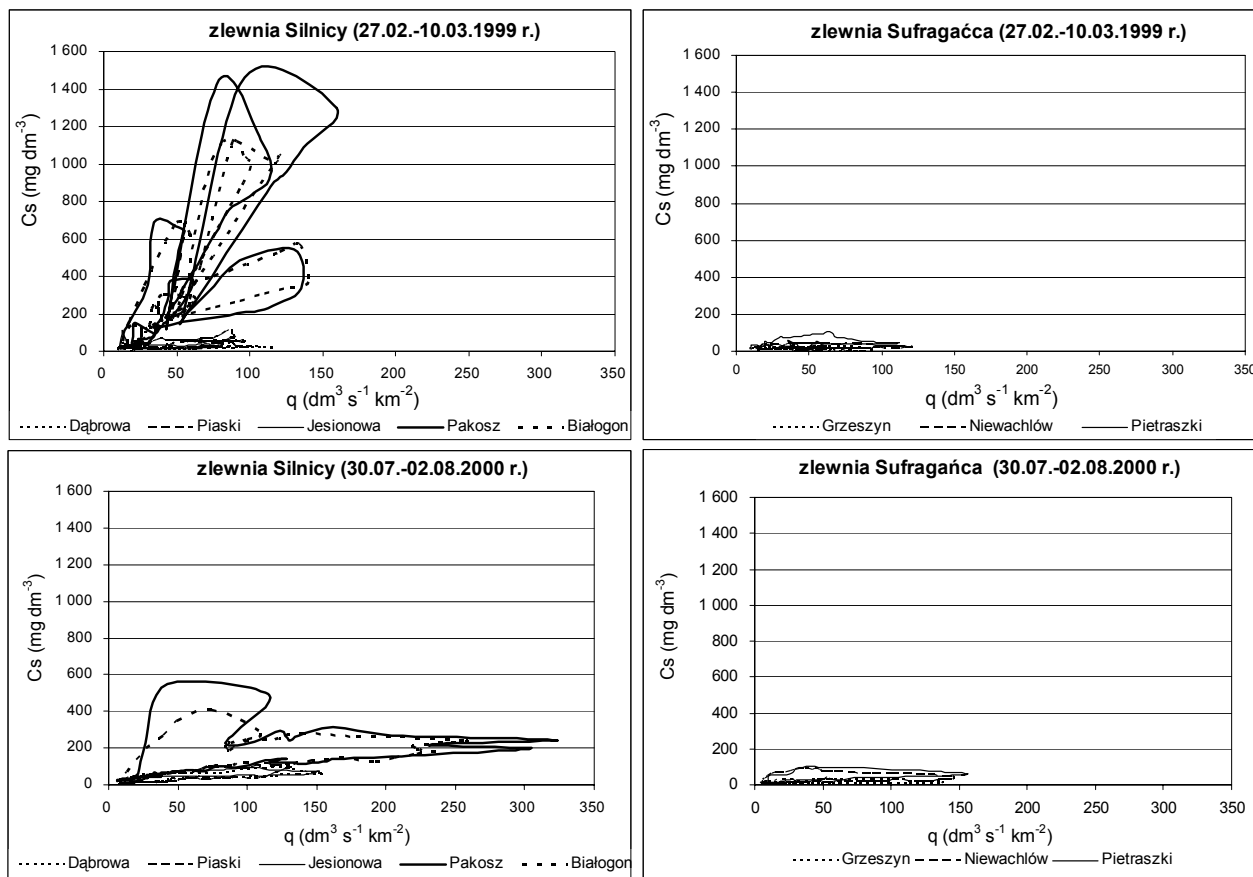
Tab.1. Ekstremalne i średnie wartości odpływu jednostkowego ($q - dm^3 s^{-1} km^{-2}$) oraz koncentracji zawiesiny ($Cs - mg dm^{-3}$) podczas wybranego wezbrania roztopowego i opadowego w profilach badawczych na rzece Silnicy i Sufraganiec.

rzeka	Profil badawczy	27.02-10.03.1999 r.						30.07-02.08.2000 r.					
		Min.		Śr.		Maks.		Min.		Śr.		Maks.	
		q	Cs	q	Cs	q	Cs	q	Cs	q	Cs	q	Cs
Silnica	Dąbrowa	15,0	5,4	50,6	20,7	116,0	66,3	7,5	6,9	48,0	31,7	154,4	91,1
	Piaski	10,5	9,9	44,5	33,5	96,2	115,3	8,0	9,6	50,4	35,7	131,0	113,2
	Jesionowa	9,8	7,5	41,3	21,7	79,1	109,0	8,7	17,8	53,5	42,6	151,8	91,6
	Pakosz	11,5	13,2	41,5	213,3	159,5	1463,2	5,8	19,6	74,9	108,7	323,8	545,9
	Białogon	9,2	11,4	39,7	219,9	140,2	1112,3	6,7	20,8	66,9	103,1	257,7	411,2
Sufraganiec	Grzeszyn	14,9	2,9	48,7	12,6	94,0	31,2	4,3	5,3	33,2	12,9	138,4	41,2
	Niewachłów	9,9	6,2	46,6	21,2	121,3	38,8	5,5	8,9	40,4	28,4	146,2	91,2
	Pietraszki	9,1	13,2	45,8	39,4	112,2	105,6	6,7	10,9	47,7	35,3	156,2	103,6

Podczas wezbrań letnich koncentracja zawiesiny w badanych rzekach miała inny przebieg i wartości niż podczas wezbrań roztopowych. Przykładem może być wezbranie w dniach 30.07-02.08.2000 r. wywołane opadami rozlewnymi (64,7 mm w ciągu 27 godz.). Maksymalne koncentracje zawiesiny, stwierdzone również w profilach zamykających zlewnie zurbanizowane (Pakosz - 545,9 $mg dm^{-3}$ i Białogon - 411,2 $mg dm^{-3}$), były jednak dużo niższe niż podczas wezbrań roztopowych. Wynika to z faktu, że w lecie podczas wydajnych opadów atmosferycznych, ograniczona jest przede wszystkim dostawa materiału klastycznego z dróg do koryta przy jednocześnie znaczącym wzroście spływu powierzchniowego. W pozostałych profilach różnice te nie były aż tak wyraźne (Tab. 1).

Związek między odpływem jednostkowym, a koncentracją zawiesiny podczas wybranych wezbrań, ukazujący pewne różnice w mechanizmie dostawy i transportu zawiesiny, przedstawia ryc. 2.

Przestrzenne zróżnicowanie koncentracji zawiesiny podczas wezbrań, w badanych zlewniach rzecznych, wykazuje zróżnicowanie sezonowe i nawiązuje wyraźnie do charakteru ich użytkowania i zagospodarowania. Koncentracja ta wykazuje wyraźny związek z powierzchnią terenów nieprzepuszczalnych (zakrytych) oraz gęstością dróg w poszczególnych zlewniach cząstkowych. Widać to szczególnie wyraźnie w zlewniach zurbanizowanych, kiedy to podczas wezbrań roztopowych materiał do transportu fluwialnego dostarczany jest powierzchniowo bezpośrednio z dróg, chodników i parkingów (Ciupa 2005). Na rolę dróg w dostawie materiału do transportu fluwialnego w zlewniach leśno-rolniczych zwracało uwagę wielu autorów (Froehlich 1982, 1992, Froehlich, Słupik 1986, Ciupa 1991, Święchowicz 2002).



Ryc. 2. Związek między odpływem jednostkowym (q), a koncentracją zawiesiny (C_s) podczas wybranego wezbrania roztopowego i opadowego w zlewni Silnicy i Sufragańca.

Literatura:

- Biernat T., Ciupa, T., 1992, Denudacja mechaniczna i chemiczna we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich. W: System denudacyjny Polski, A. Kotarba (Red.), Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, s. 133-148.
- Ciupa T., 1991, Współczesny transport fluwialny w zlewni Białej Nidy. Wyd. WSP Kielce.
- Ciupa T., 2005, Wpływ użytkowania na transport zawiesiny w małych zlewniach na przykładzie Silnicy i Sufragańca (Kielce). W: Kotarba A., Krzemień K., Święchowicz J. (red.), 2005, Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, 19-22 września 2005. Wyd. IGiPZ UJ, Kraków, s. 77-84.
- Froehlich W., 1975, Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej. Prace Geogr. IGiPZ PAN, 114.
- Froehlich W., 1982, Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin w górskiej zlewni fliszowej. Prace Geogr. IGiPZ PAN, 143.
- Froehlich W., 1992, Mechanizm erozji i transportu fluwialnego w zlewniach beskidzkich. W: Kotarba A. (Red.), 1992, System denudacyjny Polski, A. Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, s. 171-189.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994, Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni. SGP Poznań, s. 165.
- Krzemień K., 1991, Dynamika wysokogórskiego systemu fluwialnego na przykładzie Tatr Zachodnich. Rozpr. habil. 215. U J, Kraków.
- Sawicka - Siarkiewicz H., 2004, Ograniczanie zanieczyszczeń w spływach powierzchniowych z dróg. Ocena technologii i zasady wyboru. Dział Wydawnictw IOŚ, Warszawa, s. 208.
- Świeca A. 1998, Wpływ czynników antropogenicznych na rzeczny odpływ roztworów i zawiesin na międzyrzeczu Wisły i Bugu. Wyd. UMCS, Lublin.
- Święchowicz J., 2002, Współdziałanie procesów stokowych i fluwialnych w odprowadzaniu materiału rozpuszczonego i zawiesiny ze zlewni Podgórskiej. Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim t. 3. Wyd. IG i GP UJ, Kraków.

Wpływ zabudowy koryt rzecznych na przekształcanie den dolinnych rzek sudeckich w czasie ekstremalnych powodzi

Janusz Łach

Uniwersytet Wrocławski

Współcześnie ekstremalne wezbrania powodziowe w znacznym stopniu stymulowane są niekorzystną ingerencją człowieka w środowisko.

Nietrafnie oszacowane parametry przekrojów regulacyjnych koryt na obszarach o znacznym stopniu zabudowy, są niejednokrotnie bardzo istotnym czynnikiem powodującym dewastację ulic oraz budynków zlokalizowanych wzdłuż den dolinnych w czasie powodzi.

W czasie trwania wezbrania w wyniku małej przepustowości koryt i tworzenia się na nich licznych zatorów z drzew i krzewów, dochodzi do spiętrzania wód powodziowych, które następnie są zmuszane do zmiany kierunku ich płynięcia. Zmiany powodują bezpośrednio wzrost natężenia procesów transportu, erozji oraz depozycji rumowiska rzecznoego a pośrednio procesów stokowych. Jednakże obudowa koryt rzecznych i zabudowa równi zalewowej warunkuje w różnych typach dolin inny przebieg procesów powodziowych.

Powódź z 1997 roku z obszaru górnej części zlewni Nysy Kłodzkiej ukazuje dynamikę i strukturę przebiegu procesu powodziowego ze wskazaniem negatywnej roli, jaką pełni obudowa koryt oraz zabudowa równi zalewowej.

W górskich wciosowych dolinach zabudowa koryt powoduje duże nasilenie procesów erozji dennej i bocznej. Duże spadki koryt zwiększają prędkości i energię transportu mieszanego (blokowo-gruzowego), który może w czasie kulminacji fal powodziowych przyjmować charakter potoków gruzowo-błotnych (Łach 2003). Zabudowa łożysk dolin wciosowych powoduje w czasie powodzi chaotyczną depozycję grubofrakcyjnego materiału w odległości do 20m od aktywnego koryta. A fragmenty ze zniszczonych elementów zabudowy (cegły, pustaki, beton, asfalt) stają się składnikami budującymi współczesną strukturę form popowodziowych.

W dolinach skrzynkowych o płaskich dnach i mniejszych spadkach koryt negatywny wpływ zabudowy powoduje nasilenie głównie procesów erozji bocznej oraz depozycji pozakorytowej. Transport mieszany, który w czasie kulminacji ma charakter gładowo-żwirowy umożliwia unoszenie głazów o średnicy 35 cm na wysokość 1,5 - 2,0 m i zdeponowanie go w odległości kilkudziesięciu metrów od głównego nurtu.

W tym typie dolin akumulacja ma miejsce w strefie:

- korytowej w formie:

- odsypów śródkorytowych i przykorytowych,
- cieni sedymentacyjnych na drzewach

- oraz pozakorytowej w formie:

- wałów brzegowych,
- cieni sedymentacyjnych powstałych m.in. na elementach antropogenicznych,
- stożków napływowych – antropogenicznych (z przerwania wałów przeciwpowodziowych lub kolejowych) i
- kamieńców gładowo-żwirowo-piaszczystych.

W dnach dolin płaskodennych górnej części Zlewni Nysy Kłodzkiej zajmowanych m.in. przez: Stronie Śląskie, Radochów, Trzebieszowice, Żelazno przebieg powodzi był mniej dramatyczny niż w strefie górskiej; Goworów, Międzygórze. Przejście fali powodziowej o wysokości 2 m przez obiekty piętrzące w tych miejscowościach powoduje dewastację obwałowań koryt wraz z wąską strefą traktowaną jako pasy zieleni, drogi spacerowe oraz drogi komunikacyjne. Jednakże tam gdzie dochodzi do powstania przeszkód na drodze przepływów

powodziowych zachodzą spektakularne zjawiska. Zerwane mosty w czasie kulminacji są przyczyną powstania dużych zatorów, powodujących rozlanie się wody powodziowej na znaczne powierzchnie a siła wody w pobliżu głównego nurtu przyczynia się do awulsji koryt, chaotycznej depozycji oraz w wyniku transportu mieszanego do dużego zniszczenia infrastruktury gospodarczo-mieszkaniowej. Powstałe przeszkody przyczyniają się do rozłokowania koryt oraz depozycji pozakorytowej, która ma charakter lokalny (wpływ przeszkód). Depozycja ta może osiągnąć nawet 0,95 m miąższości oraz kilkadziesiąt tysięcy m² powierzchni (tab.1).

Tab. 1. Powierzchnia i objętość żwirowisk zdeponowanych w czasie powodzi w 1997 roku w strefie korytowej i pozakorytowej.

Nazwa cieku	Powierzchnia osadów korytowych w [m ²]	Powierzchnia osadów poza korytowych w [m. ²]	Objętość osadów popowodziowych w [m ³]
Wilczka	-	434 385	781 893
Goworówka	-	144 000	25 920
Biała Łądecka	3322	50080	22 536

Współczesne procesy ekstremalnych wezbrań powodziowych na obszarze Sudetów Wschodnich warunkowane są morfologią dolin i występującą w ich dnach zabudową. Powódź z 1997 roku umożliwiła wydzielenie potencjalnych obszarów narażonych na silne oddziaływanie procesów powodziowych. Badania pozwoliły stwierdzić, iż na przebieg i rozmiary powodzi w górnej części zlewni Nysy Kłodzkiej mają znaczący wpływ urządzenia hydrotechniczne oraz zlokalizowane blisko koryta zabudowania. To te elementy wpływają na powstawanie nowego typu form popowodziowych. Obudowane koryta rzeczne w obszarach miejskich i wiejskich, zwiększają w czasie powodzi prędkości przepływów, które następnie zwiększają transport dennego rumowiska. Uszkodzone elementy obudowy koryt (betonowe, kamienne opaski) oraz uszkodzone mosty i kładki powodują nasilenie procesów erozyjnych, którym towarzyszy szybka i chaotyczna depozycja grubego i bardzo grubego materiału.

Można stwierdzić, iż budowle hydrotechniczne chroniące doliny rzek przed rozległymi zalewami podczas dużych powodzi, zamiast redukując żywioł wód powodziowych, wpływają za ich pośrednictwem na znaczne przekształcenia den dolinnych.

Powodzie z XX wieku a w szczególności z 1997 roku uświadomiła nam, że rzeki dolin Sudetów Wschodnich mimo prowadzonych od XIX wieku regulacji w czasie dużych wezbrań ukazują swój quasi-naturalny charakter.

Literatura:

Łach J. 2003, Zmiany w morfologii den dolinnych Nysy Kłodzkiej i Białej Łądeckiej powstałe w wyniku powodzi w lipcu 1997 roku, Praca Doktorska IGiRR UW.

Geomorfologiczne skutki powodzi w rzekach uregulowanych na przykładzie środkowej Bzury

Elżbieta Kobojek
Uniwersytet Łódzki

Od początku XIX w. dość powszechnie na obszarze ziem polskich regulowano rzeki dla osiągnięcia różnych korzyści. Także w tym czasie rozpoczęto prace regulacyjne w środkowym odcinku doliny Bzury w okolicach Łowicza, w środkowej Polsce. Badania procesów w rzece uregulowanej prowadzono w odcinku o długości 40 km, od Urzecza do Kompiny. Bzura jest tu rzeką średniej wielkości. Średni przepływ Bzury wynosi $23,2 \text{ m}^3/\text{s}$, a amplituda stanów wód w korycie osiąga ok. 3-4 m. Nieregularność przepływu Bzury wyliczona dla wielolecia w Łowiczu wynosi 211 (Dynowska 1991). W półroczu zimowym z dorzecza Bzury odpływa 67% odpływu rocznego, zaś w letnim jedynie 33% (Maksymiuk 1993).

Okolice Łowicza wyróżniają się zdecydowanie największą intensywnością gospodarki rolnej w Polsce, obok Kujaw i Wielkopolski. Regulacja Bzury związana była z maksymalnym wykorzystaniem gruntów w dolinie, co wymagało osuszenia nadmiernie uwilgotnionego terenu oraz zapobieganie powodziom (Kobojek 2004).

Bzura i dolne odcinki jej dopływów wykorzystują dno rozległej formy zwanej pradoliną. Dno pradoliny ma zmienną szerokość: od 1,6 – 2 km na zachód od Łowicza, w samym mieście osiąga tylko 0,7 km, a poniżej Łowicza szerokość ponownie wzrasta do 1 km. Powierzchnia jest płaska, ale posiada złożoną budowę geologiczną (Lencewicz 1927, Brzeziński 1991, Kobojek 2000, 2004). W obrębie dna występują osady vistuliańskie (żwiry, piaski i mułki) i holoceni (piaski, namuły, torfy), a miejscami blisko powierzchni zalega warciańska glina zwałowa. Na przełomie XVIII i XIX w., na odcinku od Urzecza do Łowicza, Bzura płynęła kilkoma korytami i miała charakter rzeki anastomozującej. Dno pradoliny było zabagnione, trudno dostępne, a na korytach Bzury pracowało wiele młynów wodnych. Natomiast poniżej Łowicza, Bzura była rzeką silnie meandrującą, a dno pradoliny było mniej zawiłotnione.

W dolinie Bzury przeprowadzono prace regulacyjne w pierwszej połowie XIX w. i na początku XX w., a w latach 30. i 60. XX w. także melioracyjne. Najwcześniej prowadzono prace powyżej Łowicza. Jedno z wybranych, dawnych koryt wyprostowano, zwężono i pogłębiono, a w innych miejscach wykopano nowe koryto, tzw. „Nowa Bzura”, którym popłynęła główna masa wody. W wyniku regulacji odcięto liczne zakola i mniejsze koryta rzeki anastomozującej. W miejsce meandrujących koryt wprowadzono prostolinijne 7-9 kilometrowe odcinki. Zmieniono krętość rzeki, która obecnie wynosi 1,07. Nieco mniej drastycznie przeprowadzono regulację Bzury poniżej Łowicza w drugiej połowie XIX w. Tutaj także odcięto zakola, ale zachowano liczne łuki i nie kopano długich prostolinijnych odcinków. W całym analizowanym fragmencie rzeki nie wzmacniano w szczególny sposób brzegów, wszystkie one wycięte są w naturalnym materiale. Wały przeciwpowodziowe usypano jedynie w obrębie Łowicza.

Regulacja Bzury wpłynęła nie tylko na zmianę układu koryta, ale także na przebieg procesów fluwialnych. Tuż po przeprowadzeniu prac wzrosło tempo erozji dennej, co doprowadziło do dużego pogłębienia i stabilizacji koryta. Współczesna rzeka w wielu odcinkach płynie głębokim rowem. Kilkadziesiąt lat po przeprowadzeniu prac regulacyjnych tempo erozji bardzo zmniejszyło się, ale do niższej występującego poziomu wód w korycie zaczęły nawiązywać wody gruntowe, które także obniżyły się w dolinie pradoliny. Wszystkie te procesy spowodowały nadmierne osuszenie dna pradoliny Bzury.

W wyniku prac regulacyjnych zmieniony został spadek koryta, który nadal ma wpływ na przebieg procesów powodziowych, w tym także na sedimentację osadów. W badanym fragmencie Bzury wyróżnić można trzy odcinki różniące się spadkiem koryta: od Urzecza do

Maurzyc 0,54‰, od Maurzyc do Łowicza jedynie 0,17 ‰, a poniżej Łowicza ponownie wzrasta do 0,43‰. W odcinkach tych różnie zachodzą także procesy ekstremalne.

W odcinku o dużym spadku od Urzecza do Maurzyc rzeka płynie prostym, głębokim wąwozem o stromych brzegach. W dzień w wielu miejscach występują liczne duże kamienie, co przy niskich stanach wód powoduje, że rzeka wygląda jak spieniony górski potok. W czasie wiosennych roztopów poziom wody znacznie się podnosi, ale nie występuje ona z koryta. Zalewana jest tylko wąska strefa, półka o szerokości od 5 do 10 m. Także w tej strefie zachodzi akumulacja. Osadzone są głównie piaski średnioziarniste, dobrze wysortowane. W wielu miejscach dno doliny zalane jest wodą, ale jest to woda pochodząca bezpośrednio z topniejącego śniegu, a nie z koryta. Brak tu przyrostu osadów powodziowych, madowych. Nadal w rzeźbie widoczne są stare, odcięte koryta Bzury, niewypełnione materiałem powodziowym.

Proste siedmiokilometrowe odcinki koryta nie są niszczone w czasie przepływów ekstremalnych. Erozja boczna zachodzi jedynie w obrębie dwóch zakoli w Maurzycach, gdzie wysoki brzeg zbudowany jest z jednorodnych piasków vistuliańskich, a erozja denna obserwowana jest w Strugienicach w miejscu dawnego stawu młyńskiego.

Natomiast od Maurzyc do Łowicza woda płynie w niezbyt głębokim korycie, o niewielkim spadku rzędu 0,17‰. W tym odcinku występują coroczne wielkie rozlewiska, gdy w czasie wiosennych roztopów woda występuje z koryta i zalewa dno doliny. Regularne powodzie spowodowane są małym spadkiem koryta Bzury oraz szybkim dopływem wód z uregulowanych dopływów. Na krótkim, trzykilometrowym, odcinku wpływają wody Śludwi, Bobrówki i Uchanki, a Bzura płynąca po płaskim obszarze nie jest w stanie szybko odprowadzić tej wody. W tym odcinku akumulowane są osady wałów przykorytowych oraz osady piaszczysto-mułkowe (madowe). Powódź nie ma tu charakteru nagłego, a w wielu miejscach poza wałami przeciwpowodziowymi w Łowiczu woda pojawia się w wyniku podniesienia się poziomu wód gruntowych.

Poniżej Łowicza, do Kompiny, spadek koryta ponownie wzrasta do 0,43‰, odpływ jest szybszy i powodzie występują sporadycznie, głównie związane z podniesieniem poziomu wód gruntowych.

Prace regulacyjne koryta Bzury prowadzone w różnym czasie i z różną intensywnością przyczyniły się do zmniejszenia zagrożenia powodziowego w jednym miejscu, ale przeniosły to niebezpieczeństwo na inny obszar. W odcinku rzeki o dużym spadku, od Urzecza do Maurzyc, obserwuje się stabilizację koryta, zminimalizowane zostało także tempo nadbudowy równi zalewowej. Przyspieszenie odpływu wód w tym fragmencie spowodowało przeniesienie zagrożenia powodzią w okolice samego Łowicza, co dodatkowo potęgowane jest szybkim dopływem wód z uregulowanych dopływów.

Literatura:

- Brzeziński M., 1991, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Łowicz (555), Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- Dynowska I., 1991, *Obieg wody, (w:) L. Starkel (red.), Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze, PWN, Warszawa, 355-387.*
- Kobojek E., 2000, *Morfogeneza doliny Rawki, Acta Geogr. Lodz., 77.*
- Kobojek E., 2004, *Środowiskowe skutki melioracji i regulacji rzek w dolinie Bzury w okolicach Łowicza, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica, 6, 31-46.*
- Lencewicz S., 1927, *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla, PIG, Prace, 2.*
- Maksymiuk Z., 1993, *Wody powierzchniowe i podziemne, (w:) S. Pączka (red.) Środowisko geograficzne Polski środkowej, Wyd. UŁ, Łódź, 94-108.*

Złodzenie Wisły w Toruniu

Bogusław Pawłowski

Uniwersytet im. M. Kopernika w Toruniu

W ciągu ostatnich 200 lat ustrój lodowy rzek w Polsce ulegał zmianom: zachodzącym w wyniku procesów naturalnych, np. zmian klimatycznych oraz antropogenicznym, których wpływ zaznaczał się wyraźnie już w krótkich seriach danych obserwacyjnych. Na mapie sieci wodowskazowej Polski, Toruń jest miejscem szczególnym, gdyż właśnie tu prowadzone były pierwsze systematyczne obserwacje stanu wody i złodzenia rzeki Wisły.

W opracowaniu wykorzystano serię danych obejmującą lata: 1861-2003 dla wszystkich zjawisk lodowych i dłuższą, 1814-2003 serię danych dla samej pokrywy lodowej. Część wyników porównano z podobną analizą przeprowadzoną dla posterunku Korzeniowa, znajdującego się poniżej Torunia. Przedmiotem analizy złodzenia Wisły w Toruniu były m. in.: zmienność terminów początku i końca zjawisk lodowych oraz pokrywy lodowej, zmienność czasu trwania zjawisk lodowych i zalegania pokrywy, oraz częstość pojawiania się pokrywy lodowej i jej udział w całości cyklu złodzenia. W analizowanym okresie czasu w przebiegu złodzenia Wisły w Toruniu zaszły spektakularne wręcz zmiany. Oprócz dostrzegalnego ocieplenia klimatu, które znajduje bardzo wyraźne odzwierciedlenie w średniej temperaturze zim, na zmiany ustroju lodowego Wisły w Toruniu wpłynęły: regulacja rzeki, powstanie i praca zapory we Włocławku oraz akcje lodołamania.

W analizowanym okresie czasu stwierdzono znaczne skrócenie okresu występowania zarówno zjawisk lodowych (z 60-120 dni do 30-80 dni) jak i pokrywy lodowej (z 40-100 dni do 20-60 dni) oraz coraz częstsze występowanie sezonów zimowych bez pokrywy lodowej, które obecnie przeważają w całości notowań. W XIX wieku, sytuacje takie stanowiły sporadyczne przypadki. Przeciętny termin pojawienia się zjawisk lodowych w okresie analizowanych przeszło 140 lat, przesunął się mniej więcej z 20 listopada na 15 grudnia, a termin zaniku z 16 marca, na przełom lutego i marca. Termin pojawiania się pokrywy lodowej przesunął się z 20 grudnia na 10 stycznia, a zaniku pokrywy, z pierwszej dekady marca na drugą dekadę lutego. Obliczono tendencje zmian w przeliczeniu na 100 lat, wyniosły one odpowiednio: -34 dni - dla czasu trwania zjawisk lodowych, -39 dni - dla czasu zalegania pokrywy lodowej, 19 i 13 dni, odpowiednio dla początku zjawisk i pokrywy lodowej, -11 i -8 dni, odpowiednio dla końca zjawisk lodowych i pokrywy lodowej. Udział pokrywy lodowej w całości cyklu złodzenia zmieniał się w tempie -31%/100 lat.

Przeanalizowanie zmian w czasie, oraz porównanie ich z analizą serii danych z Korzeniowa, na tle danych klimatycznych, pozwoliło na orientacyjne wskazanie wpływu pracy zapory We Włocławku (od 1970 roku), oraz regulacji Wisły (przełom XIX i XX wieku) na poszczególne parametry opisujące ustrój lodowy Wisły w Toruniu. Po regulacji nastąpiło skrócenie czasu trwania pokrywy lodowej i jej udziału w całości zjawisk a także częstości pojawiania się. Od momentu wybudowania zapory we Włocławku, wymienione wyżej tendencje ponownie się nasiliły. Doszło także do skrócenia czasu trwania zjawisk, poprzez przesunięcie terminów zarówno ich początku jak i końca.

Zanieczyszczenia małych rzek rolniczych substancjami nawozowymi

Tadeusz Durkowski

Instytut Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach
Zachodniopomorski Ośrodek Badawczy

Ocenianie obecnego stanu zanieczyszczenia wód i ładunków składników chemicznych wynoszonych z małych zlewni rolniczych jest utrudnione z powodu ograniczenia pomiarów, przez instytucje monitorujące (stężenia i przepływy), do większych rzek i to przeważnie na ich odcinkach ujściowych (Durkowski 2004, Koc 1998, Winkler, Roy, Kamińska 2001). O genezie związków nawozowych transportowanych przez wody rzek decyduje sposób zasilania oraz istnienie wielu źródeł zanieczyszczeń, zróżnicowanych pod względem natężenia i charakteru emisji. Skład chemiczny wód powierzchniowych w zlewniach rolniczych uwarunkowany jest przede wszystkim tłem geochemicznym oraz intensywnością jej użytkowania warunkującą dopływ zanieczyszczeń obszarowych. W kształtowaniu chemizmu wód coraz większe znaczenie mają zanieczyszczenia punktowe, ścieki bytowo-gospodarcze a także odcieki z coraz liczniejszych oczyszczalni ścieków szczególnie w rzekach o małych przepływach. Zagrożenia jakości wód małych rzek wynikają z faktu korzystania z gruntów położonych w bezpośrednim sąsiedztwie przez różnych użytkowników oraz wprowadzania zanieczyszczeń z wielu źródeł rozproszonych. Obserwacje i przeprowadzone badania wskazują, że o stężeniach i ich zmianach decydują czynniki naturalne i antropogeniczne (Durkowski, Burakiewicz 1996, Sapek 1996, Koc, Sidoruk 2005). Według danych WIOŚ (Raport 2004) jakość wód powierzchniowych na terenie Pomorza Zachodniego ulega poprawie na skutek znacznego zwiększenia nakładów na budowę oczyszczalni ścieków i sieci kanalizacyjnej, a także zmniejszenia ilości ścieków przemysłowych oraz zmian zachodzących w rolnictwie. Najwyższe stężenia składników biogennych obserwuje się w wodach małych rzek i cieków w zlewniach typowo rolniczych (Durkowski, Woroniecki 2001, Zabłocki, Pieńkowski, Kupiec 2001, Bartoszewicz 2005). Jakość tych wód często wpływa na stan zanieczyszczenia większych rzek, a także jezior będących ich odbiornikami. Biorąc pod uwagę wielorakość przyczyn zanieczyszczenia wód ważnym do rozwiązania problemem jest szczegółowa ocena ich jakości na obszarach wiejskich w ujęciu przestrzennym. Pozwoli to na wybór skutecznych sposobów ograniczania ładunku zanieczyszczeń pochodzących z działalności rolniczej oraz na poprawę jakości lokalnych zasobów wodnych [Durkowski 2005, Pawlik-Dobrowolski, Durkowski 1998, Sapek 1999]. Zmiana systemu gospodarki rolnej w latach dziewięćdziesiątych XX wieku tylko w minimalnym stopniu poprawiła złą sytuację na obszarach wiejskich z lat poprzednich. Obecnie pojawia się coraz większa ilość gospodarstw z intensywną produkcją roślinną oraz zwierzęcą. Produkcja zwierzęca prowadzona często jest bez zabezpieczenia odpowiednich urządzeń do gromadzenia stałych i płynnych odchodów zwierzęcych. Należy, więc spodziewać się dalszych negatywnych skutków dla środowiska wodnego.

Celem badań, których wybrane wyniki zaprezentowano w opracowaniu, było ocena zmian stężeń składników nawozowych w dwóch małych nizinnych rzekach, w latach 1994-1997 – załamania się rolnictwa (znaczny spadek nawożenia) oraz w latach 2002-2005 wzrostu produkcji rolniczej szczególnie w rejonie Niziny Pyrzyckiej.

Obiekt i metody badań

Badania prowadzono w latach 1993-2005 na dopływach jeziora Miedwie m.in. na rzece Kanał Młyński (Sicina) i Gowienicy – małych rzekach nizinnych (Miedwie od roku 1976 jest głównym źródłem wody pitnej dla Szczecina – pobór około 90 tys. m³·doba⁻¹). Zlewnie obu rzek położone są w makroregionie Pobrzeże Szczecińskie (313.2-3), mezoregionie Równina Pyrzycko-Stargardzka (313.31) a zlewnia Kanału Młyńskiego częściowo leży także w makroregionie Pojezierze Zachodniopomorskie (314.40 w mezoregionie Pojezierze Myśliborskie (314.41). Blisko 73% zasobów wód zgromadzonych w jeziorze pochodzi z

dopływów powierzchniowych. Kanał Młyński jest lewobrzeżnym dopływem rzeki Płoni, do której wpada około 500 m przed ujściem do jeziora Miedwie. Posiada zlewnię o pow. około 87 km² położoną na terenie gmin Pyrzyce, Lipiany i średnim przepływie (SSQ) 0,30 m³·s⁻¹ (za lata 1986-1995). Za okres zimowy średni przepływ wynosi 0,42 m³·s⁻¹ a za letni tylko 0,18 m³·s⁻¹. Cały obszar zlewni zajmują prawie wyłącznie użytki rolne (87%), z czego ponad 74% to grunty orne o wysokich klasach bonitacyjnych. Kanał Młyński przepływa przez miasto Pyrzyce (około 13 tys. mieszkańców) a w zlewni położonych jest 10 wsi zaopatrywanych w wodę z sieci zbiorczej. Wsie są częściowo skanalizowane a ścieki odprowadzane są do 4 oczyszczalni o różnej skuteczności oczyszczania.

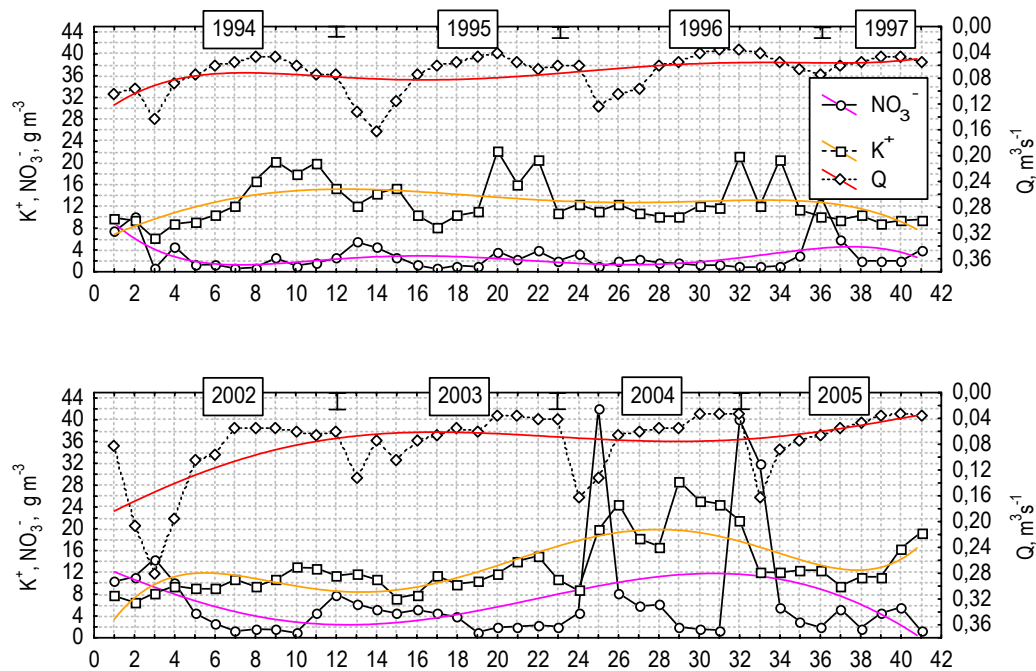
Rzeka Gowienica posiada zlewnię o powierzchni 63,65 km² położoną na terenie dwóch gmin: Stargard Szczeciński i Warnice. Średni przepływ (SSQ za lata 1994-2005)) wynosi 0,08 m³·s⁻¹. Za okres zimowy średni przepływ wynosi 0,10 m³·s⁻¹ a w okresie letnim tylko 0,05 m³·s⁻¹. Zlewnia Gowienicy jest typową zlewnią rolniczą o intensywnym sposobie gospodarowania. W zlewni dominują gleby bardzo dobre i dobre (czarne ziemie pyrzyckie) stanowiące blisko 96% użytków rolnych, z czego na grunty orne przypada 86%, a na łąki i pastwiska 10%.

W obu zlewniach występują bardzo dogodne warunki agroklimatyczne dla intensywnej uprawy zbóż (pszenica, jęczmień) i roślin przemysłowych (buraki cukrowe, rzepak). Poziom hodowli zwierząt jest średni, że znaczną przewagą hodowli trzody chlewnej. Użytkowanie ziemi w zlewni (bardzo mały udział użytków zielonych, brak lasów) w zasadniczy sposób kształtuje stosunki hydrologiczne oraz ilość i formę pierwiastków chemicznych w wodach powierzchniowych.

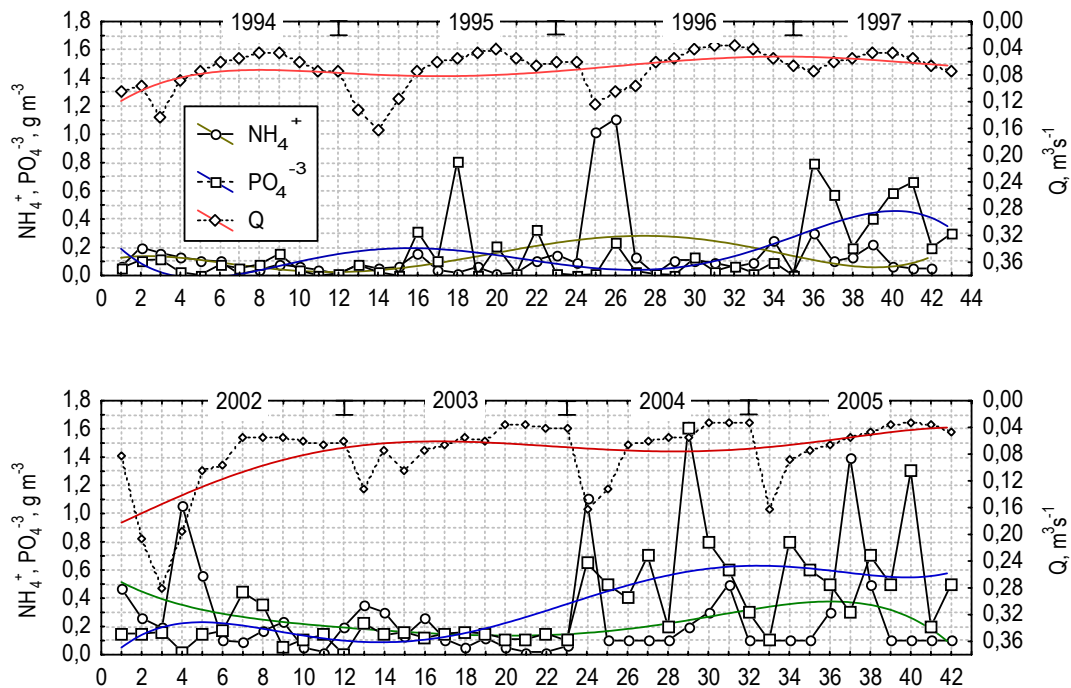
Ciągłe obserwacje hydrologiczne prowadzone były w latach 1986-1997 na Kanale Młyński (IMGW Poznań) i okresowo (średnio, co miesiąc - IMUZ) na Gowienicy. W przekrojach wodowskazowych wykonywano pomiary prędkości przepływu w celu oceny wielkości przepływu Q (krzywe konsumpcyjne). Od roku 2002 na rzece Gowienicy prowadzone są ciągłe pomiary stanu wód (automatyczna stacja pomiarowa – Data logger MDS-Dipper). Próbkę wody do analiz chemicznych pobierano, co miesiąc. W próbkach oznaczano stężenie NO₃, NH₄, PO₄, K oraz wartość pH i przewodności. Oznaczano tylko składniki rozpuszczone w wodzie. Parametry jakości wód oznaczano metodami: odczyn – elektrochemicznie wg PN-90/C-04540.01, azot amonowy metodą fotometryczną indofenolową, azotany metodą fotometryczną indofenolową z nitrospektralem, fosforany metodą fotometryczną z molibdenianem amonu wg PN-83/C-04537.02, potas fotometrycznie wg metodyki proponowanej przez firmę Slandi. Wyniki pomiarów i analiz chemicznych stanowiły podstawę analiz i obliczeń, średniego stężenia obliczonego jako średnie arytmetyczne dla roku, ładunku składników chemicznych jako iloczynu stężeń chwilowych oraz objętości przepływu Q w badanych przekrojach.

Wyniki badań

W wodach badanych rzek występuje duże zróżnicowanie stężeń badanych składników chemicznych. Okresowo notowane były wysokie stężenia szczególnie azotanów i fosforanów. Z wodami rzek do Miedwia wprowadzane były znaczne ładunki składników nawozowych np. z wodami Gowienicy wpływało średnio rocznie 15,5 T azotanów przy wahaniami od 3,4 do 31 T. W latach 2002-2005 zaobserwowano tendencje wzrostu stężeń badanych składników nawozowych.



Rys. 2 Tendencje zmian średnich miesięcznych stężeń azotanów i potasu na tle przepływów. Rzeka Gowienica



Rys. 2. Tendencje zmian średnich stężeń miesięcznych azotu amonowego i fosforanów na tle przepływów. Rzeka Gowienica.

Literatura:

- Durkowski T., Burakiewicz B., Burczyk K. P. 1996. Ocena wnoszenia azotu w wodach powierzchniowych do jeziora Miedwie w latach 1997-1994. Konferencja Nadmiar azotu w rolnictwie czynnikiem zagrożenia zdrowia człowieka Wyd. IMUZ Falenty: 23-29.
- Durkowski T., Wesołowski P. 2000. Inwestycje proekologiczne a stan zanieczyszczenia środowiska wodnego w wybranych zlewniach cząstkowych jeziora Miedwie. Międzynarodowa konferencja: Ochrona i rekultywacja jezior. Przysiek-Toruń: 89-100.
- Durkowski T., Woroniecki T. 2001. Jakość wód powierzchniowych obszarów wiejskich Pomorza Zachodniego. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. 476: 365-371.
- Durkowski T. 2004. Zmiany jakości wód głównych dopływów jeziora Miedwie. W: Ochrona i rekultywacja jezior. V Konferencja naukowo-techniczna. Grudziądz. 2004: 15-24.
- Koc J. 1998. Wpływ intensywności użytkowania terenu na wielkość odpływu biogenów z obszarów rolniczych. Rocz. AR Poznań 307, Rol. 52: 101-106.
- Koc J., Sidoruk M., 2005. Wpływ użytkowania zlewni na ładunek fosforu dopływający do jezior z wodami powierzchniowymi
- Pawlik-Dobrowolski J., Durkowski T. 1998. Ocena transferu zanieczyszczeń w wodach zlewni cząstkowych rzeki Krzekny. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. 458: 461-471.
- Raport o stanie środowiska w województwie zachodniopomorskim w latach 2002-2003. 2004. Biblioteka Monitoringu Środowiska. IOŚ Szczecin: 336 ss
- Sapek A. 1996. Udział rolnictwa w zanieczyszczaniu wody składnikami nawozowymi. Zeszyty Edukacyjne 1/96, IMUZ Falenty: 9-33.
- Sapek A. 1999. Nitrogen balance and cycling in Polish agriculture. Konf. „Obieg i bilans azotu w rolnictwie polskim”, Falenty/Nadarzyn 1-2.12.1998. IMUZ Falenty: 7-24.
- Winkler L., Roy M., Kamińska G., 2001. Przybliżone ładunki niektórych form azotu, fosforu oraz zawiesiny wnoszone do jeziora Miedwie ze zlewni Płoni w latach 1998-2000. Zesz. Probl. Nauk Rol. z. 475, 513-525.

Zmienność geoakumulacji metali ciężkich (Pb, Cd, Ni, Zn, Cu) w warunkach ekstremalnych przepływów Odry (Oława-Wrocław) na tle współczesnej morfologii i litologii równi zalewowych

Sylwia Horska-Schwarz

Uniwersytet Wrocławski

Prawidłowe funkcjonowanie geokompleksów dolinnych, stanowiących główny „odbiornik” materii mineralno-organicznej oraz wszelkiego rodzaju zanieczyszczeń przemysłowych, bytowych tudzież rolniczych z całej zlewni, zależy w dużej mierze od stopnia przekształcenia równi terasowych (regulacji koryta). Monitoring zmian i migracji wybranych pierwiastków jak: cez, ołów, kadm, miedź (elementów obcych bądź śladowych w naturalnych osadach) od wielu lat stanowi podstawę oceny dynamiki wielu procesów np. procesów stokowych, erozji gleb, akumulacji zanieczyszczeń czy też denudacji geochemicznej itd. Metody geochemiczne są zatem odpowiedzią na rosnącą antropopresję i zanieczyszczenie środowiska przyrodniczego, dając jednocześnie możliwość analizy stężeń substancji szkodliwych zawartych w glebach, pochodzących ze źródeł innych niż naturalne.

W niniejszej pracy, za miarę określenia podatności geokompleksów na czynniki zewnętrzne oraz wszelkie zmiany geochemiczne zachodzące w dolinie autorka uznała współczynnik geoakumulacji Mullera (Igeo) powierzchniowych poziomów gleb aluwialnych oraz organicznych. W pracy założono, że im większa wartość badanego współczynnika Igeo dla danego pierwiastka w glebie, tym większa zdolność danego geokompleksu do jego akumulacji (magazynowania) oraz większy stopień jego podatności na zanieczyszczenie. Jest to istotne z punktu widzenia np. rolnictwa, bowiem wzrost zanieczyszczenia geokompleksów użytkowanych

rolniczo sprawia, że tracą one swoją przydatność do dalszej uprawy rolnej (znacząco wzrasta ryzyko przenikania toksycznych substancji do roślin uprawnych). Dlatego też, w badaniach prowadzonych w dolinie Odry uznano za priorytetowe określenie wielkości współczynnika I_{geo} dla substancji potencjalnie toksycznych (metali ciężkich) zawartych w glebach aluwialnych i organicznych pól i użytków zielonych strefy międzywala.

Badania w dolinie Odry prowadzono w kilku etapach. Pierwszy etap, obejmował szczegółową analizę morfologii oraz litologii powierzchni teras zalewowych oraz nadzalewowych. W oparciu o najnowszy system GPS, wyznaczono kilkanaście profili topograficznych o łącznej długości 83,95 km. Ich dokładność pozwoliła wydzielić w obrębie poszczególnych obszarów testowych charakterystyczne strefy erozyjno – akumulacyjne związane z intensywnością przepływu wód powodziowych. W strefie międzywala wydzielono obszary podlegające intensywnej erozji rzecznej (rynny powodziowe, zagłębienia eworsyjne itp.) oraz strefy depozycji materiału niesionego przez wody powodziowe (wały przykorytowe, baseny powodziowe). Następnie, podczas prac laboratoryjnych przeprowadzono analizę właściwości fizyczno-chemicznych osadów wyścielających, tudzież budujących poszczególne formy terenu. W oparciu o uzyskane wyniki badań wydzielono strefy morfodynamiczne, które swym przebiegiem nawiązują do współczesnego oraz dawnego koryta Odry. Ponadto, wykazano, że strefy te charakteryzują się specyficznym sposobem krążenia materii, wynikającym z charakteru osadu, jego pH, zawartości frakcji $<0,002$ mm oraz Corg. Uzupełnieniem badań laboratoryjnych była próba określenia podatności badanych gleb na potencjalną denudację geochemiczną oraz określenia zdolności badanych osadów do immobilizacji substancji (metali ciężkich). Ponieważ ponad 75 % badanych stanowisk pomiarowych zanieczyszczonych metalami ciężkimi charakteryzowało $pH < 5,5$ (w KCl), uznano że potencjalna dostępność oraz toksyczność tych substancji jest w ich przypadku bardzo wysoka (przy kwaśnym odczynie gleby wzrasta bowiem ryzyko przedostawania szkodliwych substancji do wód aluwialnych oraz roślin). Dodatkowa analiza właściwości fizyczno-chemicznych osadu zdeponowanego po powodzi (zarejestrowanej na badanym terenie na przełomie marca/kwietnia 2006), potwierdziła, że w większości stanowisk pomiarowych (8-40) mamy do czynienia z kwaśnym lub lekko kwaśnym (pH od 4,81 do 7,03 w KCl), silnie zanieczyszczonym metalami ciężkimi osadem (Tabela 1).

Podsumowując można stwierdzić, że podatność i słaba odporność na zanieczyszczenie badanych geokompleksów doliny Odry zależy od szeregu czynników środowiskowych warunkowanych przede wszystkim:

- 1) wielkością dostawy substancji mineralno-organicznej (w tym zanieczyszczeń) z zewnątrz systemu, którą warunkuje: odległość od koryta Odry i wysokość n.p.rzeki, zasięg inundacji warunkowany stopniem obwałowania doliny;
- 2) wielkość geoakumulacji i podatność na potencjalną denudację geochemiczną osadów aluwialnych i organicznych determinowaną: litologią poziomów glebowych, zawartością C org, stopniem wysycenia kompleksu sorpcyjnego zasadami, pH środowiska glebowego,
- 3) szybkością i tempem denudacji geochemicznej warunkowanej: typem gleby oraz charakterem gospodarki wodnej gleb, geomorfologią doliny (erozja, akumulacja, wywiewanie), typem i stopniem pokrycia terenu przez rośliny, stopniem hemerobii (procesy murszowe, erozja gleb, orka itp.).

Tabela 1. Wielkość współczynnika geoakumulacji wg Mullera oraz zawartość metali ciężkich (Cd, Zn, Pb, Ni oraz Cu) w kwaśnych i lekko kwaśnych osadach zdeponowanych w strefie międzywala doliny Odry po powodzi na przełomie marca/ kwietnia 2006 r (okolice Ratowic).

Stan. pom	Indeks geoakumulacji wg. Mulera ($I_{geo} = \log_2 C_n / 1,5 \cdot B_n$; C_n – zawartość pierwiastka we frakcji <0,02 μm , B_n – zawartość tłową pierwiastka w badanych osadach, 1,5- współczynnik uwz. zmienność litologiczną aluwiiw					pH (KCl)	Zawartość metali w ppm/kg suchego osadu				
	Cd	Zn	Pb	Ni	Cu		Cd	Zn	Pb	Ni	Cu
8	0,15	212,01	30,06	12,76	15,55	6,05	1,36	98,72	22,78	14,20	14,81
9	0,07	147,21	22,94	8,58	10,24	5,06	1,15	24,26	10,86	5,95	5,90
10	0,40	272,67	33,27	14,20	17,23	6,25	2,32	367,34	31,78	19,15	19,79
11	0,45	276,53	41,59	15,97	20,36	5,12	2,53	399,34	75,47	27,70	34,06
12	0,34	273,57	41,65	16,91	21,46	4,81	2,02	374,54	75,96	33,65	41,22
13	0,54	297,22	40,01	18,10	21,64	6,48	3,06	625,19	64,04	43,15	42,49
14	0,32	270,14	38,58	13,41	17,81	5,28	1,96	347,76	55,20	16,25	21,90
15	0,34	242,28	25,44	14,13	13,58	6,91	2,03	190,20	14,09	18,90	10,53
16	0,24	228,20	26,21	9,00	10,84	7,03	1,66	140,19	15,26	6,50	6,55
17	0,37	279,65	43,68	16,59	20,78	5,21	2,18	427,27	93,80	31,50	36,66
18	0,18	256,56	39,42	13,36	16,85	5,71	1,45	259,15	60,25	16,10	18,53
19	0,45	282,15	48,36	16,67	23,30	4,86	2,54	451,06	152,60	32,05	56,70
20	0,20	166,30	25,61	7,83	7,76	6,02	1,52	36,68	14,34	5,10	3,84
20a	0,28	243,56	37,36	12,81	17,05	5,36	1,79	195,54	48,63	14,35	19,21
21	0,14	221,44	28,82	9,15	12,49	6,13	1,34	121,11	20,01	6,70	8,71
22	0,70	300,97	50,51	16,66	22,77	5,23	4,25	678,09	190,78	31,95	51,68
23	1,08	304,59	44,88	18,08	23,71	5,71	9,36	733,32	106,32	42,90	60,87
24	0,76	315,83	54,09	17,73	24,91	5,20	4,90	935,54	276,96	39,90	74,93
25	0,53	274,86	44,90	16,82	21,12	5,54	2,98	385,21	106,47	33,05	38,86
26	0,32	263,40	42,10	16,76	19,94	5,46	1,94	300,52	79,63	32,65	31,65
27	0,54	297,24	47,07	17,03	22,63	5,46	3,06	625,48	133,47	34,50	50,48
28	0,59	301,52	47,34	17,59	23,45	5,24	3,41	686,16	137,29	38,75	58,19
29	0,53	293,38	44,48	15,73	21,56	5,31	3,01	575,29	102,01	26,35	41,94
30	0,73	304,79	44,07	17,63	23,17	5,72	4,55	736,57	97,76	39,10	55,45
31	0,83	312,59	42,81	18,10	23,07	6,13	5,68	872,20	85,74	43,15	54,46
32	0,70	320,38	47,80	17,54	23,79	5,71	4,28	1032,40	143,96	38,35	61,71
33	0,77	322,05	43,02	17,51	23,39	6,12	4,97	1070,48	87,58	38,15	57,62
34	0,42	296,58	33,85	16,43	18,81	6,48	2,38	616,59	33,77	30,45	26,06
35	0,58	261,74	33,32	13,97	15,28	6,48	3,35	289,89	31,95	18,25	14,13
36	0,62	295,21	41,53	18,04	21,41	6,37	3,67	598,60	75,07	42,60	40,88
37	0,66	312,56	39,24	17,52	21,48	6,35	3,91	871,55	59,14	38,25	41,36
38	0,72	323,65	49,65	17,78	24,03	5,66	4,48	1108,21	174,56	40,30	64,32
39	0,30	243,46	38,18	14,45	17,23	5,17	1,88	195,10	52,97	20,20	19,80
40	0,30	184,92	27,51	11,51	9,63	5,71	1,85	54,90	17,46	10,95	5,31
tło geochemiczne osadów wodnych wg. Bojakowskiej, Sokołowskiej (1998)							Zn	Cd	Ni	Cu	Pb
							48 ppm	<0,5 ppm	5 ppm	6 ppm	10 ppm
wartość dopuszczalna wg. Rozporządzenia Ministra Środowiska z dnia 09-09-2002 w sprawie standardów jakości gleb i ziemi							300 ppm	3-5 ppm	100 ppm	100 ppm	100 ppm
							wartości > tła geochemicznego wartości dopuszczalne przekroczone				

Wpływ wieloletniej antropopresji na środowisko abiotyczne Jeziora Małego Klasztorne

Magdalena Borowiak, Wojciech Maślanka

Uniwersytet Gdański

Zlewnia Jeziora Klasztorne Małego, położona w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego, stanowi obszar źródłkowy Klasztornej Strugi wchodzącej w skład systemu rzecznej rzeki Raduni. Klasztorne Małe jest przepływowym jeziorem rynnowym będącym fragmentem kaskadowego układu zbiorników Mielenko – Karczemne – Klasztorne Małe – Klasztorne Duże.

Za cezurę początku antropogenicznych przekształceń układu hydrograficznego zlewni należy przyjąć połowę XIX w., kiedy to wybudowana grobla wydzieliła z Jez. Klasztorne Małego. W wyniku tych zabiegów powstał głęboki (gł. maks. 20 m.), lecz o niewielkiej powierzchni (13,7 ha) i małej pojemności w stosunku do długości linii brzegowej zbiornik, charakteryzujący się silną podatnością na degradację (III kategoria).

Kolejne przemiany zachodzące w zlewni jeziora polegały na regulacji odpływu w tej części zlewni, która wykazywała względne nadwyżki powierzchniowych zasobów wodnych. Przeprowadzone w latach 60. XX w. prace melioracyjne spowodowały zwiększenie drożności istniejącej sieci wodnej (poprzez regulację cieków istniejących oraz rozbudowę sieci rowów melioracyjnych) oraz powiększenie o około 25% udziału obszarów o zorganizowanym odpływie powierzchniowym (poprzez włączenie do ogólnego obiegu obszarów bezodpływowych).

Przekształcenia stosunków wodnych w badanej zlewni związane były jednak przede wszystkim na skutek rozbudowy miasta Kartuzy, przy czym największym zagrożeniem dla wód powierzchniowych i podziemnych w jej obrębie była nieuregulowana przez wiele lat gospodarka wodno-ściekowa. Znalazło to swój wyraz w obserwowanej od końca lat 50. degradacji wód Jez. Klasztorne Małego. Do momentu uruchomienia w 1982 r. miejskiej oczyszczalni ścieków było ono bowiem odbiornikiem nie oczyszczonych ścieków komunalnych i przemysłowych w ilości $242 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ (Grapatyn-Korzeniowska, Lossow 1982), które docierały do niego za pośrednictwem ogólnospławnej sieci kanalizacyjnej. Biorąc pod uwagę, iż naturalny dopływ powierzchniowy do jeziora wynosi średnio $0,035 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, dopływ ścieków w tym czasie stanowił średnio 8% zasilania powierzchniowego jeziora, a w okresie letnim (przy naturalnym zasilaniu rzędu $0,002 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) – 140%. Januszkiewicz i Jakubowska (1969) podają, że ładunek zanieczyszczeń doprowadzany ściekami do jeziora w latach 1963-64 wynosił $459 \text{ kg} \cdot \text{d}^{-1}$, z czego na azot ogólny przypadało $56 \text{ kg N} \cdot \text{d}^{-1}$, a na fosforany $13 \text{ kg P-PO}_4 \cdot \text{d}^{-1}$. Wyniki badań właściwości fizycznych wody, pochodzące z lat 1958 i 1964, dowodziły znacznej eutrofizacji jeziora – zasięgi widzialności krążka Secchiego wynosiły maksymalnie 0,90 m. Także właściwości chemiczne środowiska wodnego obrazowały znaczne wzbogacenie w substancje biogenne, o czym świadczyły notowane wartości stężeń związków azotu i fosforu. Uwagę zwracały wysokie w czasie stagnacji letniej stężenia nutrientów w warstwach powierzchniowych, świadczące o niemożności wykorzystania całości ich zasobów w strefie trofogenicznej. Wynosiły one ponad $2,0 \text{ mg P-PO}_4 \cdot \text{dm}^{-3}$ i $0,12 \text{ mg N-NO}_3 \cdot \text{dm}^{-3}$. Wartości te świadczyły także o tym, że fosfor nie był już czynnikiem limitującym produkcję roślinną w Jez. Klasztorne Małym. Stale notowano także występowanie w wodzie powierzchniowej azotu azotynowego, świadczącego o trwałym zanieczyszczaniu wód jeziora. Drastycznie wysokie były wówczas stężenia biogenów w warstwach przydennych, dochodzące do $12 \text{ mg P-PO}_4 \cdot \text{dm}^{-3}$. Związki azotu, ze względu na całkowite odtlenienie hypolimnionu, występowały głównie w postaci azotu amonowego, charakteryzując się stężeniami dochodzącymi do $50 \text{ mg N-NH}_4 \cdot \text{dm}^{-3}$.

Rezultaty badań z lat 1984-1987, czyli parę lat po wdrożeniu planu rekultywacji jeziora polegającego na częściowym uporządkowaniu gospodarki ściekowej w zlewni i rozpoczęciu

procesu napowietrzania wód hypolimnionu wskazują, iż nie nastąpiła spodziewana poprawa właściwości fizyczno – chemicznych wód jeziora. Nadal obserwowane było, mimo funkcjonowania ekofloksów, całkowite odtlenienie wód hypolimnionu. Działanie tego urządzenia powodowało nawet wyraźny wzrost wartości stężeń większości związków azotu i fosforu w strefie naddennej, których wartości przekraczały $80 \text{ mg P-PO}_4 \cdot \text{dm}^{-3}$ i $60 \text{ mg N-NH}_4 \cdot \text{dm}^{-3}$, prawdopodobnie na skutek naruszenia przez nie warstw osadów. Nadal także w wodach obecne były azotyny świadczące o utrzymującej się dostawie ścieków.

Intensywne działania w zakresie porządkowania gospodarki ściekowej Kartuz (polegające na modernizacji oczyszczalni ścieków oraz rozdziale kanalizacji ogólnospławnej) podjęto w latach 90. XX w. Znalazło to swój wyraz w potwierdzonej badaniami poprawie właściwości środowiska wodnego jeziora. Dotyczyła ona notowanych w strefie przydennej stężeń fosforanów, a zwłaszcza azotu amonowego, którego stężenie w ciągu pięciu lat obniżyło się ponad dwukrotnie (z $6,0 \text{ mg N-NH}_4 \cdot \text{dm}^{-3}$ w 1991 r. do $2,6 \text{ mg N-NH}_4 \cdot \text{dm}^{-3}$ w roku 1996). Utrzymującą się tendencję do poprawy jakości wód powierzchniowych jeziora obserwowano także w trakcie badań letnich 2000 roku – stężenie fosforu ogólnego z $2,11 \text{ mg P} \cdot \text{dm}^{-3}$ w roku 1991 zmniejszyło się do $0,94 \text{ mg P} \cdot \text{dm}^{-3}$, a azotu ogólnego z wartości $2,02 \text{ mg N} \cdot \text{dm}^{-3}$ do $1,77 \text{ mg N} \cdot \text{dm}^{-3}$.

Pomimo zaznaczających się od kilku lat pozytywnych efektów działań ochronnych, współczesny stan środowiska wodnego Jez. Klasztornego Małego wciąż jest niezadowalający, co wyraża się m. in. kilkukrotnym przekroczeniem norm właściwych III klasie czystości przez związki biogenne. Wprawdzie wyniki najnowszych badań z roku 2006 pokazują, iż stężenia fosforu ogólnego notowane w wodach jeziora uległy dalszemu zmniejszeniu do $0,18 \text{ mg P} \cdot \text{dm}^{-3}$ (a w warstwach przydennej do $2,03 \text{ mg P} \cdot \text{dm}^{-3}$), to obserwowane w jeziorze pionowe rozkłady tlenowe nadal nie wykazują pozytywnych zmian. Latem występowanie tlenu w środowisku wodnym zależy od zasięgu mieszania turbulencyjnego, a masy wodne od niego izolowane są całkowicie odtlenione. Wynika to z faktu, iż do jeziora nadal uchodzą cztery kolektory kanalizacji deszczowej oraz awaryjny kolektor kanalizacji sanitarnej. Latem, gdy dopływ naturalny prawie ustaje, są one odpowiedzialne za dostawę blisko 75% ładunku fosforu ogólnego jaka dostaje się do jeziora na drodze powierzchniowej. W pozostałej części roku największym zagrożeniem dla środowiska wodnego jeziora są (obok silnie zanieczyszczonych osadów dennych) wody pochodzące z Jez. Karczemnego, których udział w dostawie fosforu ogólnego do jeziora przekracza w okresie roztopowym 99%. Aktualnie rzeczywisty ładunek fosforu ogólnego docierający do jeziora tylko ciekami (naturalnymi i antropogenicznymi) przyjmuje wartości od $0,02 \text{ kg} \cdot \text{d}^{-1}$ latem do $6,8 \text{ kg} \cdot \text{d}^{-1}$ wiosną. A to oznacza, że przekracza on obliczony, na podstawie formuły Vollenweider'a (1976), ładunek dopuszczalny (ponad 26.krotnie) i krytyczny (ponad 13.krotnie).

Literatura:

- Grapatyn-Korzeniowska A., Lossow K., 1982, *Propozycje i uwarunkowania rekultywacji jezior kartuskich*, OBiKŚ, Gdańsk, maszynopis.
Januszkiewicz T., Jakubowska L., 1964, *Dynamika zanieczyszczenia Jeziora Klasztornego*, Prace IGW, t.III, z. 1., s. 55-77.
Ocena stanu czystości Jeziora Klasztornego Małego, 1996-2000, WIOŚ Gdańsk.
Vollenweider R.A., 1976, *Advances in defining critical loading level for phosphorus in lake eutrophication*, Mem. Inst. Ital. Idrobiol., 33, s. 53-83.



sesja 7
22 września 2006
11.45 – 13.30

Wpływ ponadprzeciętnych warunków anemometrycznych na kształtowanie się składu chemicznego w systemie obiegu wody w zlewni jeziora Gardno na wyspie Wolin

Robert Kolander

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

Celem badań prowadzonych od drugiej połowy lat 90-tych w 265-cio hektarowej zlewni leśnej jeziora Gardno (*Luzulo pilosae Fagetum*) położonej na wyspie Wolin w bezpośrednim sąsiedztwie Bałtyku, było m. in. poznanie wpływu ponadprzeciętnych warunków anemometrycznych na kształtowanie się składu chemicznego wody opadowej docierającej do dna lasu. Analiza składu chemicznego opadów oraz ich wskaźników hydrochemicznych, pozwoliła m. in. na poznanie stopnia podobieństwa opadu atmosferycznego do składu chemicznego wody morskiej. Wysokie wartości wskaźnika sodowo-chlorkowego związane są z wysokimi koncentracjami aerozoli morskich. Zmienność wskaźnika potwierdza, iż wpływy morskie w największym stopniu zaznaczają się podczas częstych i intensywnych wiatrów NW i W. Wiatry te przyczyniają się do wprowadzania soli morskiej do systemu obiegu wody w zlewni. Sól morska dostarczana jest bezpośrednio do opadu atmosferycznego, lub też jest najpierw deponowana na powierzchni kory i powierzchni liści. Stosowanie wskaźnika sodowo-chlorkowego jest bardziej wiarygodne dla analizowania opadu podokapowego i spływu po pninach niż stosowanie innych wskaźników. Stosowanie wskaźników stanowiących kombinacje z magnezem i potasem jest niewystarczające do analizy stopnia podobieństwa opadu atmosferycznego do składu chemicznego wody morskiej, ponieważ jony te mogą być częściowo pochodzenia organicznego i do roztworu dostawać się w wyniku kontaktu wody opadowej z powierzchnią roślinną. Analiza związków korelacyjnych pomiędzy sumą prędkości wiatrów znad morza a stężeniem (podobne zależności uzyskano dla ładunków) poszczególnych jonów na dnie lasu wskazała, iż częstotliwość i prędkość wiatrów znad morza ma istotny wpływ na dostarczanie ładunków Cl^- , Na^+ , Mg^{+2} , Mn^{+2} i SO_4^{-2} do zlewni (Tab. 1.).

Tab. 1. Związki korelacyjne pomiędzy prędkością i częstotliwością wiatru NW znad Bałtyku a stężeniem głównych składników aerozoli morskich w opadzie atmosferycznym i podokapowym w geoekosystemie zlewni jeziora Gardno w latach 1997-2000.

Cl^-			
	Opad atmosferyczny	Opad podokapowy	Kierunek wiatru
Współcz. Korelacji	0,68	0,86	NW
Na^+			
	Opad atmosferyczny	Opad podokapowy	Kierunek wiatru
Współcz. Korelacji	0,76	0,86	NW
Mg^{+2}			
	Opad atmosferyczny	Opad podokapowy	Kierunek wiatru
Współcz. Korelacji	0,49	0,80	NW
Mn^{+2}			
	Opad atmosferyczny	Opad podokapowy	Kierunek wiatru
Współcz. Korelacji	-0,23	0,63	NW
SO_4^{-2}			
	Opad atmosferyczny	Opad podokapowy	Kierunek wiatru
Współcz. Korelacji	0,37	0,39	NW

Jony te należą do głównych składników aerozoli morskich. Nieco mniejsze związki korelacyjne wykazywane przez mangan związane są z innym ważnym źródłem dostawy tego pierwiastka, tj. ługowaniem z biomasy. Osobną uwagę należy poświęcić jonom siarczanowym. Związki korelacyjne tego jonu z wiatrami znad morza wskazują jednoznacznie, iż aerozole morskie są ważniejszym źródłem dostawy siarczanów niż zanieczyszczenia atmosferyczne. Z zanieczyszczeń atmosferycznych do obiegu wody dostają się głównie azotany i to one decydują o dostawie wysokich ładunku jonów wodorowych na badanym obszarze.

Zaobserwowano wysoką korelację pomiędzy ładunkami poszczególnych jonów aerozoli morskich w opadzie podokapowym (Tab. 2.). Istnienie silnej korelacji pomiędzy ładunkami Cl^- , Na^+ i Mg^{+2} potwierdza pochodzenie tych jonów z tego samego źródła dostawy. Mangan oraz siarczany wykazują słabszy związek korelacyjny (Tab. 2.), ze względu na inne ważne źródło ich dostawy – biosferę (Mn^{+2}) i gazowe zanieczyszczenia atmosferyczne (SO_2).

Tab.2. Macierz korelacji pomiędzy ładunkami jonów charakterystycznych dla aerozoli morskich w opadzie podokapowym w geoekosystemie zlewni jeziora Gardno

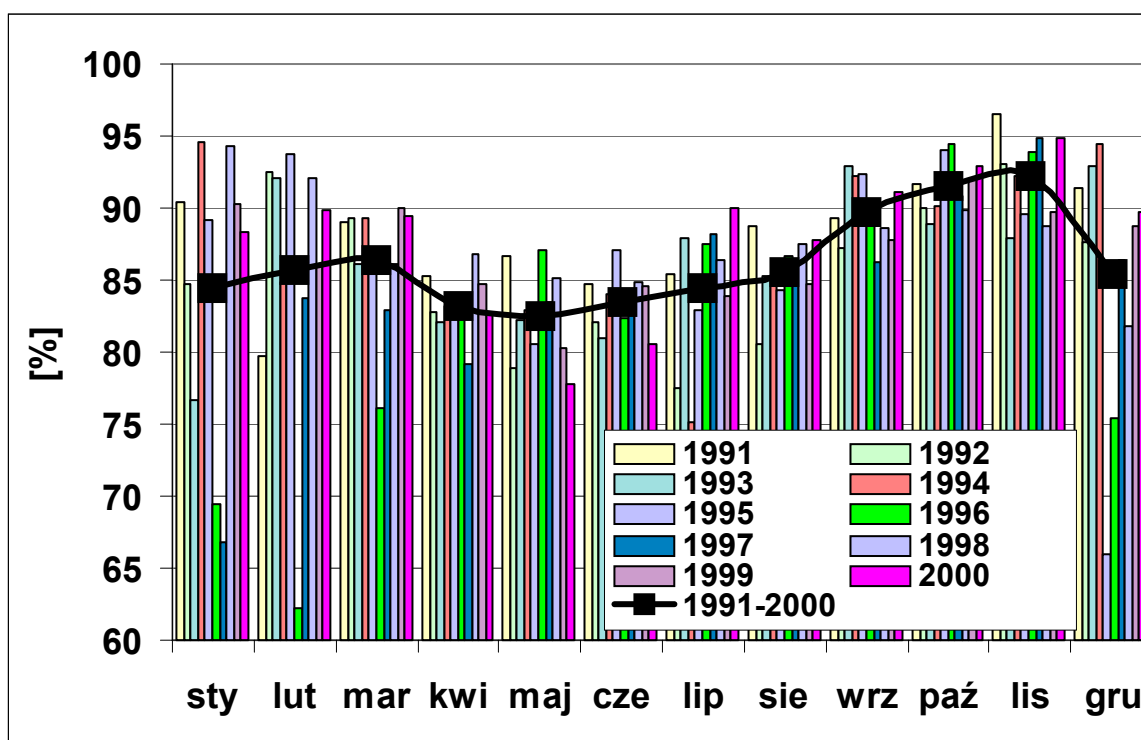
	Cl^-	Na^+	Mg^{+2}	Mn^{+2}	SO_4^{-2}
Cl^-	X	0,9704	0,9168	0,7896	0,6012
Na^+	0,9704	X	0,9029	0,7179	0,5566
Mg^{+2}	0,9168	0,9029	X	0,8366	0,7362
Mn^{+2}	0,7896	0,7179	0,8366	X	0,8161
SO_4^{-2}	0,6012	0,5566	0,7362	0,8161	X

Czcionką pogrubioną zaznaczono wartości powyżej 0,9

Warunki anemometryczne na wyspie Wolin mają ogromne znaczenie dla roślinności zbiorowiska leśnego *Luzulo pilosae Fagetum*, które znajduje odpowiednie warunki do roślinności mimo niekorzystnych uwarunkowań, jakimi są: głębokie położenie zwierciadła wód gruntowych oraz gleby bielicoziemne wykształcone na piaskach drobnych bardzo dobrze przepuszczalnych o wilgotności zaledwie kilku procent.

Wiatr przemieszcza, tzw. opady poziome, które są trudnomierzalnym i słabo poznanym źródłem dostawy charakterystycznym dla stref pobraży. Poziome przemieszczanie się mas powietrza znad morza związane jest z bezpośrednią dostawą aerozoli morskich w formie mgieł. O wielkim znaczeniu na badanym obszarze opadów poziomych, które przez dominujące wiatry NW i W dostarczają wodę wraz z substancjami w niej rozpuszczonymi, świadczy bardzo wysoka wilgotność powietrza w ciągu całego roku (ryc. 1) przy sumach rocznych opadów w zakresie 650-807mm (dla lat 1996-2000).

Wyniki o wpływie ponadprzeciętnych warunków anemometrycznych na kształtowanie się składu chemicznego systemu obiegu wody w zlewni jeziora Gardno znajdują potwierdzenie w badaniach m. in. z zachodniej Irlandii, gdzie stwierdzono, że podczas tylko dwutygodniowego zimowego okresu sztormowego dostarczone zostało 45% ładunku rocznego sodu (Farrell i in. 1998).



Ryc. 1. Średnia miesięczna wilgotność powietrza w latach 1991-2000 – stacja Warnowo, wyspa Wolin.

Literatura:

- Farrell, E., P., Van Den Beuken, R., Boyle, G., M., Cummins, T., Aherne, J., 1998: Interception of Seasalt by coniferous and broadleaved woodland in a maritime environment in western Ireland. *Chemosphere*, Vol. 36, No 4-5, pp 985-987
- Kolander, R., 2002: Dostawa materii rozpuszczonej do dna zbiorowiska leśnego *Luzulo pilosae* Fagetum w zlewni jeziora Gardno (NW Polska, wyspa Wolin). W: Siwecki, R.: *Reakcje Biologiczne Drzew na Zanieczyszczenia Przemysłowe. IV Krajowe Sympozjum, Poznań-Kórnik, 29.05.-1.06.2001, t. 2.*, 555-564.
- Kolander, R. 2004: Wpływ aerozoli morskich na skład chemiczny wód krążących w zlewni jeziora Gardno (Polska Północno-Zachodnia, wyspa Wolin). *Funkcjonowanie geoekosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji. XV Sympozjum Zintegrowanego Monitoringu Środowiska przyrodniczego, Międzyzdroje 1-3 września 2004*, 47-48.

Skład roztworów glebowych jako miara wpływu antropopresji w terenie chronionym Wielkopolskiego Parku Narodowego

Barbara Walna

Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu
Stacja Ekologiczna w Jeziorach

Znaczna część obszaru Wielkopolskiego Parku Narodowego (WPN) pokryta jest ubogimi glebami piaszczystymi posiadającymi niewielką pojemność wodną i bardzo słabe właściwości sorpcyjne. Badania pH gleb wskazują na znaczne ich zakwaszenie [1]. Taka sytuacja niewątpliwie ma związek z depozycją jonów kwasotwórczych [2], która wyniosła średnio (2003-2005) 58 meq/m²/rok i jest wyższa od depozycji tych jonów obserwowanej w stacjach badania

tła zanieczyszczeń. Określana, poprzez wieloletnie obserwacje pH opadów, depozycja jonów wodorowych także przekracza wartości bezpieczne dla ekosystemu. Na badanym terenie w opadach atmosferycznych stwierdzono także okresowo występujące wysokie stężenia jonów fluorkowych [3]. Wiadomo jest, że depozycja silnych kwasów poza obniżeniem pH gleby wywołuje wiele niekorzystnych zmian, jak np. wymywanie jonów zasadowych, czy uwalnianie jonów glinowych, a także może zmieniać przebieg procesów wietrzeniowych wpływając również na procesy biologiczne [4]. Analiza składu i kierunku zmian roztworów glebowych jest dobrą miarą oceny procesów zachodzących w glebie, pozwala zaobserwować zmiany w obiegu pierwiastków, prognozować zjawiska niekorzystne dla roślin oraz całego ekosystemu [5]. Skład roztworów glebowych, szczególnie parametr związany z obecnością glinu (np. Ca/Al) wskazuje na możliwość zaistnienia warunków trudnych dla rozwoju systemu korzeniowego oraz może być miarą wpływu kwaśnej depozycji na glebę i funkcjonowanie zlewni. Jednakże ilościowe badania gleb, należy wesprzeć modelami matematycznymi ułatwiającymi opis termodynamiczny stanu poszczególnych form specyjalnych pierwiastków, gdyż ilość postaci chemicznych związana z tworzeniem skomplikowanych związków kompleksowych, zarówno z formami organicznymi, jak i ligandami nieorganicznymi, jest znaczna i wykazuje dużą zmienność [7].

Przedmiotem badań były gleby z 4 stanowisk badawczych położonych w WPN. Stanowiska różniły się typem gleby oraz położeniem względem emitera zanieczyszczeń zlokalizowanego w Luboniu. Próbkę pobrano z kilku poziomów genetycznych, z głębokości od 0 do ok. 60 cm, w dwóch porach roku. Analizowano zarówno skład ekstraktów wodnych (1:1), jak i określono formy glinu występujące w glebie i w ekstraktach. Frakcjonowanie form glinu przeprowadzono posługując się metodą ekstrakcji pojedynczej [8], wydzielając formy wymienne, związane z substancją organiczną oraz formy „wolne”. Analizy roztworów glebowych wykonano metodą chromatografii jonowej (K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+ , Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , SO_4^{2-} , F^-). Starano się zanalizować poszczególne stosunki jonowe w roztworach glebowych pod kątem zmian wynikających z zakwaszenia gleb i skorelować je z rodzajem i wielkością depozycji związanej z opadami atmosferycznymi.

Badania te pozwoliły wyciągnąć następujące wnioski:

- Glin wymienny, który w porównaniu do innych form będzie najłatwiej uwalniał się z gleby do roztworu glebowego, występuje w stężeniach od kilku do kilkunastu razy wyższych niż glin obecny w roztworze wodnym.
- Stężenie glinu wymiennego wykazuje dość dobrą ujemną korelację z pH gleb, co wskazuje, iż skutkiem spadku pH gleby będzie uwolnienie pewnej części glinu wymiennego do roztworu glebowego.
- Glin słabo związany z substancją organiczną, będący także potencjalnym źródłem glinu w roztworze glebowym, znajduje się w badanych glebach w ilościach zbliżonych do glinu wymiennego. Jego stężenie maleje wraz z głębokością.
- Glin związany silnie z substancją organiczną oraz glin z przestrzeni międzypakietowych minerałów ilastych, który jest kolejnym potencjalnym źródłem glinu w roztworze glebowym, występuje w badanych glebach w stężeniach znacznie przekraczających stężenie formy słabo związanej.
- We wszystkich stanowiskach, w poziomie powierzchniowym, kationem dominującym w ekstraktach glebowych jest jon glinowy. Jednak, ze względu na prawdopodobnie organiczną formę glinu w tym poziomie, jego zawartość nie jest wydaje się niebezpieczna.
- W głębszych warstwach gleb piaszczystych, wartości ilorazu stężeń wapnia i glinu określone w ekstraktach, wskazują na znaczną przewagę stężenia glinu, a tym samym warunki trudne dla rozwoju roślin zarówno jesienią, jak i wiosną.
- Stwierdzono wyższą zawartość fluorków w roztworach glebowych w profilu położonym najbliżej źródła emisji.
- W większości górnych poziomów (A) badanych gleb stwierdzono następującą kolejność anionów $Cl^- > SO_4^{2-} > NO_3^-$. Natomiast w części głębszej przeważa sekwencja $SO_4^{2-} > Cl^- > NO_3^-$.

- W glebie, w której szybkość nityfikacji jest niska, zwiększona depozycja jonu amonowego, obserwowana na badanym obszarze, może prowadzić do jego akumulacji w górnej warstwie mineralnej gleby, a następnie do pogłębiania zakwaszenia i eutrofizacji.
- Opisane powyżej tendencje dotyczące zarówno stężeń pojedynczych jonów, jak i ich współzależności wskazują na niekorzystną sytuację i każde działania ograniczające emisję zanieczyszczeń oraz lepsza dbałość o ekosystemy leśne są wskazane dla utrzymania równowagi biologicznej tego terenu.

Literatura:

- [1] B. Walna, J. Siepak, I. Skiera and B. Waraksa: "pH gleb Wielkopolskiego Parku Narodowego", *Morena*, Vol. 3, (1995), pp. 67–73.
- [2] B. Walna and I. Kurzyca: "Deposition of precipitation-borne atmospheric pollution as a measure of environmental improvement - a case study of a university station in western Poland", *Environ. Monit. Assess.*, w druku
- [3] B. Walna, I. Kurzyca, and J. Siepak: "Variations in the fluoride level in precipitation in a human impact region", *Water Air Soil Poll.*, (2006), w druku.
- [4] G.E. Likens, C.T. Driscoll and D.C. Buso: "Long-term effects of acid rain: Response and recovery of a forest ecosystem", *Science*, Vol. 272, (1996), pp. 244–246.
- [5] C.D. Barton, A.D. Karathanasis and G. Chalfant: "Influence of acidic atmospheric deposition on soil solution composition in the Daniel Boone National Forest, Kentucky, USA", *Environ. Geol.*, Vol. 41, (2002), pp. 672–682.
- [6] E. Maztner, M. Pijpers, W. Holland and B. Manderscheid: "Aluminium in soil solutions in forests soils: influence of water flow and soil aluminium pools", *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 62, (1998), pp. 445–454.
- [7] P. van Hees and U.S. Lundstrom: "Equilibrium models of aluminium and iron complexation with different organic acids in soil solution", *Geoderma*, Vol. 94, (2000), pp. 201–221.
- [8] G. Porębska and J. Mulder: "Effect of long-term nitrogen fertilization on soil aluminium chemistry", *J. Ecol. Chem.*, Vol. 3, (1994), 269–280.

Charakterystyka chemiczna wód powierzchniowych Białej i Czarnej Wisłki w Beskidzie Śląskim

Stanisław Małek¹, Aleksander Astel², Sylwia Makowska¹

¹ Akademia Rolnicza w Krakowie

² Pomorska Akademia Pedagogiczna w Słupsku

Prezentowana praca miała na celu poznanie chemizmu wód powierzchniowych fragmentów potoków Białej i Czarnej Wisłki w obrębie rezerwatu przyrody „Barania Góra” w Beskidzie Śląskim.

Prace terenowe przeprowadzone w trakcie sezonu wegetacyjnego w roku 2004 i obejmowały określenie aktualnego przebiegu sieci rzecznej, a następnie ustalenie miejsc pobierania próbek wody w potokach dla trzech sesji pomiarowych (wysokiego, średniego oraz niskiego stanu wód).

W ramach prac kameralnych w warunkach laboratoryjnych Katedry Ekologii Lasu, Wydziału Leśnego Akademii Rolniczej w Krakowie, dokonano pomiaru przewodnictwa elektrolitycznego oraz odczynu wody, jak również określono zawartości wybranych anionów i kationów w próbkach wody za pomocą chromatografu jonowego Dionex – 320: F⁻, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻, PO₄³⁻, HCO₃⁻, NH₄⁺, Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺. Do analizy chemizmu wód powierzchniowych

użyto wyników z próbek spełniających kryterium bilansu jonowego lub kryterium zbliżonego zasolenia.

W celu wykonania analizy hydrograficznej dokonano kalibracji a następnie wektoryzacji map przeglądowo gospodarczych w wyniku czego uzyskano NMT w postaci TIN oraz GRID w laboratorium GIS i Teledetekcji Katedry Ekologii Lasu, Wydziału Leśnego Akademii Rolniczej w Krakowie. W tym celu użyto oprogramowania firmy ESRI.

W celu zweryfikowania hipotezy o prawdopodobnym występowaniu statystycznie istotnych różnic w wartościach średnich stężeń anionów w wodach powierzchniowych z uwzględnieniem kategorii związanej ze stanem wód w potoku zastosowano technikę dwukierunkowej analizy wariancji (Astel, 2001). Obliczenia statystyczne wykonano przy użyciu komercyjnego pakietu Statistica 6.0.

Ze względu na południowy upad układu warstw piaskowca istebniańskiego istnieje możliwość odpływu wody ze zlewni Białej Wisłki i przemieszczanie się jej ku południowej części zbocza odwadnianego przez Czarną Wisłkę. Analiza map z naniesioną siecią cieków z lat 1955-57 (Dynowski, 1961) oraz wizja terenowa, wskazują na wzrost gęstości sieci rzecznej oraz wskaźnika krenologicznego na obszarze badawczym zlewni Czarnej Wisłki a zmniejszenie się tych parametrów w zlewni Białej Wisłki (tab. 1).

Tabela 1. Porównawcze zestawienie niektórych parametrów zlewni Białej i Czarnej Wisłki z roku 2004 i z lat 1955-57.

Element porównawczy		Jednostka	1955-57	2004
Zlewnia Białej Wisłki	Długość sieci rzecznej	[km]	5,2	4,5
	Gęstość sieci rzecznej	[km/km ²]	5,7	4,9
	Wskaźnik krenologiczny	[ilość źródeł /km ²]	15,3	14,2
Zlewnia Czarnej Wisłki	Długość sieci rzecznej	[km]	4,1	6,5
	Gęstość sieci rzecznej	[km/km ²]	4,5	5,0
	Wskaźnik krenologiczny	[ilość źródeł /km ²]	5,4	10,1

Czarna Wisłka i górne odcinki zachodniego dopływu Białej Wisłki różnią się pod względem składu chemicznego od wód Beskidu Śląskiego (Pawlik Dobrowolski, 1965; Wróbel, 1995). Wyróżnia je przede wszystkim silne zakwaszenie (zwłaszcza w okresach wyższych stanów wód), niskie stężenia rozpuszczonych biogenów oraz zawartość związków humusowych. W potokach Białej Wisłki zachodzą zmiany składu chemicznego jako konsekwencja stałego dopływu wód śródpokrywowych ze stromych zboczy, na których występuje sprzyjających warunków do tworzenia się młak, a odmienna budowa geologiczna zapewnia korzystniejsze warunki troficzne podłoża co odzwierciedliło się w istotnych różnicach w analizie statystycznej stężeń: SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} (tab. 2, ryc. 1).

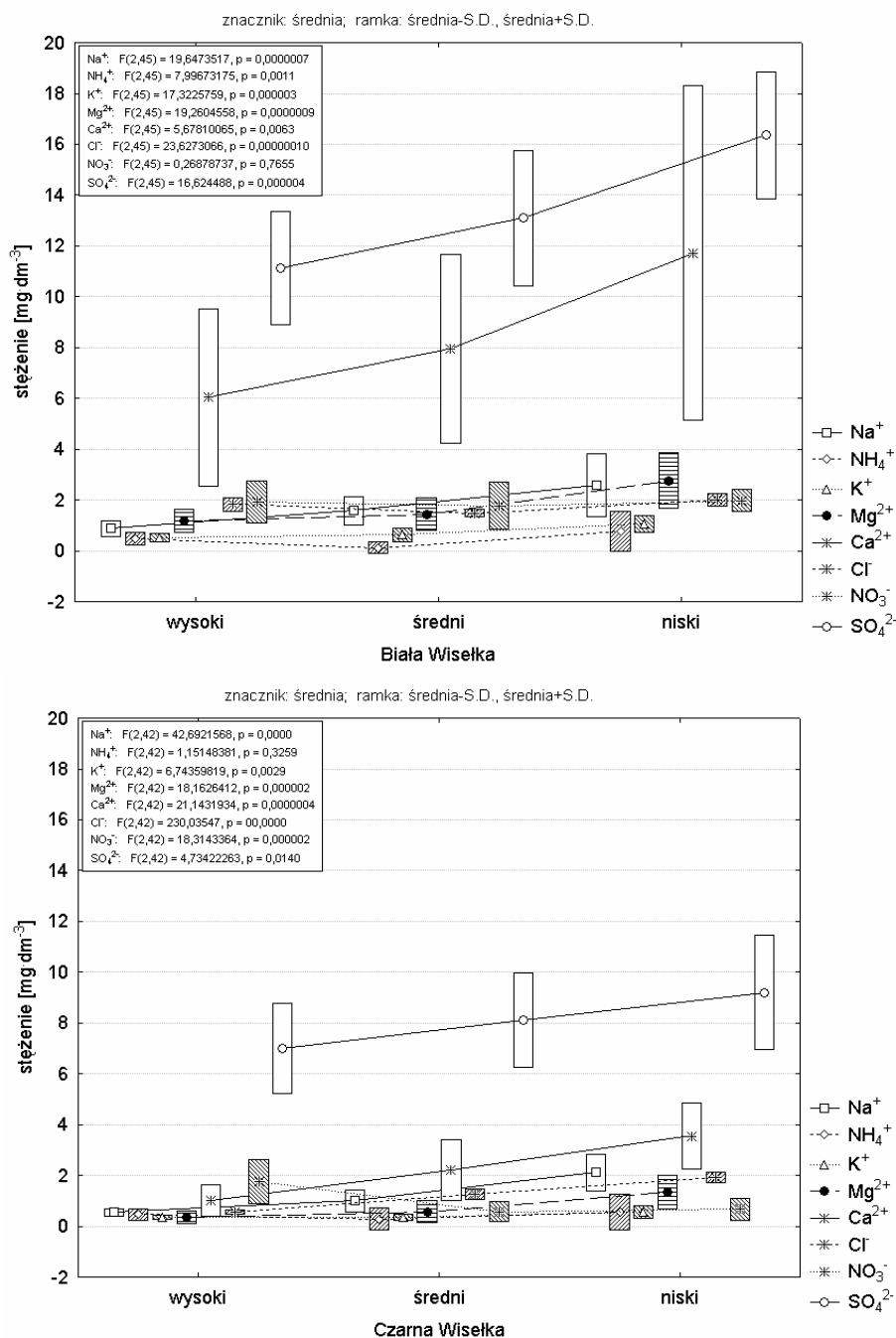
Tabela 2. Podstawowe parametry statystyczne składu chemicznego wód Czarnej i Białej Wisłki z uwzględnieniem występowania statystycznie istotnych różnic związanych z poziomem wód.

Potok	Stan	N	Parametr	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Czarna Wisłka	wysoki	16	średnia	<u>0,55</u>	0,47	<u>0,35</u>	<u>0,36</u>	<u>1,03</u>	<u>0,56</u>	1,76	<u>7,00</u>
			min	0,331	0,147	0,171	0,109	0,507	0,375	0,409	4,116
			maks	0,82	0,98	0,49	0,84	2,38	0,71	3,62	9,56
			S.D.	0,14	0,23	0,08	0,24	0,61	0,09	0,86	1,76
	średni	15	średnia	<u>1,00</u>	0,29	<u>0,37</u>	<u>0,57</u>	<u>2,22</u>	<u>1,27</u>	<u>0,58</u>	<u>8,11</u>
			min	0,440	0,002	0,220	0,227	0,862	0,907	0,158	5,410
			maks	2,03	1,31	0,66	1,69	5,44	1,56	1,21	11,04
			S.D.	0,43	0,44	0,13	0,44	1,19	0,20	0,38	1,86
	niski	14	średnia	2,12	0,56	<u>0,55</u>	<u>1,35</u>	<u>3,55</u>	1,92	<u>0,67</u>	<u>9,20</u>
			min	1,144	0,002	0,220	0,353	1,572	1,652	0,198	4,981
			maks	4,01	2,04	1,13	2,94	6,70	2,40	1,45	12,37
			S.D.	0,71	0,72	0,25	0,66	1,30	0,21	0,42	2,25
Biała Wisłka	wysoki	17	średnia	<u>0,87</u>	0,47	<u>0,52</u>	<u>1,17</u>	<u>6,05</u>	<u>1,83</u>	1,91	<u>11,12</u>
			min	0,322	0,183	0,218	0,376	0,929	1,299	0,563	6,846
			maks	1,33	0,98	0,85	1,81	11,35	2,40	3,22	16,42
			S.D.	0,30	0,25	0,17	0,45	3,49	0,26	0,83	2,23
	średni	18	średnia	<u>1,57</u>	0,11	<u>0,64</u>	<u>1,45</u>	<u>7,96</u>	<u>1,48</u>	<u>1,78</u>	<u>13,09</u>
			min	0,538	0,002	0,003	0,523	1,871	1,221	0,585	8,785
			maks	2,45	0,86	1,14	2,70	14,55	1,81	4,06	19,40
			S.D.	0,54	0,23	0,27	0,64	3,71	0,15	0,94	2,67
	niski	13	średnia	2,60	0,76	<u>1,05</u>	<u>2,77</u>	<u>11,71</u>	2,01	<u>1,98</u>	<u>16,37</u>
			min	0,694	0,002	0,528	1,399	3,944	1,689	1,294	12,379
			maks	4,50	2,69	1,50	4,83	20,54	2,48	2,72	22,50
			S.D.	1,24	0,77	0,32	1,08	6,58	0,23	0,45	2,49

* podkreślenie oznacza występowanie statystycznie ($p=0,05$) istotnej różnicy w wartości średniej dla określonej kategorii stanów wód

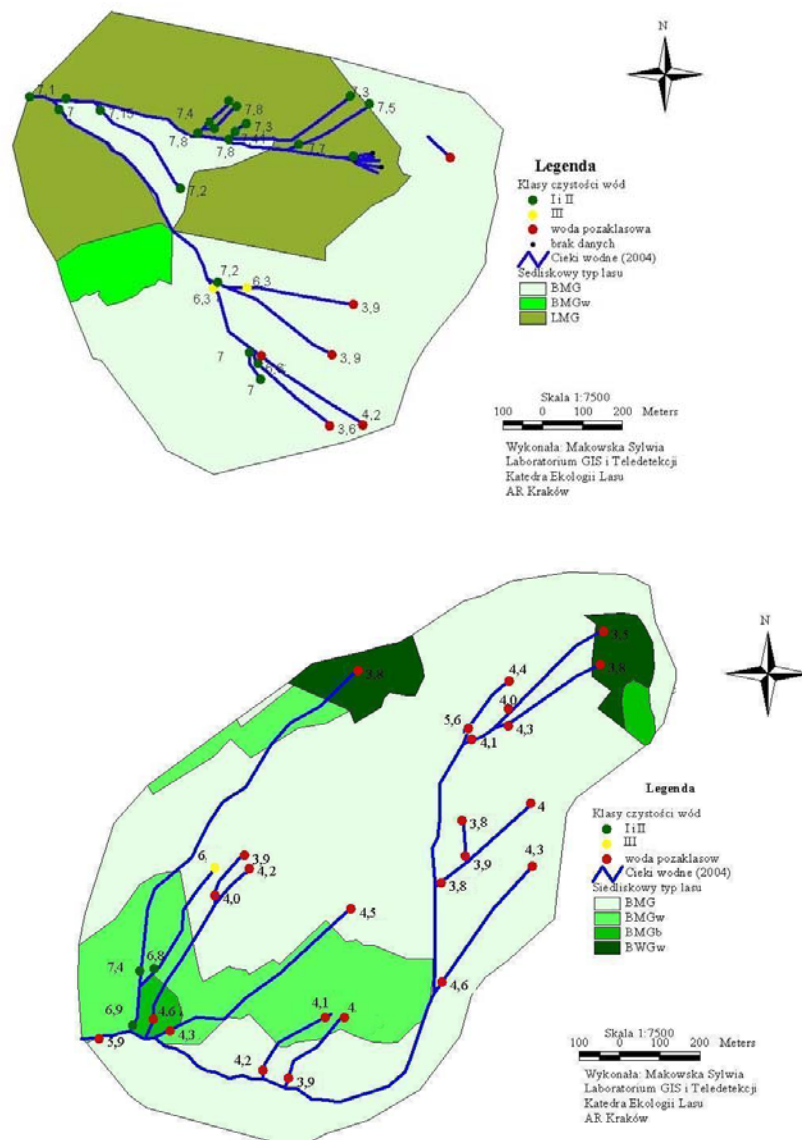
W jakości wód dopływów Czarnej Wisłki pozytywnie zaznacza się urozmaicenie składu gatunkowego drzewostanu porastającego jej zlewnię. Efekt ten jest dodatkowo wzmacniany w odcinkach potoków o głębiej wciętych korytach (ukształtowanych na wskutek działalności erozyjnej), dzięki dopływowi wód śródpokrywowych z głębszych poziomów gleb, zasobniejszych w kompleks jonowy. Zależności te są szczególnie widoczne w okresie bezdeszczowym (Małek 2004).

Przestrzenna analiza zmienności wód potoków pod kątem ich właściwości i przydatności do użytku gospodarczego oraz do spożycia, pozwoliła na wyróżnienie pięciu mikrozewni na obszarze badawczym obu Wisłki. Zasadniczą przyczyną umożliwiającą dokonanie tego rozróżnienia był wpływ podłoża geologicznego, glebowego, drzewostanu oraz pory roku i związanego z tym poziomu wód. Decydujący wpływ na obraz klasyfikacji wód powierzchniowych obu zlewni pod względem czystości i przydatności do spożycia na cele gospodarcze jest ich wartość pH. W sporadycznych przypadkach czynnikiem ograniczającym jest również amoniak. Generalnie wody Czarnej Wisłki pozostają pozaklasowe w ciągu całego sezonu wegetacyjnego, sporadycznie tylko spełniają normy przydatności do spożycia oraz należą do I, II i III klasy czystości wód podczas niższych stanów wód. Wody Białej Wisłki w trakcie całego sezonu wegetacyjnego na przeważającym obszarze są zdatne do spożycia (Mapa 1).



Ryc. 1. Porównanie wartości stężenia jonów w potokach Biała Wisłoka i Czarna Wisłoka oraz z uwzględnieniem 3 kategorii stanu wód (wysoki, średni i niski).

Zaprezentowane wyniki dowodzą ponadto słuszności zabiegów w gospodarowaniu leśnym zachowujących zgodność składu gatunkowego drzewostanu z siedliskiem oraz różnorodność biologiczną. Dzięki temu możliwe jest utrzymanie równowagi i właściwego funkcjonowania, współistniejącego w środowisku leśnym, ekosystemowi wodnemu. Fragmenty drzewostanów obu badanych zlewni powinny być poddane procesowi przebudowy w celu poprawy ich stabilności, co w dalszej perspektywie czasowej, wpłynie pozytywnie na jakość wód powierzchniowych.



Mapa 1. Przestrzenna zmienność pH (czynnika limitującego jakość wód powierzchniowych) w wodach zlewni badawczej Białej (ryc. po lewej stronie) i Czarnej (ryc. po prawej stronie) Wisłki podczas sesji III.

Literatura:

- Astel A., 2001. Wpływ transregionalnego transportu zanieczyszczeń na stan powietrza atmosferycznego w rejonie Trójmiasta (Polska). Część II. Wykorzystanie analizy wariancji i analizy wiązkowej. *Chemia i Inżynieria Ekologiczna*, 8 (6), 588-591.
- Dynowski J., 1961. Z badań hydrograficznych w zlewni Białej i Czarnej Wisłki. *Czasopismo Geograficzne*. T. 32. z. 31.
- Pawlik-Dobrowolski J. 1965. Uźródłowienie południowej Polski. *Zesz. Nauk. UJ*. nr 34 z. 12.
- Małek S., 2004. Effect of the age of spruce stands on the balance of elements In the Potok Dupniański catchment. *Dendrobiology*. 51, 65-70, Kraków.
- Wróbel S. 1995; Zakwaszenie Czarnej Wisłki i eutrofizacja zbiornika zaporowego Wisła-Czarne. Centrum Informacji Naukowej. Kraków.

Wpływ cofki z listopada 1995 r. na drzewostany dębowe na Mierzei Karsiborskiej

Anna Cedro

Uniwersytet Szczeciński

3 i 4 listopada 1995 roku w wyniku silnych wiatrów północnych (do 20-25 m/s) oraz spadku ciśnienia atmosferycznego (do 990 hPa) nastąpiło spiętrzenie wód Zatoki Pomorskiej do poziomu 1,6 m powyżej wartości średniej i zmiany kierunku prądu w Świnie i Kanale Piastowskim, co spowodowało wlew słonych wód morskich do Zalewu Szczecińskiego oraz zalanie nisko położonych powierzchni w strefie brzegowej Bramy Świny i Zalewu. Na Mierzei Karsiborskiej zalanych zostało około 100 ha powierzchni leśnych, na których średnia głębokość wody dochodziła do 1 m. Następujący okres zimy charakteryzował się bardzo niskimi temperaturami oraz brakiem pokrywy śnieżnej, co spowodowało głębokie i długotrwałe przemrożenie gruntu. Już w czasie wystąpienia cofki (listopad 95) temperatury powietrza były poniżej średnich wartości, a temperatury minimalne przy gruncie 4 dni po zalaniu drzewostanów spadły do $-4,7^{\circ}\text{C}$ powodując zamarzanie wody i jej utrudniony spływ do koryta kanału i do wód Zalewu. Następne miesiące także były bardzo mroźne (temperatura grudnia 95 wynosiła $-3,3^{\circ}\text{C}$, stycznia 96 $-3,4^{\circ}\text{C}$ i lutego 96 $-3,5^{\circ}\text{C}$) i jednocześnie cechowały się bardzo małymi opadami i brakiem pokrywy śnieżnej izolującej grunt od wpływu niskich temperatur. Początek wiosny 96 r. był chłodny (w pierwszych dwóch dekadach marca notuje się ujemne średnie wartości temperatury), a przymrozki trwają do I dekady maja. Opisane wyżej warunki meteorologiczne powodują ustąpienie pokrywy lodowej z dna lasu dopiero pod koniec maja 1996 r. Na omawianym obszarze okres aktywnego wzrostu roślin (z temperaturami powyżej 10°C) zaczyna się na przełomie kwietnia i maja (Atlas klimatycznego ryzyka upraw roślin w Polsce 2001), wtedy też drzewa wykształcają aparat asymilacyjny. W analizowanym roku mimo wystąpienia wcześniej niekorzystnych warunków drzewostany dębowe, jak co sezon, wykształcają liście. Jednak wysoka transpiracja z koron drzew spowodowana wysokimi temperaturami maksymalnymi (w maju dochodzącymi do $30,4^{\circ}\text{C}$) w powiązaniu z brakiem dostępu do wód gruntowych powodują zjawisko suszy fizjologicznej i bardzo silne uszkodzenia liści w czerwcu 1996 r. Szkody te zauważa się przede wszystkim u dębów i buków, w mniejszym stopniu podatne na nie są olsze i brzozy.

W kolejnych sezonach wegetacyjnych (1996 i 1997) na zalanych wcześniej powierzchniach obserwuje się osłabienie drzewostanów widoczne jako zwiększenie ilości szkodników, zamieranie koron i wypadanie coraz większej ilości drzew. Przeprowadzone inwentaryzacje stwierdzają straty na 122 ha, w tym 100% uszkodzenia na 68 ha lasów. Jest to powodem wylesiania dotkniętych zamieraniem powierzchni (do 1998 r. pozyskuje się 11 tys. m^3 posuszu). Oprócz prac leśnych prowadzone są także prace melioracyjne polegające na odbudowie rowów melioracyjnych. Na odlesionych powierzchniach wprowadza się dęba szypułkowego (*Quercus robur*) na wcześniej przygotowanych kopcach o wymiarach 2 x 2 m i wysokości do 1 m oraz w obniżeniach olszę.

Przedmiotem badań były rodzime gatunki dębów: szypułkowe (*Quercus robur* L.) oraz bezszypułkowe (*Quercus petraea* (Matt) Liebl.) rosnące na powierzchniach będących pod bezpośrednim wpływem cofki z listopada 1995 r. W sumie pobrano wywierty z 12 żyjących drzew oraz pozyskano 12 krążków z drzew wyciętych przed 2000 r. Na ich podstawie złożono dwie chronologie: MU1 liczącą 136 lat i obejmującą okres 1865-2000 oraz KP1, która liczy 159 lat i reprezentuje okres 1840-1999.

Analiza dendroklimatologiczna dębów rosnących na powierzchniach będących pod wpływem wód cofek wykazała na niewielką zależność pomiędzy szerokością przyrostu rocznego a warunkami klimatycznymi. Dęby występujące w niedalekim sąsiedztwie (wyspa Wolin) na gruntach mineralnych wykazują silne zależności przyrost-klimat (60-70% reakcji przyrostowych wyjaśnić można zmieniającymi się warunkami pluwalnymi miesięcy letnich oraz występuje zgodność w wynikach analizy lat wskaźnikowych i funkcji odpowiedzi, Cedro 2003 i 2004).

Specyficzne położenie badanych powierzchni powoduje, że na aktywność kambialną drzew wpływają warunki hydrogeologiczne zależne przede wszystkim od częstości i siły występowania sztormów powodujących wlewy słonych wód morskich do Zalewu Szczecińskiego, częstości wysokich stanów wody powiązanych ze stanami powodziowymi Odry oraz czynnika antropogenicznego, zmieniającego w ostatnich dziesięcioleciach w znaczący sposób warunki siedliskowe. Wpływ analizowanej sytuacji hydrograficznej z listopada 1995 r. był niezwykle duży (straty w ponad 120 ha drzewostanów), ponieważ wysokie stany wody i zalanie powierzchni leśnych nastąpiło bezpośrednio przed początkiem surowej zimy, co utrudniło odpływ nadmiaru wody. W przypadku wystąpienia cofki po zakończeniu okresu wegetacyjnego (trwającej zazwyczaj tylko kilka dni) i braku czynników uniemożliwiających odprowadzenie zgromadzonej na powierzchni gruntu wody prawdopodobnie nie zanotowano by tak negatywnego wpływu na zdrowotność drzewostanów.

Rekonstrukcje głównego czynnika kształtującego przyrosty roczne drzew na badanym obszarze – częstości występowania cofek, powinny objąć badania kilku gatunków drzew (np. występującej tu sosny, buka i olszy) w celu wyeliminowania indywidualnych reakcji przyrostowych gatunku na np. lata nasienne, gradacje owadów. Badania takie i próba odtworzenia okresów z wyższą od średniej częstotliwością sztormów powodujących cofki zostaną podjęte w najbliższym czasie.

Wyjątkowe warunki siedliskowe oraz czynniki wpływające na dynamikę przyrostową badanych drzew powodują, że w literaturze jest mało opracowań dotyczących omawianych zagadnień. Na niewielkich nadmorskich obszarach w Europie i Ameryce Płn. drzewostany są niszczone przez fale morskie oraz związane z nimi wzrost poziomu wody (por. Schweingruber 1996). Dodatkowym czynnikiem powodującym wypadanie drzew jest tu obecność związków soli w glebie. Pewne cechy wspólne (wzrost poziomu wód gruntowych, zalewanie dolnych warstw lasu) mają także analizowane powierzchnie z terasami zalewowymi rzek. Jednak w pracach omawiających wpływ powodzi na drzewostany zwraca się uwagę przede wszystkim na podmywanie gruntu przez nurt rzeki, ekspozycję systemów korzeniowych, powstawanie uszkodzeń pnia, akumulację nowych warstw osadowych i wpływ człowieka (Schweingruber 1996, Krapiec 1996, 1996a i 1998, Zielski i Krapiec 2004). W obu sytuacjach (drzewostanach niszczonych przez wody morskie i rzeczne) podkreśla się mniejszy wpływ czynników klimatycznych na kształtowanie się przyrostów rocznych drzew, jednocześnie wykazując przydatność złożonych chronologii do rekonstrukcji zmieniających się w czasie warunków ekologicznych i wielkości antropopresji.

Literatura:

- Atlas klimatycznego ryzyka upraw roślin w Polsce 2001. Red. Koźmiński Cz., Michalska B. Akademia Rolnicza i Uniwersytet Szczeciński.*
- Cedro A., 2003: *Wpływ temperatury powietrza i opadów atmosferycznych na przyrosty radialne rodzimych gatunków dębów z Wolińskiego Parku Narodowego. Człowiek i środowisko przyrodnicze Pomorza Zachodniego. Tom II: Środowisko abiotyczne. Pod redakcją: R.K. Borówki i A. Witkowskiego: 149-154.*
- Cedro A., 2004: *Zmiany klimatyczne na Pomorzu Zachodnim w świetle analizy sekwencji przyrostów rocznych sosny zwyczajnej, daglezi zielonej i rodzimych gatunków dębów. Oficyna In Plus.*
- Krapiec M., 1996: *Subfossil oak chronology (474BC-AD1529) from Southern Poland. W: Tree rings, environment and humanity. Dean J., Meko M., Swetnam T., (red.). Tuscon, Radiocarbon: 813-819.*
- Krapiec M., 1996a: *Dendrochronology of "black oaks" from river valleys in Southern Poland. W: Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. Starkel (red.). Geographical Studies, Sp. Iss. 9: 61-78.*
- Krapiec M., 1998: *Progress in dendrochronology of the last millennia in Poland. Folia Quaternaria 69, Kraków.*
- Schweingruber F.H., 1996: *Tree rings and environment, dendroecology. Paul Haupt Publishers. Berne, Stuttgart, Vienna: 156-157*
- Zielski A., Krapiec M., 2004: *Dendrochronologia. PWN, Warszawa: 158-176.*
- Walanus A., 2002: *Instrukcja obsługi programu TCS. Program TCS do obliczania lat wskaźnikowych. Kraków.*



sesja posterowa
20 września 2006
17.35 – 18.00

Waloryzacja przyrodnicza i hydromorfologiczna ocena rzeki Lisi Parów w obszarze krawędziowym Wysoczyzny Elbląskiej

Mirosław Grzybowski, Zbigniew Endler, Barbara Juśkiewicz-Swaczyna, Joanna Duriasz
Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie

Rzeka Lisi Parów przepływa przez teren trzech gmin: Milejewo, Młynary i Frombork, należących do powiatu elbląskiego i braniewskiego. Zlewnia Lisiego Parowu leży w obrębie Wysoczyzny Elbląskiej i Równiny Warmińskiej.

Lisi Parów jest rzeką II rzędu, lewobrzeżnym dopływem Baudy, długości 15 km i powierzchni zlewni 26 km², włączona jest do ekoregionu XVI - Równiny Wschodnie. Typologia zgodnie z Ramową Dyrektywą Wodną Nr 2000/60/EC Parlamentu Europejskiego i Rady Unii Europejskiej pozwala zaklasyfikować Lisi Parów jako rzekę: nizinną; małą (źródła znajdują się w okolicach miejscowości Ogrodniki, w centralnej części Wysoczyzny Elbląskiej na wysokości około 165 m n.p.m.). Zgodnie z typologią geologiczną RDW jest to rzeka o podłożu krzemianowym.

W strefie krawędziowej Wysoczyzny Lisi Parów płynie w głębokiej i stromej dolinie erozyjnej, gdzie deniwelacje lokalnie dochodzą do 50 m. W tej części Lisiego Parowu, w okolicach miejscowości Rychnowy w 1962 r. (MP nr 70, poz 327), usytuowany został florystyczny rezerwat przyrody „Pióropusznikowy Jar”. Rezerwat zajmuje powierzchnię 37,27ha na terenie Wysoczyzny Elbląskiej, ale poza Parkiem Krajobrazowym w obrębie Obszaru Chronionego Krajobrazu Rzeki Baudy (Dz. Urz. Woj. Warmi-Mazurskiego z dn.16 listopada 2005r. Nr 175 poz.1951).

Waloryzacja przyrodnicza obszaru rzeki Lisi Parów wykonane w latach 2005-2006 w obrębie rezerwatu Pióropusznikowy Jar wykazała obecność następujących zespołów leśnych: łągu wiązowo-jesionowego *Ficario-Ulmetum*, łągu jesionowo-olchowego *Circaeo-Alnetum*, grądu gwiazdnicowego *Stellario-Carpinetum* oraz kwaśnej buczyny *Luzulo pilosae-Fagetum*.

Flora roślin naczyniowych rezerwatu jest bogata - liczy ponad 180 gatunków. Większość składników stanowią przedstawiciele klasy *Quercio-Fagetea*, są to charakterystyczne dla buczyn, grądów i łągów gatunki. Na uwagę zasługuje zwłaszcza udział gatunków chronionych, rzadkich, w tym górskich.

Na terenie rezerwatu występuje 14 gatunków roślin naczyniowych podlegających ochronie. Gatunkiem szczególnie cennym jest pióropusznik strusi, licznie występujący wzdłuż potoku i stanowiący jeden z głównych walorów rezerwatu. Wśród roślin naczyniowych podlegających ochronie, 8 gatunków objętych jest ochroną ścisłą, 6 - częściową. Gatunki objęte ochroną ścisłą to tojad dzióbaty *Aconitum variegatum*, wawrzynek wilczczyko *Daphne mezereum*, bluszcz pospolity *Hedera helix*, widłak jałowcowaty *Lycopodium clavatum*, pióropusznik strusi *Matteuccia struthiopteris*, gnieźnik leśny *Neottia nidus-avis*, podkolan biały *Platanthera bifolia*, barwinek pospolity *Vinca minor*. Gatunki podlegające ochronie częściowej: kopytnik pospolity *Asarum europaeum*, konwalia majowa *Convallaria majalis*, kruszyna pospolita *Frangula alnus*, marzanka wonna *Asperula odorata*, paprotka zwyczajna *Polypodium vulgare*, porzeczka czarna *Ribes nigrum*.

Gatunki interesujące, w tym rzadkie w skali Polski niżowej, reprezentuje: czerniec gronkowy *Actaea spicata*, łopian gajowy *Arctium nemorosum*, dzwonek szerokolistny *Campanula latifolia*, rzeżucha leśna *Cardamine flexuosa*, turzycza leśna *Carex sylvatica*, czartawa drobna *Circaea alpina*, czartawa pospolita *Circaea lutetiana*, kokorycz pusta *Corydalis cava*, kokorycz pełna *Corydalis solida*, głóg odgiętoszyjkowy *Crataegus curvisepala*, kostrzewa leśna *Festuca altissima*.

Większość z tych gatunków nie należy do rzadkich w skali Wysoczyzny Elbląskiej, co stanowi specyfikę tutejszej flory i świadczy o dobrym stanie zachowania tutejszych zbiorowisk leśnych.

Inną grupą gatunków wyróżniających Wysoczyznę Elbląską i stanowiących o wartości flory rezerwatu, są gatunki górskie. W Pióropusznikowym Jarze są to: klon jawor *Acer pseudoplatanus*, tojad dzióbaty *Aconitum variegatum*, manna gajowa *Glyceria nemoralis*, lepiężnik biały *Petasites albus*, przetacznik górski *Veronica montana* (Dąbrowski i in. 1999) oraz notowany obecnie trzcinnik *Calamagrostis pseudophragmites*.

Ocenę hydromorfologiczną wykonano metodą brytyjską - River Habitat Survey (RHS) (Environment Agency 2003). River Habitat Survey (RHS) wykonywany jest na wybranym reprezentatywnym 500 metrowym odcinku rzeki. Wybrano odcinek rzeki zlokalizowany na terenie rezerwatu Pióropusznikowy Jar.

RHS opiera się na wypełnieniu czterostronicowego formularza. Formularz podzielony jest na numerowane sekcje od A do P. Badania prowadzone są w dwóch zakresach:

- pierwszy obejmuje 10 profili badawczych w odstępach 50m gdzie oceniano: cechy fizyczne brzegu i koryta (szerokość profilu 1m); użytkowanie terenu i struktura roślinności skarp i najbliższego otoczenia (do 5m) (szer. profilu 10m) oraz typ roślinności w korycie (szerokość profilu 10m)
- drugi dotyczy całego 500m odcinka w ujęciu syntetycznym, gdzie notowano następujące parametry: informacje ogólne dotyczące badania, dominująca forma doliny, liczba bystrzy, plos i odsypisk punktowych, budowle wodne, użytkowanie terenu w odległości 50m od brzegu, profil brzegów, obecność drzew i towarzyszących im cech, zasięg koryta i cechy brzegu, wymiary koryta (w jednym reprezentatywnym stanowisku), interesujące cechy (rozgałęzienia koryta, dopływy, amfifity, użytkowanie zlewni itp., drożność koryta, odnotowane obce gatunki roślin, ogólna charakterystyka (oddziaływanie antropogeniczne, fauna, inne).

W oparciu o uzyskane wyniki z protokołów wylicza się Habitat Modification Score (HMS) – Wskaźnik Naturalności Siedliska oraz Habitat Quality Assessment Score (HQA) - Wskaźnik Przekształcenia Siedliska.

HMS ocenia obecność i różnorodność naturalnych elementów koryta i doliny rzecznej jak: cechy fizyczne koryta, brzegów; struktura roślinności na skarpie; typ roślinności w korycie; użytkowanie terenu w odległości 50m od koryta; zadrzewienia; inne cechy świadczące o naturalności. Uzyskano wartość HMS 71 co wskazuje na bardzo wysoką naturalność badanego odcinka rzeki.

HQA określa zakres przekształceń w morfologii cieku, poprzez liczbę i rodzaj budowli wodnych; umocnienia, zmiany profilu. Uzyskano zerową wartość HQA świadczącą o braku przekształceń w morfologii cieku.

Uzyskane wyniki wskazują na dużą naturalność i brak antropogenicznych przekształceń rzeki Lisi Parów na terenie rezerwatu Pióropusznikowy Jar. Uzyskane wyniki odniesiono do badań fizyczno-chemicznych wykonanych przez WIOŚ w 2002 roku w jednym przekroju pomiarowo-kontrolnym, powyżej ujścia do Baudy, w miejscowości Włóczyska. Uzyskane wyniki nie były jednoznaczne. Zawartość związków organicznych, określonych wskaźnikami: BZT₅, ChZT-Mn i ChZT-Cr, była wysoka i odpowiadała III klasie czystości. Zawartość związków azotu była niska, wszystkie formy azotu spełniały kryteria I klasy czystości. Związki fosforu utrzymywały się na wysokim poziomie. Stężenie charakterystyczne zarówno fosforanów, jak i fosforu ogólnego, kwalifikowało wodę rzeki w badanym przekroju do III klasy czystości. Stan hydrobiologiczny: Indeks saprobowości sestonu odpowiadał II klasie czystości. Stan sanitarny: miano coli typu kałowego w kontrolowanym punkcie było pozaklasowe.

W związku z tym postanowiono przeprowadzić jeszcze jedną ocenę przy pomocy wskaźników biologicznych preferowanych do monitoringu wód przez RDW. Ponadto Polska do chwili obecnej (maj 2006) nie posiada metody oceny makrofitowej dla rzek. Ponieważ trwają prace nad wypracowaniem takiej metody, niniejsza praca ma również na celu przyczynienie się

do lepszego poznania stosowanych metod i możliwości ich adaptacji do warunków polskich. Do oceny makrofitowej wybrano metodę brytyjską Mean Trophic Ranking (MTR). Badania prowadzone są na 100-metrowym wytypowanym odcinku rzeki. MTR opiera się na ilościowej i jakościowej ocenie składu gatunkowego roślin, z których wytypowano listę 128 gatunków wskaźnikowych makrofitów. Uwzględnia się wszystkie gatunki rosnące na stałe w wodzie. Na podstawie dziewięciostopniowej skali pokrycia (SCV) oraz wartości wskaźnikowej gatunku (STR) wylicza się wskaźnik MTR. W rzece Lisi Parów uzyskano wartość MTR równą 4, co wskazuje na konieczność zastosowania środków zaradczych.

Podjęto również badania nad brioflorą rezerwatu Pióropusznikowy Jar, która wykazała obecność rzadkich taksonów.

Rzeka Lisi Parów posiada bardzo wysokie wartości krajobrazowe, bogatą i cenną szatę roślinną w obrębie zlewni oraz bardzo niską jakość wód. Przyczyną niskiej jakości wód jest zasilanie Lisiego Parowu z rolniczej części zlewni w związku biogenne (poza rezerwatem Pióropusznikowy Jar). Lepsza gospodarka w zlewni rzeki przed rezerwatem podniesie jakość wód co wpłynie dodatkowo na walory przyrodnicze rezerwatu i zachowanie populacji najcenniejszego gatunku rezerwatu jakim jest pióropusznik strusi.

Przekształcenia rzeźby den dolin rzecznych podczas fluwialnych zdarzeń ekstremalnych na górskich dopływach Bobru w aspekcie zagospodarowania przestrzennego

Marek Kasprzak
Uniwersytet Wrocławski

Rzeka Bóbr w swoim górnym biegu zasilana jest przez ciekі odwadniające stoki Rudaw Janowickich, Karkonoszy, Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego a częściowo także Gór Kamiennych, Wałbrzyskich, Kaczawskich i Pogórza Kaczawskiego. Do największych z nich, poza Kwisą, zaliczają się Zadna, Lesk, Łomnica z Łomniczką i Jedlicą, Kamienna z Wrzosówką, Podgórną i Małą Kamienną oraz Kamienica. Dopływy te mają typowe cechy potoków górskich - charakteryzują się niewyrównanym profilem podłużnym o dużym nachyleniu, szybkim spływem wody oraz natychmiastową reakcją na opady atmosferyczne lub topnienie pokrywy śnieżnej. Ich doliny są niejednokrotnie kręte z dnem o zmieniającej się szerokości warunkowanej wielkością spływu i strukturalnymi cechami skał otoczenia.

Górskie dopływy Bobru stwarzają duże zagrożenie powodziowe podczas nawałnych deszczów o wydajności dobowej przekraczającej lokalnie 200 mm (345 mm na Nowej Łące w G. Izerskich, 29 VII 1897) [Czerwiński 1991], przedłużających się opadów rozlewnych lub nagłych roztopów. Na największych, monitorowanych hydrologicznie rzekach stany ostrzegawcze, a także alarmowe występują z prawdopodobieństwem przekraczającym 90% lub nawet dochodzącym do 100% [Bieroński i inni 2002]. Zapiski kronikarskie oraz archiwalne i współczesne dane wskazują, że katastrofalne wezbrania pojawiają się tu nie rzadziej, niż co 25 lat. Mogą one występować rokrocznie, a nawet dwukrotnie w ciągu roku (1501), również i zimą (11 XII 1774 i 5 II 1775) [Czerwiński 1991; Margas, Szymczak 1969].

Ekstremalnym przeplływom towarzyszyć mogą przekształcenia morfologii dolin. Pomijając spływy gruzowo-błotne (tzw. mury) w kotłach polodowcowych Karkonoszy i sporadyczne obsunięcia gruntu (Miłków, 21 VIII 1786), stoki modelowane są przez skoncentrowany spływ powierzchniowy aktywny na powierzchni dróg i ścieżek. W dnach dolin rzecznych działają natomiast procesy korytowe, przykorytowe i pozakorytowe. Erozja, transport i akumulacja materiału skalnego oraz rumoszu drzewnego mogą powodować tu pogłębianie lub agradowanie

dna, podcinanie brzegów, tworzenie odsypów bocznych i sródkorytowych, czy też nadbudowywanie powierzchni stożków napływowych [Zieliński 2003]. W konsekwencji prowadzi to do zmiany krętości koryta lub jego gwałtownej awulsji. Z punktu widzenia gospodarki człowieka są to zjawiska niepożądane.

Duże straty podczas ekstremalnych wezbrań wynikają ze sposobu zagospodarowania górskich dolin, gdzie tradycyjna zabudowa ulokowana jest wzdłuż koryt. Ogranicza to przepustowość kanału i stwarza realne zagrożenie nie tylko podtopieniem, ale i destrukcją infrastruktury w wyniku erozji brzegów bądź zasypania grubofrakcyjnym rumowiskiem rzeczny. Przepływ wód powodziowych jest przy tym znacznie zmieniony za sprawą budowli hydrotechnicznych: zbiorników retencyjnych i przeciwrumowiskowych, korekcyj progowych oraz umocnień brzegowych, zaprojektowanych w większości na przełomie XIX i XX w. [Budych, Majewicz 1999]. Taka ingerencja człowieka w system rzeczny zapobiega do pewnego stopnia zmianom biegu rzeki. Uniemożliwia jednak dostosowanie się koryta cieku do warunków zwielokrotnionego przepływu, a sztuczne pułapki sedymentacyjne powodują nagłe wahania w obciążeniu strumienia wody materiałem wleczonym.

Tendencje zmian rzeźby fluwialnej w obrębie den dolinnych można z dużą trafnością przewidzieć. W tym celu potrzebna jest analiza zmienności podłużnych i poprzecznych profilów dolin, geometrii hydraulicznej koryt, układu dopływów, kształtu i możliwości retencyjnych zlewni, cech podłoża. Przydatne są także zdjęcia lotnicze, na których zaznacza się przebieg paleokoryt. Na ten obraz należy nałożyć efekty działania systemu przeciwpowodziowego z uwzględnieniem jego faktycznej wydajności i zagrożenia w wypadku uszkodzenia poszczególnych elementów systemu. Dopełnieniem wiedzy na temat przekształceń morfologii dolin będą opisy minionych zdarzeń powodziowych.

Prowadzone przez autora studia nad zmianami rzeźby w dolinach górskich dopływów Bobru jednoznacznie wskazują na możliwości zapobieżenia części strat powodziowych. Jednak możliwe jest to tylko w przypadku realizacji odpowiednio skonstruowanych planów zagospodarowania przestrzennego, które zakładałyby w perspektywie kilkudziesięciu najbliższych lat zwiększenie tzw. małej retencji, przystosowanie obudowanych koryt do przyjęcia fal powodziowych czy też likwidację obiektów infrastruktury drogowej i mieszkalnej o niekorzystnej lokalizacji.

Literatura:

- Bieroński J., Pawlak W., Tomaszewski J., 2002, *Komentarz do Mapy Hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusze: Jelenia Góra Zach., Jelenia Góra Wsch., Kamienna Góra, Kowary, Orle, Szklarska Poręba.*
- Budych L., Majewicz R., 1999, *Strategia ochrony przeciwpowodziowej doliny Bobru w ujęciu historycznym, Rocznik Jeleniogórski, t. XXXI, s. 45-54.*
- Czerwiński J., 1991, *Powódzie w rejonie Karkonoszy od XV w. do czasów współczesnych, Acta Univ. Wratis., 1237, Prace Instytutu Geograficznego, Ser A, t. VI, s. 85-104.*
- Margas Cz., Szymczak H., 1969, *Klęski żywiołowe w polskich Karkonoszach i regionie jeleniogórskim (1232-1968), Wierchy, R. 38, s. 55-115.*
- Zieliński T. 2003, *Catastrophic flood effects in alpine/foothill fluvial system (a case study from the Sudetes Mts, SW Poland), Geomorphology, 54, s. 293-306.*

Andrzej Kostrzewski, Monika Domańska, Józef Szpikowski

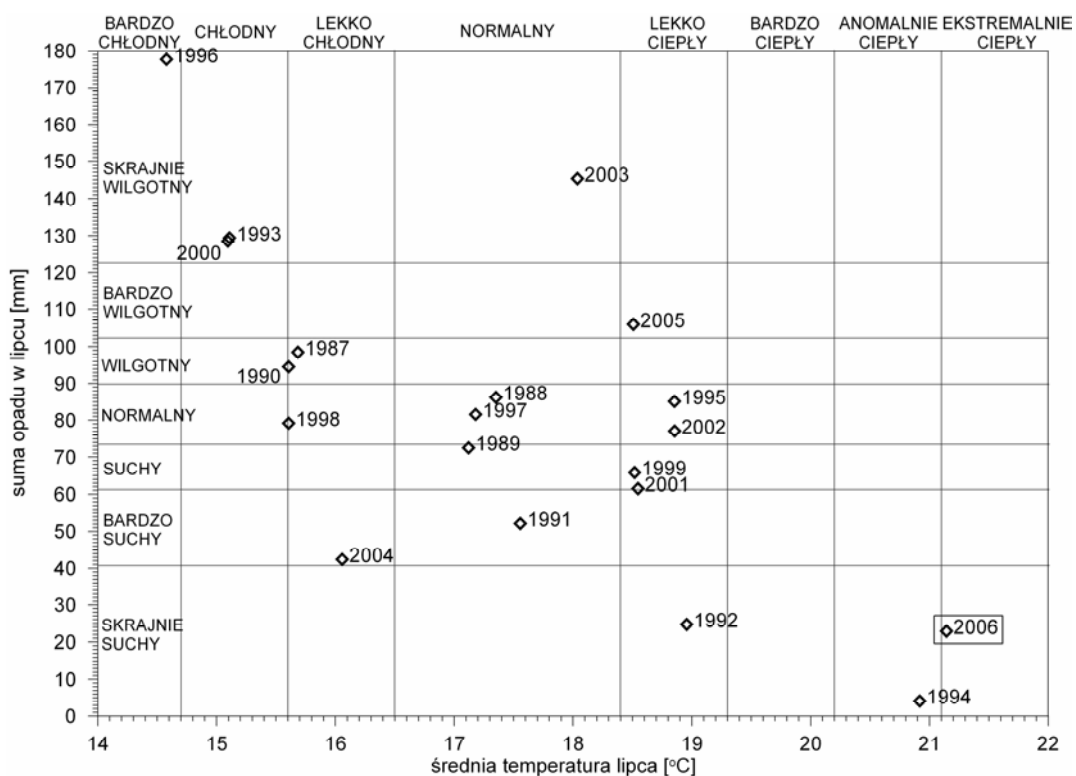
Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu

Lipiec 2006 roku zaznaczył się ekstremalnymi warunkami meteorologicznymi w całej Polsce, szczególnie w odniesieniu do wysokiej temperatury powietrza oraz niskich opadów atmosferycznych. Obserwacje prowadzone w posterunku meteorologicznym Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie umożliwiają określenie charakterystyki elementów pogodowych lipca 2006 roku na tle dostępnego wielolecia pomiarowego z okresu 1987-2005.

Posterunek meteorologiczny w Storkowie reprezentuje warunki pogodowe zlewni górnej Parsęty (Kostrzewski, Stach, Szpikowski 1994, Szpikowski 2001) i stanowi ważny element systemu pomiarowego w zakresie wskazania uwarunkowań klimatycznych współczesnego systemu denudacyjnego zlewni młodoglacjalnej (Kostrzewski 1993).

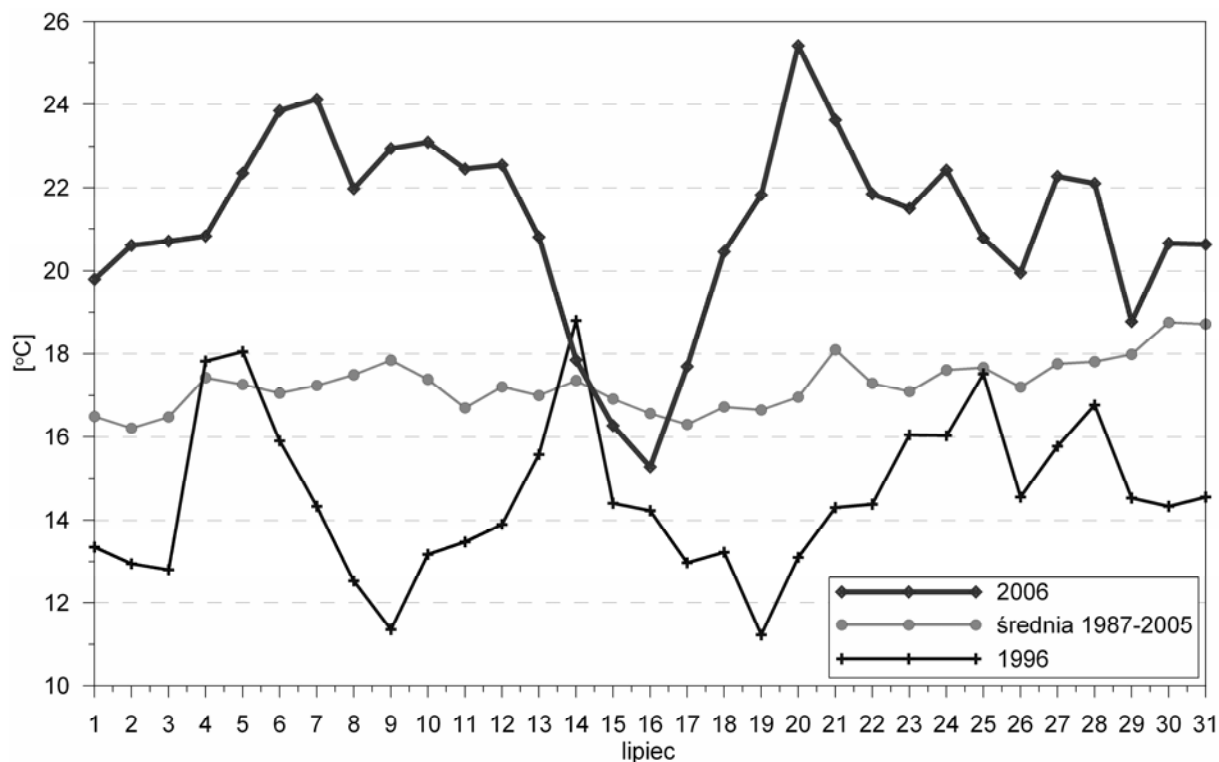
Ekstremalne wartości osiągnęła temperatura powietrza, co sprawiło, iż na tle wielolecia 1987-2005 lipiec 2006 roku odznaczył się najwyższą wartością średniej miesięcznej temperatury powietrza (21,1°C). Równie ekstremalna, choć nie najniższa w wieloleciu obserwacyjnym, była miesięczna suma opadów, która wyniosła 22,9 mm, przy średniej sumie wieloletniej 81,8 mm.

Zestawienie warunków termiczno-opadowych dla wszystkich okresów lipcowych z lat 1987-2006 ze Storkowa (ryc. 1) pozwala na wydzielenie, w oparciu o klasyfikację stosowaną w programie Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego (Lorenc 1998), charakterystycznych zakresów dla temperatury powietrza i opadów atmosferycznych. W tym podziale pozycja lipca 2006 r. jest wyjątkowa dla obserwacji prowadzonych w Storkowie – jest to okres ekstremalnie ciepły oraz skrajnie suchy. Należy przy tym dodać, iż zarejestrowano jeszcze dwa przypadki, gdy miesiąc lipiec kwalifikował się jako okres skrajnie suchy - w roku 1992 (suma 24,7 mm) i w roku 1994 (suma 4,2 mm).



Ryc. 1. Warunki termiczno-opadowe miesiąca lipca w wieloleciu 1987-2006 w Storkowie

Porównanie przebiegu temperatury dobowej w lipcu 2006 r. na tle wartości średnich dobowych z okresu 1987-2005 oraz z roku 1996, który był najzimniejszym lipcem podczas pomiarów meteorologicznych w Storkowie (średnia 14,6°C), również wskazuje na wyjątkowy przebieg warunków termicznych w tym czasie (ryc. 2). Maksymalna temperatura powietrza, która wystąpiła 7 lipca i wynosiła 33,4°C nie była wartością rekordową dla ciągu obserwacji prowadzonych w Storkowie. Absolutne maksimum przypada na dzień 31 lipca 1994, kiedy temperatura maksymalna powietrza osiągnęła 37,1°C.



Ryc. 2. Temperatura dobową powietrza w lipcu 2006, w lipcu 1996 oraz średnia dobową temperaturę powietrza lipca w latach 1987-2005 w Storkowie

W warunkach pogodowych lipca 2006 roku zarejestrowano jeszcze kilka zdarzeń ekstremalnych w skali wielolecia 1987-2006:

- najwyższą dla lat 2001-2006 sumę miesięczną promieniowania całkowitego, które wynosiło 185,7 kWh m⁻² i stanowiło 139% średniej sumy dla lat poprzednich,
- najwyższą minimalną średnią dobową temperaturę powietrza (16 lipca 15,3°C),
- największą liczbę dni ze średnią dobową temperaturą powietrza powyżej 20°C (24 dni, dla pozostałych lat liczba jest to wartość w zakresie od 0 do 16 dni),
- najwyższą miesięczną sumę wielkości parowania wynoszącą 136,2 mm (średnia dla lat 1987-2005 wynosi 78,3 mm).

Ekstremalne warunki pogodowe w lipcu 2006 roku znalazły swoje odzwierciedlenie w funkcjonowaniu całego geoekosystemu zlewni górnej Parsęty. Niektóre elementy geoekosystemu zareagowały dość szybko. Obserwowano np. bardzo niskie i stopniowo zmniejszające się wartości przepływów wody w Parsęcie i jej dopływie Młyńskim Potoku – w skrajnych przypadkach do zupełnego zaniku przepływu w uznawanych dotąd za stałe ciekach (fot. 1). Reakcja innych podsystemów, np. wód podziemnych w odniesieniu do głębokości zalegania zwierciadła, była wolniejsza i w dłuższym okresie czasu zostanie zniwelowana wyjątkowo wysokimi opadami atmosferycznymi w sierpniu 2006 roku.



Fot. 1. Suche koryto dopływu Parsęty Młyńskiego Potoku w lipcu 2006 roku

Literatura:

- Kostrzewski A., 1993. Geoekosystem obszarów nizinnych. Koncepcja metodologiczna. W: *Geoekosystem obszarów nizinnych*, A. Kostrzewski (red.). Ossolineum, Wrocław. Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko”, Z. Nauk., 6, s. 11-17.
- Kostrzewski A., Stach A., Szpikowski J., 1994. Monitoring meteorologiczny w Stacji Geoekologicznej w Storkowie w latach 1987-1993. W: *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stacja Bazowa Storkowo*, A. Kostrzewski (red.), s. 21-44.
- Lorenc H., 1998. Ocena stopnia realizacji programu „obserwacje meteorologiczne i badania klimatyczne w systemie zintegrowanego monitoringu środowiska” oraz synteza uzyskanych wyników badań za okres 1994-1997. W: *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geoekosystemów Polski*, IX Sympozjum ZMSP, A. Kostrzewski (red.), Bibl. Monit. Środ., s. 113-118.
- Szpikowski J., 2001. Warunki meteorologiczne jako punkt wyjścia do oceny funkcjonowania geoekosystemu (Stacja Bazowa Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w Storkowie, rok 2000). W: *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geoekosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*, M. Józwiak, A. Kowalkowski (red.). Bibl. Monit. Środ., Warszawa, s. 137-150.

Historia wezbrań powodziowych na Ziemi Kłodzkiej i ich wpływ na kierunek przekształceń den dolinnych Nysy Kłodzkiej i Białej Łądeckiej

Janusz Łach

Uniwersytet Wrocławski

Ziemia Kłodzka jest obszarem położonym w południowo-zachodniej Polsce w strefie Sudetów Środkowych oraz Sudetów Wschodnich. Charakteryzuje się zróżnicowaną morfologią terenu oraz gęstą siecią hydrograficzną. Główną rzeką odwadniającą Ziemię Kłodzką jest Nysa Kłodzka wraz z większymi jej dopływami: Białą Łądecką, Bystrzycą Dusznicką oraz Ścinawką. Obszar zlewni Nysy Kłodzkiej ze względu na duże spadki stoków i koryt rzecznych oraz gęstą zabudowę den dolinnych szybko reaguje na intensywne opady poprzez gwałtowne wezbrania i duże przepływy. Duże wezbrania powodziowe nie trwają tu dłużej niż 2-3 dni, natomiast małe od kilku do kilkunastu godzin. Prowadzone badania nad historią powodzi oraz jej skutkami na Ziemi Kłodzkiej obejmowały prawostronne dopływy Nysy Kłodzkiej do miejscowości Kłodzko.

Historia powodzi na Ziemi Kłodzkiej rozpoczyna się od XIII wieku. Do XIX wieku o powodziach wiemy głównie ze źródeł tekstowych, mniej lub bardziej wiarygodnych, mających jedynie wartość historyczną. Przedmiotem dawnej oceny skutków powodzi były przeważnie ofiary ludzkie oraz straty materialne, natomiast brak jest informacji w przekazach historycznych o zmianach geomorfologicznych.

Za wezbrania katastrofalne uznano powódzie opisywane przez kronikarzy jako „wielka powódź”, „wielki wylew rzeki”, „bardzo silny wylew wód”. Przyjmując taką wykładnię można uznać, iż ekstremalne wezbrania wydarzyły się w następujących latach: 1270, 26.07.1310, 1387, 1400, 1463, 1475, 1501, 16.08.1598, 1622, 1729, 1736, 22.06.1783 (stan wody w Kłodzku wynosił ok. 6,30 m), 1813, 1829, 1854, 1879, 5-12.08.1880, 19-20.06.1883, 1888, 27-31.07.1897.

Wiek XX rozpoczął się katastrofalną powodzią w 1903 roku. Następną była powódź opadowa w 1938 roku (zalanie Kłodzka ponad 7 metrową falą powodziową, dworzec kolejowy został przykryty warstwą 1,75 m osadu powodziowego). Według Günthera Grögera w dolinie Białej Łądeckiej wysokość wody wynosiła około 2.00 m. Następne powódzie wystąpiły w latach 1952, 1967, 1970, 1972, 1977 oraz 1997 roku.

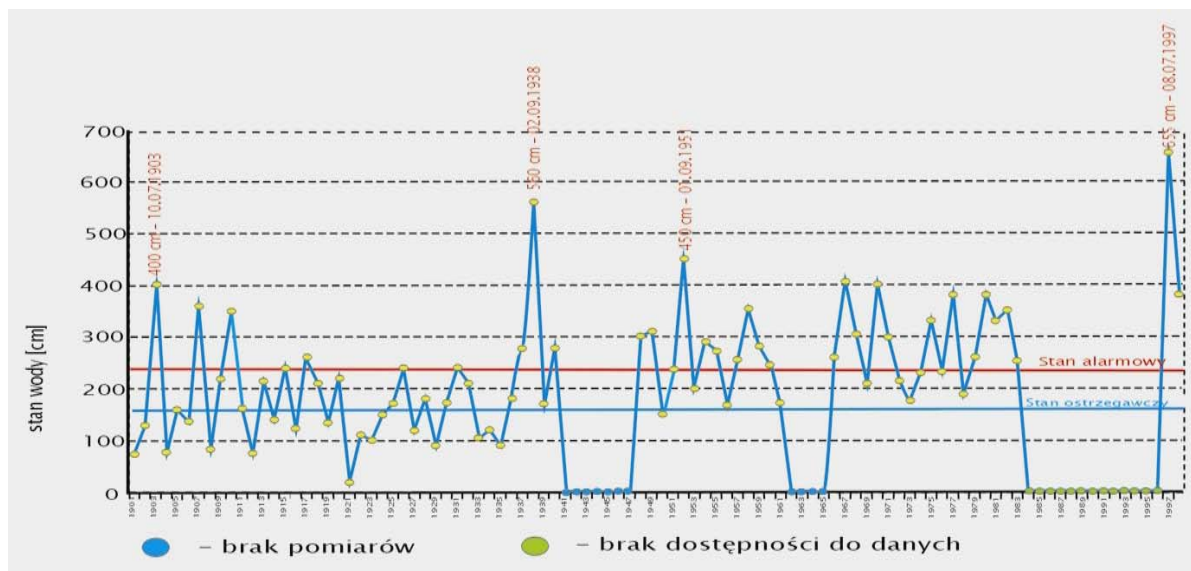
Określenie częstości występowania powodzi katastrofalnych na Ziemi Kłodzkiej we wcześniejszych stuleciach jest bardzo trudne ze względu na fragmentaryczną dokumentację. Jednakże na podstawie posiadanych materiałów możemy określić częstość ich występowania w sposób usredniony: w XV wieku, co 31 lat, w wieku XVI, co 29 lat, w XVII i XVIII wieku, co 55 lat, w wieku XIX, co 17 lat. Wiek XX ze względu na prowadzoną instrumentalną rejestrację (w 1901 roku powstały posterunki wodowskazowe w Kłodzku na Nysie Kłodzkiej oraz w Łądku Zdroju na Białej Łądeckiej) oraz naukową obserwację, pozwala z dużą dokładnością stwierdzić, iż wezbrania przekraczające stany alarmowe występowały, co 18 lat na Nysie Kłodzkiej oraz co 29 lat na Białej Łądeckiej.

Na podstawie analizy stanów maksymalnych Nysy Kłodzkiej można sądzić, iż powódzie katastrofalne występowały w latach: 1903, 1938, 1952, 1967, 1970, 1972, 1977, 1985, 1997. Były to powódzie, których stany alarmowe w Kłodzku zostały przekroczone o ponad 1,60 m uzyskując falę powodziową wysokości ponad 4,00 m (Ryc.1). Na Białej Łądeckiej wezbrania o charakterze katastrofalnym wystąpiły w latach: 1903, 1938, 1977, 1997.

Podsumowując należy stwierdzić, że powódzie uznane za „wielkie powódzie XX wieku” na Ziemi Kłodzkiej wystąpiły w: 1903, 1938, 1952, 1997, 1998 (rok 1998 dotyczy Bystrzycy Dusznickiej). Były to powódzie, które wpływały na przekształcenie środowiska dolinno-dennego zlewni Nysy Kłodzkiej. Natomiast powódź z 1997 roku była największym wezbraniem

dwudziestego wieku na obszarze Ziemi Kłodzkiej osiągając rekordowe wartości stanów wód oraz wielkości przepływów.

Wielkie powódzie analizowane od XIII wieku do końca XIX wieku powodowały nadbudowę den dolinnych, zwłaszcza w płaskodennych dolinach Kotliny Kłodzkiej. Powodem stopniowego nadbudowywania równi zalewowych rzek, był proces wylesiania obszarów górskich, który przyczyniał się do dostawy dużej ilości materiału stokowego do koryt rzecznych.



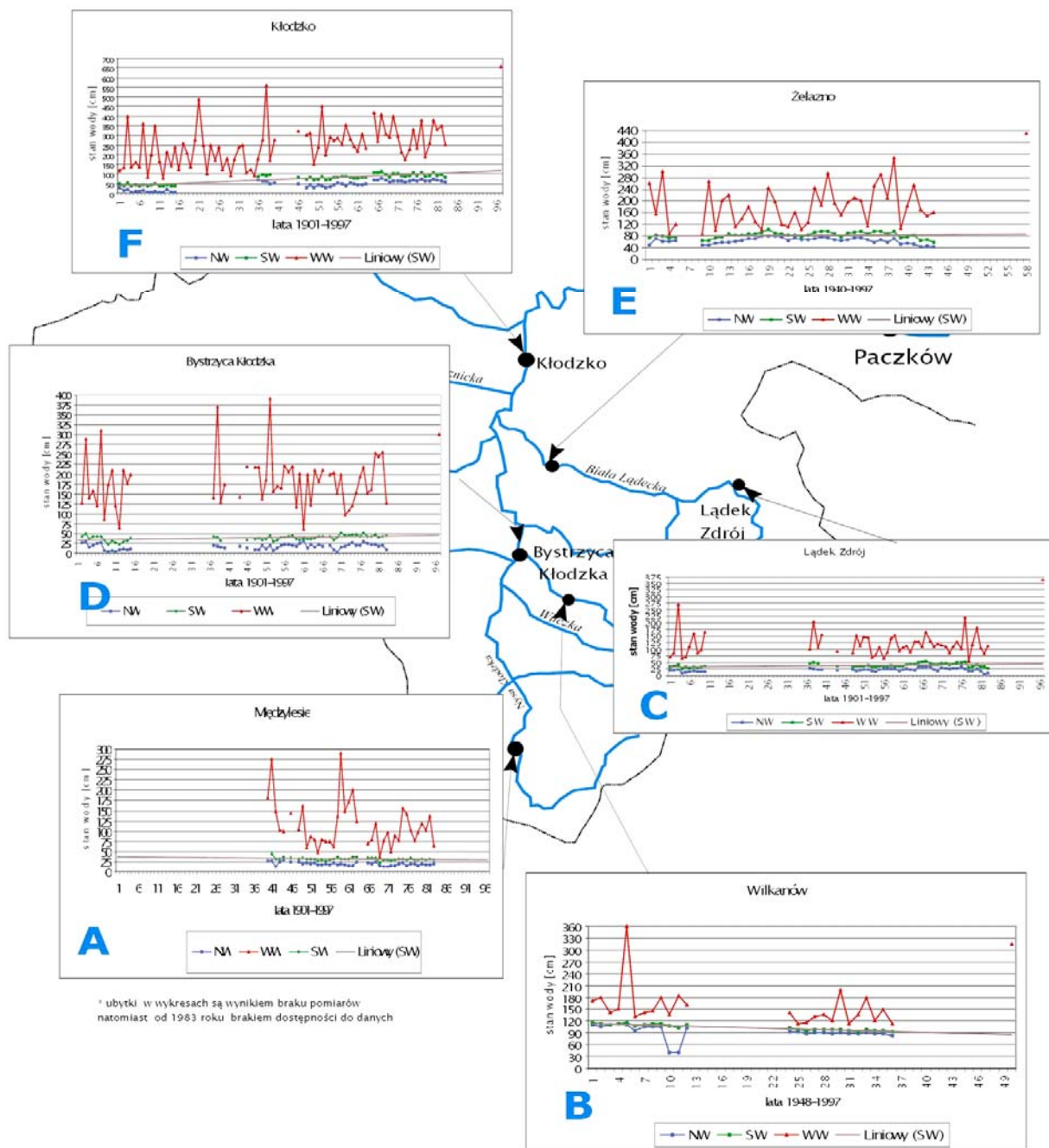
Ryc.1. Hydrogram maksymalnych stanów Nysy Kłodzkiej na wodowskazie w Kłodzku dla okresu letniego 1901-1998

Natomiast od XX wieku obserwuje się wcinanie się rzek w swoje aluwia a przyrost osadów powodziowych odbywa się lokalnie. Najczęściej lokalna nadbudowa jest efektem wymuszenia przez występujące w korycie oraz na równi zalewowej przeszkody naturalne lub sztuczne. Można przypuszczać, iż dominującą rolę pełnią procesy erozyjne, o czym świadczą liczne zerwy, podcięcia brzegowe oraz obecność progów skalnych w korycie. Na dominację procesu erozji ma obecnie ograniczenie transportu rumowiska z obszarów górskich, które są zalesiane.

Wykorzystanie metody analizy prostych regresji średnich stanów wód z wielolecia dla rzek sudeckich pozwoliło stwierdzić, iż w górnych odcinkach dolin o dużych spadkach koryt zachodzi proces pogłębiania. Natomiast na odcinkach dolin w strefie śródgórskiej i kotlin górskich, gdzie występują mniejsze spadki dochodzi do podnoszenia się dna (Ryc.2).

Jednakże z prowadzonych badań terenowych w czasie trwania tak dużych stanów wód powodziowych, jakie miały miejsce w lipcu 1997 roku, koryta uległy obniżeniu.

Wezbrania powodziowe o cechach katastrofalnych są bardzo ważnym i prawdopodobnie decydującym w okresie holocenu czynnikiem formującym dna dolin sudeckich.



Ryc.2. Ekstremalne stany roczne na Nysie Kłodzkiej oraz jej dopływach w przekrojach wodowskazowych w okresie 1901 - 1997

Charakterystyka źródłiskowego torfowiska kopułowego Ogartowo (Pojezierze Drawskie)

Małgorzata Mazurek¹, Radosław Dobrowolski²

¹ Uniwersytet im A. Mickiewicza w Poznaniu

² Uniwersytet im. M. Curie – Skłodowskiej w Lublinie

Pomorze Zachodnie stanowi jeden z regionów uprzywilejowanych pod względem występowania torfowisk w Polsce gdzie notowanych jest od 25 do 50 różnego typu obiektów na 100 km². Rozmieszczenie i zróżnicowanie torfowisk wykazuje silny związek z młodoglacjalną rzeźbą terenu, budową geologiczną, obiegiem wody i warunkami klimatycznymi. Odrębną pod względem litologii, roślinności i morfologii odmianę torfowisk niskich stanowią torfowiska źródłiskowe rozwijające się wokół źródeł, wycieków i wysięków wód podziemnych. Uwilgocenie podłoża w miejscach wypływów wód sprzyja rozwojowi roślinności wodo- i wilgociolubnej, akumulacji materiału organicznego i stopniowemu powstawaniu młak. W kolejnych etapach rozwoju w młakach w efekcie przyrostu masy organicznej następuje zmiana bilansu wodnego i rozwój torfowisk źródłiskowych. Przy mniej wydajnych wypływach rozwijają się torfowiska źródłiskowe wiszące, a na źródłach o znacznej wydajności tworzą się torfowiska źródłiskowe kopułowe. Na obszarze młodoglacjalnym Polski NW liczne torfowiska źródłiskowe zlokalizowane są w strefach kontaktu jednostek o odmiennej budowie geologicznej, które warunkują występowanie wydajnych, skoncentrowanych wypływów wód podziemnych zasobnych w węglan wapnia ługowany z osadów polodowcowych. W miejscu wypływu wód podziemnych gromadzą się silnie węglanowe martwice wapienne na przemian z utworami o mniejszej zawartości węglanu wapnia, a z większą ilością substancji organicznej.

Złoża torfowisk kopułowych doskonale nadają się do szczegółowych studiów paleośrodowiskowych (*vide* R. Dobrowolski i in., 1999, 2002, 2005; A. Pazdur i in., 1988, 2002). Następstwo osadowe w profilu stanowi bowiem bezpośredni zapis zmian wielkości zasilania podziemnego lub cech fizyko-chemicznych wypływów nawiązujący do holocenów zmian wilgotnościowo-termicznych. Mimo coraz pełniejszego rozpoznania rozmieszczenia i wykształcenia osadów źródłiskowych budujących tego typu torfowiska (L. Wołejko, 2000) dane te w ograniczonym stopniu wykorzystywane są do analiz paleogeograficznych na Pomorzu Zachodnim.

W trakcie kartowań krenologicznych prowadzonych na Pojezierzu Drawskim w sąsiedztwie wsi Ogartowo (k. Połczyzna Zdroju) zlokalizowano źródłiskowe torfowisko kopułowe położone na obrzeżu soligenicznego torfowiska niskiego. W budowie torfowiska do tej pory rozpoznano dwie kopuły wykształcone wokół funkcjonujących w przeszłości źródeł, które położone są u podnóża stoku wysoczyzny morenowej przechodzącej w dolinę Dębnicy. Głębokie wcięcie doliny Dębnicy oraz wysokie spadki hydrauliczne na obszarze wysoczyzny stwarzają w tej strefie dobre warunki drenażu wód podziemnych, co sprzyja istnieniu wydajnych źródeł o ascensyjnym charakterze zasilanych z serii piasków i żwirów wodnolodowcowych.

Kompleks torfowisk obejmujących torfowisko źródłiskowe Ogartowo, odwadnia ciek o przepływie ok. 10 dm³s⁻¹ (październik 2004). Wypływy wód z torfowiska charakteryzują się odczynem obojętnym (pH 7,8) i średnią mineralizacją. Pod względem składu chemicznego wody należą do wód wodorowęglanowo-wapniowych (stężenia jonów Ca: 81 mgdm⁻³, HCO₃: 204 mgdm⁻³) charakterystycznych dla obszarów młodoglacjalnym, w tym także Pojezierza Drawskiego. Wskaźnik nasycenia wobec kalcytu SI_c<0 oznacza, że odpływające wody pozostają agresywne wobec kalcytu. Źródłem węglanu wapnia w wodach i osadach torfowiska są ługowane przez wody podziemne osady lodowcowe i wodnolodowcowe, w których współcześnie zawartość CaCO₃ sięga od kilku do kilkunastu %. Współcześnie nie zaobserwowano na tym obszarze akumulacji węglanu wapnia, natomiast w wyniku erozji w dolnej części soligenicznego

kompleksu torfowiskowego odsłaniane są w korycie cieku warstwy scementowanej martwicy wapiennej.

Zapis sukcesji osadowej, dokumentowany w obrębie torfowiska kopułowego Ogartowo, wskazuje na dużą zmienność (czasową i przestrzenną) procesów sedentacyjno-depozycyjnych, będącą pochodną zmian warunków zasilania (aktywności źródła, cech fizyko-chemicznych wód). W profilu pionowym wyróżnić można 3 zasadnicze jednostki litologiczne, obejmujące:

(1) cienką (do 0,25 m), na ogół ciągłą warstwę spagowych torfów trzcinowych i/lub turzycowo-trzcinowych;

(2) miększą warstwę (do 2 m) martwicy wapiennej (zróznicowanej pod względem granulometrycznym) z przewarstwieniami torfów turzycowo-trzcinowych, badania rentgenograficzne wskazują, że głównym składnikiem badanej martwicy wapiennej jest kalcyt;

(3) nieciągłą warstwę (do 0,7 m) silnie zmineralizowanych (zmurszałych) torfów, miejscami kontaminowanych amorficznym węglanem wapnia.

Główne wnioski paleogeograficzne wynikające z dotychczas wykonanych badań są następujące:

1. Torfowisko zaczęło rozwijać się na przełomie okresu borealnego i atlantyckiego; od początku funkcjonowało jako torfowisko soligeniczne zasilane punktowo przez wody naporowe (z narastającym naporem wód podziemnych).

2. Maksimum depozycji martwic wapiennych, podobnie jak w innych stanowiskach z Polski południowej (Pazdur et al. 1988) i wschodniej (Dobrowolski et al. 1999, 2002, 2005), korelowane jest z optimum klimatycznym atlantyku.

3. Znaczna wydajność źródeł ascensyjnych zasilających torfowisko utrzymywała się prawdopodobnie do schyłku okresu atlantyckiego.

4. Wyraźne pogorszenie warunków termicznych i wilgotnościowych na początku subboreału spowodowało znaczne ograniczenie aktywności źródeł naporowych, spadek tempa sedentacji organicznej i radykalne ograniczenie depozycji węglanowych.

5. Od schyłku atlantyku wydajność wód naporowych jest mała. Następuje prawdopodobnie całkowity zanik zbiornika źródłiskowego na kulminacji pagóra, jego zabagnienie, a następnie intensywne murszenie torfów.

Literatura:

- Dobrowolski R., Alexandrowicz S.W., Bałaga K., Durakiewicz T., Pazdur A. (1999) - *Badania Martwic Wapiennych W Obrębie Źródłiskowych Torfowisk Kopułowych We Wschodniej Polsce. W: Geochronologia Górnego Czwartorzędu Polski W Świetle Datowań Radiowęglowych I Luminescencyjnych. (Red. A. Pazdur I In.), Wrocław, S 179-197.*
- Dobrowolski R., Durakiewicz T., Pazdur A. (2002) - *Calcareous Tufas In The Soligenous Mires Of Eastern Poland As An Indicator Of The Holocene Climatic Changes. Acta Geologica Polonica, 52, 1, S 63-73.*
- Dobrowolski R., Hajdas I., Melke J., Alexandrowicz W.P. (2005) - *Chronostratigraphy Of Calcareous Mire Sediments At Zawadówka (Eastern Poland) And Their Use In Palaeogeographical Reconstruction, Geochronometria, 24, S 69-79.*
- Pazdur A., Pazdur M.F., Starkel L., Szulc J. (1988) - *Stable Isotopes Of Holocene Calcareous Tufa In Southern Poland As Paleoclimatic Indicators. Quat. Res., 30, S. 177-189.*
- Pazdur A., Dobrowolski R., Durakiewicz T., Piotrowska N., Mohanti M., Das S. (2002) - *$\Delta^{13}\text{C}$ And $\Delta^{18}\text{O}$ Time Record And Palaeoclimatic Implications Of The Holocene Calcareous Tufa From South-Eastern Poland And Eastern India (Orissa). Geochronometria, 21, S. 97-108.*
- Wołejko L. (2000) - *Dynamika Fitosocjologiczno-Ekologiczna Ekosystemów Źródłiskowych Polski Północno-Zachodniej W Warunkach Ekstensyfikacji Rolnictwa. Rozprawy 195, Akademia Rolnicza W Szczecinie, Ss. 112.*

Transformacja cech fizykochemicznych wody w profilu atmosfera – strefa aeracji – strefa saturacji (zlewnia Chwalimskiego Potoku, górna Parsęta)

Grażyna Szpikowska

Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Stacja Geoekologiczna w Storkowie

Opad atmosferyczny docierający do powierzchni gruntu jest źródłem nie tylko wody, ale i rozpuszczonych w niej substancji. W kontakcie z podłożem wody opadowe ulegają przemianom fizycznym i chemicznym. W efekcie tych przemian składniki mogą być deponowane lub trwale usuwane z obiegu, poza tym zmieniona jakościowo woda może być transportowana ze środowiska reakcji. Parametry fizykochemiczne mogą posłużyć do charakterystyki poszczególnych etapów krążenia wód w geosystemie zlewni rzecznej. Dokonującą się podczas obiegu wody transformacja jej cech pozwala na wskazanie pochodzenia poszczególnych składników jonowych (Favara i in. 2000, Foster, Carter 1983, Reynolds i in. 1997, Williams i in. 1983) i obrazuje intensywność przemian zachodzących w glebie i osadach głębszego podłoża (Foster 1979).

W eksperymentalnej zlewni Chwalimskiego Potoku (podsystem zlewni górnej Parsęty) prowadzono badania właściwości fizykochemicznych wód na różnych etapach obiegu. Pionową zmienność chemizmu wód obrazują przejścia ze strefy atmosfery (opad atmosferyczny) poprzez podsystem strefy aeracji (spływ śródglebowy, wody drenarskie, wody infiltrujące) do podsystemu strefy saturacji (wody zaskórne, gruntowe, wgłębne). Ze względu na zróżnicowaną pokrywę glebową zlewni profilową zmienność parametrów fizykochemicznych wód rozpatrywano z uwzględnieniem typu gleby.

W układzie atmosfera - strefa aeracji - strefa saturacji prawidłowością jest wzrost przewodności elektrolitycznej i wartości pH wód w profilu. Tendencję wzrostu, począwszy od opadu atmosferycznego w głąb gruntu do poziomu wód wgłębnych, przejawiają również składniki jonowe wód – wodorowęglany, siarczany, chlorki, wapń, magnez, sód i zjonizowana krzemionka. Nie ma wyraźnego trendu zmian stężeń w profilu pionowym w przypadku azotanów, fosforanów, jonów potasu i amonowych. Ich ilości na poszczególnych etapach krążenia nie determinuje głębokość penetracji ani czas krążenia wód. Zmianami stężeń tych składników sterują raczej procesy biologiczne (Conley 2000).

Największy skok parametrów fizykochemicznych ma miejsce w związku z przenikaniem wód opadowych w strefę gleb. W strefie saturacji następuje dalsza zmiana właściwości wód. Stopień przekształcenia wód w strefie nasyconej w stosunku do wód krążących w glebie wyraża znacznie mniejszy skok wartości parametrów fizykochemicznych, aniżeli w pierwszym etapie transformacji. Natomiast ilość substancji wprowadzanych do roztworu w efekcie oddziaływania wód podziemnych na osady podłoża jest praktycznie porównywalna do ilości wynoszonych z profilu glebowego przez wody infiltrujące, drenarskie i spływu śródglebowego, przynajmniej na obszarze występowania gleb płowych i rdzawych.

Literatura:

- Favara R., Grassa F., Valenza M., 2000. Hydrochemical evolution and environmental features of Salso River catchment, central Sicily (Italy). *Environmental Geology* 39 (11), 1205-1215.
- Foster I.D. L., Carter A.D., 1983. Biogeochemical controls on river water quality in a forested drainage basin, Warwickshire, UK. *Dissolved Loads of Rivers and Surface Water Quantity/Quality Relationships (Proceedings of the Hamburg Symposium, Aug. 1993)*. IAHS Publ. no 141, 241-253.
- Reynolds B., Fowler D., Smith R.I., Hall J.R., 1997. Atmospheric inputs and catchment solute fluxes for major ions in five Welsh upland catchments. *Journal of Hydrology* 194, 305-329.
- Williams A.G., Ternan J.L., Kent M., 1983. Stream solute sources and variations in a temperate granite drainage basin. *Dissolved Loads of Rivers and Surface Water Quantity/Quality Relationships (Proceedings of the Hamburg Symposium, Aug. 1993)*. IAHS Publ. no 141, 299-310.

- Foster I.D.L., 1979. Intra-catchment variability in solute response an East Devon example. Earth Surf. Proc., 4, 381-394.*
- Conley D.J., 2000. Biogeochemical nutrient cycles and nutrient management strategies. Hydrobiologia 410, 87-96.*



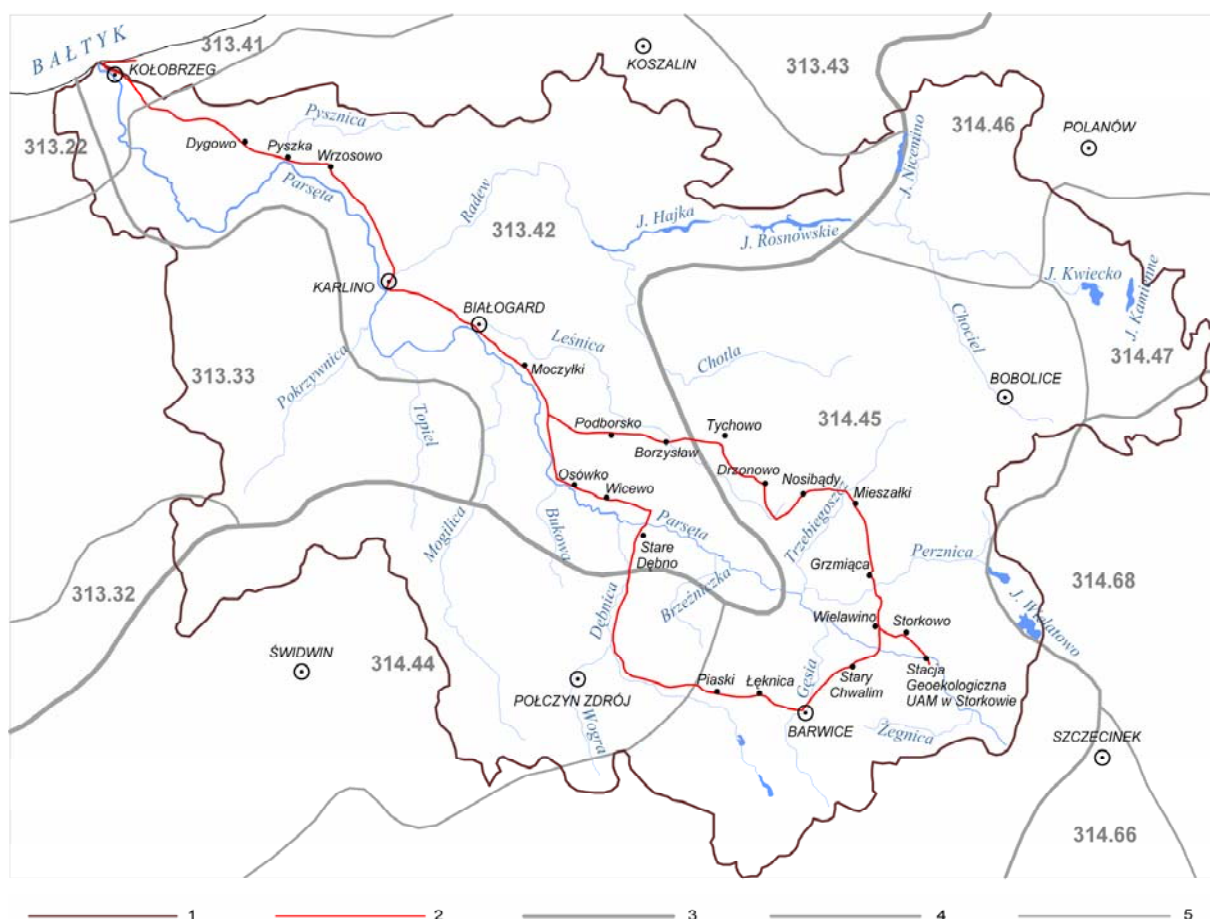
sesja terenowa
21 września 2006
8.45 – 14.00

Dorzecze Parsęty – informator na trasę sesji terenowej

Małgorzata Cichoń, Józef Szpikowski

Uniwersytet A. Mickiewicza w Poznaniu

Sesja terenowa w dorzeczu Parsęty przeprowadzona podczas konferencji „Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych 4. Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym” prowadzi przez podprowincje Pobrzeża Południowobałtyckie oraz Pojezierza Południowobałtyckie (Kondracki 1978). Trasa przejazdu biegnie przez makroregion Pobrzeże Koszalińskie oraz makroregion Pojezierze Zachodniopomorskie, przecinając po drodze kilka mezoregionów (ryc. 1). Podczas sesji terenowej szczegółowe objaśnienia są prezentowane w następujących punktach: port morski w Kołobrzegu, Pyszka, Osówko oraz Stacja Geoekologiczna UAM w Storkowie. Poniżej przedstawiony jest zarys informacji geograficzno-historycznych o miejscowościach, przez które prowadzi trasa przejazdu.



Ryc. 1. Dorzecze Parsęty – trasa sesji terenowej na tle jednostek fizycznogeograficznych.

1 - granica zlewni Parsęty, 2 - trasa sesji terenowej, 3 – granice podprowincji, 4 – granice makroregionów, 5 – granice mezoregionów.

313.22 – Wybrzeże Trzebiatowskie, 313.32 – Równina Nowogardzka, 313.33 – Równina Gryficka, 313.41 – Wybrzeże Słowińskie, 313.42 – Równina Białogardzka, 313.43 – Równina Słupska, 314.44 – Wysoczyzna Łobeska, 314.45 – Pojezierze Drawskie, 314.46 – Wysoczyzna Polanowska, 314.47 – Pojezierze Bytowskie, 314.66 – Pojezierze Szczecineckie, 314.68 – Dolina Gwdy

Kołobrzeg

Jest miastem powiatowym położonym na środkowym wybrzeżu, na pograniczu Wybrzeża Trzebiatowskiego, Wybrzeża Słowińskiego oraz równin: Gryfickiej i Białogardzkiej, nad Parsętą przy jej ujściu do morza. Jest największym uzdrowiskiem w Polsce. Status uzdrowiska posiada ze względu na lecznicze działanie klimatu, źródła solanki oraz obfite złoża borowiny. Miasto jest znanym sanatorium, kurortem, kąpieliskiem, miejscem festiwalu. Przy ujściu Parsęty rozciąga się port handlowy, rybacki, pasażerski i jachtowy. Miasto liczy około 44 tys. mieszkańców.

Kołobrzeg należy do najstarszych miast i grodów nadbałtyckich. Początki osiedli sięgają przełomu VII i VIII w. (Budzistowo, wyspa Solna). Od wieku IX w Budzistowie istniał również gród obronny. W roku 1000, po zdobyciu Pomorza przez Polan, Bolesław Chrobry ustanowił w Kołobrzegu siedzibę biskupstwa. W początkach wieku XI oraz w wieku XII Kołobrzeg był głównym ośrodkiem władzy piastowskiej na Pomorzu, o randze podobnej do Krakowa czy Wrocławia. Największe znaczenie gospodarcze w owym czasie miały tutejsze saliny. W roku 1255 Kołobrzeg uzyskał lubeckie prawa miejskie. Nowe miasto zostało lokowane na północ od Budzistowa w okolicach wzniesionego podczas misji chrystianizacyjnej Ottona (1124 r.) kościoła NMP. Od roku 1361 Kołobrzeg był członkiem Hanzy – średniowiecznej organizacji miast. Europejskie kontakty handlowe sięgały wówczas od Anglii i Hiszpanii po Ruś Kijowską. W roku 1803 założono pierwszy zakład kąpielowy. Pomimo zniszczeń wojennych (twierdza Kołobrzeg była silnie broniona przez Niemców od 4 do 18 marca 1945 r., natomiast aż do początków lat 60. prowadzono w mieście planową rozbiórkę i wywożenie pozyskiwanych materiałów w głąb Polski) odtworzono w Kołobrzegu średniowieczny układ miejski (stare miasto). Do obecnych czasów zachowała się Baszta Prochowa, resztki murów obronnych jak również szachownicowy układ ulic. Do najważniejszych zabytków Kołobrzegu należy gotycka Konkatedra NMP, a w niej obrazy gotyckie i barokowe, ołtarz szafkowy, świeczniki, polichromie, płyty nagrobne. Inne, godne zobaczenia miejsca, to ratusz, muzeum, latarnia morska, pozostałości po twierdzy, forty. Ostatnio przeprowadzone badania dendrologiczne dowiodły, że w Lesie Kołobrzeskim rośnie najstarszy dąb w Polsce (800 lat). Najważniejszymi gałęziami gospodarki są, oprócz obsługi ruchu turystycznego, przemysł rolno-spożywczy wraz z przetwórstwem rybnym, rolnictwo oraz drobny przemysł mechaniczny.

Okolo 5 km na południe za Kołobrzegiem (Stramnica) trasa przejazdu opuszcza Wybrzeże Słowińskie i wkracza na obszar Równiny Białogardzkiej. Jest to duży mezoregion o pow. około 1800 km². Tworzy go głównie płaska i lekko falista wysoczyzna dennomorenowa, urozmaicona gdzieśgdzie wzgórzami moren czołowych i pagórami kemowymi. Środkową część Równiny Białogardzkiej przecinają obniżenia wschodniego fragmentu Pradoliny Pomorskiej. Wysokość terenu wzrasta stopniowo od 25-40 m n.p.m. w części graniczącej z Wybrzeżem Słowińskim do 120 m n.p.m. na południe od Białogardu.

Dygowo

Wieś gminna z ponad 1500 mieszkańcami, położona już na Równinie Białogardzkiej w odległości 12 km od Kołobrzegu, przy historycznym Szlaku Solnym z Kołobrzegu do Wielkopolski. Pierwsza wzmianka o wiosce pochodzi z roku 1276. W Dygowie znajduje się kościół p.w. Wniebowstąpienia Pańskiego z XIX w. Do obszarów szczególnie cennych w okolicach Dygowa należy przełomowa na tym odcinku dolina Parsęty i urozmaicona rzeźba terenu z kompleksami leśnymi o zróżnicowanym drzewostanie. W Parsęcie żyją rzadko już występujące w wodach rzek Polski gatunki ryb szlachetnych: łosoś, troć, pstrąg tęczowy, lipień. Dominującą dziedziną gospodarki jest rolnictwo (użytki rolne 71%), jednak położenie Dygowa w bezpośrednim zapleczu strefy nadmorskiej i Kołobrzegu, daje możliwość rozwoju turystyki, która ma dla gminy duże znaczenie. Gmina Dygowo stwarza odpowiednie warunki do rozwoju różnego rodzaju usług i drobnej wytwórczości. Są tu tereny pod infrastrukturę turystyczną. Funkcja rekreacyjno-wypoczynkowa może być także rozwijana w oparciu o istniejące zespoły parkowo-pałacowe (w Kłopotowie, Skoczewie, Pustarach i Włóściborzu).

Pyszka

Niewielka wieś w dolinie rzeki Pysznicy. Wykonano tu, prowadzony przez Związek Miast i Gmin Dorzecza Parsęty, projekt renaturyzacji mokradła w naturalnej dolinie rzeki. Stworzono

teren zalewowy o powierzchni około 40 ha (w tym 14 ha trwałego zalewu), z wyspami dla ptactwa oraz ze stanowiskiem obserwacyjnym.

Wraz z przemieszczaniem się od wybrzeża w głąb Pomorza zmieniają się również warunki klimatyczne. Wybrzeże Bałtyku jest zaliczane do Środkowonadmorskiego regionu klimatycznego, natomiast Równina Białogardzka i Pojezierze Drawskie do regionu Środkowopomorskiego (Woś, 1993). Ten drugi region ma w porównaniu z pierwszym więcej dni przymrozkowych i mroźnych, a mniej dni ciepłych. Dłużej o około 30 dni trwa tam okres termicznej zimy i również dłużej o około 10 dni okres termicznego lata. Jest to wskaźnikiem wzrostu kontynentalizmu klimatu w miarę przemieszczania się na południe od Bałtyku.

Wrzosowo

Wieś licząca ponad 800 osób, położona na Równinie Białogardzkiej, w pobliżu rzeki Parsęty. Posiada średniowieczny rodowód – pierwsza wzmianka o miejscowości pochodzi z roku 1240. Cennym zabytkiem jest ceglano-kamienny, gotycki kościół p.w. Przemienienia Pańskiego z XIII wieku (wielokrotnie rozbudowywany i przebudowywany). Z dawnego zespołu pałacowego pozostał park dworski z końca XIX w. We wsi zachowało się kilka chałup szachulcowych z dachami naczółkowymi. Mieszkańcy wsi zajmują się głównie obsługą ruchu agroturystycznego.

Karlino

Miasto położone na Równinie Białogardzkiej liczące ponad 5700 mieszkańców. Miejsce lokalizacji miasta związane jest z przeprawą mostową na Parsęcie i Radwi, będącą skrzyżowaniem dróg: Szczecin - Gdańsk i Poznań - Kołobrzeg. Przebieg szlaków drogowych oraz węzeł hydrograficzny Parsęty i Radwi stanowiły w przeszłości i są do dziś istotnym elementem powstania i rozwoju przestrzennego miasta. W mieście i okolicach dokonano ciekawych odkryć archeologicznych, m.in. grobów skrzynkowych kultury pomorskiej, zawierających popielnice twarzowe, grobów kamiennych charakterystycznych dla kultury łużyckiej. Na 17 stanowiskach w Karlinie odkryto grobowce kultury wenedzkiej z kurhanami. Najstarszy znany zapis o Karlinie pochodzi z roku 1299. W roku 1385 Karlino otrzymało prawa miejskie oparte na prawie lubeckim. O bogatej i ciekawej przeszłości Karlina świadczą liczne zabytki: ratusz, Dom Napoleona, młyn wodny, zamek biskupi, dwór, spichlerz. Pod koniec XIX wieku renomę zdobyła karlińska fabryka maszyn rolniczych (Maschinenwerk Körlin). 9 grudnia 1980 r. w godzinach wieczornych doszło we wsi Krzywopłoty koło Karlina do erupcji ropy. Obok byłego płonącego szybu została utworzona Kopalnia Nafty i Gazu. Wydobywany gaz ze złóż lokalnych jest o 40%-50% tańszy od gazu z sieci krajowej. Wymiana kotłowni węglowych na gazowe przyczyniła się do większej rentowności istniejących lokalnych przedsiębiorstw oraz ograniczenia emisji zanieczyszczeń o ok. 80 %.

Na terenie miasta istnieje kilka firm z kapitałem zagranicznym. Ważne znaczenie mają zakłady przemysłu drzewnego, produkujące wysokiej jakości wyroby z forniru, podłogi, drzwi, meble. Głównym atutem gminy Karlino jest Specjalna Strefa Ekonomiczna, dobrze rozwinięta infrastruktura techniczna, duży potencjał siły roboczej, bardzo dobry stan środowiska naturalnego, szerokopasmowy dostęp do Internetu.

Białogard

Miasto powiatowe położone nad rzeką Leśnicą i Parsętą, na Równinie Białogardzkiej.

Badania archeologiczne dowodzą, że już w VIII w. w widłach Parsęty i Leśnicy powstało grodzisko białogardzkie. Pierwotnie było to osiedle obronne skupiające około 70 mieszkańców, następnie w IX – X wieku gród plemienny, w XI wieku gród piastowski i w początkach XII w. gród książęcy. W 1124 dotarł tu biskup Otton z misją chrystianizacyjną. Lubeckie prawa miejskie otrzymał Białogard w 1299 roku. Pod koniec XIV wieku miasto wstąpiło do Związku Hanzeatyckiego. Największy rozkwit gospodarczy przypada na XV i XVI w. - słynne były wtedy białogardzkie targi końskie. Białogard na przestrzeni dziejów rozwijał się jak inne miasta Pomorza Zachodniego. Silne wpływy germańskie modelowały je na wzór innych miast, opartych na prawie lubeckim. Zabudowa starówki stanowi klasyczny plan magdeburski z wyraźnie

zarysowanym rynkiem na bazie kwadratu. Już w roku 1859 Białogard uzyskał połączenie kolejowe ze Szczecinem przez Stargard oraz z Kołobrzegiem przez Karlino.

Po II wojnie światowej nastąpił rozwój przemysłu spożywczego i szybki wzrost liczby ludności – obecnie miasto liczy ponad 24 tys. mieszkańców. W 1992 powstał Związek Miast i Gmin Dorzecza Parsęty z siedzibą w Białogardzie – obecnie siedziba Związku mieści się w Karlinie. Szczególną atrakcją są w sezonie wędkarskim połowy troci wędrownej, które rozpoczynają się w styczniu i trwają do połowy kwietnia. Nad Parsętą zjeżdżają wówczas setki wędkarzy z całego kraju (np. w sezonie roku 1999 przybyło ponad 4 000 wędkarzy). W rzece można złowić sztuki troci o wadze 3-5 kg. Do innych ryb żyjących w dorzeczu Parsęty, a jest ich 26 gatunków, zaliczyć możemy łososa, pstrąga potokowego, lipienia, certę. Co roku w miesiącu lipcu organizowane jest przez Towarzystwo Miłośników Parsęty Święto Troci i Łososia. Rzeka Parsęta jest również doskonałym miejscem dla spływów kajakowych. Prawie 40% powierzchni powiatu białogardzkiego stanowią lasy i grunty leśne. Przeważają lasy liściaste - głównie drzewostany bukowe, dębowe, olchowe i brzożowe. Stan zdrowotny drzew jest dobry, lasy są bogate w runo leśne: grzyby, jagody, żurawinę i inne. Świat zwierzęcy reprezentowany jest przez dziki, jelenie, daniela, sarny i zające. Spotkać można również łosie (w okolicach wsi Żeleźno). Rzeczą charakterystyczną jest występowanie bardzo licznej grupy parków podworskich, które znajdują się prawie przy każdej wsi, szczególnie tam, gdzie pierwotnie istniały majątki junkierskie. Drzewostan w tych parkach jest bardzo bogaty, spotkać można wiele egzotycznych i rzadkich gatunków drzew i krzewów. Do najciekawszych należą park miejski w Białogardzie, parki w Koziej Górze, Podwilczu i Lubiechowie.

Warunki geograficzne nadały gminie charakter typowo rolniczy. Stąd duże możliwości rozwoju przemysłu rolno-spożywczego, przetwórstwa i przechowywania. W gminie Białogard funkcjonuje Inkubator Przedsiębiorczości Wiejskiej oraz Fundusz Gwarancji Kredytowych, którymi zajmuje się Stowarzyszenie Inicjatyw Społeczno-Gospodarczych. W okolicach Daszewa i Lulewic eksploatowany jest gaz ziemny i ropa naftowa. Pomimo wysokiej liczby podmiotów gospodarczych – (prawie trzysta) - wskaźnik bezrobocia ludności w wieku produkcyjnym wynosi 32,4 %.

Na wschód i południe od Białogardu rozciągają się na tzw. Łąkach Białogardzkich największe obszary torfowisk niskich. Cztery kilometry na południe od Białogardu znajduje się wieś Dębczyno. W okolicach wsi odkryto liczne stanowiska archeologiczne z różnych okresów (m.in. tzw. grupy dębczyńskiej – ok. 250-500 r. n.e.) oraz punkt widokowy przy ujściu Mogilnicy do Parsęty (klasyczne meandry). Układ koryta rzecznej Parsęty wykazuje dużą zmienność, co związane jest z hydrauliką przepływu rzecznej, zróżnicowaniem litologicznym oraz z działalnością człowieka. W pobliżu Dębczyna prowadzone są przez Zakład Geoekologii Instytutu Paleogeografii i Geoekologii UAM wieloletnie pomiary i kartowania koryta rzecznej w ramach badań erozji bocznej Parsęty. Jest to odcinek środkowy Parsęty. Stanowiska badawcze znajdują się ponadto w pobliżu Bard (dolny odcinek rzeki) oraz w okolicach Krosina (odcinek górny).

Moczyłki

Wieś sołecka licząca 150 mieszkańców, położona w odległości ok. 3 km na południowy - wschód od Białogardu, po obu stronach drogi Białogard - Połczyn Zdrój, w bliskim sąsiedztwie lasów sosnowych. Przez Moczyłki przebiega X Krajowy Szlak Turystyki Pieszej PTTK. Za wsią, w pobliżu czerwonego szlaku turystycznego znajduje się punkt widokowy liczący 116 m n.p.m.

Osówko

Niewielka wieś (150 mieszkańców) nad rzeką Parsętą. Charakterystyczną cechą tej części doliny są liczne odcinki przełomowe. Od ujścia rzeki Bukowej (poniżej Osówka) do źródeł Parsęty ma przebieg NW-SE, zgodny z ogólnym nachyleniem północnego skłonu Pomorza. Dolina rzeki wykorzystuje mocno przekształconą rynnę glacialną w obrębie łobu Parsęty.

Wicewo

Dawna osada dworska, licząca obecnie prawie 200 mieszkańców, leżąca na trasie Tychowo - Białogard. Od połowy XVII wieku do końca II wojny światowej majątek kilkakrotnie

zmieniał właścicieli. Dwór wicewski nie dotrwał do naszych czasów, zaniedbany szybko zamienił się w kompletną ruinę i został rozebrany w latach 90-tych XX w. Główną atrakcją w tej miejscowości jest park dworski, założony w II poł. XIX wieku w stylu krajobrazowym, zajmującym przestrzeń nieregularnego wieloboku o pow. ok. 8 ha. Na kompozycję parku składa się drzewostan mieszany w wieku 70-150 lat, swobodne skomponowane ciągi spacerowe, ciek wodny z trzema stawami oraz aleja bukowo-świerkowa.

Na północ od Wicewa rozciąga się rozległe plateau kemowe, wyniesione około 20 m nad przyległy teren, którego stoki z licznymi rozcięciami erozyjnymi są dobrze widoczne z trasy przejazdu. Natomiast na południe od wioski dolina Parsęty rozszerza się, tworząc na rozległej terasie zalewowej dogodną sytuację morfologiczną do budowy projektowanego zbiornika retencyjnego.

Stare Dębno

Wieś liczy obecnie 220 mieszkańców. Położona jest przy drodze Tychowo - Połczyn Zdrój. W tej niewielkiej wsi znajdował się zamek rycerski rodziny von Kleist. Zamek wybudowano najprawdopodobniej w XIV w. i miał charakter obronnej wieży mieszkalnej z przedzamczem, otoczonej wałem ziemnym i fosą. Zamek uległ zniszczeniu w okresie wojny trzydziestoletniej. Wyniesienie, na którym stał zamek to dawne grodzisko słowiańskie. We wsi znajduje się bardzo ciekawy kościółek szachulcowy pochodzący z XVIII w. z XV-wiecznym tryptykiem ołtarzowym z figurami czterech ewangelistów i Św. Marii oraz barokowa ambona.

Dalej trasa sesji terenowej wiedzie doliną rzeki Dębnicy – lewostronnego dopływu Parsęty, wypływającej z jeziora Dębno na Pojezierzu Drawskim. Dębica wykorzystuje jedną z głównych dróg odpływu wód roztopowych ze strefy lobu Parsęty do Kotliny Białogardzkiej. Wkraczamy na obszar Pojezierza Zachodniopomorskiego – do miejscowości Piaski jest to denno-morenowa Wysoczyzna Łobeska. Po lewej stronie drogi widoczne jest rozciągnięte południkowo, rozczłonkowane, intensywnie przemodelowane przez procesy erozyjne, duże plateau kemowe – Skowrończe Góry. Najwyższe wzniesienia przekraczają 150 m n.p.m, co w stosunku do drogi przejazdu daje dużą, 80-metrową różnicę wysokości względnych.

Piaski Pomorskie

Wieś licząca 220 mieszkańców. Przed wsią szlak przejazdu opuszcza dolinę Dębnicy, która przyjmuje dalej w stronę źródeł kierunek południkowy, wykorzystując szlak rynny subgacjalnej.

Wkraczamy na obszar Pojezierza Drawskiego, które jest największym pojezierzem Pomorza Zachodniego (1900 km²). Południową granicę Pojezierza Drawskiego (jezioro Lubie – Czaplinek - Szczecinek) wyznaczają strefy form marginalnych fazy pomorskiej zlodowacenia bałtyckiego, które są mocno rozbudowane i składają się z co najmniej dwóch ciągów złożonych zarówno z moren czołowych jak i form morenowo-kemowych. Młodszy z tych ciągów, wewnętrzny, wygięty łukiem na południowy-wschód pomiędzy Połczynem a Wierzchowem Szczecineckim, tworzy lob Parsęty. Elementem szczególnie charakterystycznym strefy marginalnej Pojezierza Drawskiego są liczne obszary bezodpływowe, niekiedy tworzące duże kotliny wytopiskowe. Część południowa i wschodnia Poj. Drawskiego obfituje w jeziora, przy czym największe powstały w radialnych i marginalnych rynnach glacialnych. Największe (1900 ha) i najgłębsze z nich (80 m) jezioro Drawsko leży w miejscu krzyżowania się takich rynien.

Okolo 10 km na zachód leży miasto uzdrowskie Połczyn Zdrój. Ze względu na ukształtowanie i walory krajobrazowe okolice Połczyna nazwane są Szwajcarią Połczyńską. W lecznictwie sanatoryjnym wykorzystuje się źródła mineralne, borowiny i solanki, których występowanie jest związane z antykliną wału kujawsko-pomorskiego.

Lęknica

Wieś zamieszkiwana przez 470 osób, rozbudowana na planie wielodrożnicy. We wiosce pozostał dwór murowany z II. połowy XIX wieku, z półkolistym podjazdem, park naturalistyczny, spichlerz oraz budynki mieszkalne.

Barwice

Miasto liczące prawie 3900 mieszkańców, położone w głębokim obniżeniu terenu, pomiędzy trzema imponującymi wysoczyznami, na poziomie około 112 m n.p.m., w dolinie Gęsiej Rzeki, w środkowej części Pojezierza Drawskiego. Miasto otoczone jest bezleśnymi pagórkami morenowymi (160-130 m n.p.m.). Wysoczyzny morenowe oraz formy marginalne (moreny ablacyjne i formy szczelinowe) porozcinane są dolinami Gęsiej Rzeki, Dębnicy i ich dopływów.

Barwice należą do jednych z najstarszych miast powiatu szczecineckiego. Prawa miejskie uzyskały prawdopodobnie w roku 1286. Było to miasto prywatne, którego właścicielami były rody Podewils, Hechthausen, Münchow, Glasenapp, Wolden i Zastrow. W roku 1856 Barwice uzyskały nowe połączenie drogowe z Bobolicami i Czaplinkiem, natomiast kolejowe w roku 1897 z Grzmiącą, a w roku 1903 z Połczynem.

Kompleksy leśne stanowią obecnie 34% powierzchni gminy. Znaczny odsetek zajmują użytki rolne, co sprawia, iż Barwice należą do gmin typowo rolniczych. Brak uciążliwego przemysłu dla środowiska przyrodniczego sprzyja rozwojowi turystyki. Dzięki temu w gminie powstaje coraz więcej gospodarstw agroturystycznych. Miasto i gmina posiadają dobrze rozwiniętą infrastrukturę techniczną, w tym nowoczesną oczyszczalnię ścieków, wysypisko odpadów, gazociąg. Wiele zakładów zajmuje się przetwórstwem drewna pochodzącego z okolicznych lasów. Zakłady przetwórstwa i wydobywania torfu stanowią bodziec do powstawania prywatnych, rodzinnych firm produkujących krzewy i rośliny ozdobne na eksport.

Południowo-zachodnia część gminy należy do Drawskiego Parku Krajobrazowego. Na linii Nowe Worowo - Chłopowo rozciąga się wał moren czołowych, których kulminacje przekraczają 200 m n.p.m. Występuje tam klasyczny krajobraz młodoglacjalny z licznymi wzgórzami morenowymi, kemami, ozami, rynnymi, jeziorami, niewielkimi oczkami wytopiskowymi oraz przełomowymi odcinkami dolin rzecznych.

Stary Chwalim

Wieś na planie wielodrożnicy, zamieszkiwana przez 600 osób, położona na zboczach doliny Parsęty, na Pojezierzu Drawskim. Po raz pierwszy odnotowana w roku 1364 jako dobra rycerskie. W centrum wiejskiej zabudowy, stoi pierwotnie XVIII-wieczny, odbudowany po pożarze, ryglowy kościół p.w. św. Judy Tadeusza. Otoczenie stanowią klony, lipy i dęby, w tym jeden o obwodzie pnia 4,5 m. Z zespołu pałacowo-parkowego ocalała jedynie część starodrzewia. W okolicy znajdują się liczne punkty widokowe osiągające wysokość do 163 m n.p.m. z rozległymi widokami na dolinę Parsęty i pasma wzniesień morenowych.

Ze złożami piasków i żwirów pochodzenia fluwioglacjalnego i piaszczysto-żwirowymi osadami ablacyjnymi w obrębie wysoczyzn morenowych związane są kopalnie kruszywa (żwirownie w okolicy Starego Chwalimia, Radomyśla, Parsęcka).

Około 7 km na południowy-wschód, w Nowym Chwalimiu znajduje się duże przedsiębiorstwo wydobywania i przerobu torfu. Do produkcji wykorzystuje surowiec pochodzący z wysokiego torfowiska Chwalimskie Bagno (355 ha powierzchni). Tradycje wydobywcze tego torfowiska sięgają jeszcze lat przedwojennych. Po II wojnie światowej pozyskiwanie torfu wznowiono tu na początku lat 50-tych.

Wielawino

Wieś o charakterze ulicówki, licząca 220 mieszkańców, leżąca w bok od drogi Barwice - Grzmiąca. Została założona w XVI w. jako wieś chłopsko-dworska. Do połowy XIX w. przez wioskę prowadził ważny szlak pocztowy ze Szczecinka do Kołobrzegu. W roku 1903 obok wioski zlokalizowano stację kolejową na trasie Grzmiąca – Bobolice. Ten odcinek linii kolejowej został zamknięty w roku 1999.

Na krawędziach doliny Parsęty spotyka się wiszące torfowiska źródliskowe, zasilane przez naporowe wody gruntowe, na których występują ciekawe zespoły turzycowiskowe i łąkowe. W niszach źródliskowych rośnie wiele chronionych storczyków, a także występują młaki z rzeżuchą gorzką.

Storkowo

Wieś wielodrożna, zamieszkiwana przez 150 osób, położona na zboczu rozległego ostańca wysoczyzny dennomorenowej, przy dolinie wód roztopowych kierującej się na północ do Perznicy i dalej do Parsęty.

Została założona w I. połowie XVI w. jako wieś chłopsko-dworska. W Storkowie funkcjonowały liczne duże gospodarstwa rolne – wiele z nich miało nawet rangę majątków ziemskich. Od końca XVIII w. do wsi należał również młyn wodny nad Parsętą (Binningsche Mühle), gdzie obecnie mieści się Stacja Geoekologiczna UAM.

Stacja Geoekologiczna UAM w Storkowie

Stacja została założona w roku 1981, w pomieszczeniach dzierżawionych w działającym jeszcze wówczas młynie wodnym. W oparciu o Stację prowadzone są badania nad współczesnym funkcjonowaniem geosystemów młodoglacjalnych w warunkach zmian klimatu i wzrostu stopnia antropopresji. Poligonem badań szczegółowych jest zlewnia górnej Parsęty – obszar zamknięty profilem hydrometrycznym w Storkowie, o powierzchni 74 km², obejmujący źródłową część dorzecza wraz ze zlewniami częściowymi. Badania szczegółowe są prowadzone również w dorzeczu całej Parsęty.

Zostały założone liczne stanowiska pomiarowe, wśród nich posterunek meteorologiczny (ciąg pomiarowy od roku 1987), stanowiska hydrometryczne na Parsęcie i Młyńskim Potoku (obserwacje ciągłe od roku 1985), system pomiarowy małej zlewni źródłowej Chwalimskiego Potoku i inne. Stacja w Storkowie posiada zaplecze laboratoryjne (laboratoria hydrochemiczne, instrumentalne, sedimentologiczne) wyposażone w niezbędny sprzęt i aparaturę pomiarową oraz zaplecze socjalne (miejscza noclegu i pracy dla 30 osób). W oparciu o Stację powstają opracowania naukowe, prace na stopień (habilitacyjne, doktorskie), prace magisterskie oraz ćwiczenia terenowe dla studentów geografii.

Storkowo należy do grona Stacji Bazowych Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego i realizuje program pomiarowy ZMŚP, jako stacja reprezentująca geosystem młodoglacjalny Pomorza Zachodniego.

Grzmiąca

Duża wieś gminna, zamieszkiwana przez 1400 osób, położona na Pojezierzu Drawskim, na południowym skłonie rozległego ostańca denudacyjnego wysoczyzny dennomorenowej, na kontakcie strefy moreny martwego lodu oraz poziomów wysoczyznowych północnego skłonu Pomorza. Na południe od Grzmiącej przepływa Perznica. Charakterystyczną cechą krajobrazu gminy jest niemal całkowity brak jezior. Dwa większe jeziora - Baczyno i Baczynko to sztuczne zbiorniki zaporowe utworzone w zlewni rzeki Łozicy w celach melioracyjnych, przed połową XIX w. Silnie rozbudowany system melioracji został zbudowany do nawadniania łąk i pastwisk położonych na południe od Grzmiącej wodami rzeki Łozicy i Perznicy. Obecnie w znacznej mierze system nawadniający jest zniszczony.

Wieś została założona w średniowieczu, a pierwsza wzmianka pochodzi z roku 1411. Była przez długi okres (do roku 1830) głównym majątkiem rodu von Glasenapp, po czym została własnością królewską. W XVIII w. wieś słynęła z dużych plantacji drzew morwowych, a w XIX w. z hodowli owiec merynosów. Na przełomie XIX i XX w. Grzmiąca stała się lokalnym węzłem kolejowym, po wybudowaniu linii Szczecinek – Białogard (1878), do Bobolic (1897) oraz do Połczyna przez Barwice (1903).

Mała atrakcyjność okolic Grzmiącej wynika z braku podstawowej infrastruktury turystycznej. Wiele obiektów kulturowych w postaci zabytkowych pałaców i dworów, oraz parków jest zdewastowanych lub silnie przekształconych. Najcenniejszym obiektem zabytkowym w Grzmiącej jest kościół p.w. MB Królowej Polski, zbudowany około roku 1600. W postępującej ruinie pozostają zbudowania dawnego majątku z budynkami gospodarczymi i gorzelnią z połowy XIX w. Czynnikiem intensyfikującym rozwój turystyki może być projektowany Międzynarodowy Wielofunkcyjny Szlak Turystyczny Pomorze. Szlak ten od Połczyna Zdroju przebiega duktami leśnymi i lokalnymi drogami przez Krosino do Grzmiącej, a dalej do Bobolic szlakiem dawnej linii kolejowej. Szlak ten może być czynny przez cały rok ze względu na duże możliwości użytkowe, jakie stwarza trasa po starym torowisku kolejowym. Gmina Grzmiąca

należy do gmin o bardzo wysokiej stopie ubóstwa (10-15%) i pozostaje silnie uzależniona od wpływów finansowych z zewnątrz, gdyż przy bardzo niskich dochodach własnych (około 15% ogółu dochodów), 85% dochodów stanowią dochody w postaci dotacji i subwencji spoza gminy. Upadek PGR-ów i trudności w przystosowaniu się byłych pracowników do nowej sytuacji gospodarczej kraju przyczynia się do wysokiej stopy bezrobocia, która wynosi w gminie niemal 30%.

Przemiany gospodarczo-społeczne początku lat 90. sprawiły, iż mieszkańcy, pozbawieni pracy, opuścili wiele małych miejscowości, w których na bazie dawnych majątków junkierskich funkcjonowały gospodarstwa PGR. W ten sposób w krótkim czasie w okolicach Grzmiącej zaniknęły miejscowości Świętno, Kamionka, Zwartowo.

Mieszalki

Wieś z 260 mieszkańcami, położona na obszarze moreny dennej falistej i płaskiej z dominującymi glebami brunatnoziemnymi. W okolicy występuje rozległy kompleks pszeny dobry i żytni bardzo dobry (II-IV klasa). Dominują gospodarstwa, w których członkowie rodziny utrzymują się wyłącznie z rolnictwa; a w efekcie rolnictwo charakteryzuje się stosunkowo dużym zatrudnieniem wynoszącym 29 osób w wieku produkcyjnym na 100 ha, oraz niskim wykształceniem rolniczym ludności wiejskiej. W 2003 r. tylko 8,3% gospodarstw rolnych utrzymywało się z działalności pozarolniczej. Mieszalki wraz z okolicznymi wsiami należą do tych terenów, gdzie około 10% gospodarstw prowadzi emeryci i renciści.

Wioska powstała w okresie średniowiecza na gruntach rodu von Glasenapp i po raz pierwszy jest wzmiankowana w roku 1530. We wsi znajduje się neogotycki kościół z lat 1884-85 p.w. Św. Józefa Oblubieńca NMP.

Nosibądy

Wieś położona na płaskim terenie dennomorenowym, otoczona lasami. Ma metrykę średniowieczną, a po raz pierwszy jest wymieniona w roku 1364. We wsi znajduje się kościół z I poł. XVI w. p.w. Św. Stanisława B i M, park naturalistyczny z ruinami klasycystycznego pałacu z przełomu XVIII i XIX w. oraz 2 grodziska nizinne typu pierścieniowego z okresu wczesnośredniowiecznego. Zamieszkiwana jest przez 300 osób.

Drzonowo Białogardzkie

Niewielka osada licząca 180 mieszkańców, położona 4 km na południowy wschód od Tychowa. Na uwagę zasługuje dwór z końca XIX wieku zwrócony fasadą na południe. Istnieją jeszcze zniszczone budynki gospodarcze oraz nie użytkowany cmentarz z początków XIX w., który wchodzi w skład kompleksu parkowego. Park dworski z końca XIX w. został mocno przetrzebiony i w zamierzeniach planuje się jego adaptację wraz z przyległym pastwiskiem na cele rekreacyjno-sportowe. Ciekawostką jest zbiorowa mogiła pracowników zatrudnionych przy budowie szlaku kolejowego Kołobrzeg - Poznań, zmarłych podczas wielkiej epidemii cholery w 1875 r. Mogiła znajduje się za polnym przejazdem kolejowym, przy drodze do Kikowa. W lesie w odległości 2,5 km na zachód od wsi, obok torów kolejowych, rośnie dąb szypułkowy o obwodzie 500 cm.

Tychowo

Wieś gminna o słowiańskim, wczesnośredniowiecznym rodowodzie i zabudowie częściowo małomiasteczkowej z XIX w. Obecnie jest zamieszkiwana przez 2500 osób. Leży wśród malowniczych pól i lasów, na skrzyżowaniu ważnych szlaków komunikacyjnych, na pograniczu Pojezierza Drawskiego i Równiny Białogardzkiej. Kształt najstarszej części Tychowa jest wrzecionowaty (owalnica) - charakterystyczny dla miejscowości z tamtego okresu.

Najstarszą zabytkową budowlą jest kościół p.w. Wspomożenia Wiernych z roku 1591. Nie zachował się natomiast zrujnowany podczas działań wojennych w roku 1945 zespół pałacowy rodziny von Kleist (właścicieli Tychowa), wybudowany w roku 1775.

Osobliwością przyrodniczą jest największy w Polsce i zarazem na Niżu Środkowoeuropejskim głaz narzutowy „Tryglaw”, znajdujący się na miejscowym cmentarzu. Jest to gnejs skandynawski, złożony z szarego kwarcu, żółtawo- szarego skalenia, czarnego

łyszczyka i wielu granitów. Głaz, którego obwód wynosi 50 m, wysokość nad ziemią 3,8 m, a pod ziemię sięga na głębokość 4 m, ma szacunkową masę 200 000 kg. Niekiedy nazwę kamienia tłumaczy się jako pamiątkę po prasłowiańskim bożku Trygławie, którego prawdopodobnie tu czczono. Do tej pory „Trygław” wykorzystywany jest jako jedyny w Polsce „kamienny ołtarz”, na którym 1 listopada każdego roku odprawiana jest msza św. za dusze zmarłych.

Na wschód od Tychowa w okolicy miejscowości Warnino znajduje się rezerwat przyrody „Cisy Tychowskie”. Wśród różnych gatunków drzew rosną tam 62 okazy cisów form drzewiastych i krzewiastych. Największe sięgają 13,5 m wysokości i mają 94 cm w obwodzie. Jak na ten gatunek są to wyjątkowe rozmiary. Kilka kilometrów dalej, we wsi Wełdkowo, w bukowym lesie ma swoje źródło rzeka Chotla, która jest lewym dopływem rzeki Radwi. W górnym biegu rzeka ma wybitnie górski charakter, płynie w głęboko wciętym wąwozie, wśród głazów narzutowych.

Za Tychowem trasa sesji terenowej ponownie wkracza na Równinę Białogardzką.

Borzysław

Wieś o metryce średniowiecznej, zamieszkiwana już w XIII w. We wsi pozostał zespół parkowo - pałacowy z nieistniejącym już pałacem oraz zabudowania gospodarcze z dworem zarządcy. Całość otoczona XIX w. parkiem krajobrazowym, w którym zachowała się mała oktagonalna budowla z namiotowym dachem. W okolicach Borzysławia rozciągają się duże kompleksy leśne. Tutaj rozpoczyna się szlak kajakowy na rzece Leśnicy.

Podborsko

Osada leśna powstała w końcu XIX w., w kompleksie leśnym Puszczy Koszalińskiej, leżąca na równinie fluwioglacjalnej, urozmaiconej zagłębieniami wytopiskowymi oraz formami eolicznymi. Wieś liczy około 60 mieszkańców, głównie pracowników leśnych. We wsi znajduje się stacja kolejowa na linii Poznań – Kołobrzeg. W pobliżu przez las przebiega szlak czerwony „Solny” oraz szlak kajakowy rzeki Leśnicy. Na wschód od stacji kolejowej znajdował się w latach 1940-45 niemiecki obóz jeniecki dla lotników alianckich (Stalag Luft 4 Gross Tychow), w którym przetrzymywano ponad 9000 jeńców, w tym grupę Polaków. Na miejscu dawnego obozu znajduje się kamienny obelisk z tablicą pamiątkową, poświęcony amerykańskim jeńcom wojennym.

W pobliżu osady znajduje się kompleks koszarowy po byłej armii ZSRR. Prawdopodobnie było to miejsce stacjonowania jednostki raketowej przystosowanej do przenoszenia broni jądrowej.

Kilka kilometrów za Podborskiem szlak sesji terenowej łączy się z trasą pokonaną wcześniej w przeciwnym kierunku.

Literatura:

- Borówka R., (red.), 2002. *Przyroda Pomorza Zachodniego*. Oficyna In Plus, Szczecin.
- Dobrcki R., Lewandowski J., (red.), 2002. *Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty*. PIG, UŚ, PAN, Sosnowiec.
- Ellwart J., 1999. *Pomorze Środkowe. Przewodnik turystyczny*. Wyd. Region, Gdynia.
- Kondracki J., 1978. *Geografia fizyczna Polski*. PWN, Warszawa.
- Kosacki J., Kucharski B., 2001: *Pomorze Zachodnie i Środkowe. Przewodnik*, Warszawa.
- Kosacki J., Kucharski B., 2005: *pomorze Zachodnie. Przewodnik po miejscach ładnych i ciekawych*. Wyd. Kurpisz, Poznań.
- Skurzyński P., 1999: *Pojezierze Drawskie i Bytowskie. Praktyczny przewodnik*. Wyd. Pascal, Bielsko-Biała.
- Woś A., 1993. *Regiony klimatyczne Polski w świetle częstości występowania różnych typów pogody*. Zeszyty IGiPZ PAN, 20, Warszawa.

Port morski w Kołobrzegu

Wojciech Grzymkowski

Zarząd Portu Morskiego Kołobrzeg

Na mocy ustawy z dnia 20 grudnia 1996 r. o portach i przystaniach morskich, która określa zasady tworzenia podmiotów zarządzających portami i przystaniamiorskimi, ich organizację i funkcjonowanie, Rada Miejska w Kołobrzegu dnia 26 października 1999 roku postanowiła powołać podmiot zarządzający portem pod nazwą Zarząd Portu Morskiego Kołobrzeg. Akt notarialny z 6 grudnia 1999 unormował status prawny ZPM. Od dnia 1 marca 2000 r. Zarząd Portu Morskiego Kołobrzeg Sp. z o.o. przejęła zarządzanie portem.

Przedmiotem działalności spółki jest:

- zarządzanie gruntami i infrastrukturą portową, prognozowanie, programowanie i planowanie rozwoju Portu,
- budowa, rozbudowa, utrzymanie i modernizacja infrastruktury portowej,
- pozyskiwanie gruntów na potrzeby rozwoju Portu,
- świadczenie usług związanych z korzystaniem infrastruktury portowej,
- zapewnienie odbioru pozostałości ładunkowych ze statków i unieszkodliwiania odpadów.

Źródłami przychodów podmiotu zarządzającego są:

- opłaty portowe,
- opłaty z tytułu użytkowania, najmu, dzierżawy lub innej umowy, na mocy której podmiot zarządzający oddaje w odpłatne korzystanie grunty oraz obiekty, urządzenia i instalacje portowe,
- wpływy z innych tytułów.

Przychody z działalności Zarządu Morskiego Portu Kołobrzeg przeznaczone są na:

- budowę, rozbudowę, utrzymanie i modernizację infrastruktury portowej, realizację zadań wynikających z przedmiotu jego działalności,
- pokrycie jego bieżących kosztów utrzymania,
- przebudowę wejścia do Portu Kołobrzeg- II część realizacji.

Etap II przebudowy wejścia do Portu kołobrzegskiego jest kontynuacją zadania „Modernizacja wejścia do Portu Kołobrzeg” - etapu I. Przebudowa wejścia do Portu jest wykonywana od grudnia 2002r przez Konsorcjum Hydrobudowa S.A. - PRCiP Sp. z o.o.

Port w Kołobrzegu w ujściu Parsęty osłaniają dwa falochrony o długościach: wschodni – 308 m i zachodni o długości 205 m (obecnie w przebudowie). Szerokość wejścia na wysokości zachodniego falochronu wynosi 47 m i zwęża się do 24 m. Do portu mogą zawijać statki o długości do 75 m i zanurzeniu 4,7 m. Postój statków w porcie jest bezpieczny, gdyż nie występuje zjawisko falowania w porcie. W zależności od długości jednostek, jak również warunków hydrometeorologicznych statki mogą wykonywać manewry obracania przy elewatorach, gdzie średnica obrotnicy wynosi 95 m, lub w rozwidleniu kanałów – średnica 140 m.

Początkowym punktem podejścia do portu w Kołobrzegu jest pława świetlno-dzwonowa „KOŁ” oddalona od wejścia ok. 2,5 Mm. Od pławy „KOŁ” należy położyć się na kurs 148° i sterować na widoczne budynki spichrzów zbożowych tak długo, aż wieżyczka lewego światła wejściowego (w nocy lewe światło wejściowe) znajdzie się w nabieżniku z pomnikiem Zaślubin z Morzem. Powinien on być widoczny w środku między głowicami falochronów. Przy samym wejściu należy sterować na środek wejścia. Wejście do portu musi odbywać się z prędkością zapewniającą sterowność statku.

Przez wiele kolejnych lat kołobrzegskiemu portowi nie udawało się przekroczyć granicy 150 tys. t. I oto w ub. r. przez port przeszło 164,3 tys. t towarów oraz zwinęło tam 148 statków

towarowych. Ważne są zmiany w strukturze towarów: prawie o 30% wzrosły przeładunki najbardziej opłacalnej drobnicy, a o 10% zmniejszyły się obroty towarów masowych. Po wyjątkowo słabych przeładunkach zbóż w 2004 r., w ub. r. wzrosły one aż o 79,9% (głównie rzepaku i zbóż).

Wyraźnie zaktywizował się eksport, co wynika z ożywienia gospodarka w regionie koszalińskim, słupskim i szczecińskim. Świadectwem tych przemian są przede wszystkim przeładunki produktów rolnych. Po zniesieniu barier celnych z Unią Europejską, wzrósł eksport rzepaku, pszenicy żyta, pszenżyta. Natomiast w poprzednich latach dominował import komponentów pasz dla zwierząt: soi i kukurydzy. Poprawa sytuacji rolnictwa w najbliższym otoczeniu portu uwidacznia się też w imporcie nawozów mineralnych, fosforanu, mocznika z Estonii, dolomitu z Norwegii, wapna nawozowego z Danii i Niemiec. Nawozy z Norwegii i Estonii są dostarczane jako drobnica, w workach o wadze 500 kg. Do Danii eksportowane są brykiety opałowe z trocin dostarczanych z zakładów w Stepnicy, Goleniowie i Białym Borze. Miejscowym surowcem jest też torf ogrodniczy z Cerkwicy pod Gryficami, eksportowany do Holandii i Niemiec. Nowością w dziejach portu Kołobrzeg są przeładunki ponadgabarytowych skrzydeł wież elektrowni wiatrowych, które zamontowano koło Tymienia, przy drodze z Koszalina do Kołobrzegu.

Po kilkuletniej przerwie, do Kołobrzegu wracają też statki z rybami z importu. Poprzednio dostarczano tą drogą surowce rybne dla Superfishu w Kukinii k. Ustronia Morskiego, ale po przejściu fabryki przez Norwegów, statki z rybami skierowano do Świnoujścia. W ub. r. port przyjął dwa statki z 1900 t dorszy. Zakłady przetwórstwa rybnego zapowiadają znacznie większe partie ryb z importu, co wynika z tego, że nasze przetwórstwo sprowadza aż 70% surowców rybnych.

Należy jednak pamiętać, że w porcie w Kołobrzegu obowiązują drastyczne ograniczenia, ze względu na uzdrowiskowy status miasta. Nie wolno przeładowywać towarów sypkich, pyłących, uciążliwych dla środowiska naturalnego (np. węgiel, cement). 95-98% towarów jest dostarczanych i wyjeżdża z portu transportem samochodowym. Transport kolejowy jest marginesowy, głównie dlatego, że firmy eksportujące i importujące znajdują się niedaleko portu, na Pomorzu Środkowym i Zachodnim.



Fot. 1. Wschodni falochron portu kołobrzskiego w trakcie przebudowy

Systemy geomorfologiczne dorzecza Parsęty – wybrane zagadnienia

Grzegorz Rachlewicz, Renata Paluszkiewicz, Ryszard Paluszkiewicz

Uniwersytet im. A. Mickiewicza

Parsęta będąc jednym z głównych cieków odwadniających północny skłon środkowej części Pomorza, zajmuje dorzecze o powierzchni 3145 km², w skład którego wchodzi jednostki geomorfologiczne o zróżnicowanej genezie oraz odmiennym przebiegu procesów morfogenetycznych ostatniego cyklu glacialnego, peryglacialnego oraz holocenów i współczesnych przemian rzeźbotwórczych.

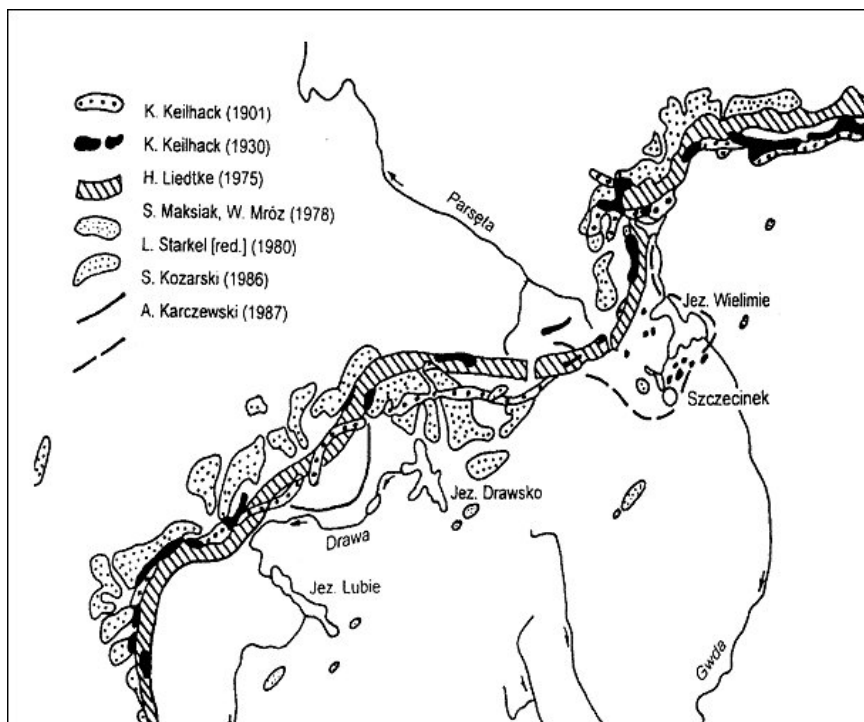
Za podstawowe uwarunkowanie wykształcenia spływu dobałtyckiego wielu autorów przyjmuje nachylenie powierzchni podczwartorzędowej (Galon, Roszko 1967, Mojski 1984, Karczewski 1985, 1989), w tym reprodukcję doliny Parsęty na osi starszej, przedczwartorzędowej doliny kopalnej, o generalnym przebiegu SE-NW (Karczewski 1998). Różnice wysokości względnych pomiędzy najwyższymi wypiętrzonymi elementami mezozoicznymi tzw. wału pomorskiego a rzędnymi spągami osadów czwartorzędowych na linii współczesnego wybrzeża Bałtyku dochodzą do 120 m (w przedziale -80 m p.p.m. - +40 m n.p.m.), nadbudowane kolejnymi seriami zlodowaceń. Miąższość osadów czwartorzędowych waha się natomiast w zakresie od 160 m w obszarze górnej części zlewni do 80 w odcinku ujściowym. Nachylenie powierzchni topograficznej, wynikające z powyższego zróżnicowania od 203 m n.p.m. w obszarze wododziałowym do ujścia do Morza Bałtyckiego przy 139 km długości głównego cieku daje średni spadek rzeki 0,99‰, rozkładając się na górny odcinek o spadkach przekraczających 3‰ i dolny, w obrębie Pradoliny Pomorskiej i niziny nadmorskiej, około 0,3 ‰. Taki układ wpływa głównie na odmienną przebieg procesów erozyjno-transportowo-akumulacyjnych, z czego pierwsze dominują w dorzeczu Górnej Parsęty, wpływając najbardziej intensywnie na rozwój sieci rzecznej w obszarach źródłkowych (Mazurek 2003) oraz urozmaicone przekształcanie stref brzegowych koryta (Kostrzewski, Zwoliński 1985), przy maksymalnych wartościach denudacji mechanicznej sięgających ponad 8 t km⁻² a⁻¹ (Kostrzewski i in. 1994).

Najbardziej rozprzestrzenione na obszarze zlewni Parsęty są formy systemu glacialnego. Za ich podstawową reprezentację przyjąć należy wzniesienia oraz wysoczyzny morenowe linii postojowej fazy pomorskiej zlodowacenia bałtyckiego oraz jej zaplecza, wraz z zespołami form kemowo-wytopiskowych i odpływu fluwio-glacialnego powiązanego z tą jednostką morfostratygraficzną oraz następującymi po niej etapami wycofywania się lądolodu do misy Bałtyku. Charakter fazy pomorskiej na opisywanym odcinku przedstawiany jest w sposób bardzo zróżnicowany, począwszy od koncepcji oscylacyjno-lobalnej Karczewskiego i Roszko (1972), przez typ deglacjacji frontalnej (m. in. Maksiak, Mróz 1978) po deglacjację arealną (m. in. Karczewski 1985, 1997). Różne podejście do charakteru dynamiki czoła lądolodu (lądolód o charakterze recesywnym lub transgresywnym) jak i klasyfikacji form wyznacznikowych, pociągnęło za sobą przedstawienie odmiennych propozycji zasięgu fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty (m.in. Keilhack 1901, 1930, Liedtke 1975, Maksiak, Mróz 1978). W roku 1987, Karczewski zaproponował przesunięcie maksymalnego rozprzestrzenienia fazy pomorskiej, w tzw. lobie Parsęty, na południowy-wschód, obejmując obszar źródłkowy rzeki i charakteryzując typ jej ukształtowania jako strefę zaniku arealnego (ryc. 1). Takie potraktowanie zróżnicowania form powstałych na garbie pojeziernym, gdzie dochodziło do przetainowej degradacji powierzchni lądolodu i różnokierunkowej migracji wód roztopowych (Karczewski 1989, Rachlewicz 1991), pozwoliło na wydzielenie szeregu podstref o zróżnicowanym wyrazie morfologicznym (Karczewski 1989). Zaliczają się do nich:

- podsterfa kotlin wytopiskowych, częściowo wypełnionych zbiornikami jeziornymi (j. Radacz, Wielimie, Wierzchowo, itd.) otoczonymi formami akumulacji typu kemowego;
- podsterfa moren martwego lodu i moren kemowej – zewnętrzna, obejmująca obszar o zróżnicowanej rzeźbie, genetycznie związanej z wytapianiem brył i pakietów martwego lodu;

- podsterfa form przetańowych związana z istnieniem plateau kemowych oraz krótkich stożków sandrowych, których powstanie Karczewski (1989) wiąże z wysoką pozycją powierzchni podlodowcowej;
- podstrefa moreny kemowej – wewnętrzna, o niewielkim nasyceniu formami wytopiskowymi w obrębie wysoczyzny morenowej o zróżnicowanym charakterze.

Biorąc pod uwagę wyznaczony przez Karczewskiego (1989) zasięg fazy pomorskiej oraz wyznaczone strefy morfologiczne jak i własne badania Jania i Bukowska – Jania (1997) wysunęli koncepcję wykształcenia lobu Parsęty w trakcie szarży strumienia lodowcowego.



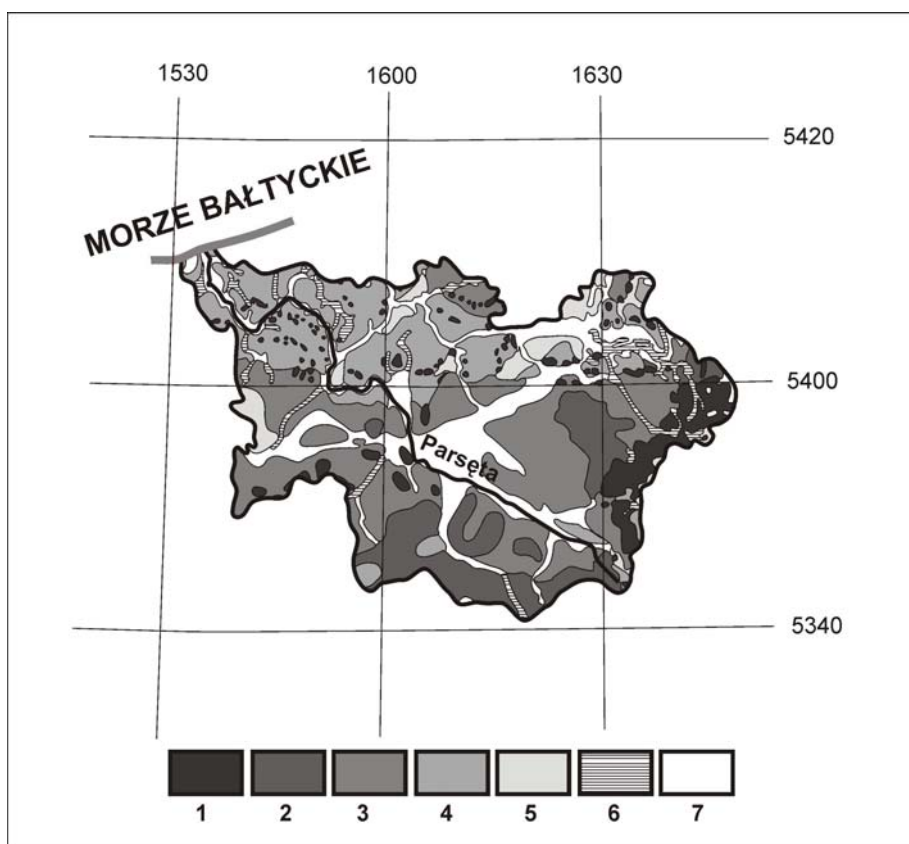
Ryc. 1. Zasięgi fazy pomorskiej przedstawiane przez różnych autorów (za Karczewskim 1997).

Zapleczem form marginalnych jest system poziomów morenowych, schodowo obniżających się w kierunku wybrzeża morskiego. Karczewski (1985) wyróżnił siedem takich stopni w przedziałach 20-30 metrowych różnic wysokościowych. Najwyższe cztery poziomy składają się głównie ze zróżnicowanych powierzchni wysoczyzny morenowej o charakterze pagórkowatym, falistym lub płaskim, podczas gdy niższe, od linii, słabiej na tym obszarze zaznaczającej się pradoliny pomorskiej, wykazują duże przekształcenia w wyniku oddziaływania odpływu fluwioglacjalnego (Rachlewicz 2006), a w kolejnych etapach rozwoju także przekształceń związanych ze zmiennością oddziaływań procesów fluwialnych i litoralnych w Holocen (ryc. 2).

Na terenie Pomorza Zachodniego o wykształceniu stref krawędziowych i rozcinających je dolinek i niecek denudacyjnych zdecydowały drogi i kierunki postglacjalnego odwodnienia ukształtowane na przedpolu wycofującego się lądolodu w fazie pomorskiej zlodowacenia Wisły. Ważnym etapem w dalszym rozwoju rzeźby było odmłodzenie form glacialnych w wyniku wytapiania się brył martwych lodów, częściowo już zatartych w warunkach klimatu periglacialnego. Strefy te określane przez Klatkową (1965) powierzchniami silnie nachylonymi, tak na obszarach starszych jak i ostatniego zlodowacenia są miejscami występowania licznych suchych lub okresowo suchych form dolinnych. Najwcześniejsze opracowania podejmujące zagadnienie genezy, a później wieku suchych form dolinnych oparte były na analizie cech morfometrycznych dolinek (Passarge 1914, Penck 1924 - za Klatkową 1965, Schmittthener 1925, Galon 1936 - za Churską 1965). Dotychczasowe badania powierzchni silnie nachylonych zwracały przede wszystkim uwagę na rozcinające je formy dolinne i nieckowate (na co

wskazuje Nowaczyk 1991), w których znajdowano zapis zdarzeń morfotwórczych. Sporadycznie natomiast zajmowano się stożkami napływowymi towarzyszącymi licznym dolinkom denudacyjnym.

Zmiany klimatyczne na przestrzeni ostatnich 10 tysięcy lat prowadziły do przemian morfologicznych charakteryzujących się zdominowaniem przez procesy denudacji chemicznej (Kostrzewski i in. 1994) oraz wykształcenia zróżnicowanej pokrywy glebowej (Borowiec 1998). W około 90% podłożem gleb są osady polodowcowe (piaski, piaski gliniaste i gliny), o odmiennej odporności na czynniki naturalne jak i na zwiększającą się działalność człowieka zapoczątkowaną prawdopodobnie już w eneolicie (około 3000 lat BC), intensywnie oddziałującą na środowisko naturalne od przełomu pierwszego i drugiego tysiąclecia naszej ery (Szpikowski 2006). Wśród istotnych procesów morfogenetycznych kształtujących współcześnie powierzchnie wysoczyzn morenowych należy wymienić przede wszystkim ponadprzeciętne zjawiska związane ze spłukiwaniem, niwacją, procesami mrozowymi oraz eolicznymi zwłaszcza tam, gdzie dokonano znacznych przekształceń antropogenicznych z naruszeniem pierwotnego układu pokrycia terenu (Rachlewicz i in. 2006).



Ryc. 2. Geomorfologia dorzecza Parsęty (wg. Przeglądowej Mapy Geomorfologicznej Polski 1980 – zmienione). Współrzędne geograficzne w zapisie deg-deg-min-min.

1 – wały morenowe stref marginalnych; 2 – wysoczyzny morenowe pagórkowate; 3 – wysoczyzny morenowe faliste; 4 – wysoczyzny morenowe płaskie; 5 – powierzchnie sandrowe; 6 – rynny subglacjalne; 7 – równiny teras akumulacyjnych i erozyjno-denudacyjnych w dolinach rzecznych i pradolinach.



Fot. 1. – Przykład suchej dolinki w krawędzi wysoczyznowej (okolice Piasków Pomorskich, fot. R. Paluszkiewicz 2006).



Fot. 2. – Serie osadowe u wylotu suchej dolinki (okolice Piasków Pomorskich). Widoczna warstwa piasków podłoża oraz leżąca na niej warstwa deluwialna (fot. R. Paluszkiewicz 2006).

Literatura:

- Borowiec S., 1998: Wybrane problemy pokryw glebowych dorzecza Parsęty. W: A. Kostrzewski [red.]: *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych*, tom I. Wyd. Uczelniane Politechn. Koszalińskiej, 21-29.
- Churska Z., 1965: Późnoglacialne formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis Toruń – Polonia. Vol. VI Sectio C (Geografia et Geologia)* nr 1, 109 s.
- Galon R., Roszko L., 1967: Zasięgi zlodowaceń skandynawskich I ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: R. Galon, J. Dylik [red.]: *Czwartorzęd Polski*. Warszawa.
- Jania J., Bukowska-Jania E. 1997: Model procesów paleoglacialnych fazy pomorskiej vistulianu w obrębie lobu Parsęty na podstawie badań obszarów aktualnie zlodowaconych. W E. Bukowska-Jania, M. Pulina: *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*. Wyd. Nauk. PWN Warszawa.
- Karczewski A., 1985: Spatial arrangement of morainic plateau levels of the northern sloping surface in Pomerania as a result of varying deglaciation. *Quaest. Geogr., Spec. Iss. 1.*, 99-107.
- Karczewski A., 1989: Morfogeneza strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty w vistulianie (Pomorze Środkowe). Wyd. UAM Poznań, Seria Geogr., 44, 48 s.
- Karczewski A. 1997: Paleogeografia fazy pomorskiej vistulianu w środkowej części Pomorza ze szczególnym uwzględnieniem Pojezierza Drawskiego (część wschodnia). W: E. Bukowska-Jania, M. Pulina [red.]: *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*. Wyd. Nauk. PWN Warszawa.
- Karczewski A., 1998: Układ przestrzenny stref morfologicznych dorzecza rzeki Parsęty. W: A. Kostrzewski [red.]: *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych*, tom I. Wyd. Uczelniane Politechn. Koszalińskiej, 15-20.
- Karczewski A., Roszko L., 1972: Grundriß des Rückzuges des Inlandeises der letzten Vereisung zwischen der Oder und der Weichsel mit besonderer Berücksichtigung des Oderlobus. *Wiss. Zeit. Greifswald Univ., Mat-Naturwiss. Reihe, XXI (1)*, 27-29.
- Keilhack K., 1901: Geologisch-morphologische Übersichtskarte der Provinz Pommern, 1:500000. Königl. Preuss. Geol. Land. und Bergakademie.
- Keilhack K., 1930: Geologische Karte der Provinz Pommern und der anschliessenden Teile der Grenzmark nach den Aufnahmen der preussischen Geologischen Landesanstalt, 1:500000. Bearb v. Berlin, L. Kraatz.
- Klatkowska H., 1965: Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 19, Łódź, s. 142.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994: Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni. Wyd. SGP, Poznań, 165 s.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1985: Kartowanie morfologiczne brzegów koryt rzecznych na przykładzie Parsęty: propozycja sygnatury. *Spraw. PTPN*, 101, 32-41.
- Liedtke H., 1975: Die Nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. *Forschungen zur Deutschen Landeskunde*, Bd. 204.
- Maksiak S., Mróz W. J., 1978: Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego. Z badań czwartorzędów w Polsce, t.19, Warszawa, 97-146.
- Mazurek M., 2003: Uwarunkowania oddziaływania wód podziemnych w strefach źródłiskowych rzek na obszarach młodoglacjalnych. W: A. Kostrzewski, J. Szpikowski [red.]: *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych*, tom III. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 173-187.
- Mojski J.E., 1984: Budowa Geologiczna. W: B. Augustowski [red.]: *Pobrzeże Pomorskie*. Gdańsk.
- Nowaczyk B., 1991: Wiek i warunki sedymentacji stożków napływowych w zachodniej części pradoliny warszawsko – berlińskiej. W: Kostrzewski A. (ed.) *Geneza litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Seria Geografia nr 50, Poznań, s.153-177.
- Rachlewicz G., 1991: Morfogeneza stożka sandrowego w strefie marginalnej fazy pomorskiej koło Kołtek w świetle badań osadów przypowierzchniowych. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, T. XLII, Seria A, Geogr. Fiz., 205-228.
- Rachlewicz G. 2006: „Parsęcki” odcinek Pradoliny Pomorskiej. *Mat. Konf. „Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych” Kołobrzeg 20-22.09.2006*, Wyd. IPIG UAM.
- Rachlewicz G., Niewiarowski W., Kostrzewski A, Szpikowski J., 2006: Współczesna ewolucja rzeźby młodoglacjalnej oraz procesy kształtujące rzeźbę obszarów wysoczyznowych i równin sandrowych. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień [red.]: *Współczesna rzeźba Polski*. Wyd. SGP, w przygotowaniu.

Szpikowski J., 2006: Fazy denudacji antropogenicznej w zlewni Perznicy (dorzecze Parsęty). *Mat. Konf. "Przemiany środowiska geograficznego Polski Północno-Zachodniej".* Wyd. IPiG UAM, Poznań, 34-37.

„Parsęcki” odcinek Pradoliny Pomorskiej

Grzegorz Rachlewicz

Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Paleogeografii i Geoekologii

System odpływu późnoglacialnego wód roztopowych na zapleczu fazy pomorskiej rozwijał się segmentowo, obejmując fragmenty dorzeczy późniejszych rzek północnego skłonu półwyspu Kaszubskiego i Pomorza. Nawiązują do niego zarówno system Redy-Łeby jak i fragmenty dolin Słupi, Wieprzy, Parsęty, Regi czy pomniejszych cieków. Problematyka ta zajmowała szereg autorów, poczynając od przełomu XIX i XX wieku po współczesność (m.in. Keilhack 1899, Braun 1927, Keilhack 1930, Zaborski 1933, Pawłowski 1937, Kasior 1952/53, Galon, Roszko 1967, Karczewski 1968, Augustowski 1973, Sylwestrzak 1978, Chuda 1997, Rachlewicz 1998). Podczas gdy odcinki kaszubski i zachodniopomorski są stosunkowo dobrze opisane morfologicznie w cytowanych powyżej materiałach, a w dolinach środkowej części istnieje bogata dokumentacja młodszych faz rozwoju sieci rzecznej (m.in. Florek 1991), w dorzeczu Parsęty w zakresie rekonstrukcji procesów fluwioglacialnych i organizacji sieci odpływu rzecznej wykonano niewiele badań.

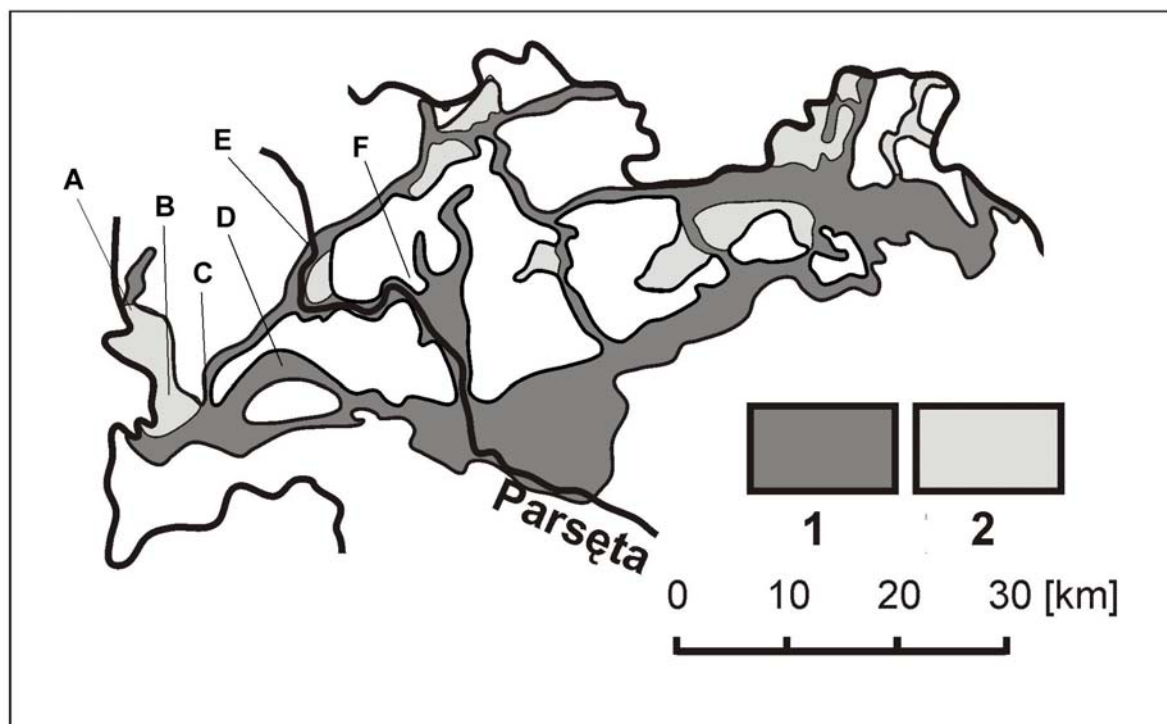
Jednym z powodów takiego stanu rzeczy jest stosunkowo słabe zaznaczenie morfologiczne szlaków odpływu i związanych z nimi form takich jak wyraźne krawędzie wysoczyznowe czy terasowe w obrębie dolin. Zarówno w wododziałowej części wschodniej jak i zachodniej przedstawianego dorzecza indywidualność szlaków organizacji odpływu została mocno zatarta poprzez procesy akumulacyjne arealnego rozpadu pozostałości lądolodu bałtyckiego na północnym skłonie Pomorza. Wśród niewielkich form o charakterze wzgórz morenowych dominuje, porozcinana nielicznymi rynnami i dolinami, wysoczyzna morenowa o nieregularnym układzie morfometrycznym. Charakterystycznym elementem występującym w północno-wschodniej części dorzecza (w dolinie górnej Radwi) są płaty powierzchni sandrowych, wypełniających także płytkie odcinki rynnowe i dolinne. Sandry te, są analogią do występującej w dorzeczu Regi, opisanej wcześniej przez Karczewskiego (1968) formy tzw. powierzchni przejściowej akumulacji piaszczystej (sandru przejściowego), stanowiącej poziom wiążący z pradoliną kompleksy kemowo-wytopiskowe wyższych fragmentów tzw. północnopomorskiej strefy marginalnej (Karczewski 1968, Rachlewicz 1998). Podobnego typu forma (tzw. sandr przejściowy Rymania) występuje w zachodniej części dorzecza i łączy je z dorzeczem Regi. Tutaj także strefa wododziałowa jest w dużej mierze morfologicznie niewyraźna, zatracając jednoznaczne cechy ukierunkowania odpływu pradolinowego.

Parsęta wykorzystuje dno pradoliny na długości około 20 km swojego biegu, spływając w tym 8 km odcinkiem na północ, do doliny przełomowej, utworzonej na wylocie fragmentów rynnowych rozcinających poziomy wysoczyznowe. W dalszej części spływu, wykorzystując fragment systemu dolinnego powyżej połączenia z Radwią, rzeka odchyła się również w kierunku zachodnim, przedostając się rozległym łukiem, wymuszonym powierzchnią sandru przejściowego pomiędzy Białogardem a Karlinem.

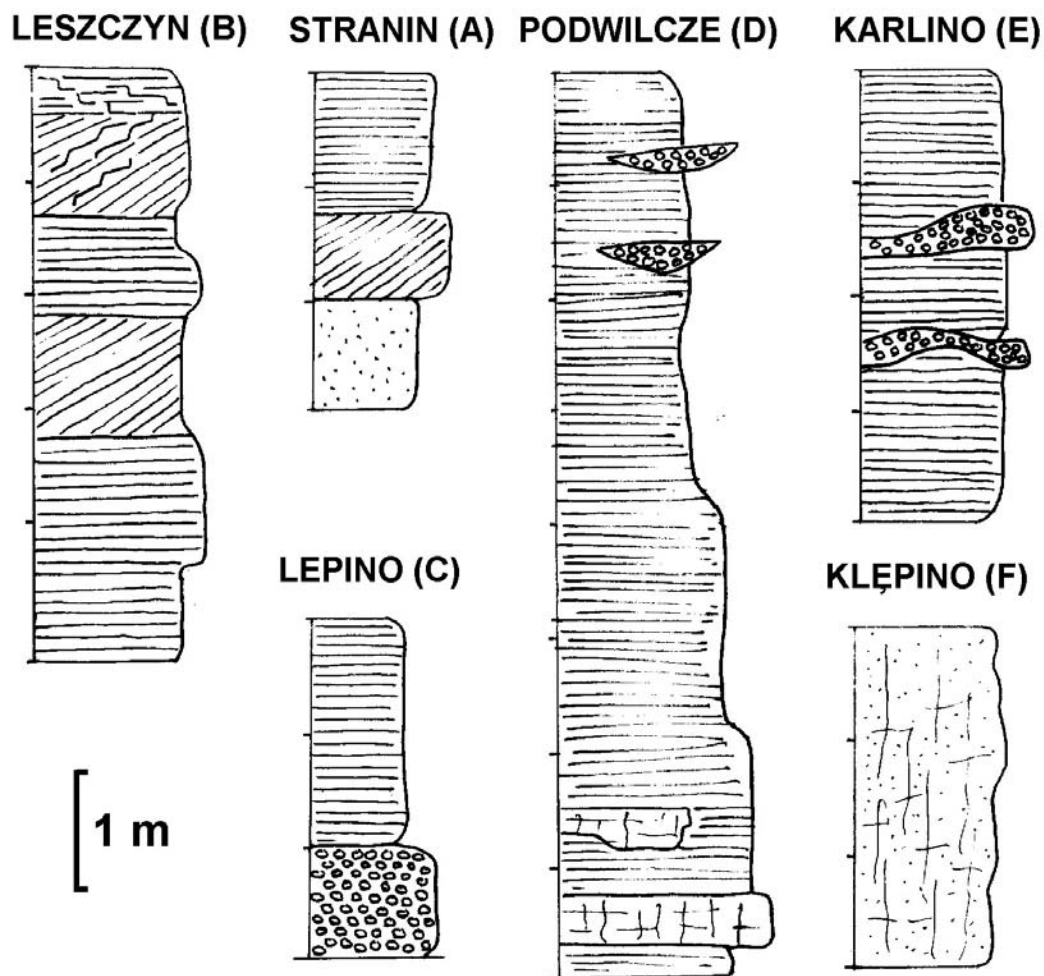
Ze względu na charakterystykę akumulacji daje się wyróżnić specyficzne serie osadowe powiązane z poszczególnymi typami krążenia wód roztopowych. W przypadku sandru przejściowego (na sandrze Rymania), ze względu na krótki transport i zmienną dynamikę dostawy, a jednocześnie rozproszenie powierzchniowe wód obserwowane są asocjacje

różnoziarnistych piasków, deponowanych w układzie masywnym, warstwowania przekątnego lub horyzontalnego. W przypadku spływu ukierunkowanego (np. wypełnienia den rynien subglacialnych – rynna na SW od Karlina) materiał staje się bardziej gruboziarnisty, przechodząc w przewarstwienia lub poziomy żwirowe. Najbardziej okazałą fluwioglacjalną serię osadową zarejestrowano w obrębie głównej arterii pradolinnej (okolice Podwilcza), gdzie miąższość piasków z wkładkami żwirów przekraczała 7 m.

Analiza przestrzenna rozkładu form i osadów Pradoliny Pomorskiej i jej otoczenia potwierdza prawidłowości stwierdzone szczegółowymi badaniami w dorzeczu Regi (Karczewski 1968, Chuda 1997, Rachlewicz 1998), dotyczące funkcjonowania odpływu późnoglacialnego i istotnego lokalnego oraz regionalnego oddziaływania systemu supraglacjalnego w dostarczaniu, tranzycie i akumulacji materiału ablacyjnego i fluwioglacjalnego (Paul 1983, Eyles 2006).



Ryc. 1 – Przebieg Pradoliny Pomorskiej i powiązanych z nią szlaków odpływu w obrębie dorzecza Parsęty. 1 – dno pradolin, rynien subglacialnych i szlaków tranzytowych wód na jej zapleczu; 2 – płyty sandrów przejściowych; A-F – stanowiska syntetycznych profili osadów prezentowanych na ryc. 2.



Ryc. 2 – Syntetyczne profile osadów sandru przejściowego Rymania (A, B), wypełnienia rynny na przedłużeniu doliny Radwi na SW od Karlina (C, E), serii pradolinnych w Podwilczu (D), krawędzi wysoczyzny morenowej w Klępinie (F).

Literatura:

- Augustowski B., 1973: Z morfogenezy centralnej części Pojezierza Kaszubskiego. *Przegl. Geogr.*, 45(1), 51-64.
- Braun G., 1927: Die Küste Pommerns. *Pommern Jb.*, Jg 2: 1926/27, 133-141.
- Chuda R., 1997: Próba rekonstrukcji kierunku odpływu wód i ich dynamiki w obrębie serii osadowej terasy Pradoliny Pomorskiej koło Płotów (Pomorze Zachodnie). *Bad. Fizj. Nad Polską Zach. Ser. A., Geogr. Fiz.*, 48, 31-44.
- Eyles N., 2006: The role of meltwater in glacial processes. *Sed. Geol.* 190, 257-268.
- Florek W., 1991: Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza. *Wyd. WSP Słupsk*, 238.
- Galon R., Roszko L., 1967: Zasięgi zlodowaceń skandynawskich I ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: R. Galon, J. Dylik [red.]: *Czwartorzęd Polski*. Warszawa.
- Kasior K., 1952/53: Rozwój poglądów na genezę pradolin. *Czas. Geogr.*, 23/24, 25-47.
- Karczewski A., 1968: Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Wyd. PTPN, Wyd. Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol.*, 8(3), 106 s.
- Keilhack K., 1899: Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Künstengebietes. *Jhb. D. Kgl. Preuss. Geol. Land.*, Bd 19, 90-152.
- Keilhack K., 1930: *Geologische Karte der Provinz Pommern und der anschliessenden Teile der Grenzmark nach den Aufnahmen der preussischen Geologischen Landesanstalt, 1:500000*. Bearb v. Berlin, L. Kraatz.

- Paul M.A., 1983: *The supraglacial landsystem*. W: N. Eyles [red.]: *Glacial Geology*. Pergamon Press, 71-90.
- Pawłowski S., 1937: *Budowa geologiczna i krajobrazy morfologiczne Pomorza*. W: *Słownik Geograficzny Państwa Polskiego*. Z. 1, 10-30.
- Rachlewicz G., 1998: *Funkcjonowanie odpływu fluwioglacjalnego z północnopomorskiej strefy marginalnej (Pomorze Zachodnie) u schyłku vistulianu na tle jej morfo- i litogenezy*. W: A. Kostrzewski [red.]: *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstoceńskiego zlodowacenia półkuli północnej – wybrane problemy*. Wyd. UAM Poznań, Seria Geogr. 58, 181-196.
- Sylwestrzak J., 1978: *Zagadnienia morfologii i typizacji dolin północnego skłonu Pomorza*. *Biul. Inst. Geol.* 306, 200-227.
- Zaborski B., 1933: *Morfologia powiatu pomorskiego*. *Spraw PAU*, 37, 33 s.

Program renaturyzacji i ochrony mokradła Pyszka

Waldemar Miśko

Związek Miast i Gmin Dorzecza Parsęty

Nadrzeczne tereny podmokłe są obszarami cennymi w skali europejskiej. W wyniku rozwinęcia nowoczesnych form rolnictwa (w tym melioracje i intensywne nawożenie) oraz leśnictwa w znacznym stopniu zniknęły one z krajobrazu. Te, które pozostały, stały się unikalnymi siedliskami fauny i flory wodno-błotnej. Pasy terenów podmokłych wzdłuż rzek oprócz tego, że stanowią ostoje dla wielu zagrożonych gatunków roślin i zwierząt, pełnią także rolę naturalnych korytarzy ekologicznych, tak ważnych dla migracji ptaków. Obecnie w wielu rozwinętych krajach czynione są starania na rzecz przywrócenia naturalnych warunków w przekształconych działaniami człowieka dolinach rzek.

Przyrzeczne tereny podmokłe pełnią także kilka innych niezmiernie ważnych ról:

- są naturalnymi „oczyszczalniąmi” wód z nadmiaru biogenów,
- stanowią naturalne zbiorniki retencyjne, których właściwe funkcjonowanie przyczynia się do zwiększania zasobów wodnych w danej zlewni,
- mogą także być sposobem na zmniejszenie zagrożenia powodzią.

Pierwsza z tych ról sprawiła, iż obecnie w wielu krajach UE nadrzeczne tereny podmokłe są wykorzystywane do osiągnięcia celów wymogów Dyrektywy Azotanowej, jak i przy wdrażaniu wymogów Ramowej Dyrektywy Wodnej UE.

Renaturyzacja mokradła PYSZKA jest pilotażowym projektem odtworzenia naturalnej doliny rzeki. Projekt ten polegał na stworzeniu terenu zalewowego o powierzchni około 40 ha (w tym 14 ha jest trwale zalane) w zmeliorowanej, starej dolinie rzeki Pysznicy – prawobrzeżnego dopływu Parsęty. Nowo powstałe mokradło PYSZKA spełnia wieloraką rolę. W efekcie jego funkcjonowania zostały osiągnięte następujące cele:

- zwiększenie zasobów wodnych w zlewni Parsęty poprzez retencję wody w mokradle Pyszka,
- zatrzymanie biogenów w ramach mokradła, a w konsekwencji zmniejszenie odpływu biogenów do wód Parsęty,
- zwiększenie różnorodności biologicznej w dolinie rzeki poprzez stworzenie podmokłego siedliska,
- zwiększenie walorów krajobrazowych doliny Pyszki.

Obecnie obszar jest penetrowany przez powszechnie występujące w dolinie Parsęty i Pyszki ptaki drapieżne jak myszołów i błotniak stawowy, a w czasie przelotów spotkano na jesieni sokoła wędrownego. Obszar mokradła jest odwiedzany przez sowy zamieszkałe w

pobliskich budynkach gospodarskich miejscowości Pyszka i Jazy. Zalew spowodował pojawienie się przynajmniej 20-30 nowych gatunków gniazdujących, w tym najcenniejszych z grupy wodno-błotnych i w czasie przelotów stanowi ostoję dla gęsi wędrujących wzdłuż wybrzeża Bałtyku. Dla ochrony ssaków znaczenie ma utworzenie siedlisk typowych dla ssaków owadożernych, jak rzęsorka rzeczka i ryjówki - rzęsorka mniejszego, wpisanej do Polskiej Czerwonej Księgi Zwierząt. Kolejną korzyścią wynikającą z utworzenia nowego typu środowiska w ramach odtwarzania mokradła jest stworzenie dogodnych warunków dla żerowania nietoperzy. Mokradło Pyszka jest w stanie „przechwycić” około 3 – 8 ton azotu natomiast w przypadku fosforu około 300 – 750 kg fosforu.

Opisane powyżej pozytywne efekty środowiskowe są możliwe do zaobserwowania w różnych terminach, zależnie od rodzaju zjawiska i od czasu niezbędnego na uzyskanie danego efektu.

Zintegrowana gospodarka wodno-ściekowa w woj. zachodniopomorskim

Barbara Rajkowska

Związek Miast i Gmin Dorzecza Parsęty

Projekt „Zintegrowana gospodarka wodno – ściekowa w dorzeczu Parsęty” jest trzecim co do wielkości projektem realizowanym na terenie Polski. Całkowity koszt projektu wynosi 179.015 tysięcy euro z czego dofinansowanie z Funduszu Spójności wynosi 150.462 tysięcy euro. Obszar inwestycji obejmuje 22 gminy miejskie, miejsko – wiejskie i wiejskie, który zamieszkuje 250 294 osób. Z sieci wodociągowej obecnie korzysta 94,9 % mieszkańców. Po wprowadzeniu nowych rozwiązań docelowy wskaźnik wzrośnie do 98,3 %. Wydajność wzrośnie z 13 140 m³/h do 24 220 m³/h.

Program inwestycyjny jest realizowany w ramach grupy projektów, w oparciu o trzy regiony. Podmiotami odpowiedzialnymi za realizację zadań inwestycyjnych w poszczególnych rejonach są:

- Rejon I – Regionalne Wodociągi i Kanalizacja Sp. z o.o. w Białogardzie,
- Rejon II – Miejskie Wodociągi i Kanalizacja Sp. z o.o. w Kołobrzegu,
- Rejon III – Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji Sp.z o.o. w Szczecinku.

Związek Miast i Gmin Dorzecza Parsęty z siedzibą w Karlinie pełni funkcję podmiotu odpowiedzialnego za koordynację i monitoring POK.

Do kanalizacji podłączonych jest 68,7 % mieszkańców. Po realizacji zadania liczba mieszkańców korzystających z kanalizacji zbiorczej i oczyszczalni ścieków wyniesie 88,4% mieszkańców na obszarze projektu i 100 % mieszkańców aglomeracji tj. ok. 221 tys. osób.

W ramach gospodarki wodnej zaplanowano: modernizację ujęć wody i SUW (wymiana lub montaż dodatkowych filtrów, zestawów pompowych lub zbiorników wyrównawczych), likwidację lokalnych ujęć i SUW, zamianę SUW na hydrofornie lub budowę nowych hydroforní, automatyzację oraz wyposażenie w system transmisji danych z mniejszych wspomagających stacji wodociągowych do centralnej stacji, budowę sieci wodociągowych na terenie gmin związkowych o łącznej długości ok.885 km

Natomiast w ramach gospodarki ściekowej zaplanowano: budowę sieci kanalizacji sanitarnej na terenach gmin związkowych, w tym kanalizacji grawitacyjnej: ok. 483 km, tłocznej ok. 752 km oraz budowę pompowni ścieków 513 sztuk (długości kanalizacji tłocznej i grawitacyjnej mogą ulec zmianie po wykonaniu projektów budowlanych).

Generalnym celem przedsięwzięcia jest poprawa jakości środowiska oraz ochrona Dorzecza Parsęty, jednego z atrakcyjniejszych przyrodniczo i turystycznie regionów w Polsce. Realizacja projektu przyniesie wiele dodatkowych efektów społeczno – ekonomicznych, m.in.:

- w trakcie realizacji projektu pracę znajdzie około 1500 osób, kolejne 1500 miejsc pracy powstanie dzięki uzbrojeniu terenów;
- poprawę parametrów środowiska naturalnego (wyeliminowane zostaną bezpośrednie zrzuty ścieków do wód i do ziemi);
- poprawę warunków zdrowotnych mieszkańców poprzez minimalne ograniczenie ryzyka skażenia ujęć wody oraz wyeliminowanie starych wodociągów zbudowanych z wykorzystaniem azbestu;
- minimalizację ryzyka skażenia roślin, wód gruntowych i ewentualnych podziemnych zasobów wody pitnej;
- korzystny wpływ na rozwój ruchu turystycznego w regionie;
- zapewnienie dostaw wody o jakości wymaganej przez prawo polskie oraz Unię Europejską dla ponad 225 tys. mieszkańców Związku Gmin podłączonych do sieci w wyniku realizacji projektu, jak i tych już podłączonych;
- zwiększenie bezpieczeństwa zaopatrzenia w wodę oraz sprawności funkcjonowania systemu wodociągowego poprzez stworzenie spójności sieci wodociągowej w układach pierścieniowych;
- zapewnienie odbioru ścieków systemu kanalizacji dla ponad 200 tys. mieszkańców mających możliwość podłączenia do sieci w wyniku realizacji projektu i oczyszczenie odebranych ścieków zgodnie z normami polskimi i Unii Europejskiej.

Planowana zabudowa hydrotechniczna Parsęty w rejonie Wicewo-Osówko

Objaśnienia w terenie przedstawia mgr inż. Tomasz Płowens
Zachodniopomorski Zarząd Melioracji i Urządzeń Wodnych

Początkowe zamysły zabudowy hydrotechnicznej w dorzeczu Parsęty, opierające się na starych, niemieckich propozycjach, obejmowały budowę 13 zbiorników w układzie kaskadowym. Potem ograniczono koncepcję do 6 zbiorników. Jako cel budowy określano konieczność ochrony przeciwpowodziowej, poprawę zaopatrzenia rolnictwa w wodę oraz korzyści hydroenergetyczne. Tak poważna ingerencja w środowisko mało przekształconej Parsęty i jej dopływów spotkała się z dużym oporem społecznym – poza regionem koszalińsko-kołobrzesckim również w całej Polsce.

Ze względu na zagrożenie powodziowe ze strony Parsęty dla Białogardu, Karlina i Kołobrzegu w fazie projektowej jest obecnie zbiornik retencyjny w Osówku. Budowę zbiornika ułatwia morfologia doliny, w szczególności przełom Parsęty w Osówku (fot. 1) oraz szeroka terasa zalewowa na wysokości Wicewa.



Fot. 1. Przełomowa dolina Parsęty w Osówku

Erozja boczna w korycie Parsęty

Andrzej Kostrzewski, Zbigniew Zwoliński

Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu

Badania erozji bocznej prowadzone są na trzech wybranych fragmentach koryta Parsęty. Są to stanowiska w Krosinie w górnym odcinku Parsęty (98 km od ujścia, 5 odcinków testowych), w Dębczynie na odcinku środkowym (63 km rzeki, 3 odcinki testowe) oraz w Bardach na odcinku dolnym (25 km od ujścia, 3 odcinki testowe). Odcinki testowe zostały tak wybrane, aby reprezentowały prosty odcinek koryta oraz zakola o małym i dużym promieniu krzywizny. Do corocznie przeprowadzanych pomiarów wielkości erozji zastosowano metodę domiarów prostokątnych na wydzielonych odcinkach, która zapewnia sprawne pomiary i wystraszającą dokładność. Dotychczasowe wieloletnie pomiary wykazują, iż roczne tempo cofania krawędzi brzegu Parsęty zmienia się w szerokim zakresie od 0,01 do 1 m a-1. W wyjątkowych sytuacjach ubytek może jednorazowo osiągać nawet 3 m. Zaobserwowano, że największe przekształcenia krawędzi rzecznej zachodzą podczas wiosennych wezbrań powodziowych oraz letnich wezbrań rozlewnych. Przebieg erozji bocznej jest głównie uwarunkowany geometrią koryta, warunkami hydro-meteorologicznymi, występowaniem naturalnych i sztucznych przeszkód w korycie, lokalną cyrkulacją poprzeczną wody, prądami wstecznymi i zawirowaniami oraz roślinnością w strefie brzegowej i ingerencją człowieka.

Prowadzone jest kartowanie morfologiczne w skali 1:500, które umożliwia wydzielenie szeregów form erozyjnych i akumulacyjnych zgodnie z przyjętą sygnaturą kartowań.



Fot. 1. Zakole koryta Parsęty w Dębczynie

Erozja źródłiskowa i jej wpływ na rozwój sieci dolinno rzecznej

Małgorzata Mazurek

Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu

Sieć rzeczna strefy młodoglacjalnej będąca w stadium młodości, charakteryzuje się niskim stopniem zhierarchizowania i obecnością cieków okresowych. Cieki niższych rzędów są zasilane bezpośrednio z opadów oraz z poziomów przypowierzchniowych o znaczeniu lokalnym i zmiennej w ciągu roku wydajności, a w efekcie sporadycznie wysychają lub mają charakter okresowy. Do dopływów I i II rzędu należą również cieki, które biorą początek z naturalnych wypływów wód podziemnych, co zapewnia im stałe, stabilne zasilanie. Wypływy wód podziemnych inicjujące rozwój dolin i koryt rzecznych I rzędu na obszarze południowej części dorzecza Parsęty, układają się w kilku strefach:

1. u podnóża zboczy dolin o założeniach rynnowych, dolin i równin odpływu wód roztopowych odwadnianych obecnie przez Parsętę i Dębnicę,
2. w strefach krawędziowych poziomów wysoczyzn morenowych,
3. na stokach wzgórz kemowych, pagórków moren martwego lodu i form akumulowanych między bryłami lodu,
4. w rozcięciach erozyjnych i dolinach denudacyjno-erozyjnych na obszarach wysoczyznowych.

W strefach wypływów wód podziemnych procesy erozji źródłiskowej prowadzą do rozwoju nisz źródłiskowych oraz części źródłowej cieków kosztem obszarów alimentacji wód podziemnych. Rozwój nisz źródłiskowych jest efektem działalności erozyjnej i akumulacyjnej

wód podziemnych, wód powierzchniowych, ruchów masowych oraz oddziaływania roślinności i zwierząt. W wyniku erozji wstecznej powiększa się dno niszy w obrębie, którego wypływy wód gruntowych stwarzają dogodne warunki koncentracji wody, erozji dna i zapoczątkowania procesów korytowych. Ze stałym odpływem rzeczny wiąże się usuwanie materiałów pochodzących z niszczenia zboczy niszy, a w efekcie selektywnej erozji powstaje często warstwa bruku erozyjnego. W przypadku małej wydajności wypływów w obrębie dna ma miejsce akumulacja materii organicznej (m.in. torf źródłiskowy) oraz osadów ze zboczy. W niszy źródłiskowej procesy denudacji mechanicznej i chemicznej osiągają największą wydajność u podnóża zboczy, co prowadzi do zwiększenia spadku i rozwoju stoku o profilu wypukłym kosztem odcinka wklęsłego.

Na badanych obszarach dorzecza Parsęty, wśród rozpoznanych ponad 80 nisz źródłiskowych, przeważają formy o półokrągłym lub wydłużonym zarysie, zwarte, słabo rozgałęzione. Niewielka część stref źródłiskowych rozwijająca się na zboczach dolin lub w strefach krawędziowych wysoczyzn, ma charakter złożony i składa się z kilku części połączonych wspólnym odpływem. Wysokości zboczy zamykających nisze dochodzą do kilkunastu metrów. Średnie spadki wypukłych lub wypukło-wklęsłych zboczy nisz badanych w dorzeczu Parsęty przyjmują wartości od 7 do 35°. Przejście zboczy w dno niszy o znacznie mniejszym nachyleniu, następuje poprzez krótki segment stoku wklęsłego. W miejscu gdzie zbocza przechodzą w dno niszy, rzeźba uzyskuje coraz większy kontrast wysokościowy. Wprost proporcjonalna zależność między długością i szerokością dna niszy wskazuje, że procesom erozji wstecznej prowadzącym do wydłużania niszy towarzyszy także jej poszerzanie.

Morfologia stref źródłiskowych odzwierciedla wpływ pierwotnego ukształtowania terenu (form inicjalnych), zróżnicowania litologicznego i stratygrafii osadów decydujących o charakterze i wydajności wypływów wód podziemnych oraz możliwości odprowadzania materiału mineralnego i organicznego z dna niszy. W rozwoju nisz źródłiskowych duże znaczenie odgrywa roślinność (m.in. erozja wykrotowa).

Nisze źródłiskowe w południowej części dorzecza Parsęty wyróżnia oprócz zespołu procesów morfogenetycznych, także topoklimat, wilgotność i żyzność siedlisk, występowania rzadkich i bogatych florystycznie ekosystemów źródłiskowych. Zaobserwowane przypadki antropogenicznej degradacji tych niewielkich powierzchniowo obszarów stanowią argument przemawiający za koniecznością ochrony georóżnorodności obszarów źródłiskowych i zwrócenie na nie uwagi przy opracowywaniu planów zagospodarowania przestrzennego.

Lista uczestników konferencji

Włodzimierz Adam
Starostwo Kołobrzeg
Plac Ratuszowy 1, 78-100 Kołobrzeg
e-mail: powiatkolobrzeg@home.pl

Dr Mirosław Barcicki
Akademia Świętokrzyska
Instytut Geografii
ul. Świętokrzyska 15, 24-406 Kielce
e-mail: mbar@pu.kielce.pl

Mgr inż. Henryk Bieńkowski
Urząd Miejski w Kołobrzegu
ul. Ratuszowa 13, 78-100 Kołobrzeg
e-mail: prezydent@post.pl

Dr Magdalena Borowiak
Uniwersytet Gdański, Katedra Limnologii
ul. Dmowskiego 16a, 80-264 Gdańsk
e-mail: geomb@univ.gda.pl

Mgr Tomasz Bryndał
Akademia Pedagogiczna, Instytut Geografii
ul. Podchorążych 2, 30-082 Kraków,
e-mail: tbryndał@ap.krakow.pl

Prof. AŚ dr hab. Wacław Cabaj
Akademia Świętokrzyska w Kielcach
ul. Świętokrzyska 15 25-406 Kielce
e-mail: wcabaj@pu.kielce.pl

Dr Anna Cedro
Uniwersytet Szczeciński
Instytut Nauk o Morzu
Zakład Klimatologii i Meteorologii Morskiej
ul. Wąska 13, 71-415 Szczecin
e-mail: Anna.Cedro@univ.szczecin.pl

Dr Tadeusz Ciupa
Akademia Świętokrzyska
Instytut Geografii
ul. Świętokrzyska 15, 24-406 Kielce
e-mail: tcupa@pu.kielce.pl

Prof. dr hab. Marek Degórski
Instytut Geografii i Przestrzennego
Zagospodarowania PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
e-mail: m.degorski@twarda.pan.pl

Dr Maciej Dłużewski
Uniwersytet Warszawski
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
ul. Krakowskie Przedmieście 30
00-927 Warszawa
e-mail: dluzewski@uw.edu.pl

Mgr Monika Domańska
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Stacja Geoekologiczna w Storkowie
Storkowo 32, 78-450 Grzmiąca
e-mail: domanska@amu.edu.pl

Doc. dr hab. inż. Tadeusz Durkowski
Instytut Melioracji i Użytków Zielonych Falenty
Zachodniopomorski Ośrodek Badawczy
ul. Czesława 971-504 Szczecin
e-mail: durkowski@poczta.onet.pl

Prof. dr hab. Zbigniew Endler
Uniwersytet Warmińsko-Mazurski
Wydział Ochrony Środowiska i Rybactwa
Katedra Ekologii stosowanej
ul. M. Oczapowskiego 2, 10-957 Olsztyn
e-mail: grzybomi@uwm.edu.pl

Józef Jerzy Faliński
Wojewódzki Fundusz Ochrony Środowiska i
Gospodarki Wodnej
ul. Solskiego 3, 71-323 Szczecin
e-mail: wfoszczecin@inet.com.pl

Prof. dr hab. Wacław Florek
Pomorska Akademia Pedagogiczna
ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk
e-mail: florekw@pap.edu.pl

Prof. dr hab. Wojciech Froehlich
Instytut Geografii i Przestrzennego
Zagospodarowania PAN
Pracownia Procesów Fluwialnych Homerka
Frycowa 113, 33-335 Nawojowa
e-mail: wfroehlich@pro.onet.pl

Mgr Grażyna Gałążewska
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Zakład Geoekologii
ul. Dziegielowa 27, Poznań
e-mail: graga@amu.edu.pl

Dr Halina Grobelska
Instytut Geografii i Przestrzennego
Zagospodarowania PAN
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu
ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń
e-mail: Halina.Grobelska@geopan.torun.pl

Prof. dr hab. Marek Grześ
Uniwersytet Mikołaja Kopernika
Instytut Geografii
ul. Fredry 6/8, 87-100 Toruń
e-mail: gmar@geo.uni.torun.pl

Dr Mirosław Grzybowski
Uniwersytet Warmińsko-Mazurski
Katedra Ekologii Stosowanej
ul. M. Oczapowskiego 2, 10-957 Olsztyn
e-mail: grzybomi@uwm.edu.pl

Mgr inż. Wojciech Grzymkowski
Zarząd Portu Morskiego Kołobrzeg
ul. Stoczniowa, 78-100 Kołobrzeg
e-mail: zpmkolobrzeg@post.pl

Prof. dr hab. Małgorzata Gutry-Korycka
Uniwersytet Warszawski
Zakład Hydrologii WGiSR
Krakowskie Przedmieście 30
00-927 Warszawa
e-mail: msgutryk@uw.edu.pl

Mgr Sylwia Horska-Schwarz
Uniwersytet Wrocławski
Zakład Geografii Fizycznej
Pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław
e-mail: s.horska@amadeus.biz.p

Dr Grzegorz Janicki
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
Instytut Nauk o Ziemi
Al. Kraśnicka 2C,D 20-718 Lublin
e-mail: janicki@biotop.umcs.lublin.pl

prof. AŚ dr hab. Marek Józwiak
Akademia Świętokrzyska
Zakład Ochrony i Kształtowania Środowiska,
25-406 Kielce ul. Świętokrzyska 15
e-mail: marjo@pu.kielce.pl

Dr Barbara Juskiewicz-Swaczyna
Uniwersytet Warmińsko Mazurski
Wydział Ochrony Środowiska i Rybactwa
Katedra Ekologii Stosowanej
ul. M. Oczapowskiego 2, 10-957 Olsztyn

Dr Jacek Kaczmarzyk
Pomorska Akademia Pedagogiczna w Słupsku
ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk
kaczmarz@go2.pl

Mgr Marek Kasprzak
Uniwersytet Wrocławski
Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego
pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław
e-mail: kasprzak@geom.uni.wroc.pl

Dr Elżbieta Kobojeck
Uniwersytet Łódzki
Zakład Geomorfologii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
e-mail: ekobojeck@geo.uni.lodz.pl

Prof. dr hab. Adam Koćmił
Akademia Rolnicza w Szczecinie
Katedra Eroзии i Rekultywacji Gleb
ul. Papieża Pawła VI 3, 71-442 Szczecin
e-mail: erozja@agro.ar.szczecin

Dr Robert Kolander
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Zakład Geoekologii
ul. Dziegielowa 27, Poznań
e-mail: roko@amu.edu.pl

Mgr Małgorzata Kołodziej-Nowakowska
Zachodniopomorski Inspektorat Ochrony
Środowiska
ul. Wały Chrobrego 4, 70-502 Szczecin
e-mail: mkn@wios.szczecin.pl

Henryk Kossakowski
Wydział Środowiska Urzędu Powiatowego
w Kołobrzegu
ul. Gryfitów 4-6, 78-100 Kołobrzeg

Prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Zakład Geoekologii
ul. Dziegielowa 27, Poznań
e-mail: anko@amu.edu.pl

Dr Rafał Kozłowski
Akademia Świętokrzyska
Zakład Ochrony i Kształtowania Środowiska
25-406 Kielce ul. Świętokrzyska 15
e-mail: rafalka@pu.kielce.pl

Inż. Zdzisław Kruk
Zachodniopomorski Urząd Wojewódzki w
Szczecinie
Delegatura w Koszalinie
pl. Gen. Andersa 34, 75-950 Koszalin

Dr Robert Kruszyk
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Zakład Geoekologii
ul. Dziegielowa 27, Poznań
e-mail: rlk@amu.edu.pl

Dr Janusz Łach
Uniwersytet Wrocławski
Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego
Zakład Geografii Regionalnej i Turystyki
ul. Kuźnicza 49/55 p.325, 50-137 Wrocław
e-mail: lach@geogr.uni.wroc.pl

Mgr inż. Ryszard Ławrynowicz
Starostwo Kołobrzeg
Plac Ratuszowy 1, 78-100 Kołobrzeg
e-mail: powiatkolobrzeg@home.pl

Dr Maciej Major
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Zakład Geoekologii
ul. Dziegielowa 27, Poznań
e-mail: tygodnik@amu.edu.pl

Dr inż. Stanisław Małek
Akademia Rolnicza w Krakowie
Katedra Ekologii Lasu
Al. 29-go Listopada, 31-415 Kraków
e-mail: rlmalek@cyf-kr.edu.pl

Prof. dr hab. Marek Marciniak
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania
Środowiska Przyrodniczego
ul. Dziegielowa 27, Poznań
e-mail: mmarc@amu.edu.pl

Dr Wojciech Maślanka
Uniwersytet Gdański
Zakład Geografii Pojezierzy
ul. Dmowskiego 16a, 80-264 Gdańsk
e-mail: bgiowm@univ.gda

Prof. dr hab. Zygmunt Meyer
Urząd Marszałkowski Województwa
Zachodniopomorskiego
ul. Korsarzy 34, 70-540 Szczecin
e-mail: sekretariat.marszal@wzp.pl

Mgr inż. Andrzej Mickiewicz
Wojewódzki Fundusz Ochrony Środowiska i
Gospodarki Wodnej
ul. Solkiego 3, 71-323 Szczecin
e-mail: wfosszczecin@inet.com.pl

Mgr inż. Waldemar Miśko
Związek Miast i Gmin Dorzecza Parsęty
ul. Koszalińska 96A, 78-230 Karlino
e-mail: zmigdp@parseta.org.pl

Mgr Adam Nawrot
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Zakład Geoekologii
ul. Dziegielowa 27, Poznań
e-mail: adam@retrospekcja.pl

Mgr inż. Paweł Niedźwiedź
Wydział Środowiska i Rolnictwa UW w
Szczecinie
ul. Wały Chrobrego 4, 70-502 Szczecin
e-mail: srodowisko@szczecin.uw.gov.pl

Dr Bogusław Pawłowski
Uniwersytet im. M. Kopernika
Instytut Geografii, Zakład Kriologii i Badań
Polarnych
ul. Fredry 6/8, 87-100 Toruń
e-mail: boguspe@wp.pl

Mgr inż. Tadeusz Pieczyński
Wojewódzki Fundusz Ochrony Środowiska i
Gospodarki Wodnej w Szczecinie
ul. Solkiego 3, 71-323 Szczecin
e-mail: wfosszczecin@inet.com.pl

Mgr inż. Tomasz Płowens
Zachodniopomorski Zarząd Melioracji i Urządzeń
Wodnych w Szczecinie
Rejonowy Oddział w Koszalinie
ul. Monte Cassino 2, 75-950 Koszalin
e-mail: zzmiuw@zzmiuw.koszalin.pl

Dr Marek Podlasiński
Akademia Rolnicza w Szczecinie
Katedra Eroзии i Rekultywacji Gleb
ul. Papieża Pawła VI 3, 71-442 Szczecin
e-mail: erozja@agro.ar.szczecin

Mgr Paweł Prokop
Instytut Geografii i Przestrzennego
Zagospodarowania PAN
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn
ul. Jana 22, 31-018 Kraków
e-mail: pawel@zg.pan.krakow.pl

Dr Grzegorz Rachlewicz
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Zakład Geoekologii
ul. Dziegielowa 27, Poznań
e-mail: grzera@amu.edu.pl

Barbara Rajkowska
Związek Miast i Gmin Dorzecza Parsęty
ul. Koszalińska 96A, 78-230 Karlino
e-mail: br@parseta.org.pl

Mgr Elżbieta Rojan
Uniwersytet Warszawski
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
Zakład Geomorfologii
ul. Krakowskie Przedmieście 30,
00-927 Warszawa
e-mail: erojan@uw.edu.pl

Prof. Subir Sarkar
North Bengal University, Indie

Dr Alfred Stach
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Zakład Geoekologii
ul. Dziegiełowa 27, Poznań
e-mail: frdstach@amu.edu.pl

Dr Józef Szpikowski
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Stacja Geoekologiczna w Storkowie
Storkowo 32, 78-450 Grzmiaca
e-mail: szpiko@amu.edu.pl

Dr Irena Tsermegas
Uniwersytet Warszawski
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
ul. Krakowskie Przedmieście 30,
00-927 Warszawa
e-mail: argiro@uw.edu.pl

Dr Jacek Tylkowski
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Zakład Geoekologii
ul. Dziegiełowa 27, Poznań
e-mail: jatyl@amu.edu.pl

Dr inż. Barbara Walna
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Stacja Ekologiczna Jezioro
62 050 Mosina, skr. poczt. 40
e-mail: walna@amu.edu.pl

Izabela Wereszczyńska
Wydział Środowiska i Rolnictwa UW w
Szczecinie
ul. Wały Chrobrego 4, 70-502 Szczecin
e-mail: srodowisko@szczecin.uw.gov.pl

Mgr Marcin Winowski
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Zakład Geoekologii
ul. Dziegiełowa 27, Poznań

Mgr Ryszard Woźniak
OWL Węgiel Brunatny
ul. Sikorskiego 8, 78-100 Kołobrzeg
e-mail: poczta@wegiel-brunatny.kol.pl

Mgr Agnieszka Zielińska-Maciąg
Związek Miast i Gmin Dorzecza Parsęty
ul. Koszalińska 96A, 78-230 Karlino
e-mail: azm@parseta.org.pl

Dr Zbigniew Ziętkowiak
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania
Środowiska Przyrodniczego
Ul. Dziegiełowa 2761-680 Poznań
e-mail: zbysz@amu.edu.pl

Dr Zbigniew Zwoliński
Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Zakład Geoekologii
ul. Dziegiełowa 27, Poznań
e-mail: zbzw@amu.edu.pl

