Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich
Zakład Geomorfologii Instytutu Geograficznego
Uniwersytetu Wrocławskiego

VI Zjazd Geomorfologów Polskich
Środowiska górskie – ewolucja rzeźby
Jelenia Góra, 11-14 września 2002

Streszczenia referatów i posterów

Trzysta lat Uniwersytetu Wrocławskiego

Wrocław 2002

Komitet Naukowy

Prof. dr hab. Wacław Florek
Prof. dr hab. Kazimierz Klimek
Prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski
(Prezes Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich)
Prof. dr hab. Adam Kotarba
Dr hab. Piotr Migoń
Prof. dr hab. Elżbieta Mycielska-Dowgiałło
Prof. dr hab. Leszek Starkel
Prof. dr hab. Edward Wiśniewski

Komitet organizacyjny

Zakład Geomorfologii, Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski
Karolina Królikowska, Jan Klementowski, Agnieszka Latocha,
Piotr Migoń (Przewodniczący), Krzysztof Parzóch (Sekretarz),
Grzegorz Synowiec, Andrzej Traczyk

Zakład Geografii Fizycznej, Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski
Robert Jakóbczyński, Zdzisław Jary, Janusz Kida

Muzeum Przyrodnicze w Jeleniej Górze
Andrzej Paczos

Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski
Janusz Badura, Bogusław Przybylski

Redakcja tomu streszczeń
A. Traczyk, A. Latocha

Zalecane cytowanie:
Traczyk A., Latocha A., (red.), 2002, VI Zjazd Geomorfologów Polskich "Środowiska górskie – ewolucja rzeźby" Jelenia Góra 11-14 września 2002, Streszczenia referatów i posterów, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, s. 152.

Fotografia na okładce: Bazaltowe rumowiska skalne na Ostrzycy, Pogórze Kaczawskie (Fot. P. Migoń)

© Zakład Geomorfologii, Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski'2002

SŁOWO WSTĘPNE

Niniejszy tom zawiera streszczenia referatów, komunikatów i opisy posterów, zgłoszone na VI Zjazd Geomorfologów Polskich, odbywający się w Jeleniej Górze Cieplicach w dniach 11-14 września 2002. Zjazd odbywa się pod hasłem przewodnim "Środowiska górskie – Ewolucja rzeźby", które z jednej strony podkreśla miejsce odbywania zjazdu i problematykę prezentowaną podczas towarzyszących sesji terenowych, z drugiej natomiast – nawiązuje do faktu ogłoszenia przez Narody Zjednoczone roku 2002 Międzynarodowym Rokiem Gór.

Podczas Zjazdu reprezentowana jest jednak nie tylko problematyka rozwoju rzeźby obszarów górskich, choć tej nadano w tym roku rangę wiodącą. Odbywające się co dwa lata spotkanie polskich i nie tylko polskich geomorfologów stanowi forum prezentacji wyników badań prowadzonych w różnych dziedzinach geomorfologii, w szczególności efektów aktywności komisji problemowych działających w Stowarzyszeniu Geomorfologów Polskich. Dlatego w okolicznościowym tomie streszczeń reprezentowany jest, niejako wbrew tytułowi, szeroki wachlarz zagadnień, ukazujący rozległość tematów podejmowanych przez krajowe środowisko geomorfologów. Łącznie znajdziecie tu Państwo streszczenia ponad 100 wystąpień zjazdowych. Niestety, z powodów niezależnych od organizatorów, a zależnych od poszczególnych autorów, drobna część zgłoszonych referatów i posterów nie mogła zostać reprezentowana w niniejszym zbiorze.

Tym niemniej mamy nadzieję, że niniejszy tom pozostanie trwałym śladem stanu polskiej geomorfologii u progu XXI wieku.

W imieniu Komitetu Organizacyjnego

Dr hab. Piotr Migoń
Przewodniczący

SPIS STRECZEŃ REFERATÓW, KOMUNIKATÓW I POSTERÓW

Wiaczesław Andrejczuk
MECHANIZM POWSTANIA ZAPADLISKA NAD KOPALNIĄ SOLI POTASOWYCH (URAL, ROSJA) 10

Leon Andrzejewski, Mirosław T. Karasiewicz, Jakub K. Makarewicz
TORUŃSKIE BADANIA GEOMORFOLOGICZNE NA ISLANDII 11

Janusz Badura, Bogusław Przybylski
OBSZAR NIŻOWEJ CZĘŚCI DOLNEGO ŚLĄSKA W CZWARTORZĘDZIE 12

Małgorzata Bajgier-Kowalska
ODMŁADZANIE OSUWISK W BESKIDZIE MAKOWSKIM W OSTATNIM 5-LECIU 14

Maria Baumgart-Kotarba
GENEZA MASYWU TATR A EWOLUCJA SIECI RZECZNEJ W KARPATACH ZACHODNICH 15

Maria Baumgart-Kotarba, Stanisław Kędzia, Adam Kotarba, Zofia Rączkowska
EWOLUCJA DEN DOLIN W WARUNKACH RECESJI LODOWCÓW W MASYWIE ECRIN, ALPY FRANCUSKIE 17

Andrei Bogutsky, Leszek Lindner, Maria Łanczont, Józef Wojtanowicz, Ivan Zalessky
MORFOGENEZA GLACJALNA I PERYGLACJALNA POLESIA WOŁYŃSKIEGO 18

Andrei Bogutsky, Maria Łanczont, Józef Wojtanowicz
ELEMENTY RZEŹBY GLACJALNEJ SPRZED 500 TYS. LAT NA MIĘDZYRZECZU SANU I DNIESTRU (WSCHODNIE PRZEDKARPACIE) 20

Teresa Brzezińska-Wójcik
STRUKTURALNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU GŁÓWNYCH FORM RZEŹBY W DORZECZU GÓRNEGO WIEPRZA (ROZTOCZE, SE POLSKA) 21

Jan Buraczyński
ROZWÓJ RZEŹBY ROZTOCZA 23

Henryk Chmal
STANOWISKO MADY W KAMIEŃCU ZĄBKOWICKIM 25

Dariusz Ciszewski, Ireneusz Malik
HISTORIA ZANIECZYSZCZENIA RZEKI METALAMI CIĘŻKIMI : REKONSTRUKCJA NA PODSTAWIE ZAPISU W OSADACH POZAKORYTOWYCH MAŁEJ PANWI 26

Dariusz Ciszewski
METALE CIĘŻKIE W ALUWIACH ODRY JAKO INDYKATORY ZMIAN ZANIECZYSZCZENIA RZEKI 28

Ciupa Tadeusz
ZMIANY W RZEŹBIE TERENU WYWOŁANE OPADAMI DESZCZU W LIPCU 2001 R. W STREFIE BUDOWY ZBIORNIKA WODNEGO „WIÓRY" NA RZECE ŚWIŚLINIE (GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE) 29

Tadeusz Ciupa, Robert Sołtysik
GEOMORFOLOGICZNE I HYDROGRAFICZNE KONSEKWENCJE WSPÓŁCZESNEJ AKTYWNOŚCI PALEOZOICZNEGO PODŁOŻA W DOLINIE CZARNEJ WODY (ŚPN) 32

Maciej Dłużewski
ROZPRZESTRZENIANIE SIĘ PÓL WYDMOWYCH JAKO SKUTEK PUSTYNNIENIA (NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH OBSZARÓW PÓŁNOCNEJ SAHARY) 34

Radosław Dobrowolski, Sławomir Terpiłowski
WPŁYW PODŁOŻA GÓRNOKREDOWEGO NA ROZWÓJ PROCESÓW DEPOZYCYJNO-DEFORMACYJNYCH LĄDOLODU ODRZAŃSKIEGO NA PÓŁNOCNYM PRZEDPOLU WYŻYNY LUBELSKIEJ (POLSKA E) 36

Marek Drewnik, Andrzej Kacprzak
WŁAŚCIWOŚCI GLEB JAKO ŹRÓDŁO INFORMACJI O POKRYWACH STOKOWYCH W BIESZCZADACH WYSOKICH 37

Lida Dubis, Maciej Dłużewski
WYBRANE FORMY OSTAŃCOWE PÓŁNOCNEJ SAHARY JAKO PRZYKŁAD DZIAŁALNOŚCI EROZJI EOLICZNEJ 38

Elżbieta Florek, Leszek Łęczyński
TRANSFORMACJE ZBIORNIKÓW PRZYZAPOROWYCH NA ŚRODKOWEJ SŁUPI 40

Wacław Florek, Leszek Łęczyński
STREFY BARIEROWO-PLAŻOWE NA WYSPACH ZIELONEGO PRZYLĄDKA 42

Wojciech Froehlich
WARTOŚCI PROGOWE PROCESÓW KSZTAŁTUJĄCYCH BESKIDZKIE SYSTEMY FLUWIALNE 43

Bogdan Gądek, Andrzej Kotyrba
WYNIKI GEORADAROWYCH SONDOWAŃ LODOWCZYKA MIĘGUSZOWIECKIEGO W TATRACH 46

Bogdan Gądek, Zbigniew Caputa, Monika Kośmider
BILANS ENERGETYCZNY POWIERZCHNI LODOWCZYKA MIĘGUSZOWIECKIEGO (TATRY POLSKIE) W LIPCU 2000 ROKU 47

Leszek Gawrysiak, Grzegorz Janicki, Jan Rodzik
ZRÓŻNICOWANIE DENUDACJI W ROLNICZEJ ZLEWNI LESSOWEJ PODCZAS SPŁYWU EPIZODYCZNEGO 48

Sylwia Gilewska
TRZECIORZĘDOWE KORZENIE RZEŹBY POLSKI 49

Maria Górska
PETROGRAFIA OSADÓW LODOWCOWYCH UCKERMARK, PN.-WSCH. BRANDENBURGIA 50

Maria Górska
NARZUTNIAKI SKANDYNAWSKIE POJEZIERZA MYŚLIBORSKIEGO 52

Mojmír Hrádek
ZMIANY W RZEŹBIE DEN DOLINNYCH I KORYT RZECZNYCH W SUDECKIEJ CZĘŚCI DORZECZA MORAWY PO POWODZI W LIPCU 1997 53

Katarzyna Issmer
WPŁYW CECH LITOLOGICZNYCH NA PODATNOŚĆ MAGNETYCZNĄ LESSÓW Z REJONU WZGÓRZ DALKOWSKICH 54

Bartłomiej Jaśkowski, Robert Sołtysik
JEZIORA EOLICZNE MIĘDZYRZECZA WISŁY I PILICY – PROBLEM GENEZY I WIEKU 58

Andrzej Kacprzak
WŁAŚCIWOŚCI GLEB NA TLE WYKSZTAŁCENIA POKRYW STOKOWYCH W WYBRANYCH KATENACH BIESZCZADÓW WYSOKICH 59

Jacek Kaczmarzyk
HOLOCEŃSKA PALEOHYDROLOGIA ŚRODKOWEJ WIEPRZY W ŚWIETLE CECH SEDYMENTOLOGICZNYCH OSADÓW KORYTOWYCH 61

Andrzej Karczewski, Ryszard Paluszkiewicz, Grzegorz Rachlewicz, Witold Szczuciński
FUNKCJONOWANIE STREFY MARTWEGO LODU I ODPŁYW WÓD ROZTOPOWYCH NA PRZEDPOLU LODOWCA HANSA (POŁUDNIOWY SPITSBERGEN) 62

Mirosław T. Karasiewicz
STRUKTURY GLACJOTEKTONICZNE MORĄSKICH MOREN CZOŁOWYCH 63

Karel Kirchner, Václav Cílek, Zdeněk Máčka
O ROZMIESZCZENIU PRZEMARZAJĄCYCH USYPISK W PÓŁNOCNYCH CZECHACH 65

Kirchner Karel, Krejčí Oldřich
GEOMORFOLOGICZNE ASPEKTY DEFORMACJI STOKÓW W ZEWNĘTRZNYCH KARPATACH ZACHODNICH NA MORAWACH (REPUBLIKA CZESKA) 67

Jan Klementowski
WSPÓŁCZESNY SYSTEM DENUDACYJNY SUDETÓW 68

Kazimierz Klimek
TRANSFORMACJA STOKOWO-DOLINNEGO SYSTEMU POKRYW CZWARTORZĘDOWYCH W GÓRNOŚLĄSKIEJ CZĘŚCI DORZECZA ODRY POD WPŁYWEM PREHISTORYCZNEJ I HISTORYCZNEJ PRESJI CZŁOWIEKA 73

Elżbieta Kobojek
WPŁYW DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA NA PRZEBIEG PROCESÓW FLUWIALNYCH W DOLINACH OKOLIC ŁOWICZA W OSTATNICH 200 LATACH 73

Andrzej Kostrzewski
ZAŁOŻENIA METODOLOGICZNE I METODYCZNE BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW GEOMORFOLOGICZNYCH 75

Andrzej Kostrzewski
POLSKIE BADANIA GEOMORFOLOGICZNE – STAN AKTUALNY, TENDENCJE ROZWOJU 75

Joanna Kościelniak
WYKSZTAŁCENIE DOLIN ZLEWNI KORYCIANKI (PŁASKOWYŻ PROSZOWICKI) 76

Adam Kotarba, Edyta Łokas, Przemysław Wachniew
STRUKTURA I WIEK OSADÓW LIMNICZNYCH WYRAZEM DOMINUJĄCYCH PROCESÓW MORFOGENETYCZNYCH W WYSOKOGÓRSKICH ZLEWNIACH TATR 77

Adam Kotarba, Jacek Rutkowski, Katarzyna Król
ZASTOSOWANIE MŁOTKA SCHMIDTA DO BADANIA WIETRZENIA GRANITÓW TATRZAŃSKICH 79

Robert Kruszyk
AGRESYWNOŚĆ OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W ZBIOROWISKACH LEŚNYCH I JEJ ZNACZENIE DLA FUNKCJONOWANIA SYSTEMU DENUDACJI CHEMICZNEJ 80

Kazimierz Krzemień, Krzysztof Sobiecki
WSPÓŁCZESNE PROCESY MODELUJĄCE RZEŹBĘ MASYWU LES MONTS DORE (MASYW CENTRALNY, FRANCJA) 82

Józef Kukulak
MODYFIKACJE ALUWIÓW SANU W SĄSIEDZTWIE ZAKŁADÓW WODNYCH Z XVI-XIX W. W BIESZCZADACH WYSOKICH 84

Agnieszka Latocha
RZEŹBA PIASKOWCOWA GÓR STOŁOWYCH I BYSTRZYCKICH – PODOBIEŃSTWA I RÓŻNICE 85

Adam Łajczak
KONSEKWENCJE PRZYRODNICZE NARCIARSTWA, NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH OBSZARÓW W KARPATACH 87

Maria Łanczont, Andrei Bogutsky, Andrei Yacyšyn
LESSY I TERASY NADDNIESTRZA HALICKIEGO 89

Leszek Łęczyński
ZMIANY ŚRODOWISKA MORSKIEGO ZATOKI PUCKIEJ NA PRZYKŁADZIE WYROBISKA POREFULACYJNEGO „KUŹNICA II" 90

Marek Majewski
CECHY SEDYMENTOLOGICZNE OSADÓW BUDUJĄCYCH STOŻKI AKUMULACYJNE NA TERASIE JEZIORA JASIEŃ 91

Maciej Major
ZWIĄZKI STANÓW WÓD POWIERZCHNIOWYCH ZE STANAMI WÓD GRUNTOWYCH W ZLEWNI ZAGŁĘBIENIA BEZODPŁYWOWEGO NA OBSZARZE MŁODOGLACJALNYM (POMORZE ZACHODNIE, GÓRNA PARSĘTA) 92

Włodzimierz Margielewski
GEOLOGICZNE UWARUNKOWANIA INICJACJI I ROZWOJU SKALNYCH OSUWISK W KARPATACH FLISZOWYCH 93

Małgorzata Mazurek
GEOMORFOLOGIA NISZ ŹRÓDLISKOWYCH I ICH ZNACZENIE W OBIEGU WODY (POJEZIERZE DRAWSKIE) 95

Piotr Migoń
DŁUGOTRWAŁY ROZWÓJ RZEŹBY SUDETÓW I ICH PRZEDPOLA – STAN I PERSPEKTYWY BADAŃ 96

Józef Edward Mojski
EWOLUCJA SIECI DOLINNEJ 98

Ireneusz J. Olszak
ABRAZJA KLIFÓW REGIONU GDAŃSKIEGO W SEZONIE ZIMOWYM 2001/2002 99

Piotr Owczarek
TRANSFORMACJA ŻWIRODENNYCH KORYT POD WPŁYWEM DOSTAW GRUBOFRAKCYJNYCH ZWIETRZELIN (SUDETY WSCHODNIE, BESKIDY) 100

Renata Paluszkiewicz
ZRÓŻNICOWANIE LITOFACJALNE SERII RYTMICZNIE WARSTWOWANEJ W OBRĘBIE ZASTOISKA ZŁOCIENIECKIEGO (POJEZIERZE DRAWSKIE) 101

Ryszard Paluszkiewicz
ZRÓŻNICOWANIE LITOFACJALNE OSADÓW ZASTOISKA PYRZYCKIEGO 103

Krzysztof Parzóch
KRĄŻENIE MATERII W ZLEWNIACH W WARUNKACH ANTROPOPRESJI NA PRZYKŁADZIE KARKONOSZY 104

Krzysztof Petelski, Wacław Florek
KENOZOICZNA MORFOGENEZA RYNNY JEZIORA JASIEŃ 106

Roman Racinowski, Andrzej Borowiec, Piotr Domaradzki
PRZECIWDZIAŁANIE SKUTKOM NISZCZĄCYCH ZJAWISK MORFODYNAMICZNYCH NA POLSKIM WYBRZEŻU BAŁTYKU 107

Zofia Rączkowska
STANOWISKO CZYNNYCH GRUNTÓW STRUKTURALNYCH PRZY HIŃCZOWYM STAWIE, TATRY SŁOWACKIE 109

Jan Rodzik
WPŁYW UKŁADU PÓL I KIERUNKU UPRAWY NA ROZWÓJ EROZYJNYCH FORM DROGOWYCH 110

Elwira Sienkiewicz
ZMIANY ŚRODOWISKA WODNEGO W CZASIE HOLOCENU NA PODSTAWIE ANALIZY OKRZEMEK Z WIELKIEGO STAWU W KARKONOSZACH 112

Paweł Słowiak
ROLA WIATRU W KSZTAŁTOWANIU RZEŹBY POGÓRZA WIELICKIEGO (STUDIUM PRZYKŁADOWE) . 113

Alfred Stach
DELIMITACJA STREF MORFODYNAMICZNYCH NA STOKACH W OPARCIU O ANALIZĘ POKRYW STOKOWYCH 114

Alfred Stach
SKALE CZASU A MECHANIZM TRANSPORTU ROZTWORÓW W CIEKACH NIZINNYCH I GÓRSKICH 116

Leszek Starkel
ROLA SERII ZDARZEŃ EKSTREMALNYCH W PRZEKSZTAŁCANIU RZEŹBY OBSZARÓW GÓRSKICH. 118

Leszek Starkel
RZEŹBA POLSKI - W STRONĘ SYNTEZY GEOMORFOLOGICZNEJ 119

Leszek Starkel
HOLOCEŃSKA TRANSFORMACJA RZEŹBY PERYGLACJALNEJ 120

Grzegorz Synowiec
FORMY PO-OSUWISKOWE W GÓRACH KAMIENNYCH 121

Józef Szpikowski
METODY BADAŃ EROZJI GLEB NA OBSZARZE MŁODOGLACJALNYM (ZLEWNIA CHWALIMSKIEGO POTOKU, GÓRNA PARSĘTA) 122

Andrzej Traczyk
GLACJALNA I PERYGLACJALNA RZEŹBA SUDETÓW 124

Krystyna Turkowska, Joanna Petera, Jacek Forysiak
ŚRODKOWA WARTA W MŁODSZYM DRYASIE JAKO PRZYKŁAD RZEKI WIELOKORYTOWEJ 127

Juliusz Twardy
WPŁYW DENUDACJI AGROTECHNICZNEJ NA EWOLUCJĘ STOKÓW ROLNICZYCH W ŚWIETLE WYNIKÓW BADAŃ W OKOLICACH ŁODZI 129

Juliusz Twardy
OKRESY WZMOŻONEJ ANTROPOPRESJI W POLSCE ŚRODKOWEJ W ŚWIETLE BADAŃ GEOSYSTEMÓW STOKOWYCH 130

Witold Warcholik
NAWIGACYJNY POMIAR GPS W KARTOWANIU ANTROPOGENICZNYCH FORM RZEŹBY TERENU NA PRZYKŁADZIE DOLINY BIAŁEJ DUNAJCOWEJ 132

Paweł Weckwerth
ZAGADNIENIE SYSTEMU TERAS W KOTLINIE TORUŃSKIEJ 134

Paweł Weckwerth
TYPY GENETYCZNE ZAGŁĘBIEŃ WYTOPISKOWYCH I ICH ZNACZENIE MORFOGENETYCZNE DLA KOTLINY TORUŃSKIEJ 135

Krzysztof J. Wójcicki
ANALIZA FACJALNA WYPEŁNIEŃ STARORZECZY W BADANIACH EWOLUCJI DOLIN RZECZNYCH NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH DOPŁYWÓW GÓRNEJ ODRY 137

Bartłomiej Wyżga, **Jan Lach**
WSPÓŁCZESNE WCINANIE SIĘ RZEK KARPACKICH JAKO PRZEJAW ZABURZENIA RÓWNOWAGI POMIĘDZY ICH ZDOLNOŚCIĄ TRANSPORTOWĄ A ZASILANIEM RUMOWISKIEM 138

Piotr Zagórski
ROZWÓJ RZEŹBY LITORALNEJ NW CZĘŚCI ZIEMI WEDELA JARLSBERGA (SPITSBERGEN) W VISTULIANIE I HOLOCENIE 140

Joanna Zawiejska, Bartłomiej Wyżga
UWARUNKOWANIA DEPOZYCJI GRUBEGO RUMOSZU DRZEWNEGO W SZEROKIEJ RZECE GÓRSKIEJ NA PRZYKŁADZIE CZARNEGO DUNAJCA 141

Wojciech Zgłobicki
MOŻLIWOŚCI I OGRANICZENIA WYKORZYSTANIA ^{137}CS W BADANIACH PROCESÓW DENUDACYJNYCH W POLSCE POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ 143

Paweł Zieliński
PÓŹNOVISTULIAŃSKIE KIERUNKI WIATRÓW WYDMOTWÓRCZYCH W ZACHODNIEJ CZĘŚCI WYŻYNY LUBELSKIEJ W ŚWIETLE BADAŃ OSADÓW I FORM EOLICZNYCH 144

Tadeusz Ziętara
WYBUCHY WULKANÓW W OSTATNIM STULECIU I ICH WPŁYW NA ZMIANY KLIMATYCZNE 146

Zbigniew Zwoliński
HIPSOMETRIA OBSZARÓW GÓRSKICH NA ŚWIECIE 148

Zbigniew Zwoliński
AKTYWNOŚĆ GEOMORFICZNA OAZ JAKO ODZWIERCIEDLENIE SEZONOWOŚCI KLIMATYCZNEJ, WYSPA KRÓLA JERZEGO, ANTARKTYKA ZACHODNIA 149

Edyta Zygmunt
FUNKCJONOWANIE PIASZCZYSTODENNEGO DOPŁYWU GÓRNEJ ODRY (SUMINY) W WARUNKACH ANTROPOPRESJI W OSTATNICH STULECIACH 151

MECHANIZM POWSTANIA ZAPADLISKA NAD KOPALNIĄ SOLI POTASOWYCH (URAL, ROSJA)

Wiaczesław Andrejczuk
Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Górnokamskie złoże soli potasowych znajduje się około 200 km na północ od Permu i leży w obrębie depresji solikamskej. Formacje solne rozciągają się z północy na południe na przestrzeni 200 km, przy szerokości strefy 50 km. Formacje te należą do horyzontów – fillipowskiego (anhydryty, skały węglanowe) i irenskiego (anhydryty, sole) formacji kungurskiej dolnego permu i dolnej części horyzontu solikamskiego (iłowce, margle, sole) piętra ufimskiego górnego permu.

Złoże solne charakteryzuje się skomplikowaną budową geologiczną (Kudrjaszow 2001). Osady solne tworzą spadziste, sfałdowane struktury: skomplikowane elewacje kopułowe, występujące na przemian z synklinami. Amplituda struktur solnych zmienia się od kilkudziesięciu metrów do powyżej 400 metrów. Osady nadsolne powtarzają w złagodzonej formie morfologię struktur solnych. W sklepieniach szeregu struktur solnych na różnych poziomach hipsometrycznych występują czapy ilasto-gipsowe. Skały pokrywające sole, z wyjątkiem skał ilastych, są silnie zeszczelinowane i zawodnione.

Eksploatacja podziemna soli ze złoża realizowana jest z wykorzystaniem poziomych wyrobisk górniczych na poziomie produktywnym strefy potasowej. Strefa ta składa się z szeregu warstw, zalegających na głębokości od 130-150 m do 350-400 m, zgodnie z tektoniką złoża solnego. Nad nimi występują pokłady soli kamiennej o miąższości 100-110 m oraz kilka serii osadów terygenicznych i węglanowych (łącznie - 100-300 m).

Eksploatacja soli potasowych prowadzona jest w 8 kopalniach, położonych w okolicach miast Bereznki i Solikamsk (Andrejczuk, Pulina, Różkowski 1999). Po wydobyciu soli w górotworze pozostaje regularna sieć wyrobisk górniczych. Działalność górnicza doprowadza w obrębie pól wyrobiskowych do powstawania rożnego rodzaju deformacji, z których najbardziej katastrofalne skutki miało zapadlisko, powstałe w lipcu 1986 roku na polu górniczym kopalni soli nr 3 w Bereznikach (Andrejczuk 1995). W profilu pionowym występuje tutaj ekranująca złoże sól kamienna (100 m) i w nadkładzie kompleks utworów terygenicznych (ponad 350 m). Powstanie zapadliska było konsekwencją zespołu procesów zapoczątkowanych antropogenicznym uaktywnieniem (w trakcie eksploatacji złoża) starej strefy zaangażowanej tektonicznie w kompleksie nadległych soli kamiennych. Strefa ta przyjęła rolę kolektora drenującego solanki śród- i nadzłożowe, a w dalszej kolejności wody słodkie z utworów terygenicznych.

W styczniu 1986 roku w jednym z bloków czwartego chodnika zachodniego została odsłonięta warstwa w stropie wyrobiska górniczego. W końcu lutego dopływ solanek do wyrobiska przekraczał 100-120 m^3/h, a w marcu wzrósł katastrofalnie osiągając 2000 m^3/h. W warunkach sytuacji awaryjnej eksploatacja soli w kopalni została wstrzymana. W końcu czerwca wszystkie wyrobiska górnicze pola górniczego o ogólnej objętości 16 mln m^3 były napełnione solankami.

W rezultacie dopływu solanek, a następnie wód słodkich i słabo zmineralizowanych w masie solnej nad chodnikami górniczymi uformowała się pustka krasowa o objętości powyżej 1 mln m^3. Sklepienie tej pustki przemieszczało się w górę kosztem warstwowego niszczenia skał solnych i marglistych, a wyżej masy terygeniczno-węglanowej. W procesie ługowania soli w pustkach gromadziły się gazy, głównie metan.

Nocą z 23 na 24 lipca 1986 roku nastąpiło zawalenie sklepienia pustki i wybuch nagromadzonego gazu, połączone

z wyrzutem okruchów skalnych poza granice zapadliska na odległość do kilkuset metrów. Głębokość tworzącego się zapadliska osiągnęła 160 m ppt, a naruszenie struktur skalnych (do wyrobisk górniczych) – powyżej 400 m. Średnica zapadliska na poziomie skał zwartych wynosiła średnio 70 m, a na poziomie luźnych osadów czwartorzędowych 100 m. Kotlina zapadliskowa zaczęła napełniać się wodą, której poziom nawiązał z upływem czasu do poziomu wód podziemnych.

Przy powstaniu zapadliska decydującą rolę odegrały: naruszenie struktury górotworu (uaktywnienie starej osłabionej tektonicznie strefy w nadkładzie solnym) oraz eksploatacja soli metodą komorową ze ścianami międzykomorowymi o małej wytrzymałości geomechanicznej. Zniszczenie tych ścian pod wpływem ciśnienia górniczego spowodowało rozwarstwienie stropów wyrobisk i odsłonięcie występującego w nadkładzie potencjalnego kolektora drenującego solanki, a w dalszej kolejności słodkie wody.

Andrejczuk V., 1995, *Bereznikowskij prowal*, Izdatelstwo Uralskogo Otdelenija Rossyjskoj Akademii Nauk, 133s.

Andrejczuk V., Pulina M., Różkowski J., 1999, *Górniczo-geologiczne warunki eksploatacji, zagrożenia naturalne i antropogeniczne w obszarze występowania złoża soli potasowych w rejonie Solikamska (*Rosja), WUG, 4 (56), s.41-48.

Kudrjaszow A., 2001, *Werchniekamskoje mestorożdenije solej*, GI UrO RAN, Perm, 429s.

TORUŃSKIE BADANIA GEOMORFOLOGICZNE NA ISLANDII

Leon Andrzejewski, Mirosław T. Karasiewicz, Jakub K. Makarewicz
Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK

Historia toruńskich badań geomorfologicznych na Islandii rozpoczyna się w 1968 r. podczas pierwszej wyprawy geograficznej na Islandię, zorganizowanej pod patronatem Polskiego Towarzystwa Geograficznego, którą kierował Prof. dr hab. Rajmund Galon. W jej trakcie przeprowadzono szczegółowe kartowanie geomorfologiczne stref marginalnych dwóch dużych lodowców wypustowych w południowym obrzeżeniu czaszy Vatnajökull; lodowca Skeidarár oraz lodowca Sidu. Prowadzono także szereg studiów z zakresu glacjologii, hydrografii i klimatologii. Efektem tej wyprawy było wiele prac problemowych i rozpraw dotyczących m in. glacjalnej i glacjofluwialnej genezy rzeźby i osadów ukształtowanych w warunkach zmiennej dynamiki analizowanych lodowców. W wyprawie tej uczestniczyli geografowie także spoza Instytutu Geografii UMK.

Po 25 latach grupa geomorfologów z Instytutu Geografii UMK pod kierunkiem Prof. dr hab. Edwarda Wiśniewskiego postanowiła kontynuować badania w strefie marginalnej lodowca Skeidarár, głównie w kontekście zmian rzeźby, jakie zaistniały w okresie minionych 25-ciu lat. Rezultatem tej wyprawy była nowa, bardziej szczegółowa mapa geomorfologiczna analizowanego przedpola lodowca Skeidarár oraz szereg prac analitycznych ujmujących ewolucję rzeźby na tle dynamiki czoła lodowca. Interesujące studia dotyczyły zaburzeń glacjotektonicznych osadów glacjolimnicznych, jakie miały miejsce podczas nagłego awansu tego lodowca typu surge w 1992 roku. Dodatkowym rezultatem tej wyprawy było nawiązanie szeregu kontaktów naukowych z badaczami islandzkimi oraz geologami niemieckimi z Uniwersytetu w Monachium. Kontakty te zaowocowały udziałem geomorfologów toruńskich w atrakcyjnym międzynarodowym programie badawczym, który nadzorowała Europejska Agencja Kosmiczna. Program dotyczył monitoringu naturalnych zmian

powierzchni Islandii, a geomorfologom z Instytutu Geografii UMK przypadły w udziale wszechstronne badania geomorfologiczne i geologiczne na przedpolach kilku lodowców kontaktujących się z bardzo aktywną strefą neowulkaniczną. Badania w ramach tego programu realizowano w trakcie trzech kolejnych wypraw w latach 1995, 1996 i 1997. Dotychczasowym efektem tych prac są nowocześnie opracowane barwne mapy geomorfologiczne stref marginalnych lodowców; Skeidarár, Höfdabrekku oraz Tungnaár, szereg publikacji problemowych, a także kilkanaście wygłoszonych referatów na konferencjach krajowych i zagranicznych m in. w Reykjaviku oraz Anglii. Specjalne seminarium międzynarodowe o tematyce islandzkiej zorganizowano w Toruniu w 1998 roku. Pełen spis publikacji zawiera opracowana bibliografia przez M.T. Karasiewicza (2000). Główny udział w tych badaniach wzięli: Prof. dr hab. E. Wiśniewski (kierownik programu), dr hab. L. Andrzejewski prof. UMK, dr A. Olszewski, dr P. Molewski, mgr P. Weckwerth oraz mgr M.T. Karasiewicz.

Badania na Islandii wznowiono ponownie w 2000 roku, w którym to pod kierunkiem dr hab. L. Andrzejewskiego, prof. UMK w kolejnej wyprawie wzięła udział grupa pięciu studentów Instytutu Geografii UMK, seminarium geomorfologii i geologii czwartorzędu. Studenci obok programu poznawczego zebrali interesujący materiał, który wykorzystali w swoich pracach magisterskich. W końcowej części wyprawy objechano dookoła całą wyspę dokonując ciekawych obserwacji m in. z zakresu geologii, geomorfologii glacjalnej, fluwialnej i wulkanicznej. W drodze powrotnej studenci zwiedzili Wyspy Owcze oraz zachodnią część Norwegii.

W 2001 roku w ramach współpracy pomiędzy IG UMK, a Science Institute University of Reykjavik dwóch asystentów Zakładu Geomorfologii, mgr M. Karasiewicz i mgr P. Weckwerth w towarzystwie dwóch studentów III roku geografii (T. Giętkowski i J. Makarewicz) odbyli miesięczny staż naukowy na Uniwersytecie w Reykjaviku połączony z uzupełniającymi badaniami terenowymi prowadzonymi na przedpolu lodowca Skeidarár i Höfdabrekku.

Badania na Islandii z zakresu morfogenezy współczesnych stref marginalnych mają istotne znaczenie dla lepszego zrozumienia złożonych procesów kształtujących rzeźbę młodoglacjalną Polski Północnej w czasie ostatniego zlodowacenia.

OBSZAR NIŻOWEJ CZĘŚCI DOLNEGO ŚLĄSKA W CZWARTORZĘDZIE

Janusz Badura, Bogusław Przybylski
Oddział Dolnośląski Państwowego Instytutu Geologicznego, Wrocław

W rozwoju czwartorzędowego środowiska Dolnego Śląska można wyróżnić trzy główne etapy, zróżnicowane pod względem głównego czynnika morfotwórczego. Pierwszy obejmuje część plejstocenu do czasu pojawienia się na tym obszarze pierwszego lądolodu. Okres ten trwał około 1,3 Ma lat. Dominujące wówczas procesy aluwialnego kształtowania tutejszego krajobrazu kontynuowane były od trzeciorzędu. Zmienił się jedynie charakter osadów, na bardziej grubookruchowy, co związane jest najprawdopodobniej ze zmianami klimatycznymi, jakie zaznaczyły się już w górnym pliocenie. Rzeki wynosiły wówczas materiał z gór daleko na przedpole. Zapisem ówczesnych procesów są dzisiaj szeroko rozprzestrzenione osady żwirowo-piaszczyste wypełniające doliny, mające w przewadze charakter rozległych nieckowatych zagłębień. Stwierdzono, że charakterystyczną cechą preglacjalnych rzek wschodniej części przedpola Sudetów była częsta zmiana kierunków przepływów wywoływana ruchami tektonicznymi (Przybylski i in. 1998; Badura, Przybylski 1999). W efekcie lateralnego przesuwania

się koryt nastąpiło utworzenie pozornych stref rozległych stożków napływowych. Najnowsze badania nie potwierdzają występowania sieci głęboko wciętych eoplejstoceńskich dolin. Utwory rzeczne z tego okresu tworzą dziś zwykle niewielkie wystąpienia w położeniu wysoczyznowym.

Drugi etap rozwoju rzeźby Dolnego Śląska to trwająca około 300 ka lat epoka, w czasie której na obszar ten docierały plejstoceńskie lądolody. Najnowsze rekonstrukcje zakładają, że do północnej krawędzi Sudetów dotarły trzy lądolody, prawdopodobnie w różnych zlodowaceniach (Czerwonka, Krzyszkowski, 1992; Badura, Przybylski 1998). Czwarty, najmłodszy z lądolodów, który miał jeszcze wpływ na rzeźbę północnej części rozpatrywanego obszaru zatrzymał się na linii Wału Śląskiego, w stadiale Warty. Sam Wał Śląski powstał jeszcze w zlodowaceniach południowopolskich na skutek wielkoskalowych procesów glacitektonicznych. Dochodzące do Sudetów lądolody zmieniały bazę erozyjną i powodowały zmiany układu sieci rzecznej. Lodowce przyniosły na ten obszar duże ilości materiału, osadzając go w postaci glin lodowcowych, osadów fluwio- i limnoglacjalnych. W skład osadów lodowcowych włączony został także materiał sudecki wyniesiony wcześniej przez rzeki na dalekie przedpole. Na przeważającej części Dolnego Śląska obraz rzeźby poglacjalnej został znacznie zmieniony przez procesy erozyjne i jest dzisiaj zupełnie nieczytelny. O obecności starszych zlodowaceń świadczą tu w większej mierze osady lodowcowe niż typowe formy. Dopiero na linii Wału Śląskiego można doszukiwać się wyraźnych form polodowcowych.

Awanse lądolodu przerywane były dłuższymi lub krótszymi okresami ociepleń, w czasie których znów dominowały procesy rzeczne, oraz ogólnie pojęte procesy denudacyjne. Nie stwierdzono, aby na obszarze

Dolnego Śląska w okresach tych następowało głębokie rozcinanie dolin rzecznych. Wiązane z interglacjałami, bądź interstadiałami, serie rzeczne występują mniej więcej w położeniu ówczesnych wysoczyzn.

Najmłodszy etap rozwoju rzeźby to okres po ustąpieniu z tego obszaru ostatniego lądolodu. Dla przeważającej części Dolnego Śląska był to lądolód zlodowacenia Odry, którego zanik przyjmuje się na około 180-170 ka lat. Powstały wówczas doliny rzeczne w ich obecnym kształcie z systemem kilku teras. Na tym etapie powstały mniej lub bardziej zwarte pokrywy lessowe. W najmłodszym plejstocenie i we wczesnym holocenie na rozległych powierzchniach akumulacji piaszczystej, tak wodnolodowcowej jak i rzecznej, powstawały wydmy, tworząc lokalnie większe nagromadzenia.

Na wszystkich etapach rozwoju rzeźby Dolnego Śląska w czwartorzędzie istotne znaczenie odgrywały procesy neotektoniczne. Maksymalna amplituda ruchów na przedpolu Sudetów oceniana jest na około 40 m, a wypiętrzenie Sudetów mogło osiągnąć w czwartorzędzie 100 m. Lokalne ruchy tektoniczne warunkowały procesy erozyjne, przyczyniając się do powstania wielu form geomorfologicznych nawiązujących do przebiegu uskoków. Zakłada się, że ożywienie ruchów tektonicznych następowało po każdorazowym pobycie lądolodu na tym obszarze. Ruchy neotektoniczne zachodziły tu także po okresie kompensacji obciążenia lądolodem, powodując zaburzenia wysokości teras, a badania geodezyjne wykazują, że aktywność tektoniczna czytelna jest również współcześnie.

Badura J., Przybylski B., 1998, *Zasięg lądolodów plejstoceńskich i deglacjacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim*, Biuletyn PIG, 385, s. 9-28.

Badura J., Przybylski B., 1999, *Pliocene to middle Pleistocene fluvial series in the East Sudetic Foreland, Quaternary Studies in Poland*, Special Issue, 1999, s. 227-233.

Czerwonka J. A., Krzyszkowski D., 1992, *Pleistocene stratigraphy of the central part of Silesian Lowland, Southern Poland*, Bulletin of the Polish Academy of Science, Earth Sciences, 40, s. 203-233.

Przybylski B., Badura J., Czerwonka J. A., Krzyszkowski D., Krajewska K., Kuszell T., 1998, *The preglacjal Nysa Kłodzka fluvial system in the Sudetic Foreland, southwestern Poland*, Geologia Sudetica, 31, s. 171-196.

ODMŁADZANIE OSUWISK W BESKIDZIE MAKOWSKIM W OSTATNIM 5-LECIU

Małgorzata Bajgier-Kowalska
Instytut Geografii, Akademia Pedagogiczna w Krakowie

Budowa geologiczna i rzeźba Karpat fliszowych wybitnie sprzyja ruchom osuwiskowym, a w wielu pasmach górskich udział ich obejmuje ponad 50% powierzchni stoków. Czas ich formowania się został określony na podstawie różnych metod (palynologicznej, radiowęglowej, malakologicznej, lichenologicznej, dendrochronologicznej i geologiczno-morfologicznej). Sukcesja ruchów masowych w holocenie została przedstawiona w wielu pracach (Starkel 1960, 1997, Ziętara 1968, Kotarba 1988, 1992, 1997, Alexandrowicz 1996, Alexandrowicz & Alexandrowicz 1998, Bajgier-Kowalska 1992, 2001, Margielewski 1999, Krąpiec, Margielewski 2000). Najmłodsza faza intensyfikacji ruchów masowych jest związana ze zmianami klimatycznymi, które zaznaczyły się w czasie trwania małej epoki lodowej, w latach 1300-1860 AD. W ostatnim okresie globalne zmiany klimatu (efekt cieplarniany) powodują wzmożenie zjawisk pogodowych i wiele współczesnych klęsk żywiołowych powodowanych przez powodzie, osuwanie i spływy gruzowo-błotne.

W latach 1996-2001 miały miejsce rozlewne i gwałtowne opady, które spowodowały nasilenie ruchów osuwiskowych w Beskidach i na Pogórzu Karpackim. W okresie tym duża część starych powierzchni osuwiskowych została odmłodzona w Beskidzie Makowskim, położonym w obrębie płaszczowiny magurskiej, zbudowanej z gruboławicowych piaskowców magurskich podścielonych łupkami przekładanymi cienkoławicowymi piaskowcami. Największe osuwiska znajdują się tu w lejach źródłowych, a zbocza nisz osuwiskowych najdłużej zachowują wyraźne formy. Osuwiska stokowo-zboczowe zajmują mniejsze powierzchnie, ale są to osuwiska duże, zaczynające się w górnych częściach stoków, a łapy ich sięgają den dolin. Najliczniej występują one w warstwach podmagurskich, hieroglifowych, beloweskich, inoceramowych i pstrych łupkach. Powierzchnie tych osuwisk są mniej wyraźne, porośnięte lasem lub zagospodarowane rolniczo i często na nie wkracza osadnictwo (Bajgier 1995, Wójcik 1996, 1997, Margielewski 2000). Takie duże osuwisko zwane "Zapadliskiem" występuje na stokach Lasku i zostało odmłodzone w 1997 i 2001 roku. Ma ono kształt podłużny, a powierzchnia jego wynosi 95 ha. Całość osuwiska można podzielić na trzy wyraźne części: niszę odmłodzoną w 1960 roku, rynnę składającą się z licznych pakietów przemodelowaną w 1997 roku oraz łapę osuwiska odmłodzoną w 2001 roku. Na stokach Lasku łączna powierzchnia odmłodzonych osuwisk dochodzi do ok. 290 ha, tj. ok. 15% powierzchni stokowej.

Najbardziej katastrofalne osuwisko w Beskidzie Makowskim powstało na stokach Zawodzia w Lachowicach, w obrębie gruboławicowych piaskowców warstw magurskich, podścielonych łupkami z wkładkami piaskowców warstw podmagurskich o upadzie ok. 20^0 na S. Jest to osuwisko konsekwentno-ześlizgowe. W miejscu tym znajdowało się stare osuwisko o wyraźnym bezodpływowym zagłębieniu w niszy osuwiskowej, wypełnionym materiałem gliniasto-ilastym, w którym po intensywnych opadach epizodycznie gromadziła się woda. Na wał zamykający to zagłębienie wkroczyło osadnictwo i las mieszany. W lipcu 2001 roku były rozlewne opady, których suma wynosiła

521 mm zakończone gwałtowną ulewą 25 lipca, w czasie której na stacji w Makowie Podhalańskim zanotowano 190,8 mm opadu. Przepojone wodą masy koluwialne osunęły się w następnym dniu ok. godziny 9 rano, w czasie gwałtownej wichury, która połamała i powyrywała drzewa porastające wał osuwiskowy. Przesunięcie wału było katastrofalne w skutkach. Zostało zniszczonych 14 budynków i droga, a Lachówka została zatamowana przez łapę osuwiska i powstało jezioro zaporowe zagrażające dalszym budynkom w dnie doliny. Wykonanie przekopu przez łapę osuwiska spowodowało spłynięcie jeziora zaporowego. We wschodniej części tego osuwiska, nie porośniętym lasem, przesunięcia były znacznie mniejsze, powodujące popękanie domów i połamanie słupów elektrycznych.

Decydującą rolę w uruchamianiu starych osuwisk odgrywają warunki pluwialne. Nasilenie się rozlewnych i ulewnych opadów w latach 1996, 1997, 2000 i 2001 spowodowało przekroczenie wartości progowej stabilności stoków beskidzkich i odmłodzone zostały liczne stare osuwiska porośnięte lasem, na które często wkroczyło już osadnictwo. Las i zabudowania są dodatkowym obciążeniem dla pokryw koluwialnych silnie nasiąkniętych wodą i wpływają na większą ruchliwość mas osuwiskowych. Odmłodzenie osuwisk spowodowało liczne zagrożenia i zniszczenia w budownictwie, szlakach komunikacyjnych, liniach energetycznych, wodnych i kanalizacyjnych. Doprowadziły one do ogromnych strat materialnych, społecznych i tragedii ludzkich. W Beskidzie Makowskim powstało 34 osuwisk, które uszkodziły 58 mieszkalnych i gospodarskich obiektów budowlanych, liczne drogi gminne i wojewódzkie oraz ciągi gazowe i energetyczne. Szkody oszacowano na około 100 ml złotych.

GENEZA MASYWU TATR A EWOLUCJA SIECI RZECZNEJ W KARPATACH ZACHODNICH

Maria Baumgart-Kotarba
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Kraków

Szukając najstarszych zapisów rozwoju rzeźby w obszarach górskich wydaje się, że nie tylko rekonstruowane powierzchnie zrównań, ale w większym stopniu układ sieci rzecznej pozwala zrozumieć relacje najstarszych elementów rzeźby warunkowane aktywnością tektoniczną obszaru. Tatry stanowią najmłodszy, a zarazem najwyżej podniesiony masyw Karpat Wewnętrznych. Mechanizm dźwigania tektonicznego Tatr nie jest do dziś wystarczająco poznany, chociaż coraz precyzyjniej można ocenić wiek tego podnoszenia dzięki metodzie fission track (FT). Według badań Burcharta (1972) i Krala (1977, 1994) granitoidy budujące szczytowe partie Tatr zarówno Wysokich, jak i Zachodnich, a także główny grzbiet w rejonie "krystalicznej wyspy Goryczkowej" znajdowały się na głębokości 5 km (100^0 C) w okresie 10 do 15 mln lat temu. Wykonane ostatnio przez dra J. Krala (Bratislava) w ramach grantu KBN nr 6PO4E 016 20 (" Aktywność poprzecznego uskoku transformującego a ewolucja Tatr i Kotliny Orawskiej w Karpatach Zachodnich") analizy FT wskazują, że skały te były na głębokości 2 km (60^0C) jeszcze 2 – 7 Ma lat temu, a więc w pliocenie i na granicy pliocen/czwartorzęd.

Tatry stanowią masyw tektoniczny obrzeżony od południa, od zachodu i od wschodu uskokami, natomiast jego północne obrzeżenie stanowi lineament satelitarny północnego obrzeżenia Tatr (Baumgart-Kotarba 1984). Lineament ten bardzo wyraźny na zdjęciu z Landsata biegnie równoleżnikowo od SE narożnika masywu Czeskiego przez Zlin u brzegu Karpat Morawsko-Śląskich, wzdłuż

północnego brzegu Małej Fatry, wzdłuż północnego brzegu Tatr aż do przełomu Popradu przez Pieniński Pas Skałkowy koło Plavec. Przerwanie tej linii jest widoczne między sigmoidą Zazrivy-Parnicy (na E od Małej Fatry) a NW narożnikiem Tatr. Przerwanie tej linii tłumaczę młodą rotacją bloku Orawskiego około 40^0 ku NW (Baumgart-Kotarba 1996). Uskokowe obrzeżenie Tatr od zachodu (kolizja z masywem Choczu) i wschodu (z fliszem niecki Lewoczy) mają charakter uskoków przesuwczych, równocześnie podnoszących Tatry. Południowy uskok brzeżny jest w morfologii wspaniale widoczny, chociaż istnieją sprzeczne opinie, czy jest to uskok normalny, czy inwersyjny. Północne obrzeżenie Tatr ma niewątpliwie głębokie uwarunkowania tektoniczne, ale nic o tym dokładnie nie wiadomo.

W rozwoju sieci rzecznej Karpat Zachodnich bardzo istotną rolę odgrywa linia uskoku Murania, która biegnie ku NE od centralnego słowackiego obszaru wulkanicznego. Uskok Murania niewątpliwie zaciśnięty w reżimie kompresyjnym stanowi linię wododzielną, rozgraniczającą od NW obszar dorzecza Hronu i Nitry, kierujących się na południe do Dunaju. Dorzecze Wagu z Orawą lokuje się także po północno-zachodniej stronie uskoku Murania. Również dorzecze Popradu i Dunajca odwadnia obszar na północ od uskoku Murania, chociaż należą już do zlewiska Morza Bałtyckiego. Na południowy wschód od uskoku Murania znajdują się dorzecza Hornadu z Torysą i Sają (zlewisko Morza Czarnego).

Przez masyw tatrzański poprzecznie przechodzi główny wododział europejski, który od miejscowości Tatranska Štrba (925 m n.p.m.), rozdziela Kotlinę Liptowską dorzecze Wagu od Kotliny Popradzkiej (dorzecze Popradu) dalej na północ poprzez Grań Baszt i Rysy (2499 m n.p.m.) biegnie główną granią Tatr na zachód poprzez Świnicę do Wołowca, skąd obniża się ku Kotlinie Orawskiej przez Magurę Witowską, Suchą Horę do wysokości 650 m n.p.m. (torfowiska koło Piekielnika).

Przypuszczalnie Czarny Wag i Poprad stanowiły pierwotne odwodnienie północnych stoków Niżnych Tatr dźwiganych w czasie 53 Ma lat z głębokości 5 km. Przyjmując hipotezę o młodym podnoszeniu tektonicznym Tatr w kolizji z masywem Choczu wzdłuż uskoku rotacyjnego orawskiego: Rużomberok – południowy uskok Choczu – Domański Wierch – dolina Lepietnicy (Baumgart-Kotarba 1996) uważam, że odwodnienie masywu Tatr ku północy przez Biały Dunajec i Białkę z Jaworowym i Czarny Dunajec stanowi młodszy element odwodnienia. Charakterystyczne "kolana" w przebiegu Popradu koło Plavec i Dunajca koło Łącka są efektem młodego podnoszenia Beskidu Sądeckiego i Pasma Lubovli. Przebieg Dunajca od Nowego Targu po Szczawnicę został wymuszony tektonicznymi zapadliskami Nowego Targu i Frydmana. Zapadliska te, wieku górnoplioceńsko - czwartorzędowego, kształtowały się równocześnie z plioceńsko - czwartorzędowym dźwiganiem Tatr (Baumgart-Kotarba 1984). W tym okresie Czarny Dunajec płynący z Tatr na przemian prowadził wody do zlewiska Morza Czarnego i Bałtyckiego. Świadczą o tym pokrywy aluwialne (glacifluwialne) z materiałem krystalicznym tatrzańskim w ośmiu terasach skalno-osadowych podnoszonej zachodniej części Kotliny Orawskiej. Zmiany przebiegu Czarnego Dunajca do Dunajca i do Wisły były warunkowane stopniowym pogłębianiem otwierającego się w czwartorzędzie zapadliska Wróblówki i Ludźmierza-Nowego Targu (basen typu pull-apart) (Baumgart-Kotarba 1996). Najmłodszym elementem sieci rzecznej Tatr jest system rozcięć dolinnych na południowym uskoku Tatr. Czwartorzędowy wiek tego uskoku jest dokumentowany wierceniem i badaniami geofizycznymi. Stwierdzono 400 m miąższą akumulację u podnóża stromego tektonicznego skłonu Tatr Wysokich. Otwartym pozostaje problem wertykalnej rotacji masywu Tatr i charakter uskoku południowego (normalny czy inwersyjny). Głównym problemem jest mechanizm młodego dźwigania Tatr. Trzęsienia ziemi występujące w Tatrach i na Podhalu świadczą, że procesy tektoniczne są nadal aktywne. Autorka uważa, że Tatry stanowiły przed 25 Ma lat dolny człon Niżnych Tatr.

Baumgart-Kotarba M., 1984, *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych na przykładzie wschodniego Podhala*, Prace geogr. IG i PZ PAN 145, 1-133.
Baumgart-Kotarba M., 1996, *On origin and age of the Orava Basin, West Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica 30, 101-116.
Burchart J., 1972, *Fission-track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mountains, Poland*, Earth and Planet. Sci. Lett., 15, 4, 418-422.
Kral J., 1977, *Fission-track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians*, Geologica Carpathica 28, 2, 269-276.
Kral J., Kovac M., 1994, Marton E., Pliatenka D., Uher P., 1994, *Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data*, Geologica Carpathica 45, 83-96.

EWOLUCJA DEN DOLIN W WARUNKACH RECESJI LODOWCÓW W MASYWIE ECRIN, ALPY FRANCUSKIE

Maria Baumgart-Kotarba, Stanisław Kędzia, Adam Kotarba, Zofia Rączkowska
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Kraków

Ewolucja rzeźby odsłaniającej się spod zanikających lodowców dolinnych następuje bardzo szybko pod wpływem procesów paraglacjalnych. Jest to zespół procesów występujących na bezpośrednich obrzeżach lodowca. W wyniku działania procesów glacjalnych powstaje wielka ilość materiału luźnego, który charakteryzuje się niestabilnością. Proglacjalne rzeki wynoszą go na przedpole lodowców i formują stożki napływowe. Ilość materiału i tempo jego przemieszczania przez paraglacjalne procesy fluwialne i stokowe są znacznie większe niż w warunkach "normalnych". Średniookresowe wahania lodowców w okresie ostatniego tysiąca lat, tj. podczas małej epoki lodowej, są bardzo dobrze zarejestrowane w rzeźbie dolinnej w Alpach, a formy i osady utworzone w systemie lodowcowym mają swoje odniesienie do form i osadów rzeczno-lodowcowych istniejących na przedpolu cofających się lodowców. Badania terenowe nad współczesnym tempem ewolucji rzeźby dolinnej wykonano w dolinie Etancons w Parku Narodowym Ecrin w Alpach francuskich. Wierzchołek La Meije (3982 m n.p.m.) opada ku południowi 700 metrowa ścianą dając początek dolinie Etancons należącej do systemu rzecznego Romanche. Dolina posiada przebieg południkowy, a boczne doliny eksponowane na W i E są zawieszonymi cyrkami lodowcowymi wypełnionymi szczątkowymi lodowcami karowymi. Lodowce w tych zawieszonych dolinach podlegają etapowej recesji po swym maksimum w czasie małej epoki lodowej. W celu określenia etapów recesji lodowców i odpowiadających im zespołów form i osadów glacjalnych i glacifluwialnych wykonano badania w jednej zawieszonej dolinie Grand Ruine, eksponowanej ku zachodowi. Podstawę dla datowania zdarzeń stanowiły datowania lichenometryczne na podwójnym stożku napływowym (wysokość około 2100-2200 m n.p.m.) zlokalizowanym u podnóża progu skalnego zawieszonego cyrku lodowcowego Grande Ruine, na morenach recesyjnych oraz u czoła lodowca znajdującego się obecnie w najwyższych partiach cyrku (około 3000 m n.p.m.). Datowania bezwzględnego wieku osadów oparto o skonstruowaną w terenie własną krzywą wzrostu porostów *Rhizocarpon* wyskalowaną dla okresu ostatnich 200 lat.

Wyróżniono fazy formowania stożka glacifluwialnego i powiązano je z fazami deglacjacji:
- faza sprzed AD. 1800; (średnice plech porostów ponad 60 mm), gdy lodowiec Grande Ruine oddzielił się od głównej masy lodowej doliny Etancons,
- faza AD.1820 – 1830; zapisana w materiale morenowym na wysokości około 2230 m n.p.m. składanym na połogim fragmencie progu skalnego doliny wiszącej. Odpowiednikiem tej fazy było uformowanie środkowej części stożka,
- faza AD. 1839 – 1854; znacząca depozycję materiału morenowego na progu skalnym lecz w pozycji wyższej o 150 m w stosunku do depozycji z poprzedniej fazy. Odpowiada jej maksimum wzmożonej akumulacji na stożku,
- faza AD. 1866 – 1876; wyraźny okres formowania stożka. Materiał budujący stożek pochodził w rozcinania moreny dennej złożonej w dolnej części zawieszonego cyrku na wysokości około 2460 m n.p.m.,
- faza AD. 1879 – 1892; okres szybkiego wycofywania lodowca w zawieszonym cyrku, któremu towarzyszyło rozcinanie moreny dennej i formowanie znacznych powierzchni stożka,
- faza AD. 1900 – 1914; dalsze asymetryczne wycofanie lodowca w dolinie zawieszonej pod ściany zacienionych, eksponowanych ku północy skłonów Grande Ruine. Na stożku zarejestrowana faza dalszego formowania jego powierzchni. Materiał pochodzący z rozmywania moren był transportowany poprzez dwie rynny skalne rozcinające próg. Po tej fazie transport materiału na progu odbywał się tylko poprzez jedną rynnę (południową), gdyż wody proglacjalne odpływały z lodowca zajmującego w tej fazie już tylko południową część cyrku.

W czasach współczesnych wody proglacjalne nie modelują powierzchni stożka na całej długości, tj. od wiszącego progu do podstawy stożka. Przemodelowanie odbywa się tylko w górnej części przystokowej.

Wyróżnione fazy nawiązują do stwierdzanych wahań czół lodowców alpejskich wyróżnionych w innych częściach Alp, a zwłaszcza w masywie Mont Blanc (Vivian 1975), lecz trudno znaleźć jednoznaczną odpowiedź na pytanie czy są one związane z okresami awansów czy recesji lodowców wielkich lodowców dolinnych.

MORFOGENEZA GLACJALNA I PERYGLACJALNA POLESIA WOŁYŃSKIEGO

Andrei Bogutsky[1], Leszek Lindner[2], Maria Łanczont[3], Józef Wojtanowicz[3], Ivan Zalessky[4]
[1]Katedra Geomorfologii i Paleogeografii Uniwersytetu im. I.Franko we Lwowie, Ukraina
[2]Instytut Geologii Podstawowej UW w Warszawie
[3]Zaklad Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS w Lublinie
[4]Państwowy Uniwersytet Techniczny, Równo, Ukraina

Polesie Wołyńskie to część południowego Polesia położonego między rzekami Bug- Horyń-Słucz; od północy granicę stanowi górny odcinek Prypeci, od południa krawędź lessowa Wyżyny Wołyńskiej (Marinitch 1963).

W czwartorzędzie Polesie Wołyńskie było przynajmniej dwukrotnie zlodowacone (Rűhle 1936, Krygowski 1947, 1959). Badania nad czwartorzędem Polesia maja ponad 100-letnią historię i rozpoczęły się pod koniec XIX wieku. Wybitny wkład wniósł w pierwszym okresie badań Tutkovski (1902), który wydzielił wały moren czołowych, ozy i sandry. W okresie międzywojennym badania prowadzili polscy badacze między innymi Wołłosowicz (1924), Lencewicz

(1931), Pawłowski (1936), Rűhle (1936), Krygowski (1947, 1959). W okresie powojennym badacze ukraińscy wydali monograficzne opracowanie geomorfologii południowego Polesia (Marinitch 1963). Przeprowadzono szczegółowe kartowanie geologiczne i liczne opracowania czwartorzędu, w których uczestniczył jeden z autorów referatu (Zalessky 1999).

Autorzy niniejszego referatu, przy współpracy badaczy ukraińskich (S. Zubowicz) i litewskich (A. Gaigalas), prowadzą od kilku lat badania, organizując coroczne seminaria terenowe. Niektóre aspekty tych badań były częściowo publikowane (Bogutsky i in. 1998; Boguckyj i in. 2002).

Rzeźba Polesia przedstawia stosunkowo płaską równinę o niewielkich deniwelacjach urozmaiconą obniżeniami, najczęściej zabagnionymi z niewysokimi garbami piaszczystymi. Geneza tej rzeźby jest jednak bardzo złożona. Była ona kształtowana przez procesy fluwialne, krasowe, glacjalne, peryglacjalne i procesy denudacyjne. Dominujące w krajobrazie równiny, to doliny rzeczne, równiny fluwio-peryglacjalne i równiny sandrowe. Na to nałożyły się równiny akumulacji jeziornej i organicznej. Występujące w nich płytkie do 0,5-2,0 m zagłębienia mogą mieć genezę krasową, deflacyjną, termokrasową.

Szczególną uwagę zwracamy na morfogenezę glacjalną i peryglacjalną. Odgrywa ona bardzo istotna rolę na Polesiu Wołyńskim, podobnie jak i na Polesiu Lubelskim (Buraczyński, Wojtanowicz 1983). W rzeźbie rozpoznawane są wały moren czołowych (np. Wyniosłość Rostańska), kemy (np. Góra Krzemieniec), ozy (np. Radoszyn), oraz równiny sandrowe. W budowie form glacjalnych spotyka się dowody na aktywność transgredującego lądolodu (np. odsłonięcia w Kalinówce). Obecne są kry i porwaki utworów podłoża (kredy) lub starszych utworów glacjalnych. Tę morfogenezę glacjalną wiązać należy prawdopodobnie ze zlodowaceniem Odry. Podejmowane próby datowań (TL) nie dają jednoznacznych wyników. W wielu przypadkach otrzymujemy daty starsze. Charakterystycznym elementem rzeźby kopalnej są głębokie na 100-120 m rynny egzaracji lodowcowej (Zalessky 1999).

Ze środowiskiem peryglacjalnym, głównie wiekowo związanym z ostatnim zlodowaceniem wiążemy jeziora poleskie, którym przypisać można genezę termokrasową (Vozniatchuk 1973, Wojtanowicz 1994), piaski pokrywowe eoliczne, eologliptolity plenivistuliańskie i wydmy ze schyłku zlodowacenia.

Bogutsky A., Woloszyn P., Gaigalas A., Melešyte M., Zalessky I., 1998, *Glacigeniczny kompleks Polesia Wołynskiego*, IV Zjazd Geonmorfologów Polskich, t.III. Przewodnik wycieczkowy, Lublin, s. 65-76.

Boguckyj A., Vojtanovyč J., Gajgalas A., Zalesskyj I., Zubovič S., Łančont M., Madeyska T., Melešyte M., 2002, *Novyje dannyje o strojenyy dolyn lednikoho vypahyvanyja i rozmyva Volynskoho Poles'ja*. [W:] Geomorfologične dosliženia w Ukrainie: minulye, suačasne, majbutne. Vydavnyčyj centr L'viv'skoho Nacjonalnoho Universyteta im. I. Franko, L'viv; 289-296.

Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1983, *Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego,* Annales UMCS, sct B, vol.XXV/XXVI, s 63-97.

Krygowski B., 1947, *Zarys geologiczno-geomorfologiczny południowego Polesia,* Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk. Prace Komisji Matematyczno-Przyrodniczej, ser.A, t.V, z.1, Poznań.

Krygowski B., 1959,*Rozwój geomorfologiczny południowego Polesia w czwartorzędzie,* Zeszyty Nauk Uniw. A.Mickiewicza w Poznaniu 1959, s. 1-67.

Lencewicz St., 1931, *Międzyrzecze Bugu i Prypeci (wody płynące i jeziora),* Przegl. Geogr., t.XI, s. 1-72.

Marinitch A.M.,1963, *Gieomorfologija Južnogo Polesia*, Uzd. Kijevskogo Un-ta, 251p.

Pawłowski St., 1936, *Note preliminaire sur le quaternaire de la Polesie Meridionale*. Comptes Rendus du Congres International de Geographie Varsovie 1934, sec. II, Geographie Physiquale, Varsovie, s. 75-79.

Rűhle E., 1936, *Ślady dwóch zlodowaceń nad górną Prypecią*, Czasopismo Geograficzne, XIV, s. 79-83.

Tutkovskij P.A., 1902, *Koniečnyje moreny, valunnuje polosy i ozy w juznom Polesie s kartoj*. Zap. Kijev o-va jestestvoispytat, t.XVII, vyp. 2.

Vozniatchuk L.N., 1973, *K stratigrafii i paleogeografii neoplejstocena Biełorussi i smieżnych territorii*, [w:] Problemy paleogeografii Biełorussi, Mińsk, s. 45-75.

Zalessky I., 1999, *Morfogenetyczne osobliwości rzeźby podłoża plejstocenu na Polesiu Wołyńskim (Morphogenetic features of the sub-Pleistocene relief in the Volhynia Polesje)*, Annales UMCS, sct. B, vol. LIV (1999), Lublin, s. 31-38

Wojtanowicz J., 1994, *O termokrasowej genezie jezior łęczyńsko-włodawskich*, Annales UMCS, sct.B, vol. XLIX, Lublin, s. 1-18.

Wołłosowicz St., 1924, *W sprawie wieku moren czołowych południowego Polesia*, Kosmos XLIX, Poznań, s. 225-231.

ELEMENTY RZEŹBY GLACJALNEJ SPRZED 500 TYS. LAT NA MIĘDZYRZECZU SANU I DNIESTRU (WSCHODNIE PRZEDKARPACIE)

Andrei Bogutsky[1], Maria Łanczont[2], Józef Wojtanowicz[2]
[1]Katedra Geomorfologii i Paleogeografii Uniwersytetu im. I.Franko we Lwowie, Ukraina
[2]Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS w Lublinie

Międzyrzecze Sanu i Dniestru w zakresie rzeźby i problematyki czwartorzędowej było przed II wojną światową intensywnie badane przez geografów i geologów związanych z lwowskim ośrodkiem naukowym (Teisseyre 1933, 1938). Po wojnie znaczące badania prowadził M. Demedjuk (Demedjuk, Demedjuk 1988). Nasze wspólne badania rozpoczęliśmy w 1998 roku (Bogutsky, Łanczont, Wojtanowicz 1999, 2000a, b, c, 2001).

Badania potwierdziły poglądy polskich badaczy, którzy przyjmowali daleki na południe zasięg lądolodu, wykraczającym lobem poza Dniestr. Było to zlodowacenie Sanu II, potwierdzone datami TL. Cały obszar międzyrzecza był więc zlodowacony. Równocześnie zwróciliśmy uwagę na zdumiewająco dobrze zachowane formy rzeźby związane ze zlodowaceniem.

Są to kotliny lobowe, terasy kemowe, pradoliny i niecki pojezierne oraz równina sandrowa. Kotliny lobowe to wielkopromienne obniżenia zamknięte od południa kolistymi wałami zbudowanymi z pagórów kemowych. Pokrywają się one mniej więcej z linią europejskiego działu wodnego i znaczą maksymalny zasięg recesyjnej fazy zlodowacenia – fazy krukienickiej. Wewnątrz tej linii zasięgu, w okolicy Krukienic występują terasy kemowe z fazy wytapiania brył martwego lodu. Najbardziej czytelną i spektakularną formą rzeźby poglacjalnej są pradoliny Błożewki, Strwiąża i Dniestru. Odkryciem są kotliny pojezierne w okolicy Krukienic jako ślad pojezierza poglacjalnego. Mają formę dość regularną, owalną lub okrągłą w zarysie, o zabagnionym dnie, dość stromych zboczach i głębokości 35-40 m.

Po północnej stronie pradoliny Błożewki rozpościera się płaska równina nachylona na południe w kierunku pradoliny, którą rozpoznajemy jako równinę sandrową.

Bogutsky A., Łanczont M., Wojtanowicz J., 1999, *Problems of the Quaternary stratigraphy and paleogeography in the San and Dniester interfluve (Poland and Ukraine borderland)*, Quaternary Studies in Poland, 16, s.3-14.

Bogutsky A., Łanczont M., Wojtanowicz J., 2000a, *Nowe dane o "starym" profilu mezoplejstocenu w Krukienicach.* [w:] Glacjał i peryglacjał na międzyrzeczu Sanu i Dniestru (red. M. Łanczont), Lublin, s. 102-108.

Bogutsky A., Łanczont M., Wojtanowicz J., 2000b, *Lichwiński krajobraz pojezierny na międzyrzeczu Sanu i Dniestru*, [w:] Glacjał i peryglacjał na międzyrzeczu Sanu i Dniestru (red. M. Łanczont), Lublin, s. 109-111.

Bogutsky A., Łanczont M., Wojtanowicz J., 2000c, *Pradolina Błożewki*, [w:] Glacjał i peryglacjał na międzyrzeczu Sanu i Dniestru (red. M. Łanczont), Lublin, s. 144-146.

Bogutsky A., Łanczont M., Wojtanowicz J., Wołoszyn P., 2001, *Profil czwartorzędu Krukienice (Ukraina) na międzyrzeczu Sanu i Dniestru – jego znaczenie stratygraficzne i paleogeograficzne w świetle nowych danych*, [w:] Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych (red. A. Kostrzewski), t. III, Poznań, s. 71-84.

Demedjuk N.S., Demedjuk J.N., 1988, *Dniestrovskij lednikovyj kompleks Predkarpatja*, Inst.Gied.Nauk AN USSR, Preprint 88-27, Kiev, 52 s.

Demedjuk N.S., Demedjuk J.N., 1991, *Palieogeografija antropogena Dniestr-Sanskogo miezdurečja, Litologija osadočnogo Čekhla USSR*, Kiev, s. 133-135.

Teisseyre H., 1933, *Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia*, Sprawozd. Państw. Inst. Geol., 7,3, Warszawa, s. 421-454.

Teisseyre H., 1938, *Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromi*l, Rocznik Pol. Tow. Geol., 13 (1937),S. 31-81.

STRUKTURALNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU GŁÓWNYCH FORM RZEŹBY W DORZECZU GÓRNEGO WIEPRZA (ROZTOCZE, SE POLSKA)

Teresa Brzezińska-Wójcik
Zakład Geografii Regionalnej, Instytut Nauk o Ziemi UMCS, Lublin

Dorzecze górnego Wieprza, pod względem fizjograficznym, położone jest w całości na Roztoczu Tomaszowskim. Najwyższy punkt dorzecza wznosi się 386 m n.p.m. (Wapielnia), a najniższy 219 m n.p.m. Deniwelacja wynosi 167 m. Wskaźnik urzeźbienia dorzecza wynosi 0,01 i jest taki sam, jak współczynniki urzeźbienia roztoczańskiej części dorzecza Tanwi i Sołokiji.

Pod względem geologicznym, roztoczańska część dorzecza Wieprza znajduje się w dominującej części na podniesieniu radomsko-kraśnickim, tylko północno-wschodni fragment dorzecza należy do rowu mazowiecko-lubelskiego (Żelichowski 1983). Skały paleozoiczne są przykryte osadami wieku górnokredowego (mastrycht) (Cieśliński i in. 1996), z nielicznymi płatami (w strefie działu wodnego Wieprza i Tanwi) skał trzeciorzędowych (górny baden) (Musiał 1987) z nieciągłą pokrywą utworów czwartorzędowych (Rzechowski, Kubica 1996).

W rzeźbie bardzo wyraźnie zaznaczają się elementy strukturalne, nawiązujące do systemu uskoków różnej generacji (Harasimiuk 1980). Z głównymi uskokami podłużnymi o orientacji NW-SE (Pożaryski 1997) sprzężone są poprzeczne o charakterze zrzutowo-przesuwczym, powstałe w megacyklu alpejskim. W późnym trzeciorzędzie, współczesny obszar dorzecza został ostatecznie wydźwignięty i rozbity na szereg nierównomiernie wyniesionych bloków, o różnej wielkości i randze, oddzielonych przez uskoki podłużne i poprzeczne (Jaroszewski 1977).

Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Roztocza były od dawna

przedmiotem badań geologicznych i geomorfologicznych (Pawłowski 1938). Z uwagi na dobrą czytelność elementów strukturalnych w rzeźbie, najwcześniej zbadano Roztocze Tomaszowskie. Niejednokrotnie podkreślano wpływ spękań i litologii skał podłoża na wykształcenie zasadniczych elementów rzeźby (m. in. Jahn 1956; Maruszczak, Wilgat 1956; Buraczyński 1980/81; Harasimiuk 1980; Jaroszewski, Piątkowska 1988).

W świetle najnowszych szczegółowych badań geologicznych i geomorfologicznych, okazuje się, że istotny wpływ na rozwój rzeźby dorzecza wywierają rowy i półrowy tektoniczne, liczne płytkie uskoki podłużne o przebiegu NW-SE i poprzeczne o orientacji SW-NE oraz zespoły spękań ciosowych. Ważne znaczenie regionalne ma zespół uskoków podłużnych Senderki-Łosiniec oraz system rowów i półrowów tektonicznych Turzyniec-Zwierzyniec-Górecko Stare i Bodaczów-Szczebrzeszyn-Żurawnica.
Spośród uskoków poprzecznych SW-NE ważne są dwie strefy: Zwierzyniec-Kosobudy i Górecko Stare-Senderki-Jacnia. Dzielą one obszar zlewni górnego Wieprza na trzy zasadnicze megabloki: Szczebrzeszyna, Zwierzyńca i Krasnobrodu. W strefie przecięcia uskoku podłużnego Rachodoszcze-Majdan Górny i uskoku poprzecznego Jacnia-Krynice został uformowany rów tektoniczny Kryniczanki, a w strefie przecięcia uskoku podłużnego Rachodoszcze-Majdan Górny i uskoku poprzecznego Krasnobród-Majdan Wielki - rów tektoniczny, zwany Kotliną Wieprzowego Jeziora. Do zespołu subpołudnikowych półrowów i rowów tektonicznych między Bodaczowem i Góreckiem Starym nawiązuje odcinek doliny Wieprza między Bodaczowem i Zwierzyńcem. Rozwój drobnych form rzeźby (suche doliny, krawędzie) zależy w dużym stopniu od sieci spękań w skałach górnej kredy.

Azymuty dolin w dorzeczu górnego Wieprza mieszczą się trzech słabo zaznaczających się przedziałach: 261-280^o, 301-320^o i 21-40^o. Krawędzie morfologiczne o złożonej genezie grupują się w trzech klasach: 261-280^o, 51-60^o i 291-300^o. Krawędzie o założeniach tektonicznych mają przebieg głównie 271-300^o i podrzędnie 351-360^o. Wśród uskoków stwierdzonych w dorzeczu górnego Wieprza wyróżnia się azymut 331-340^o, mniej wyraźne i równorzędne są 311-320^o i 51-60^o. Wśród uskoków przypuszczalnych wyróżniają się azymuty: 81-100^o, 301-320^o.

Z pomiarów spękań ciosowych wykonanych w odsłonięciach skał górnokredowych wynika, że w północno-zachodniej części dorzecza - koło Szczebrzeszyna - dominują trzy klasy spękań: 271-290^o, 301-320^o, 31-50^o. W części północno-wschodniej dorzecza, między Żurawnicą i Bliżowem, zaznaczają się dwa wyraźne maksima: 21-50^o i 311-330^o; w części południowej, koło Starej Huty - również dwa przedziały 291-330^o i 41-60^o, a w części wschodniej koło Krasnobrodu - wyraźnie przeważa klasa 11-40^o, a mniej liczny jest azymut 271-290^o.

Z zestawienia danych geologicznych, morfologicznych i morfometrycznych wynika, że w dorzeczu górnego Wieprza zdecydowanie przeważają dwie orientacje: 261-290^o i 351-10^o. Azymut 261-290^o reprezentują doliny rozwinięte w strefach uskoków: główna dolina Wieprza między Majdanem Górnym i Zwierzyńcem oraz dolina górnej Kryniczanki i krótkie doliny IV rzędu koło Szczebrzeszyna nawiązujące do orientacji spękań ciosowych. Azymut 351-10^o reprezentują doliny: główna - Wieprza między Zwierzyńcem i Szczebrzeszynem, dolina Świerszcza i Kryniczanki rozwinięte również w strefie uskoków oraz drugorzędne doliny IV rzędu między Wapielnią i Krasnobrodem. Mniej licznie reprezentowane są orientacje: 51-70^o i 301-340^o. Azymut 51-70^o reprezentują doliny rozwinięte w strefie uskoków poprzecznych SW-NE (Jacynki) oraz mniej liczne krawędzie morfologiczne. Azymut 301-340^o reprezentują liczne krótkie doliny IV rzędu założone w strefach spękań ciosowych (koło Żurawnicy, Bliżowa i Starej Huty) oraz nieliczne uskoki podłużne.

Buraczyński J., 1980/81, *Development of valleys in the escarpment zone of the Roztocze*, Ann. UMCS, Lublin, Sec. B, Vol. 35/36: 81-102.
Cieśliński S., Kubica B., Rzechowski J., 1996, *Mapa geologiczna Polski. 1:200 000. Tomaszów Lubelski, Dołhobyczów. B - Mapa bez utworów czwartorzędowych*, Wyd. Kartogr. Polskiej Agencji Ekologicznej S.A. Warszawa.
Harasimiuk M., 1980, *Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*, Rozpr. hab. Wydz. BiNoZ UMCS, Lublin, ss.136.
Jahn A., 1956, *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd*.,Prace Geogr. IG PAN, nr 7: 1-453.
Jaroszewski W., 1977, *Sedymentacyjne przejawy mioceńskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym*, Przegl. Geol., 15, 8-9: 418-427.
Jaroszewski W., Piątkowska A., 1988, *O naturze niektórych lineamentów (na przykładzie Roztocza)*, Ann. Soc. Geol. Polon., 58: 423-443.
Maruszczak H., Wilgat T., 1956, *Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego,* Ann. UMCS, Lublin S. B, T. 10: 1-109.
Musiał T., 1987b, *Miocen Roztocza (Polska południowo-wschodnia*, Biul. Geol., T. 31: 5-140.
Pożaryski W., 1997, *Tektonika powaryscyjska obszaru świetokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża*, Przegl. Geol., 45, 12: 1265-1270.
Rzechowski J., Kubica B., 1996, *Mapa Geologiczna Polski. 1:200 000. Tomaszów Lubelski, Dołhobyczów. A - Mapa utworów powierzchniowych*, Wyd. Kartogr. Polskiej Agencji Ekologicznej S.A. Warszawa.
Żelichowski A.M., 1983, *Mapa tektoniczna 1:300 000. Tab. 43*, [w:] S. Kozłowski, A.M. Żelichowski (red.), Atlas Geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Wyd. Inst. Geol., Warszawa.

ROZWÓJ RZEŹBY ROZTOCZA

Jan Buraczyński
Zakład Geografii Regionalnej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie

W pasie wyżyn Roztocze wyróżnia się jako wąski garb łączący Wyżynę Lubelską z Podolem. Garb Roztocza budują górnokredowe gezy, opoki i opoki margliste kampanu oraz mastrychtu dolnego i górnego. Utwory trzeciorzędowe reprezentują eocen i miocen. Środkowy eocen reprezentują piaski i mułki glukonitowo-kwarcowe występujące w rowie Sołokiji i wzdłuż wschodniej krawędzi między Rawą Ruską i Żółkwią. Osady miocenu (wapienie, piaskowce i piaski) występują wąskim pasem (2-4 km) wzdłuż południowej krawędzi od Modliborzyc po Susiec, a na południe od doliny Tanwi rozszerzają się na cały garb Roztocza.

Ruchy dźwigające fazy laramijskiej spowodowały ustąpienie morza kredowego z niecki lubelsko-lwowskiej. Wywołały one słabe sfałdowanie skał kredowych w pologie antykliny i synkliny o amplitudzie do 400 metrów (Żelichowski 1972, Pożaryski 1974). Wydźwignięcie Roztocza jako struktury zrębowej nastąpiło wzdłuż odnowionych dyslokacji paleozoicznych Zakrzew-Sułów, Zamość-Rawa Ruska – Żółkiew oraz Zawichost-Hedwiżyn-Płazów-Niemirów-Gródek (Ney 1969, Pożaryski 1974, Głuszko 1988). W wyniku naprężeń poziomych pod wpływem nacisku Karpat nastąpiło odmłodzenie dyslokacji i powstanie nowych – Roztocze zostało rozbite na liczne bloki i rowy (Jaroszewski 1977).

Współczesny obraz tektoniczny Roztocza powstał w pliocenie, w wyniku młodoalpejskich ruchów. Przebieg uskoków na Roztoczu udokumentowano na podstwie faktów geologicznych (Ney 1966, Jaroszewski 1977, Cieśliński i in. 1994). W większości jednak ich przebieg

wyznaczona na podstawie analizy rzeźby i topolineamentów (Buraczyński 1997). Grzbiet Roztocza tworzy mozaikę bloków różnej wielkości oraz obniżeń i rowów. Współczesny obraz tektoniczny Roztocza jest efektem odmłodzonych dyslokacji brzeżnych i systemu uskoków schodowych i antytetycznych oraz towarzyszących im rowów południkowych i poprzecznych.

Rozwój rzeźby w pliocenie (3,0 - 1,6 my). W rzeźbie Roztocza wyróżniono zrównania denudacyjne jako efekt pedyplanacji rozwijającej się w sprzyjającym klimacie (Jahn 1956, Maruszczak,. Wilgat 1956). Wyróżniono zrównanie wyższe 330-360 m i niższe 290-320 m, podnoszące się do 360-390 m i 320-340 m na Roztoczu Rawskim i Lwowskim. Dolina Gorajca i Wieprza przecina grzbiet Roztocza. Etapy wcinania jej w pliocenie wyznaczają spłaszczenia (terasy) na zboczach o wysokości 30 i 60 m (Maruszczak, Wilgat 1956, Buraczyński 1997).

Szczegółowe badania geologiczne wyróżniają gęstą sieć uskoków oraz bloków wydźwigniętych na różną wysokość, tworzących schodowy układ zrównań wierzchowinowych (Jaroszewski 1977, Henkiel 1995).

Roztocze charakteryzuje się kierunkowością rzeźby wyznaczoną przebiegiem krawędzi morfologicznych i układem dolin. Tworzy wał ograniczony krawędziami denudacyjnymi o założeniach tektonicznych. Od południowego zachodu krawędź na granicy z zapadliskiem przedkarpackim (Modliborzyce-Frampol-Horyniec-Niemirów-Dobrostany).

Rozwój sieci dolinnej nastąpił w eoplejstocenie. Dolina Gorajca i Wieprza przecina grzbiet Roztocza. Intensywne wcinanie dolin, których erozyjne dno sięga 50-70 m. Najstarsze osady stwierdzono w Majdanie Kasztelańskim. Piaski datowano na zimne piętro otwocka, a mułki na ciepłe piętro celestynowa (Kurkowski 1994), a w dolinie Gorajca (Marszałek i in. 1995). Nasilające się ruchy neotektoniczne wywołały ruchy blokowe wzdłuż krawędzi, które w interglacjale podlaskim spowodowały zmianę warunków paleogeograficznych. Nastąpiło odcięcie górnego dorzecza Gorajca i Wieprza oraz odwodnienie obszaru ku NW do Sanu (Starkel 1972).

W mezoplejstocenie lądolód sanu sięgnął po Karpaty i objął Roztocze po Gródek - Magierów. W interglacjale mazowieckim rozwijała się intensywna erozja spowodowana relaksacją górotworu. Nastąpiło odgrzebywanie pierwotnych dolin i rozwój nowych odcinków.

W neoplejstocenie lądolód odry sięgnął od zachodu na Roztocze do wysokości 300 m n.p.m., obejmując od południa stopień przykrawędziowy Modliborzyce – Frampol. Roztocze znalazło się w warunkach klimatu subarktycznego. Sprzyjało to intensywnemu wietrzeniu i nawiewaniu pyłu. W czasie zlodowacenia warty osadziły się lessy starsze, a wisły lessy młodsze. Procesy eoliczne przebiegały z różnym natężeniem w zależności od pory roku. Strefę peryglacjalną cechuje pasowość procesów eolicznych (Starkel 1988), czego przejawem było zróżnicowanie facji na pylastą i piaszczystą. Głęboki kryzys klimatyczny w górnym pleniglacjale zaznaczył się rozwojem pokryw eolicznych w facji pylastej i piaszczystej. Niemal na całym Roztoczu Gorajskim i Szczebrzeszyńskim rozwinęły się lessy młodsze o miąższości do 7 m. Na Roztoczu Tomaszowskim lessy występują małymi płatami w przedłużeniu Grzędy Sokalskiej. Na Roztoczu Lwowskim utworzyły się większe pokrywy lessowe (3-5 m) w przedłużeniu lessowych grzęd z Kotliny Bugu. Strefa piaszczysta obejmująca Roztocze Tomaszowskie i Rawskie leży w pasie Kotliny Sandomierskiej i Kotliny Bugu. Akumulacja piasków odbywała się poprzez procesy stokowe i sezonowe rzeki roztokowe przy udziale procesów eolicznych.

Późny glacjał cechowały krótkotrwałe zmiany klimatu. W okresach zimnych przeważały silne wiatry zachodnie. Z równin piaszczystych i teras nadzalewowych wywiewały one piasek tworząc formy deflacyjne i wydmy. Piasek mógł być wielokrotnie przewiewany na stoki i wierzchowiny, co dowodzi dużego znaczenia procesów eolicznych w rozwoju piasków pokrywowych.

W holocenie zmiany szaty roślinnej były wypadkową oddziaływania czynników naturalnych oraz wzrastającej aktywności gospodarczej człowieka. Z rozwojem osadnictwa i wylesianiem stoków nasilały się procesy spłukiwania oraz erozji wąwozowej, szczególnie na pokrywach lessowych. Pesimum klimatyczne XI-XII wieku i ochłodzenie w latach 1550-1850 przy wzroście opadów spowodowało duży rozwój wąwozów.

STANOWISKO MADY W KAMIEŃCU ZĄBKOWICKIM

Henryk Chmal
Zakład Geomorfologii, Instytut Geograficzny,Uniwersytet Wrocławski

Nysa Kłodzka wypływa na przedpole Sudetów z wąskiej, głęboko wciętej doliny nazywanej antecedentnym przełomem bardzkim. Za przełomem dno doliny rozszerza się do ok. 5 km, a w jego obrębie występuje system teras rzecznych kształtowanych od czasu zlodowacenia Odry do współczesności. Przestrzennie terasy te tworzą zespół przedgórskich stożków napływowych. Najwyższa terasa (I), 25-metrowa, w młodszym neoplejstocenie została zerodowana w strefie o szerokości 2,0 – 2,5 km i w rozcięcie to włożone zostały osady budujące terasy: II o wys. 7,0 – 9,0 m., III o wys. 3,5 – 4,5 m. i IV o wys. 1,0 – 1,5 m. (Chmal, Traczyk 1993). Taki układ teras kończy się na kolejnym przełomie Nysy Kłodzkiej, poniżej Kamieńca Ząbkowickiego. Przełom ten na charakter strukturalny. Nysa Kłodzka pokonuje grzbiet zbudowany z metamorficznych łupków mikowych nazywany ryglem ząbkowickim. Tu dno doliny zwęża się niemal do szerokości koryta rzeki.

Na mapach geologicznych terasę III wydzielano jako plejstoceńską z okresu zlodowacenia Wisły (Finckh 1929, Baraniecki 1956, Gaździk 1957). Powódź w 1997 r. unaoczniła, że były to kartowania błędne. Wody powodziowe na rozległych połaciach terasy III, między Pilcami a Kamieńcem Ząbkowickim, zerodowały pokrywę madową i odsłoniły fację grubych żwirów korytowych z bardzo licznymi pniami dębów. Terasa III jest więc wieku holoceńskiego i to neoholoceńskiego.

Miąższość mady na odcinku Pilce – Kamieniec Ząbkowicki wynosi średnio 1,5 m., w rejonie ujścia Budzówki do Nysy Kłodzkeij dochodzi do 3 m. Lokalnie przed ryglem ząbkowickim występują dwie warstwy mady rozdzielone ok. 0,5 metrową warstwą żwirów średniookruchowych. W madzie dolnej dominuje frakcja 0,1 – 0,05 mm, natomiast w madzie górnej frakcja 0,25 – 0,1 mm. W Pilcach, gdzie profil mady jest jednorodny, dolna partia osadów ma barwę bardziej czerwoną (5 YR 6/4), natomiast partia górna jest żółtoszara (10 YR 7/4). Czerwone zabarwienie pochodzi ze skał czerwonego spągowca występujących w dorzeczu Ścinawki, będącej głównym dopływem Nysy Kłodzkiej. Można zatem wnioskować, że dorzecze Ścinawki zostało wcześniej zagospodarowane rolniczo wobec pozostałych obszarów Kotliny Kłodzkiej, wszak mada jest wyrazem deforestacji i spłukiwania gleby oranej.

Najważniejszym geomorfologicznie efektem powodzi w 1997 r. było odsłonięcie urządzeń znajdujących się pod madą. W Pilcach były to kołki umacniające brzeg koryta, a w ryglu ząbkowickim pale stanowiące przyczółki mostów. Przy ,,podmadowych mostach'' odsłoniły się także bruki z miejscowego łupka, przekładane faszyną wiklinową. Dr Krąpiec oznaczył te elementy metodą dendrochronologiczną na okres wpływów rzymskich – ok. III w n.e. Daje to podstawę do wnioskowania o intensywności powodzi w ostatnich ok. 1700 latach. W profilu mady w ryglu

ząbkowickim występuje wyraźna laminacja. Poszczególne laminy znamionujące kolejne powodzie mają grubość ok. 3 cm. Naliczono takich lamin 42, co oznaczałoby, że powódź powodująca zalanie terasy III zdarzała się średnio co 40 lat. Oczywiście częstotliwość tych powodzi była w naszej erze zmienna. Na przykład współcześnie koryto Nysy Kłodzkiej rozcina podmadową serię żwirową miejscami na głębokość 2 m, licząc do poziomu średniej wody w rzece. Zachodzi pytanie, czy jest to wyraz zmian klimatycznych, czy też efekt regulacji cieków w obrębie dorzecza i zmian w użytkowaniu terenu Kotliny Kłodzkiej.

Podobne wnioski odnośnie tendencji sedymentacyjnych i erozyjnych dla pobliskich dolin rzek dopływających do Odry przedstawił K. Klimek (2000).

Baraniecki L., 1956, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów,* w skali 1:25000, ark. Kamieniec Ząbkowicki.

Finckh O., 1929, *Geologische Karte von Preussen, Bl. Frankenstein u.Camenz.*

Gaździk J., 1957, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, ark.Przyłęk.*

Klimek K., 2000, *The Sudetic tributaries of upper Odra transformation during the Holocene period,* Geomorphologica Carpatho – Balcanica, vol. XXXIV, s.27 – 45.

HISTORIA ZANIECZYSZCZENIA RZEKI METALAMI CIĘŻKIMI : REKONSTRUKCJA NA PODSTAWIE ZAPISU W OSADACH POZAKORYTOWYCH MAŁEJ PANWII.

Dariusz Ciszewski[1], **Ireneusz Malik**[2]
[1]*Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków*
[2]*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Sosnowiec*

Badania koncentracji metali w osadach pozakorytowych stanowią współcześnie jedyną możliwość poznania względnych różnic wielkości ładunku metali ciężkich zrzucanych do rzek w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat. Zasadniczą trudnością takich badań jest datowanie tych osadów – zwłaszcza rzeki migrującej lateralnie.

Rekonstrukcję historii zanieczyszczenia osadów aluwialnych przeprowadzono w nieuregulowanym odcinku Małej Panwi. Wiek teras w których pobierano próbki osadów został oceniony przy pomocy pni porastających je drzew oraz przez nałożenie na siebie edycji map z 1912 i 1983 roku. Obserwowane w profilach pionowych różnice koncentracji metali ciężkich były korelowane z różnicami wielkości produkcji związków zawierających charakterystyczne pierwiastki.

Próbki osadów były pobierane w 10 profilach o miąższości 0,4 – 2,1 m. W każdym z nich pobrano od 10 do 24 próbek w interwale 3-30 cm wzrastającym wraz z głębokością. W próbkach analizowano zawartość As, Ba, Cd, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Tl, Pb, i Zn metodą AAS i ICP MS. Profile zostały zlokalizowane w 3 zakolach rzeki, które przesunęły się pomiędzy 1912 i 1983 rokiem. Wielkość tego przesunięcia wynosiła około 20-50 m, a jego skutkiem był etapowy przyrost osadów po wewnętrznej stronie zakola rzeki. W wyniku tego przesunięcia na równinie zalewowej powstały różnej wysokości krawędzie będące śladami przebiegu wypełnionych osadami koryt, a także łach odsypów meandrowych powstających w czasie powodzi. W pobliżu każdego z profili określono wiek najstarszego z drzew, który wskazywał na starszy niż one czas powstania tych powierzchni.

Osady silnie zanieczyszczone metalami ciężkimi występują w profilach (lub w górnej ich części) zlokalizowanych w wypełnieniach koryt z początku XX wieku. W profilach, które, jak wskazuje kierunek przemieszczania koryta rzeki, znajdowały się co najmniej w II poł. XX wieku w odległości kilkudziesięciu metrów od koryta, warstwa silnie zanieczyszczonych osadów jest najcieńsza i nie przekracza 20 cm. W profilach zlokalizowanych na powierzchniach powstałych około połowy XX wieku warstwa ta liczy ok. 0,5 m natomiast w osadach akumulowanych w II poł. XX w ma ona ok. 1,5 – 2 m miąższości. Wzrost koncentracji Cd, Zn, Pb, Ba, Tl i Cu jest bardzo gwałtowny, a maksymalne koncentracje tych pierwiastków przekraczają wartości tła geochemicznego odpowiednio 1000, 200, 150, 140, 40 i 40 razy. Wyraźny wzrost koncentracji Ba i Cu w osadach jest dobrze skorelowany ze wzrostem produkcji litoponu, chlorków, węglanów i azotanu baru oraz siarczanu miedzi w Zakładach Chemicznych w Tarnowskich Górach. Gwałtowny, kilkukrotny wzrost produkcji nastąpił ok. 1959 roku w wyniku rozbudowy tych zakładów oraz w 1967 roku w wyniku ich modernizacji. Maksimum produkcji w latach 70 w połączeniu z brakiem sprawnie funkcjonującej oczyszczalni ścieków spowodowało prawdopodobnie zrzuty ścieków w ilości proporcjonalnej do wielkości produkcji. W latach 80. ilość zrzucanych ścieków była ograniczana aż do zamknięcia zakładów w 1995 roku. Spadek koncentracji Ba i Cu, związany z ograniczeniem ilości ścieków, a później produkcji, jest widoczny w powierzchniowych warstwach najmłodszych osadów. Pik ten nie jest widoczny w osadach przyrastających wolno w ostatnich latach tzn. akumulowanych w odległości kilkudziesięciu metrów od koryta od początku XX wieku. Również do otrzymanej chronologii zanieczyszczenia dobrze pasuje występowanie piku Zn przypadające na lata 60.

Biorąc pod uwagę, że gwałtowny wzrost koncentracji Ba i Cu w badanych profilach przypada na początek lat 60., a wartości maksymalne na lata 70., charakterystyczne poziomy pozwalają także wyznaczyć okres zanieczyszczenia osadów innymi pierwiastkami. Otrzymane daty wskazują, że maksymalne zanieczyszczenie związkami kadmu i talu pochodzącymi prawdopodobnie głównie z Huty Cynku w Miasteczku Śląskim przypadły na lata 80.

Rzeka Mała Panew na przestrzeni XX w. była zanieczyszczona ściekami pochodzącymi z wielu zakładów przemysłowych. Jakkolwiek produkcja przemysłowa miała miejsce w kilku zakładach jeszcze w XIX w., jednak gwałtowny wzrost zanieczyszczenia metalami ciężkimi związany z ich budową i rozbudową miał miejsce w latach 60. Szczytowym okresem był przełom lat 70/80, po którym wskutek budowy oczyszczalni ścieków lub ograniczenia produkcji nastąpił powolny spadek zanieczyszczenia, bardzo szybki w ostatnich 10 latach wskutek zarówno likwidacji wielu zakładów, jak i konsekwentnego wprowadzania kontroli gospodarki wodno-ściekowej w zakładach.

METALE CIĘŻKIE W ALUWIACH ODRY JAKO INDYKATORY ZMIAN ZANIECZYSZCZENIA RZEKI

Dariusz Ciszewski
Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków

Osady zanieczyszczone metalami ciężkimi są w czasie powodzi akumulowane na równinach zalewowych. Koncentracje metali w tych osadach przez długi okres mogą odzwierciedlać zanieczyszczenie wód rzeki w okresie, w którym zostały akumulowane. Na koncentracje metali w nich ma wpływ nie tylko zanieczyszczenie rzeki ale także udział i stopień zanieczyszczenia osadów erodowanych z całego wyżej położonego obszaru zlewni. Różnice koncentracji metali obserwowane w pionowych profilach osadów deponowanych w czasie kolejnych powodzi, mogą być więc związane ze zmianami zanieczyszczenia na obszarze zlewni.

Badania koncentracji metali ciężkich zostały wykonane w profilach pionowych osadów pozakorytowych oraz osadów korytowych akumulowanych w wypełnieniach basenów międzyostrogowych Odry w pobliżu posterunków wodowskazowych w Chałupkach, Krapkowicach, Wrocławiu, Nowej Soli i Słubicach. Ich celem było stwierdzenie prawidłowości zmian koncentracji metali w tych profilach oraz ich interpretacja w świetle zmian zanieczyszczenia rzeki i sedymentologii. W profilach miąższości 35-75 cm, próbki pobierano w warstwach 1-10 cm i analizowano w nich zawartość Zn, Pb i Cu. W badaniach wykorzystano także charakterystyczne stany wody notowane w okresie ostatnich 20 lat w posterunkach wodowskazowych, zmiany wielkości ładunku pierwiastków transportowanych Odrą oraz ich koncentracje w osadach dennych Odry uzyskane w latach 1990-2000 w ramach monitoringu wód i osadów wodnych Polski przez Państwową Inspekcję Ochrony Środowiska.

Przebieg maksymalnych rocznych stanów wody w badanych posterunkach wskazuje, że osady pobierane z wypełnień międzyostrogowych były zalewane co roku z wyjątkiem profilu w Nowej Soli. Również co roku w ciągu ostatnich 20 lat były zalewane równiny w Chałupkach i Krapkowicach, natomiast we Wrocławiu w ciągu ostatnich 20 lat nie były one zalane prze 3 lata, w Nowej Soli przez 6 lat i w Słubicach przez 4 lata. Z tego powodu akumulacja osadów w profilach zlokalizowanych w tych równinach mogła zachodzić rzadziej niż w wypełnieniach miedzyostogowych.

W niemal wszystkich badanych profilach, w osadach powierzchniowych 0-5 cm, koncentracje Zn, Cu i Pb są niższe niż w osadach znajdujących się głębiej. W osadach pozakorytowych w Słubicach obserwuje się bardzo wyraźne maksimum koncentracji tych pierwiastków na głębokości 10 cm związane z maksimum zanieczyszczenia Odry przez zakłady górniczo-hutnicze przetwarzające rudy Cu na terenie Legnickiego Okręgu Miedziowego. W Nowej Soli maksimum Cu i Pb związane z maksimum zanieczyszczenia rzeki na przełomie lat 70/80. widoczne jest na głębokości ok. 25 cm i wskazuje na dużo wyższe tempo sedymentacji niż w Słubicach. Natomiast spadek koncentracji Zn w Nowej Soli jest wolniejszy. We Wrocławiu najlepiej widoczny jest wzrost koncentracji Zn i Pb odpowiednio do głębokości 20 i 30 cm. Również wyraźny jest wzrost koncentracji Zn od powierzchni do głębokości 40-60 cm. W Chałupkach koncentracje metali, z wyjątkiem Zn, są stosunkowo niskie i nie wykazują zmian z głębokością.

Spadki koncentracji metali w powierzchniowej kilku- kilkunasto centymetrowej warstwie osadów aluwialnych są wyraźnie skorelowane z wielokrotnym zmniejszeniem się ich ładunku transportowanego z biegiem rzeki oraz spadkiem ich koncentracji obserwowanym w osadach dennych w ciągu ostatnich 12 lat. Zgodność ta najwyraźniej zaznacza się na Odrze

poniżej Legnickiego Okręgu Miedziowego, w którym od początku lat 80. obserwuje się spadek zanieczyszczenia. Spadek koncentracji Zn w powierzchniowych osadach Odry w Krapkowicach poniżej ujścia Kłodnicy i innnych rzek prowadzących zanieczyszczenia z Górnego Śląska odzwierciedla z jednej strony zwiększenie efektywności oczyszczania ścieków oraz zmniejszenie zużycia wody, a z drugiej strony upadek lub znaczące zmniejszenie produkcji przemysłowej w najbardziej szkodliwych dla środowiska dużych zakładach.

Brak wyraźnych zmian koncentracji metali ciężkich w profilu w Chałupkach, zlokalizowanym w nieuregulowanym odcinku rzeki jest spowodowany szybką sedymentacją (jedynie 3-4 warstwy znacznej miąższości), a więc jedynie w ciągu ostatnich kilku lat. Duży wzrost koncentracji wszystkich pierwiastków od powierzchni do poziomu wody w osadach wszystkich wypełnień międzyostrogowych wskazuje, że na spadek zanieczyszczenia osadów w ostatnich latach nakłada się efekt wymywania pierwiastków z warstw powierzchniowych tych osadów i ich migracja wgłąb profilu w wyniku częstych wahań zwierciadła wody.

Generalnie, osady aluwialne mogą być dobrym indykatorem zmian średniookresowych (rzędu dziesiątków lat) zanieczyszczenia rzek metalami ciężkimi. Profile pionowe powinny być zlokalizowane w położonej w pobliżu koryta części równiny zalewanej przez krótki czas, najlepiej jednokrotnie w ciągu roku. Idealne jest stałe tempo sedymentacji, ok. 0,5–1 cm rocznie. Warunki takie występować mogą w wielu uregulowanych odcinkach rzek nizinnych lub o małym spadku, jak np. Odra.

ZMIANY W RZEŹBIE TERENU WYWOŁANE OPADAMI DESZCZU W LIPCU 2001 R. W STREFIE BUDOWY ZBIORNIKA WODNEGO "WIÓRY" NA RZECE ŚWIŚLINIE (GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE)

Tadeusz Ciupa
Instytut Geografii, Akademia Świętokrzyska im. Jana Kochanowskiego w Kielcach

W lipcu 2001 w Górach Świętokrzyskich, podobnie jak w całej południowo-wschodniej części Polski, wystąpiły intensywne opady deszczu. Jednym z obszarów objętych tymi opadami była zlewnia rzeki Świśliny (A=414 km^2) położona w północnej części Gór Świętokrzyskich. Wysokości bezwzględne kształtują się tu w granicach 611 – 182 m n.p.m., wysokości względne w obrębie stoków sięgają 70 - 100 m, a ich nachylenia dochodzą do 22%. Zlewnia ta prawie w całości pokryta jest utworami czwartorzędowymi ze znaczną przewagą lessów. Wykształciła się tu charakterystyczna rzeźba lessowa z głębokimi suchymi dolinkami, wąwozami, wąwozami drogowymi oraz gęstą siecią dróg, stanowiących system szybkiego odprowadzania wód spływu powierzchniowego. Obszar ten jest intensywnie użytkowany rolniczo. Grunty orne zajmują aż 73% ogólnej powierzchni, a lasy i zadrzewienia śródpolne jedynie 21% (Biernat, Ciupa 2001, Ciupa 2002).

W dniu 24.07.2001r., w godzinach wieczornych, spadło tu ok. 100 mm deszczu przy bardzo dużej wilgotności gruntu. Należy podkreślić, że średnia miesięczna suma opadów na stacji Kielce–Suków w latach 1975 –2001 osiągnęła wartość 87,5 mm, natomiast w lipcu 2001r. aż 294,2 mm, tj. prawie o 100 mm więcej niż w lipcu 1997 r.

W wyniku tak intensywnych opadów nastąpiło katastrofalne wezbranie rzeki Świśliny, podczas którego powstała fala wezbraniowa o wysokości prawie 8 m. Oszacowany przez "Hydroprojekt" w Warszawie przepływ, osiągnął ponad 200

m^3/s, i jest on zdecydowanie większy od najwyższych dotąd obserwowanych (WWQ - 143 m^3/s). Była to jedna z wielu powodzi jakie miały miejsce w ostatnich latach na lessowych obszarach Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej (Ciupa 1996, 2001, Czyżowska 1996, Niedźwiedź 1997, Cebulak Niedźwiedź 1998, Niedbała, Soja 1998, Starkel 1998, Ostrowski 2000, Cabaj, Ciupa 2001).

Na rzece tej trwa budowa zbiornika wodnego "Wióry" o pojemności 16 mln m^3 przy średnim poziomie piętrzenia. Powódź ta spowodowała katastrofę budowlaną grodzy II-etapu budowy zbiornika wodnego "Wióry", pod osłoną której wykonywane były prace w wykopie pod galerię kontrolno-zastrzykową. (Mielniczuk 2001).

Oprócz wielkich strat gospodarczych, powstałych w wyniku tych opadów i powodzi, miały miejsce również duże zmiany w rzeźbie terenu zwłaszcza w bezpośrednim otoczeniu budowanego zbiornika "Wióry".

Podczas omawianego zdarzenia stwierdzono, że najpowszechniejszym procesem modelującym stoki było spłukiwanie powierzchniowe. Proces ten wystąpił na przeważającym obszarze, a w środkowych, często wypukłych częściach stoków, był najbardziej wydajny. Efektem spłukiwania powierzchniowego, które miejscami miało charakter zmywu, była intensywna erozja gleb. Dominująca część materiału spłukiwanego była akumulowana na lokalnych spłaszczeniach w obrębie stoków oraz u ich podnóży w postaci pokryw deluwialno – koluwialnych.

Spływ linijny na stokach z pokrywami lessowymi doprowadził do powstania nowych żłobin, bruzd i rozcięć. Te ostatnie miały głębokość od 0,3 do 0,7m. Intensywność tego procesu była największa w obrębie wypukłych części stoków oraz w ich dolnych partiach, a także na krawędziach zboczy dolinnych. Energia tych wód była tu skoncentrowana najbardziej, stąd też i wydajność procesów erozyjnych okazała się największa. Materiał klastyczny (frakcje pylaste) wyerodowany i transportowany w procesie spłukiwania skoncentrowanego był przemieszczany na duże odległości i akumulowany u wylotu form erozji linijnej bądź też przedostawał się do dróg, wąwozów i dolin.

W warunkach zaistniałego ekstremalnego zjawiska uaktywnił się system tranzytowy wszystkich dróg linijnej dostawy materiału klastycznego do doliny i koryta Świśliny. System ten stanowił drogę szybkiego odprowadzania wód odpływu powierzchniowego z obszarów o wyraźnych i słabych przejawach niszczenia.

Zaobserwowano, że lokalnie uaktywniły się również procesy sufozyjne, bowiem w ścianach niektórych podcięć i wąwozów drogowych były widoczne wyloty kanałów sufozyjnych ze świeżymi śladami odpływu.

W obrębie stromych skarp i podcięć drogowych zaobserwowano liczne zerwy ziemne, a także ślady obrywania i odpadania.

Zdenudowany materiał deponowany był w postaci pokryw akumulacyjnych na stokach i zboczach dolin. U wylotu wąwozów, dróg i suchych dolin powstały stożki napływowe zbudowane z osadów deluwialno-koluwialnych.

Podczas tej powodzi koryto rzeki Świśliny zostało dość słabo przekształcone erozyjnie. Dominowały tu procesy akumulacyjne, co wynikało zapewne z podpiętrzenia wód powodziowych grodzą budowanej zapory, a także przeciążeniem transportowanym materiałem. W dnie doliny Świśliny powstała facja osadów powodziowych o miąższości od 1 do 60 cm. Osady o największych miąższościach stwierdzono w strefie korytowej rzeki Świśliny i w bezpośrednim jej sąsiedztwie (Biernat, Ciupa 2001).

Po wystąpieniu tego ekstremalnego zdarzenia hydrologicznego zaistniała wyjątkowa możliwość dokonania analizy porównawczej skutków zaistniałego zjawiska z wynikami wcześniejszego opracowania, w którym na mapie morfodynamicznej w skali 1:10000 przedstawiono potencjale obszary degradacyjne i agradacyjne (Biernat, Ciupa 1998). Na mapie obszary te przedstawiono stosując metodykę i klasyfikację zawartą w pracy C. Radłowskiej, E. Mycielskiej-Dowgiałło i M. Bogackiego (1974). W obrębie obszarów degradacyjnych

wyróżniono tereny o wyraźnych przejawach niszczenia: tereny o przewadze spłukiwania powierzchniowego, tereny o przewadze spłukiwania skoncentrowanego, tereny o przewadze deflacji, tereny o przewadze procesów grawitacyjnych (obrywanie i odpadanie), tereny z udziałem spełzywania, tereny z udziałem sufozji, drogi linijnej dostawy zwietrzelin do dna i koryta rzeki Świśliny i Pokrzywianki. W obrębie obszarów agradacyjnych wydzielono: tereny o akumulacji koluwialno - deluwialnej, tereny akumulacji powodziowej, tereny akumulacji stożkowej. Przedstawiono również obszary o znikomych przejawach współczesnych procesów morfodynamicznych, to jest o słabych przejawach degradacji i agradacji.

Reasumując można powiedzieć, że intensywność wyżej omawianych procesów degradacyjnych i agradacyjnych była zróżnicowana. Tereny o przewadze spłukiwania na ogół nie leżą w bezpośrednim sąsiedztwie granicy przyszłego zbiornika "Wióry". Natomiast wyraźne przejawy erozji wystąpiły na obszarach, gdzie doszło do spływu linijnego, procesów grawitacyjnych oraz lokalnie sufozji. Obszary te najczęściej położone są w bliskiej odległości lub w sąsiedztwie z linią brzegową przyszłego zbiornika wodnego. W dnie doliny Świśliny, w strefie budowy zbiornika, powstała facja osadów powodziowych o zróżnicowanej miąższości. Niewielkie przejawy degradacji i agradacji stwierdzono na płaskich terenach wierzchowinowych w strefach wododziałowych oraz na użytkach zielonych i terenach porośniętych trwałą roślinnością. Zaobserwowane skutki zaistniałych procesów, wywołane tylko jednym epizodem opadowym wskazują, że żywotność budowanego zbiornika wodnego w lessowej zlewni rzeki Świśliny będzie skrócona.

Biernat T., Ciupa T., 2001, *Geomorfologiczne skutki opadów deszczu w dniach 23-25 lipca 2001 r. w bezpośrednim otoczeniu budowanego zbiornika wodnego "Wióry" na rzece Świślini, [w:]*W: Ciupa T., Kupczyk E. (red.), Wpływ użytkowania terenu i antropogenicznych przekształceń środowiska przyrodniczego na elementy obiegu wody w zlewni rzecznej. Kielce – Wólka Milanowska, 25-27 września 2001r., IG AŚ w Kielcach, s. 125-127.

Cabaj W., Ciupa T. 2001, *Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania przyczyn i skutków powodzi na rolniczych terenach w Niecce Nidzianskiej*, [w:] German K., Balon J. (red.), Przemiany środowiska przyrodniczego Polski a jego funkcjonowanie. Problemy Ekologii Krajobrazu, t. 10, IGiGP UJ, PAEK, Kraków, s. 338-343.

Cebulak E., Niedźwiedź T. 1998, *Ekstremalne zjawiska opadowe w dorzeczu górnej Wisły w latach 1995-1996*, [w:] Starkel L. (red.), Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew. Dok. Geogr. 11, s. 11-30.

Ciupa T., 1996, *Wpływ nawalnego opadu deszczu w dniu 15 września 1995 roku na przekształcenie rzeźby lessowej w górnej części zlewni Nidzicy (Wyżyna Miechowska)*, Zagadnienia geologii Niecki Nidzianskiej. Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce, nr 1, s.185-195.

Ciupa T., 2001, *Zmiany w rzeźbie lessowej Wyżyny Miechowskiej wywołane nawalnymi opadami deszczu w latach 1995 i 2000*, Zesz. Nauk. AR w Szczecinie, 217, s.27-32.

Ciupa T., 2002, *Przyrodnicze i antropogeniczne uwarunkowania oraz skutki powodzi w zlewni rzeki Świśliny w lipcu 2001r. (Góry Świętokrzyskie)*, [w:] Szwarczewski P., Smolska E. (red.), Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. Wyd. WGiSR UW i WSA, Warszawa, s.29-34.

Czyżowska E., 1996, *Skutki geomorfologiczne i sedymentologiczne gwaltownej ulewy w dolinie Kalinki 15 września 1995 r. (Wyżyna Miechowska)*, Prz. Geol., 44, 8, s. 813-816.

Mielniczuk W., *2001, Powódź w dniach 24-25 lipca 2001 r. w zlewni budowanego zbiornika "Wióry" na rzece Świślinie*, [w:] Ciupa T., Kupczyk E. (red.), Wpływ użytkowania terenu i antropogenicznych przekształceń środowiska przyrodniczego na elementy

obiegu wody w zlewni rzecznej. Kielce – Wólka Milanowska, 25-27 września 2001r., IG AŚ w Kielcach, s. 121-124.

Niedbała J. Soja R. 1998. *Odpływ z opadu nawalnego w dniu 18 maja 1996 r. w Sułoszowej*, [w:] Starkel L. (red.), Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew. Dok. Geogr. 11, s. 31-38.

Niedźwiedź T., 1997, *Katastrofalny deszcz nawalny w górnej części dorzecza Nidzicy*, [w:] Starkel L. (red.), Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej. Dok. Geogr. 8, s. 38-43.

Ostrowski J., 2000, *Powodzie lokalne w malych zlewniach - istotny problem ochrony przeciwpowodziowej. Program zabezpieczeń przeciwpowodziowych*, Hydrotechnika III 2000, Ustroń 19-21 września 2000 r., s. 123-135.

Starkel L., 1998, *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis ulew i lokalnych wezbrań*, [w:] Starkel L. (red.) Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew. Dok. Geogr. 11, s. 7-11.

GEOMORFOLOGICZNE I HYDROGRAFICZNE KONSEKWENCJE WSPÓŁCZESNEJ AKTYWNOŚCI PALEOZOICZNEGO PODŁOŻA W DOLINIE CZARNEJ WODY (ŚPN)

Tadeusz Ciupa, Robert Sołtysik
Instytut Geografii, Akademia Świętokrzyska im. Jana Kochanowskiego, Kielce

W regionie świętokrzyskim wielokrotnie sygnalizowane były morfologiczne następstwa neotektonicznej i współczesnej aktywności starszego podłoża. Szczególne miejsce w pracach przedstawicieli ośrodka kieleckiego poświęcano zmianom w hydrografii regionu (Kowalski 1995a, 1996, 2001; Jaśkowski 1996, 1999, 2000; Sołtysik 1996, 1998, 2000, 2001). Dokumentowane były także morfologiczne konsekwencje procesów reologicznych zachodzących w paleozoicznym górotworze święto-krzyskim (Kowalski 1995b, 2000).

Zupełnie nowo podjętym przez autorów problemem jest wpływ współczesnych pseudotektonicznych procesów reologicznych na genezę, przebieg i skutki zmian morfologicznych i hydrograficznych w dolinie rzeki Czarna Woda (dopływ Pokrzywianki) w Górach Świętokrzyskich, na terenie Świętokrzyskiego Parku Narodowego). W związku z rozwiązywanym problemem celowa stała się próba ustalenia wpływu wspomnianych procesów na zmiany w rzeźbie oraz hydrografię doliny Czarnej Wody.

Obszar poddany badaniom – pod względem strukturalnym – zlokalizowany jest w północnym skrzydle antykliny łysogórskiej, w którym rozwinięte jest morfologiczne obniżenie odwadniane wodami rzeki Czarnej Wody. Rzeka znajduje się i rozwija subsekwentną, podłużną dolinę o kierunku W–E, ograniczoną morfologicznie przez Pasmo Łysogórskie (od S) oraz wschodni fragment Pasma Klonowskiego (od N). Jest to monoklinalna dolina, której analizowany sektor jest znacznie przewężony w stosunku do sąsiednich. W tym przypadku Pasmo Klonowskie jest tektonicznie rozbite poprzecznymi dyslokacjami o kierunku N – S. Jego wschodni element jest przesunięty w obrazie intersekcyjnym około 2 km na S, w stronę Łysogór. Rzeka Czarna Woda w tym "zakleszczeniu" rozwija dolinę napotykając na utrudnienia wynikające z deformacji piętrzeniowych osadów, po których płynie – sylurskich. Pasmo Klonowskie rozwinięte jest dolnodewońskich a Pasmo Łysogórskie w środkowo- i górnokambryjskich piaskowcach kwarcytowych, w jednym i drugim przypadku sztywnych i bardzo odpornych na czynniki niszczące. Rzeka natomiast przepływa po plastycznym, mało odpornym sylurskim podłożu

reprezentowanym przez złupkowane iłowce i mułowce oraz szarogłazy. Osady te są niejako zaciśnięte, co sprawia, że w pewnych sektorach doliny są intensywnie piętrzone. W miejscach najbardziej podatnych, w wyniku reologicznych procesów, na wyciskanie powierzchniowe tworzone są nawet bardzo stromo nachylone kopuły, które dążą do poprzecznego zamykania doliny, utrudniając przepływ wód Czarnej Wody. W miejscach tych rzeka tworzy przełomy o wyraźnych cechach antecedencji – i co ważne – w skałach mało odpornych na czynniki niszczące (!). Powyżej przełomów rozwijane są akumulacyjne strefy mokradłowe, analogiczne, lecz inne pod względem strukturalnym, do dokumentowanych w paleozoicznym trzonie Gór Świętokrzyskich i jego mezozoicznym obrzeżeniu przez Sołtysika (1996, 1998, 2000, 2001) oraz w osadach czwartorzędowych Równiny Radomskiej przez Jaśkowskiego (1998, 2000).

Warty jeszcze raz podkreślenia jest fakt tworzenia przełomów w małoodpornych skałach, co w aspekcie przytoczonych uwarunkowań sprawia, że występowanie strukturalnych przełomów tego typu, może być wyjaśniane jedynie współczesną aktywnością tektoniczną analizowanego obszaru.

Oprócz dna doliny rzeki Czarnej Wody, także w dolinach jej dopływów rozwijanych w jej zboczach udokumentowano skutki zmian hydrograficznych, wynikających ze wspomnianych procesów reologicznych. Wody spływające ciekami, przebiegającymi poprzecznie względem analizowanej rzeki, z Gór Psarskiej i Miejskiej (Pasmo Klonowskie) oraz z Pasma Łysogórskiego napotykają na przeszkody w postaci kopuł piętrzonych reologicznie, plastycznych osadów sylurskich. Podrzędne cieki są podpiętrzane i również w odcinkach piętrzeń tworzą erozyjne przełomy. Powyżej przełomów rozwijane są akumulacyjne strefy mokradłowe. Niektóre z tych cieków nie osiągają rzeki Czarna Woda. Ich erozyjna działalność w strefach spiętrzeń jest zbyt mała, aby pokonać piętrzenie kopuł. W tej sytuacji powyżej nich rozwijane są deltowe, bezodpływowe strefy mokradłowe.

W środkowych oraz górnych częściach dolin dopływów rzeki Czarna Woda oraz w strefach wierzchowinowych doliny (Czarnej Wody) stwierdzono różnoskalowe skutki procesów erozyjnych, które zapisane są w rzeźbie silnymi rozcięciami podłoża.

W konsekwencji przytoczonych argumentów należy stwierdzić, że wpływ czynnika endogenicznego jest bezpośrednią przyczyną zmian w hydrografii analizowanego obszaru, a jego przejawy w rzeźbie są znaczne w różnych częściach analizowanej dolin.

Jaśkowski B., 1996, *Geneza i wiek wydm Gór Świętokrzyskich w świetle datowań ^{14}C i TL*. Zesz. Nauk. P. Śl. Ser. Mat.-Fiz. z. 80 Geochronom., 14 s. 31-46.

Jaśkowski B., 1998, *Geneza i wiek przełomu Brzeźniczki przez pole wydmowe Puszczy Kozienickiej w rejonie Garbatki*. [w:] Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce – stan aktualny i perspektywy. Mater. IV. Zjazdu Geomorf. Polskich, Lublin, Wydaw. UMCS, t. 1, s. 315-318.

Jaśkowski B., 1999, *Związek późnovistuliańskich procesów wydmotwórczych w Regionie Świętokrzyskim z neotektoniczną aktywnością podłoża*, Prz. Geol. v. 47 nr 11, s. 1032-1038.

Jaśkowski B., 2000, *The role of aeolian processes in the formation of the drainage pattern on the area of Kozienice Forest*, R. Dulias, J. Pełka-Gościniak (ed.) Aeolian processes in different landscape zones. Procesy eoliczne w różnych strefach krajobrazowych. Dissertations of Faculty of Earth Sciences, University of Silesia, The Assoc. of Polish Geomorph., p. 89-105.

Kowalski B.J., 1995a, *Przejawy młodej aktywności tektonicznej w Dolinie Kielecko-Łagowskiej w Górach Świętokrzyskich i jej wpływ na układ sieci wodnej*, Prz. Geol. v. 43 nr 4, s. 307-316.

Kowalski B.J., 1995b, *Zjawisko wyciskania powierzchniowego w paleozoicznym górotworze świętokrzyskim*, Roczn. Świętokrz., ser. B, 22, s. 67-92.

Kowalski B.J. 1996, *Powierzchniowe procesy egzogeniczne a tektoniczna aktywność uskoku środkowej Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich,* Prz. Geol. v. 44 nr 1, s. 49-54.
Kowalski B.J., 2000, *Rzeźba* [w:] Świętokrzyski Park Narodowy. Przyroda, gospodarka, kultura. Wyd. ŚPN, Bodzentyn – Kraków, s. 107-128.
Kowalski B.J., 2001, *Geneza układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich,* [w:] Mater. konfer. nauk. nt. Wpływ użytkowania terenu i antropogenicznych przekształceń środowiska przyrodniczego na elementy obiegu wody w zlewni rzecznej. Wyd. Inst. Geogr. AŚ, Kielce, s. 154-158.
Sołtysik R., 1996, *Torfowiska oraz obniżenia z wypełnieniem biogeniczno-mineralnym okolic Pińczowa w Niecce Nidziańskiej*, Pr. Inst. Geogr. WSP w Kielcach nr 1, s. 163-171.
Sołtysik R., 1998, *Udział czynnika endogenicznego w procesie zatorfiania stref przedprzełomowych rzek świętokrzyskich*. [w:] Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce – stan aktualny i perspektywy. Mater. IV. Zjazdu Geomorf. Polskich, Lublin, Wydaw. UMCS, t. 1,s. 85-88.
Sołtysik R., 2000, *Wpływ czynnika tektonicznego na formowanie zabagnień w strefach przedprzełomowych dolin rzecznych Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia*, Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach, 4, s. 209-222.
Sołtysik R., 2001, *Morfologiczne uwarunkowanie mokradeł stref przedprzełomowych rzek świętokrzyskich w związku ze współczesną aktywnością tektoniczną starszego podłoża*. Wyd. IMUZ w Falentach, Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie, t. 1, z. 3, s. 167-177.

ROZPRZESTRZENIANIE SIĘ PÓL WYDMOWYCH JAKO SKUTEK PUSTYNNIENIA (NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH OBSZARÓW PÓŁNOCNEJ SAHARY)

Maciej Dłużewski
Pracownia Sedymentologiczna, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski

Badania prowadzone na obszarze północnej Sahary od 1994 roku miały na celu określenie sposobu oraz tempa rozprzestrzeniania się pól wydmowych.

Dotychczasowe, liczne badania prowadzone na tym obszarze związane z rozprzestrzenianiem się pól wydmowych nawiązywały do rozwoju strefowego pól wydmowych łączonego ze zmianami klimatycznymi. Rozprzestrzenianie astrefowe wydm, związane z lokalnym źródłem materiału było, jak dotychczas uważane za sposób drugorzędny.

Wyniki przeprowadzonych badań miały posłużyć do odpowiedzi na pytanie czy dla współczesnego rozprzestrzeniania się pól wydmowych północnej Sahary wzrasta znaczenie astrefowego sposobu rozprzestrzeniania się wydm?

Badania przeprowadzono na trzech wybranych obszarach:

Region obniżenia Khargi. Obniżenie Khargi znajdujące się w południowej części Pustyni Zachodniej w Egipcie, około 150 km na zachód od doliny Nilu stanowi jedno z najbardziej suchych miejsc na Ziemi, co powoduje, że przy braku roślinności głównym czynnikiem modelującym rzeźbę tego obszaru jest wiatr.

Wykonane pomiary pozwoliły na stwierdzenie, że występujące na terenie obniżenia w postaci trzech pasm wydmowych barchany osiągające do 30 metrów wysokości przemieszczają się w kierunku południowym od 20 do 100 metrów rocznie wykazując silny związek tempa przemieszczania się wydm z ich wielkością oraz charakterem i wielkością powierzchni międzywydmowch.

Prowadzone obserwacje pokazują, że w okresie ostatnich 100 - 200 lat dynamika

procesów wydmotwórczych na tym obszarze znacznie wzrosła, co w konsekwencji doprowadziło do znacznego zwiększenia zasięgu pól wydmowych. Badania nad zasobami wód podpowierzchniowych wykazały, że już od około IV wieku ich poziom zaczął się systematycznie obniżać. Proces ten zaczął się zdecydowanie nasilać pod koniec XVIII wieku wraz z rozwojem nowych technik wydobycia wody.

Na podstawie przeprowadzonych pomiarów oraz analiz sedymentologicznych stwierdzono, że źródłem materiału badanych pól wydmowych nie są wyłącznie osady pochodzące spoza obniżenia Khargi lecz, że obniżenie się zwierciadła wód podziemnych spowodowało udostępnienie dla procesu deflacji lokalnego materiału występującego na powierzchni terenu .

Region Szottu El Dżerid. Badania terenowe prowadzone były na 4 polach wydmowych (Bechri, Douz, El Faouar, Nefta) położonych w południowej Tunezji w strefie brzeżnej Szottu El Dżerid poza zasięgiem współczesnych, epizodycznych zalewów.

Proces rozprzestrzeniania się pól wydmowych dotyczący badanego obszaru związany był ze zmianami klimatycznymi stymulującymi w konsekwencji proces wysychania jeziora, które stało się obszarem źródłowym dla materiału eolicznego. Proces ten przebiegał jednak stosunkowo powoli. Prowadzone badania wskazują na zdecydowane przyspieszenie tego procesu w ciągu ostatnich 100 lat. Jest to niewątpliwie związane ze zwiększeniem tempa obniżania się poziomu wód gruntowych i całkowitym wysychaniem szottu na kilka miesięcy w roku. Fakt ten sprzyja zwiększaniu deflacji materiału z powierzchni szottu oraz powstawaniu i rozwojowi nowych pól wydmowych. Wykonane analizy cech teksturalnych materiału wydmowego potwierdzają krótkotrwałość zaistniałego procesu. Dwuletnie pomiary morfometryczne położenia wydm pozwalają stwierdzić, że powierzchnia szottu jest obszarem źródłowym dla pól wydmowych położonych w jego całej strefie brzeżnej. Powyższy wniosek potwierdzają analizy składu mineralnego materiału z wybranych pól wydmowych, charakteryzującego się zbliżonym składem mineralnym materiału do materiału pobranego z powierzchni szottu.

Region Jeziora Iriki. Region Jeziora Iriki położony jest na granicy Maroka i Algierii. W wyniku budowanych od 1920 roku zapór na zasilającej je rzece Dra, Iriki przekształciło się w jezioro okresowe. Intensywnie rozbudowywany system kanałów irygacyjnych w dolinie rzeki Dra spowodował, że od 1995 roku przepływ wody w naturalnym korycie kończy się na oazie Mhamid położonej na wschodnim krańcu obszaru, około 100 km na E od jeziora. Od tego też czasu jezioro pozostaje wyschnięte przez cały rok stanowiąc potencjalny obszar dla procesu deflacji. Wyniki analiz sedymento-logicznych materiału wydmowego pozwoliły na stwierdzenie, że również w tym przypadku źródłem osadów wydmowych jest w przewadze materiał pochodzenia lokalnego.

O astrefowym charakterze rozprzestrzeniania się pól wydmowych północnej Sahary związanym z lokalnym źródłem materiału wydmowego oraz o krótkotrwałości procesu (mały stopień eolizacji osadu) na badanych obszarach świadczą w szczególności:

- duże wartości odchylenia standardowego (σ_1) wskazujące na nieduży stopień wysortowania osadu
- dodatnie wartości skośności Sk_1 wskazujące na częstą dostawę materiału źródłowego
- stosunkowo niewielki udział procentowej zawartości kwarcu w osadach wydmowych – minerału wskaźnikowego o bardzo wysokiej odporności na abrazję mechaniczną
- duży udział procentowy minerałów ciężkich z grupy mik – minerałów o budowie blaszkowej, bardzo podatnych na działalność procesów eolicznych
- mały udział procentowy granatów – minerałów bardzo odpornych na działanie procesów eolicznych
- duży udział procentowy licznych składników mineralnych mało

odpornych na niszczące czynniki transportu
- skład mineralny osadu wydmowego o charakterze zbliżonym do osadów podłoża

Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że częściowa zmiana czynników pustynnienia z klimatycznych na te związane z lokalnym środowiskiem w znacznej mierze przyczyniła się do zmiany sposobu oraz tempa pustynnienia. Można zatem wnioskować, że obecnie wzrasta znaczenie astrefowego sposobu rozprzestrzeniania się wydm w stosunku do strefowego, jak również zaznacza się wyraźny wzrost dynamiki rozwoju pól wydmowych.

WPŁYW PODŁOŻA GÓRNOKREDOWEGO NA ROZWÓJ PROCESÓW DEPOZYCYJNO-DEFORMACYJNYCH LĄDOLODU ODRZAŃSKIEGO NA PÓŁNOCNYM PRZEDPOLU WYŻYNY LUBELSKIEJ (POLSKA E)

Radosław Dobrowolski, Sławomir Terpiłowski
Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii
Instytut Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie

Rzeźba przedczwartorzędowa Wyżyny Lubelskiej i jej północnego przedpola, odpowiadająca zasadniczo powierzchni erozyjnej utworów górnokredowych, wykazuje wyraźną zgodność z planem strukturalnym kompleksu mezo-kenozoicznego. W istotny sposób wpływała ona na przebieg oraz dynamikę kenozoicznych procesów rzeźbotwórczych, w tym także glacigenicznych (Dobrowolski 1998); determinowała zarówno przebieg jak i tempo procesów depozycyjno-deformacyjnych w czasie transgresji i postoju kolejnych lądolodów plejstoceńskich, w tym zwłaszcza ostatniego na analizowanym obszarze – lądolodu odrzańskiego. Zależnie od dynamiki oraz pozycji czoła mas lodowych w stosunku do głównych form rzeźby podłoża – odmienny był charakter depozycji glacigenicznej i/lub deformacji glacitektonicznych.

Dolodowo pochylone powierzchnie górnokredowe stanowiły barierę wymuszającą koncentrację depozycji osadów: a) zastoiskowych w warunkach ekstraglacjalnych, a następnie glacifluwialnych w warunkach terminoglacjalnych podczas nasuwania się lądolodu; b) glacifluwialnych, a następnie glin spływowych w warunkach terminoglacjalnych podczas postoju lądolodu.

W trakcie transgresji lądolodu, przy dolodowo nachylonej powierzchni podłoża, dochodziło do podatnego (naskórkowego?) deformowania glacitektonicznego wcześniej zdeponowanych serii glacigenicznych (rozwój moren spiętrzonych). Przy statycznym oddziaływaniu czoła lądolodu na podłoże miało natomiast miejsce: a) cylindryczne ścinanie (łuskowanie) osadów kopalnych, zwłaszcza wypełniających trzeciorzędowe formy paleokrasowe (Dobrowolski, Terpiłowski 2002), b) wymuszone łuskowaniem dyferencjalne przemieszczanie pakietów skał kredowych wzdłuż płaszczyzn rozdzielności międzyławicowej.

Powierzchnie górnokredowe równolegle oraz skośnie ustawione w stosunku do transgredującego lądolodu powodowały różnicowanie jego prędkości. W strefach największych gradientów względnego ruchu lądolodu rozwijał się system lodowych spękań kulisowych lub sigmoidalnych, które w etapie deglacjacji predystynowały depozycję fluwioglacjalną i w efekcie rozwój ozów i/lub kemów podłużnych (Terpiłowski 2001).

W warunkach kontaktu silnie uszczelinionego podłoża kredowego ze

stopą stacjonarnego lądolodu (niezależnie od pozycji względem czoła lądolodu) następowało: a) eworsyjne rozmywanie margli i kredy piszącej przez agresywne wody roztopowe na linii krzyżujących się spękań ciosowych (rozwój kanałów eworsyjnych) oraz b) zapełnianie kanałów materiałem glacifluwialnym i następnie dalszy ich rozwój pod wpływem procesów krasowych *(mantled karst pipes).*

Dobrowolski R., 1998, *Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu*, Wyd. UMCS, Lublin, 88 ss.

Dobrowolski R., Terpiłowski S., 2002, (w druku), *New approach to paleokarst in the Upper Cretaceous rocks of the Chełm Hills (E Poland)*, Materiały XXI Szkoły Speleologicznej, Cieszyn-Morawski Kras 7-13.02.2002.

Terpiłowski S., 2001, *Strefa marginalna lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacjalnej*, Wyd. UMCS, Lublin, 98 ss.

WŁAŚCIWOŚCI GLEB JAKO ŹRÓDŁO INFORMACJI O POKRYWACH STOKOWYCH W BIESZCZADACH WYSOKICH

Marek Drewnik, Andrzej Kacprzak
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytet Jagielloński, Kraków

Decydujący wpływ na właściwości gleb górskich zazwyczaj przypisuje się właściwościom podłoża skalnego. Badania gleboznawczo-kartograficzne prowadzone w Karpatach i Sudetach wykazały, że przekonanie to jest słuszne w przypadku licznie występujących w górach gleb litogenicznych (Skiba 1998). Badania te wykazały równocześnie, że utworami macierzystymi gleb górskich są zazwyczaj pokrywy, których właściwości fizykochemiczne, takie jak m.in. uziarnienie, skład mineralny i odczyn, często nie są związane z właściwościami skał, które je podścielają (Skiba, Sobiecki 1996, Skiba i in. 1998a).

W Bieszczadzkim Parku Narodowym obejmującym najwyższe partie Bieszczadów Wysokich przeprowadzono w latach 1993-96 badania kartograficzno-glebowe, w wyniku których opracowano Mapę Gleb BdPN w skali 1:10 000 (Skiba i in. 1996). W trakcie prac wykonano 980 odkrywek glebowych (z tego około połowę z analizami laboratoryjnymi) oraz kilkaset odwiertów i wkopów pomocniczych. Wyniki zostały opublikowane (Skiba i in. 1998b), istnieje również pełna dokumentacja tych prac (Skiba 1996) .

Stok jest obszarem współdziałania procesów morfogenetycznych i pedogenetycznych. W terenie badań pokrywy stokowe mają stosunkowo niewielką miąższość i w całości objęte są procesami glebotwórczymi – akumulacji materii organicznej, brunatnienia i glejowymi. Procesy te współdecydują o miąższości i właściwościach fizykochemicznych gleb i pokryw stokowych.

Miąższość pokryw stokowych i wytworzonych z nich gleb na terenie BdPN jest stosunkowo niewielka. Dominują gleby płytkie (0-50 cm) i średnio-głębokie (50-100 cm). Gleby klasyfikowane jako głębokie (powyżej 100 cm) występują jedynie w dolinie Wołosatki i Wołosatego oraz w dolinie Sanu. Uziarnienie w spągu profili nawiązuje do litologii skał w podłożu. W wielu przypadkach zaznacza się zróżnicowanie uziarnienia w obrębie profilu. Górna część profili wykazuje widoczną homogenizację uziarnienia.

Badane gleby wykazują stosunkowo niewielkie zróżnicowanie pod względem

barwy. Proces brunatnienia zatarł ewentualne różnice w barwie i strukturze materiału zwietrzelinowego. W opisie profilu pod poziomem próchnicznym występuje jednorodny barwnie poziom cambic (Bbr), barwnie wyróżniają się jedynie wietrzejące fragmenty skał.

Badania wskazują, że pod wpływem warunków klimatyczno-roślinnych następuje zwiększona akumulacja specyficznych form próchnicy w glebach wyższych położeń. W efekcie, w tzw. piętrze połoninowym powyżej górnej granicy lasu, często profile glebowe odznaczają się większą miąższością, co jest wywołane występowaniem poziomów próchnicznych określanych jako butwinowe oraz organiczno-mineralne (Drewnik 1996).

Pokrywy stokowe są odwapnione, czego dowodem są chemiczne właściwości gleb – m. in. odczyn i wysycenie kompleksu sorpcyjnego zasadami. Kontrastują one z występowaniem wychodni nieodwapnionych piaskowców. Krążenie wody w katenach może silnie modyfikować właściwości chemiczne gleb i pokryw stokowych (Szmuc 1998)

Drewnik M., 1996, *Próchnica i tempo rozkładu materii organicznej w wybranych glebach Bieszczadzkiego Parku Narodowego*, Rocz. Bieszcz. 5: 175-176.

Kacprzak A., Skiba M., 2000, *Uziarnienie i skład mineralny jako wskaźniki genezy utworów macierzystych gleb*, Roczniki Bieszczadzkie 9, s. 169-181.

Skiba S., 1996, *Gleby Bieszczadzkiego Parku Narodowego. W: Ochrona zasobów przyrody nieożywionej i gleb*, Plan Ochrony BdPN (red. S. Skiba). Operaty szczegółowe (manuskrypt).

Skiba S., 1998, *Gleby górskie w systematyce gleb Polski*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, z. 464: 25-35.

Skiba S., Drewnik M., Drozd J., Klimek M., Prędki R., Szmuc R. oraz Uziak S., Chodorowski J., Melke J., Jała Z., 1996, *Mapa gleb Bieszczadzkiego Parku Narodowego w skali 1:10 000, arkusze: Mała Rawka, Połonina Caryńska*, (manuskrypt).

Skiba S., Drewnik M., Kacprzak A., Kołodziejczyk M., 1998a, *Gleby litogeniczne Bieszczadów i Beskidu Niskiego*, Roczniki Bieszczadzkie 7: 387-396.

Skiba S., Drewnik M., Prędki R., Szmuc R., 1998b, *Gleby Bieszczadzkiego Parku Narodowego*, Monografie Bieszczadzkie t. 2, Ustrzyki Dolne. ss. 88 + Mapa Gleb BdPN w skali 1:50 000.

Skiba S., Sobiecki K., 1996, *Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju profilu gleb Bieszczadów Zachodnich*, Roczniki Bieszczadzkie 5: 165-174.

Szmuc R., 1998, *Gleby próchniczno-glejowe – najżyźniejsze siedliska leśne w górach (na przykładzie Bieszczadów Zachodnich)*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, z. 464: 101-108.

WYBRANE FORMY OSTAŃCOWE PÓŁNOCNEJ SAHARY JAKO PRZYKŁAD DZIAŁALNOŚCI EROZJI EOLICZNEJ

Lida Dubis [1], Maciej Dłużewski[2]

[1] Katedra Geografii Stosowanej i Kartografii, Wydział Geografii, Uniwersytet im. Iwana Franko, Lwów

[2] Pracownia Sedymentologiczna, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski

Prace poświęcone badaniom wpływu cech podłoża na powstawanie ostańcowych form erozyjnych w wyniku działalności procesów eolicznych prowadzone są od początku XX wieku. Wykazano dotychczas, że głównymi czynnikami mającymi wpływ

na ten proces są: pokrycie powierzchni przez szatę roślinną, wilgotność powietrza i podłoża, siła i kierunek wiatru, rzeźba oraz spoistość podłoża, cechy teksturalne osadów (wraz z charakterem składu mineralnego) (Bagnold 1941, Chepil 1945, Zingg 1951, Borsy 1972, Tsoar, Illenberger 1998, Loki 2001, i in.). Niektórzy badacze za ważny czynnik uznają również podatność podłoża na proces korazji, erozji mechanicznej powodowanej przez ziarna mineralne transportowane przez wiatr (Blackwelder 1934).

Obserwacje dotyczące procesu deflacji prowadzone dotychczas na wybranych obszarach północnej Sahary upoważniają autorów do stwierdzenia, że proces erozji eolicznej tworzącej formy ostańcowe może charakteryzować się bardzo różną dynamiką. Celem badań było wskazanie zależności oraz przyczyn wpływających na tempo tworzenia się tych form.

Formy ostańcowe występujące na NE obrzeżeniu Szottu Dżerid (S-Tunezja) zbudowane z materiału wydmowego spojonego w wyniku intensywnego podsiąku wody solami (w przewadze podlegającemu rekrystalizacji gipsu) ulegają procesom erozji eolicznej bardzo szybko. Na podstawie obserwacji płotków z liści palmowych znajdujących się wewnątrz form stwierdzono, że czas formowania się 4 metrowej wysokości ostańców nie przekraczał 50 lat a nieco niższych form – 30 lat (Mycielska-Dowgiałło i in. 1997, 1998). Tempo tworzenia się tego typu form wynosiłoby zatem około 10cm/rok. Wydaje się też, że działalność procesów eolicznych – deflacji i korazji jest głównym czynnikiem powodującym powstawanie tego typu form.

Formy ostańcowe występujące na obszarze obniżenia Khargi (S – Egipt) zbudowane są z materiału genezy fluwialnej lub jeziornej, których wiek oceniono na 10 –20 ka BP w partii stropowej oraz 60-70 ka BP w partii spągowej (Dubis, Dłużewski w druku). W partii stropowej stwierdzono ponadto występowanie trzciny jeziornej, której wiek wyznaczył czas wyschnięcia jeziora, a tym samym okres udostępnienia podłoża dla procesu deflacji określonego metodą ^{14}C na 600 do 1200 lat BP. Na podstawie pomiarów wysokości form (3.5 – 7 m) określono tempo deflacji na 0.3-0.6 cm/rok. Wydaje się, że również w tym przypadku formowanie się ostańców występujących na obszarze obniżenia Khargi związane jest w znacznej mierze z działalnością procesów eolicznych.

Formy ostańcowe występujące na obszarze Białej Pustyni (Obniżenie Farafry – SW Egipt) zbudowane są w przewadze z głębokomorskich wapieni mastrychtu. Proces powstawania tych form ma niewątpliwie bardziej złożoną genezę (Dubis i in. 2002). Wydaje się, że z uwagi na rodzaj skały z której są zbudowane oraz zdecydowanie dłuższy czas tworzenia się, niż pozostałych form przypadający również na okresy charakteryzujące się większą wilgotnością klimatu decydującym czynnikiem w ich powstawaniu były procesy krasowe. Niewątpliwie jednak współczesny kształt form oraz bardzo dobrze widoczne na ich powierzchni bruzdy korazyjno-deflacyjne są dowodem na współczesne modelowanie form poprzez działalność procesów eolicznych. Proces ten, ze względu na charakter osadu budującego omawiane formy, charakteryzuje się jednak zdecydowanie mniejszą dynamiką niż w przypadku form opisywanych powyżej.

Przeprowadzone badania wykazały, że głównym czynnikiem wpływającym na tempo powstawania form ostańcowych genezy eolicznej na obszarze północnej Sahary, w regionie występowania gorącego, suchego klimatu jest charakter osadów budujących omawiane formy. Ważnym czynnikiem wspomagającym ten proces, który należy również uwzględnić jest proces abrazji eolicznej związany z dostępnością materiału mineralnego, a w szczególności z występowaniem na badanym obszarze pól wydmowych.

Badania dotyczące sposobu powstawania form ostańcowych a w szczególności badania dotyczące tempa współczesnej deflacji są ściśle związane z dostawą materiału do akumulacyjnych form eolicznych. Wyniki tych prac mogą mieć szczególne znaczenie dla prognozowania rozwoju pól wydmowych a

w szczególności dla badań nad procesem pustynnienia.

Bagnold, R.A., 1941, *The physics of blown sand and desert dunes*, Methuen & Co. Ltd. London.
Blackwelder E., 1934, *Yardangs*. Bul. of the Geol. Soc. Of America, vol. 45, s. 159-166.
Borsy Z., 1972, Studies on wind erosion in the wind-blown sand areas of Hungary, Acta Geogr. Debrecina, s. 125-134.
Chepil W.S., 1945, *Dynamics of Wind erosion*, I- III. Soil Sci., 60, s. 305-480.
Dubis L., Dłużewski M., (w druku), *Corrasion residuals forms – yardangs, as an indicator of the rate of deflation*, Mat. Konf. VI Międzynarodowej Konferencji Geologicznej Świata Arabskiego (GAW-6), 11-20.02.2002, Kair.
Dubis L., Dłużewski M., Jakubik R., 2002, *Geneza form ostańcowych – Biała Pustynia, obniżenie Farafry, Pustynia Zachodnia (badania wstępne)*, mat. Warsztatów Geomorfologicznych – Egipt 5-22.04.2002, WGiSR UW, SGP Warszawa.
Loki J., 2001, *Mathematical Correlations of the Erodability of the Genetic Soils*, [w:] J. Pełka-Gościniak, T. Szczypek (red.), Dynamiczne aspekty geomorfologii eolicznej, WNoZ UŚ, SGP Sosnowiec, s. 51-61.
Mycielska-Dowgiałło E. i in., 1997, *Development of Dunes in Southern Tunisia as an Effect of the Process of Desertification*, Preliminary Study, Acta Universitatis Carolinae, Praga.
Mycielska-Dowgiałło E. i in., 1998, *Rozwój wydm na wybranych obszarach północnej Sahary jako efekt pustynnienia*, [w:] T. Szczypek, J. Wach (red.), Współczesne procesy eoliczne, WNoZ UŚ, SGP Sosnowiec.
Tsoar H., Illenberg W., 1998, *Reevaluation of sand dunes mobility indices*, Jour. Of Arid Land Studies, 7S, s. 265-268.
Zingg A.S., 1951, *Evaluation of the erodibility of field surface with a portable tunnel*, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 15, ss. 17.

TRANSFORMACJE ZBIORNIKÓW PRZYZAPOROWYCH NA ŚRODKOWEJ SŁUPI

Elżbieta Florek[1], **Leszek Łęczyński**[2]
[1]*Zakład Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Pomorska Akademia Pedagogiczna w Słupsku*
[2]*Instytut Oceanografii, Uniwersytet Gdański*

W dolinie środkowej Słupi powstał na początku XX wieku, zespół elektrowni wodnych, który z towarzyszącą mu zabudową stworzył oryginalny, w wyjątkowy sposób wykorzystujący specyficzne warunki środowiska, systemem budowli hydrotechnicznych. Jednym z elementów tego systemu są trzy zbiorniki przyzaporowe: na rzece Słupi i Bytowej - zbiornik Bytowski, na Słupi – zbiornik Konradowo i Krzynia oraz Jezioro Głębokie, które zostało włączone do systemu wodnego rzeki Słupi i wykorzystywane jest również jako zbiornik retencyjny. Zbiorniki i jezioro zaopatrują w wodę elektrownie: Gałąźnia Mała, Strzegomino i Krzynia. Aby poznać charakter przekształceń jakim uległy zbiorniki oraz dolina rzeki Słupi w czasie prawie 100-letniej eksploatacji, autorka prowadzi od kilku lat różnego typu badania (Florek 1995,1997,1998). W 2001 roku wykonano pomiary batymetryczne zbiorników, określono aktualny zasięg linii brzegowej oraz zbadano stan strefy brzegowej zbiorników. Wyniki tych ostatnich badań przedstawia niniejsze opracowanie.

W pracach terenowych, do pomiarów głębokości wykorzystano

echosondę Bathy 500 MF, do lokalizacji punktów pomiarów echosondażowych oraz pomiarów linii brzegowej użyto DGPS, model FX412. W pracach kameralnych oprócz materiałów kartograficznych wykorzystano zdjęcia lotnicze w skali 1:5 000.

Stwierdzono, że wszystkie zmiany zachodzące na obszarze zbiorników ściśle zależą od kilku elementów: dosyć zróżnicowanej i w jednym przypadku bardzo nietypowej morfologii zbiorników, od rodzaju i ilości transportowanego przez Słupię materiału oraz od szczytowego systemu pracy elektrowni. O wielkości zmian oraz możliwości ich oszacowania zadecydował również fakt, że elektrownie i związana z nimi zabudowa pracują nieprzerwanie od momentu uruchomienia, a osady w zbiornikach mają charakter nienaruszony, ponieważ nigdy nie prowadzono na nich żadnych prac mających na celu usunięcie naniesionego rumowiska.

Największe zmiany na obszarze zbiorników są wynikiem procesów związanych z akumulacją materiału transportowanego przez Słupię. Jest to akumulacja dwojakiego rodzaju – w postaci zasypania górnych odcinków zbiornika i utworzenia rozrastających się delt oraz w postaci akumulacji dennej, głównie w rozszerzeniach dawnej terasy zalewowej Słupi.

Stopień zasypania zbiorników jest nieduży, ponieważ znaczna, ok. 75% lesistość zlewni ogranicza dostawę oraz ma wpływ na charakter transportowanego przez Słupię materiału (ok. 80% w rozpuszczeniu, ok. 10% w zawieszeniu i ok. 10% wleczony). Zbiorniki utraciły w okresie ok. 80 lat, w wyniku akumulacji od 20 do 30% swojej powierzchni. Danych szczegółowych utraty pojemności zbiorników nie można podać ze względu na brak ich dokumentacji projektowych. Ponieważ energetyczna pojemność ruchowa zbiorników przy dzisiejszej pracy elektrowni nie jest w całości wykorzystywana, zmniejszenie powierzchni i pojemności zbiorników nie stanowi istotnego problemu dla pracy elektrowni.

Procesy erozji brzegów zbiorników, tak istotne ze względu na strome i wysokie zbocza zbiorników oraz szczytową pracę elektrowni, okazały się w tym przypadku zaledwie śladowe i spowodowane w zaistniałych przypadkach innymi czynnikami. Ze względu na zespołową pracę trzech elektrowni maksymalne wahania poziomu zwierciadła wody w zbiornikach nie przekraczają 0,2 m i nie powodują uszkodzeń i erozji bocznej w brzegach zbiorników. 90% linii brzegowej zbiorników to ustabilizowane i pokryte bogatą roślinnością brzegi.

Badane zbiorniki po 80 latach funkcjonowania nabrały cech naturalnych jezior, nie odbiegając od nich charakterem zachodzących w nich procesów. Wysokie strome brzegi pokryte bogatą roślinnością oraz urozmaicona rzeźba otaczającego terenu spowodowały, że zbiorniki oraz zabytkowe elektrownie stały się olbrzymią atrakcją krajobrazową obszaru środkowej Słupi.

Florek E., 1995, *Rozwój zabudowy hydrotechnicznej Słupi*, Słupskie Prace Matematyczno-Przyrodnicze 10c, s. 3-22.

Florek E., 1997, *Akumulacja w zbiornikach Krzynia i Konradowo na Słupi w świetle analizy zdjęć lotniczych*, [w:] W. Florek, Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku, 3, WSP Słupsk, s. 49-61.

Florek E., 1998, *Wykorzystanie zdjęć lotniczych w badaniach zmian środowiska związanych z funkcjonowaniem Zbiornika Bytowskiego*, 47 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Sosnowiec, 23-26 września 1998, T. II, Referaty, komunikaty, postery, Sosnowiec, s. 159-160.

STREFY BARIEROWO-PLAŻOWE NA WYSPACH ZIELONEGO PRZYLĄDKA

Wacław Florek[1], **Leszek Łęczyński**[2]
[1]*Zakład Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Pomorska Akademia Pedagogiczna w Słupsku*
[2]*Instytut Oceanografii, Uniwersytet Gdański*

Jesienią 1998 pojawiła się organizacyjna sposobność wzięcia udziału w wyprawie naukowej na Wyspy Zielonego Przylądka. Kierownikiem naukowym wyprawy była prof. dr hab. Elżbieta Mycielska-Dowgiałło. W wyprawie wzięło udział 12 osób z sześciu ośrodków (Warszawy, Krakowa, Torunia, Lublina, Gdańska i Słupska) podzielonych na trzy grupy badające środowiska: eoliczne, fluwialne i stokowe oraz litoralne. Autorzy stanowili trzon tej ostatniej grupy, okresowo wspomagani przez biologa i płetwonurka – dra Grzegorza Soszkę i p. Andrzeja Kamińskiego – załoganta jachtu "Maria". W czerwcu roku 1999 w Muzeum Morskim w Szczecinie otwarto ekspozycję poświęconą ekspedycji "Victoria 2000", w której cele wyprawy naukowej na Wyspy Zielonego Przylądka zostały przedstawione na czterech posterach. Po powrocie z wyprawy zostały one uzupełnione ekspozycją prezentującą pierwsze jej rezultaty. Ekspozycja ta będzie również pokazywana w muzeach morskich w Niemczech.

Autorzy postawili przed sobą następujące cele:

- ocena dynamiki strefy brzegowej wysp, na wybranych odcinkach zatokowych, przeprowadzona na podstawie analizy osadów nadbrzeża i podbrzeża (do głębokości około 5 m), w nawiązaniu do oddziaływania falowania wiatrowego, pływów i innych czynników,
- geomorfologiczne skartowanie wybranych odcinków wybrzeża (form erozyjnych i akumulacyjnych jako świadectw ewolucji strefy brzegowej) w nawiązaniu do neotektoniki i eustatycznych zmian poziomu oceanu,
- uwzględnienie roli organizmów w kształtowaniu strefy litoralnej wraz z analizą występujących tu tanatocenoz.

Przeprowadzono badania terenowe, w trakcie których spenetrowano strefy podbrzeża i plaży wraz z wałami wydm przednich na sześciu stanowiskach rozmieszczonych na wybranych na podstawie studiów literaturowych wyspach archipelagu:

Zatoki Sao Pedro i Praia Grande na Wyspie Sao Vicente,

Zatoka Porto de Ervatao i Praia de Sao Roque na Wyspie Boavišta,

Zatoka Baia Calhetinha na Wyspie Maio,

Zatoka Praia Braixo na Wyspie Santiago.

Badania te objęły szczegółowe kartowanie geomorfologiczne strefy płytkiego podbrzeża (do głębokości ok. 5 m, z wykorzystaniem płetwonurków: współautora – dra Leszka Łęczyńskiego oraz dra Grzegorza Soszki z Warszawy) i strefy nadbrzeża – plaży, wydm przednich i klifów (w nawiązaniu do neotektoniki i eustatycznych zmian poziomu oceanu) oraz analizę występowania organizmów morskich w strefie brzegowej, a także rozmieszczenie tanatocenoz. Pobrano też próbki osadów – powierzchniowo, a także z wykopów i wierceń, w tym próbki o nienaruszonej strukturze, którą następnie utrwalono przy użyciu epidianu. Wykonano też wartościową dokumentację fotograficzną form i struktur nadwodnych, jak i podwodnych. Po powrocie do kraju przeprowadzono analizy próbek pobranych z wybrzeży Zatoki Praia Braixo na Wyspie Santiago.

Stwierdzono, że rozmieszczenie nadwodnych i podwodnych form i struktur budujących przebadane bariery Wysp Zielonego Przylądka nie odpowiada schematowi zaproponowanemu przez H.E.

Cliftona i in. (1971). Wydaje się, że jest to spowodowane warunkami hydrodynamicznymi panującymi w zatokach, uwarunkowanymi specyficznymi przekształceniami pływów i znaczącym udziałem pasatów, modyfikującymi translację fal. Drugą przyczyną nietypowego rozkładu form i struktur sedymentacyjnych może być ogólny niedostatek materiału brzegowego, a także znaczący udział w nim piasku wulkanicznego.

Clifton H.E., Hunter R.E., Phillips R.L., 1971, *Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore*, Journal Sedimentary Petrology 41, s. 651-670.

Florek W., Łęczyński L., 2001, *Funkcjonowanie bariery w Zatoce Sao Pedro na wyspie Sao Vicente (Wyspy Zielonego Przylądka) w świetle badań strukturalnych*, [w:] A. Karczewski, Z. Zwoliński (red.), Funkcjonowanie geoekosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych. Monitoring, ochrona, edukacja, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 115-128.

WARTOŚCI PROGOWE PROCESÓW KSZTAŁTUJĄCYCH BESKIDZKIE SYSTEMY FLUWIALNE

Wojciech Froehlich

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Pracownia Procesów Fluwialnych HOMERKA, Frycowa

Pojęcie wartości progowych (threshold) wprowadził do geomorfologii fluwialnej S. A. Schumm (1973, 1977), a ich ogólne, geomorfologiczne aspekty zostały przedstawione podczas 9th Annual Geomorphology Symposium w Binghampton w 1980 roku (Coates, Vitek, 1980). M.D. Newson (1992) określił je dla transportu ładunku dennego i kształtowania koryt rzek żwirowodennych. Termin ten używany jest również do określenia wysokości i natężeń ekstremalnych opadów oraz parametrów hydraulicznych ekstremalnych przepływów wywołujących gwałtowne zmiany w mechanizmach i natężeniu procesów kształtujących systemy fluwialne (Froehlich, Starkel 1994). Uważa się, że w zlewniach Karpat Fliszowych ekstremalne powodzie transportują w skali wielolecia przeważającą część ładunku zawiesiny (Froehlich 1975) i wykonują główną pracę geomorfologiczną przy przekształcaniu systemów fluwialnych (m. in. Ziętara 1968; Froehlich 1975, 1998; Froehlich, Starkel 1994; Starkel 1979, 1996). M.G. Wolman i J.P. Miller (1960), opierając się na wielkości transportu ładunku zawiesiny w zlewniach zachodniej części USA, uważają, że wezbrania średniej wielkości, występujące częściej niż katastrofalne, wykonują największą pracę geomorfologiczną. Pogląd ten podtrzymują nadal niektórzy badacze amerykańscy ze szkoły M.G. Wolmana, m. in. J.E. Costa i J.E. O'Connor (1995).

Znajomość wartości progowych oraz warunków ich przekraczania jest niezbędna dla określenia efektywności geomorfologicznej zjawisk o różnej częstotliwości występowania. Dla ich poznania konieczne są wieloletnie stacjonarne badania. Niniejsza praca stanowi część wyników 30-letnich stacjonarnych badań autora w zlewni potoku Homerka w Beskidzie Sądeckim, których jednym z celów jest poznanie mechanizmów i natężeń procesów fluwialnych podczas ekstremalnych wezbrań. W okresie badań w latach 1972, 1973, 1983, 1985, 1987, 1989, 1997 i 2001 wystąpiły bardzo duże wezbrania, które przekroczyły wartości progowe procesów kształtujących beskidzki system fluwialny (Froehlich 1972, 1975, 1978, 1982, 1998).

Energia ekstremalnych wezbrań związana jest z bardzo dużymi prędkości wody i transportem gruboziarnistych frakcji ładunku dennego, co ogranicza możliwości wykonania bezpośrednich

pomiarów ilościowych procesów fluwialnych. Dlatego geomorfologiczne badania wykonywane są *post factum* i ograniczają się do analizy "świeżych" form i osadów uważanych za efekt badanej powodzi. Są one często jedynie efektem zdarcia pokrywy roślinnej lub powierzchniowego przekształcenia form z poprzedniej powodzi (Froehlich 1975). Na tej podstawie odtwarzane są mechanizmy i natężenie procesów oraz określane są wartości progowe, które przy braku pomiarów są niesłusznie wiązane z kulminacją przepływu, bowiem przekraczane są już przy niższych przepływach. Są to badania "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. Nie powtarza się po każdym efektywnym geomorfologicznie wezbraniu badań w tych samych odcinkach lub przekrojach łożysk powodziowych, co jest niezbędne dla określenia wartości progowych podczas wezbrań o różnej częstotliwości występowania i wyjaśnienia ich geomorfologicznej efektywności. Jest ona uwarunkowana następstwem poprzedzających ją wezbrań, a w szczególności długością czasu, który upłynął od ostatniego podobnej wielkości zdarzenia.

Występujące w czasie jednej powodzi kolejne fale wysokich przepływów często erodują osady deponowane podczas kolejnych kulminacji przepływu i każdorazowo zmieniają parametry hydrauliczne łożyska powodziowego. W związku z powszechnym, intensywnym procesem pogłębiania koryt potoków i rzek karpackich ślady najwyższego stanu wody z reguły nie odpowiadają hydraulicznym przekrojom kulminacji przepływu i nie mogą służyć do ich odtwarzania. Tylko kilka przekrojów w małych zlewniach ustabilizowanych jest żelbetonowymi przelewami pomiarowymi umożliwiającymi porównania kulminacji przepływu w wieloleciu. Przy szybkim pogłębianiu koryt oraz braku takich przelewów krzywe konsumpcyjne w zakresie maksymalnych przepływów obarczone są nieznanej wielkości błędami. Terminy zmiany krzywej konsumpcyjnej ustala się arbitralnie, błędnie przyjmując, że w każdym przekroju wartość progową wyznacza najwyższy stan wody podczas wezbrania. Podawane wartości ekstremalnych przepływów nie uwzględniają objętości transportowanego rumowiska, które w małych zlewniach fliszowych przy przepływach typu debris flow mogą przekraczać 30% objętości (Froehlich 1998).

W warunkach pogłębianych koryt potoków i rzek karpackich efektywnego geomorfologicznie przepływu nie można 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. Wyniki badań w zlewni potoku Homerka wskazują, że efektywność geomorfologiczna jest wprost proporcjonalna do długości czasu oddziaływania procesu z chwilą przekroczenia inicjującej go wartości progowej. W przypadku transportu ładunku dennego jego zakończenie zachodzi z reguły przy wartościach niższych niż wartość inicjująca. Gwałtowne "flash flood" o krótkotrwałej, często bardzo wysokiej kulminacji przepływu są mniej efektywne geomorfologicznie od mniejszych, ale dłużej trwających fal powodziowych (Froehlich 1975; Newson 1980, 1989; Costa, O'Connor 1995).

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, że już na początku ekstremalnych powodzi w 1997 i 2001 roku wystąpił powszechnie nasycony spływ powierzchniowy, który wywołał szybką dostawę wody i zwietrzelin ze stoków do koryt. W efekcie pojedyncze

gwałtowne ulewy o mniejszej wydajności niż podczas poprzednich powodzi spowodowały ekstremalne przepływy.

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. W Beskidach z uwagi na stosunkowo dużą częstotliwość wysokich opadów stosunkowo rzadko dochodzi do pełnej relaksacji systemu fluwialnego, dlatego wartości progowe procesów kształtujących system fluwialny zmieniają się w stosunkowo szerokich granicach.

Coates D.R., Vitek J.D., (red.), 1980, *Thresholds in Geomorphology*, George Allen & Unwin, London, 1980.

Costa J.E., O'Connor J.E., 1995, *Geomorphically effective floods*, [w:] J. Costa, A.J. Miller, K.W. Potter, P.R. Willock (red.), Natural and Anthropogenic Influences in Fluvial Geomorphology, American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 89, s. 45-56.

Froehlich W., 1972, *The carrying out of suspended and dissolved load in the Kamienica Nawojowska and Łubinka catchment basin during the flood in 1970*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 6, s. 105-111.

Froehlich W., 1978, *The role of land use in varying the suspended load during continuous rainfall (Kamienica Nawojowska catchment, Flysch Carpathians)*, Geographia Polonica, 41, 27-37.

Froehlich W., 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, Prace Geograficzne IG i PZ PAN, 114, ss.122.

Froehlich W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace Geograficzne IG i PZ PAN, 143, ss.144.

Froehlich W., 1998, *Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich podczas powodzi w lipcu 1997 roku*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku, Wydawnictwo Oddziału PAN, Kraków, s.133-144.

Froehlich W., Starkel L., 1994, *The response of slope and channel systems to various types of extreme rainfalls: A comparison between the temperate zone and humid tropics*, Geomorphology, 11, 337-345.

Newson M.D., 1980, *The geomorphic effectiveness of floods; a contribution stimulated by two recent events in mid-Wales*, Earth Surface Processes, 5, s. 1-16.

Newson M.D., 1989, *Flood effectiveness in river basin: progress in Britain during a decade of drought*., [w:] K. Bevev, P. Carling (red.) Floods: Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications, John Wiley, Chichester, s. 151-183.

Newson M.D., 1992, *Geomorphic Thresholds in Gravel-Bed Rivers – Refinement for an Era of Environmental Change*, [w:] P. Bili, R.D. Hey, C.R. Thorne, P. Tacconi (red.), Dynamics of Gravel-bed Rivers, John Wiley & Sons, Chichester, s. 3-15.

Schumm, S.A., 1973, *Geomorphic thresholds and the complex response of drainage systems*, [w:] M. Morisawa (red.) Fluvial Geomorphology, State University of New York, Binghampton, s. 299-310.

Schumm, S.A., 1977, *The fluvial system*, John Wiley, New York, ss. 338.

Starkel L., 1979, *On some questions of the contemporary modeling of slopes and valley bottoms in the flysch Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 13, s. 191-206.

Starkel L., 1996, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 30, s. 21-38.

Ziętara T., 1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów*, Prace Geograficzne IG PAN, 60, ss.116.

WYNIKI GEORADAROWYCH SONDOWAŃ LODOWCZYKA MIĘGUSZOWIECKIEGO W TATRACH

Bogdan Gądek[1], **Andrzej Kotyrba**[2]
[1]*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geomorfologii, Sosnowiec*
[2]*Główny Istytut Górnictwa, Zakład Geofizyki, Katowice*

Tatrzańskie lodowczyki są objęte programem światowego monitoringu lodowców (Wiśliński 1993, IAHS/UNESCO, w druku). Najlepiej poznaną formą firnowo-lodową jest największy w Polskich Tatrach lodowczyk Mięguszowiecki. Jego geometria zmienia się z roku na rok odzwierciedlając "natychmiast" zimowy bilans masy i wielkość letniej ablacji. Wieloletni bilans masy może jednak znajdować odzwierciedlenie w rozmiarach i ilości warstw rocznych firnu i lodu (Wdowiak 1961). Wykonanie kartometrycznej dokumentacji struktury wewnętrznej lodowczyka Mięguszowieckiego było podstawowym celem przeprowadzonych we wrześniu 2001 roku sondowań georadarowych.

Pomiary wykonano zestawem radarowym SIR2 - produkcji amerykańskiej firmy *Geophysical Survey Systems* - stosując metodą refleksyjną. Wykorzystano przy tym monostatyczne anteny o częstotliwościach nośnych 500 i 1000 Mhz. Okna czasowe rejestracji wynosiły 8, 50 i 200 ns. Sondowania przeprowadzono wzdłuż linii środkowej lodowczyka na odcinku długości 70 metrów.

Zarejestrowany obraz radarowy uwidocznił pełną strukturę lodowczyka wraz z jego podłożem. Najbardziej realistyczne wyniki interpretacji danych pomiarowych uzyskano przy konwersji czasu na głębokość, przyjmując dla lodu wartość stałej dielektrycznej $\varepsilon = 1{,}2$ (co odpowiada prędkości rozchodzenia się radiofal w lodzie $V_r = 2.74 * 10^5$ km/s). Zasięg dokonanego rozpoznania wynosi ok. 26 m. Maksymalną miąższość lodu - 21m - stwierdzono na 40 mb profilu podłużnego. Spośród kilkudziesięciu warstw budujących lodowczyk (posiadają zmienną grubość, kształt i upad) 11 najwyraźniejszych można korelować z danymi meteorologicznymi (temperatura powietrza i opad), zarejestrowanymi w ostatnim pięćdziesięcioleciu na Kasprowym Wierchu. Pozyskane dane dostarczają zatem nowych informacji o przebiegu bilansu masy lodowczyka Mięguszowieckiego w ostatnim półwieczu oraz prędkości i mechanizmie jego ruchu.

Zrealizowanie prac terenowych było możliwe dzięki życzliwej pomocy firmy *POL-GEO* z Sosnowca i dyrekcji Tatrzańskiego Parku Narodowego.

IAHS/UNESCO, (w druku*), Fluctuations of Glaciers 1995- 2000*, 8, Zurich, World Glacier Monitoring Service.

Wdowiak Sz., 1961, *Współczesny lodowiec karowy w Wielkim Kotle Mięguszowieckim nad Morskim Okiem w Tatrach*, Biul. Geol. UW, 1, s. 87-92.

Wiśliński A., 1993, *Propozycja numeracji płatów firnu i lodu w Tatrach Polskich dla celów Światowej Służby Monitoringu Lodowców*, Prz. Geofiz., 3-4, s. 267-272

BILANS ENERGETYCZNY POWIERZCHNI LODOWCZYKA MIĘGUSZOWIECKIEGO (TATRY POLSKIE) W LIPCU 2000 ROKU

Bogdan Gądek[1], Zbigniew Caputa[2], Monika Kośmider
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, [1]Katedra Geomorfologii, [2]Katedra Klimatologii

Najwrażliwszym na fluktuacje klimatyczne elementem wysokogórskiego środowiska przyrodniczego jest kriosfera. Funkcjonowanie jej zależy głównie od procesów wymiany energii pomiędzy atmosferą i litosferą (Plüss 1997, Haeberli, Hoelzle, Mittaz 2000).

Celem badań wykonanych w dniach 12 – 27 lipca 2000 r. w Kotle Mięguszowieckim było ilościowe określenie składników bilansu energetycznego powierzchni permanentnej formy firnowo-lodowej w sezonie ablacji oraz ich związków z temperaturą powietrza.

W pracach terenowych wykorzystano automatyczną stację meteorologiczną firmy Campbell z loggerem CR23X, wyposażoną w bilansomierz promieniowania CNR1 (Kipp, Zonen), termohigrometr HMP45C (Vaisala), termometry oporowe Pt100 (Campbell) oraz anemometr A100R i czujnik kierunku wiatru W200P (Vector Instruments). Stację meteorologiczną ustawiono na linii środkowej lodowczyka Mięguszowieckiego na wysokości 1985 m n.p.m. Pomiary wykonywane były co 10 sekund, a rejestracja uśrednionych danych co 10 minut. Metody modelowania strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego przyjęto za Patersonem (1994).

Struktura bilansu energetycznego powierzchni lodowczyka Mięguszowieckiego w dniach 12 - 27. 07. 2000 roku

	Promieniowanie krótkofalowe pochłonięte Wm^{-2}	*Albedo*	*Saldo promieniowania długofalowego* Wm^{-2}	*Strumień ciepła odczuwalnego* Wm^{-2}	*Strumień ciepła utajonego* Wm^{-2}
Wartości maksymalne	680	0,8	40	80	80
Wartości minimalne	0	0,2	-45	-0.6	-10
Wartości średnie	0	0,4	8	10	8

Uzyskane wyniki (tabela) wskazują, że pomimo północnej ekspozycji i dużego zacienienia, latem, w dobowym bilansie energetycznym powierzchni lodowczyka największy udział ma promieniowanie krótkofalowe (61%), następnie ciepło odczuwalne (15%), promieniowanie długofalowe (12%) i ciepło utajone (12%). Przy czym ok. 20% energii dociera w nocy - w postaci ciepła odczuwalnego (50%) i utajonego (40%) oraz promieniowania długofalowego (10%).

Związek wartości temperatury powietrza i bilansu energetycznego powierzchni śnieżnej jest istotny i można go opisać liniowym równaniem regresji. W okresie badań w Kotle Mięguszowieckim każdemu "stopniodniu" odpowiadała ablacja fizyczna śniegu o wartości 3 mm e.w.

Mittaz C., Hoelzle M., Haeberli. W., 2000, *Results and interpretation of energy flux measurements over alpine permafrost,* Annals of Glaciology 31, s.275-280.

Paterson W.S.B., 1994, *The physics of glaciers*, Elsevier, Oxford, s. 480.
Plüss C., 1997, *The energy balance over an alpine snovcover, Zürcher Geographische Schriften (ZGS)*, 65, s. 115.

ZRÓŻNICOWANIE DENUDACJI W ROLNICZEJ ZLEWNI LESSOWEJ PODCZAS SPŁYWU EPIZODYCZNEGO

Leszek Gawrysiak, Grzegorz Janicki, Jan Rodzik
Instytut Nauk o Ziemi Uniwersytetu im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie

Lokalny zasięg i krótkotrwały przebieg zjawisk epizodycznych sprawia, że możliwość wykonania bezpośrednich pomiarów, np. podczas gwałtownych ulew, jest ograniczona. Szczególnie dla małych zlewni brak jest podstawowych danych, jak: wysokość i natężenie opadu, wielkość odpływu czy przebieg procesów denudacyjnych. Zwykle *post factum* mierzone są spektakularne skutki geomorfologiczne, a wielkość spłukiwania powierzchniowego przyjmowana jest szacunkowo (Maruszczak 1986).

Bezpośrednio przebieg jednego z takich epizodów obserwowano w niewielkiej (50 ha) zlewni we wsi Dąbrowa Krynicka w rejonie wododziału Wieprza i Huczwy na Roztoczu Tomaszowskim. Jest to zlewnia suchej doliny lessowej o znacznych deniwelacjach (do 50 m) i spadkach do 15°. Dominują grunty orne (>90%) przy znacznym rozdrobnieniu pól, których wstęgi rozdzielone miedzami lub zadarnionymi drogami polnymi, mają najczęściej kierunek wzdłużstokowy - poprzeczny do osi dolinnych. Skarpy rolne występują na zboczach dolnego odcinka głównej formy, gdzie przeważa poprzecznostokowy lub skośny kierunek uprawy.

Zlewnię objęto obserwacją po opadzie nawalnym w sierpniu 1999 r. (Gawrysiak i in. 2000). Przebieg ulewy i spływu obserwowano 15 czerwca 2000 r., podczas kartowania skutków ulew z: 6/7 oraz 14/15 czerwca. Odpływ ze zlewni odbywał się trzema strumieniami, co pozwoliło na określenie zróżnicowania spływu i transportu z trzech zlewni cząstkowych: doliny głównej, doliny bocznej oraz stoku. Zmierzono wysokość opadu, metodą pływakową wykonano kilkanaście pomiarów przepływu, pobrano kilkanaście prób wody do pomiaru zmącenia oraz sporządzono dokumentację fotograficzną. W następnych dniach wykonano inwentaryzację użytkowania ziemi oraz kartowanie form erozyjnych (z zastosowaniem GPS).

Obserwowany spływ powierzchniowy wywołany został przez 10-minutowy opad deszczu o wysokości 10 mm. Odpływ ze zlewni rozpoczął się z chwilą zakończenia opadu i w czasie 10-15 min. osiągnął kulminację ok. 700 l/s, po czym zaczęła się faza zanikowa trwająca ok. 1 godz. Odpływ całkowity wyniósł 1600 m^3, a więc 3,2 mm. Maksymalne zmącenie (80-100 g/l) wystąpiło w fazie przyborowej odpływu; w fazie kulminacji spadło do 40 g/l, po czym w ciągu pół godziny stopniowo zmniejszyło się do kilku g/l. Transport rumowiska obliczono na 52 tony, czyli nieco powyżej 1t z 1ha.

Na przebieg i wielkość spływu powierzchniowego, a tym samym spłukiwania i erozji istotny wpływ wywarły warunki morfologiczne i układ pól w zlewni. W cząstkowej zlewni stokowej, gdzie zbocza o nachyleniu >5° zajmują >60% powierzchni, współczynnik odpływu przekroczył 50%, a wskaźnik denudacji 2 t/ha. Zlewnia ta ma skośnostokowy układ pól, poza tym udział upraw okopowych był tam wówczas największy. Jednak brak formy dolinnej i możliwości koncentracji spływu sprawił, że wśród form erozyjnych dominowały liczne, ale stosunkowo niewielkie żłobiny i

bruzdy, pogłębiane podczas kolejnych ulew.

Najniższy współczynnik odpływu (26%) i wskaźnik denudacji (0,8 t/ha) obliczono dla zlewni doliny głównej z przewagą wierzchowin i słabo nachylonych stoków, ze znacznym udziałem użytków zielonych. Praktycznie nie było spływu z górnej części tej zlewni, zajętej przez rozległą, płytką nieckę z poprzecznym układem obsianych w znacznej części trawą pól. Poniżej, wzdłużstokowy układ pól ułatwiał co prawda spływ wody i gleby na dno doliny, tu był już jednak blokowany przez miedze i spływ walny. Oprócz bruzd i żłobin na zboczach, w dnie doliny funkcjonowało koryto erozyjno-depozycyjne. Podczas kolejnych ulew na miedzach powstały w nim kotły eworsyjne, a w dolnej części dna doliny wycięty został "wąwóz" o długości 75 m, szerokości 1-3,5 m i głębokości do 1,2 m. W dolinie bocznej o zbliżonych warunkach rozwinęły się podobne formy, ale o mniejszych wymiarach.

Do wystąpienia gwałtownego spływu po stosunkowo niskim opadzie, przy wysokiej intercepcji roślinnej, przyczynił się ulewny opad w nocy poprzedzającej badania terenowe, który wywołał spływ powierzchniowy porównywalny z opisywanym. Nasycił on grunt wodą oraz odnowił sieć żłobin, bruzd i koryt erozyjnych po poprzedniej ulewie (6/7 czerwca), co zminimalizowało infiltrację i retencję powierzchniową podczas badanej ulewy. W 2000 roku kilkakrotnie występowały serie opadów ulewnych. Mimo braku zjawisk katastrofalnych zaowocowało to wyjątkowo silną erozją w badanej zlewni – największe formy nie zostały zlikwidowane i mają szansę dalej się rozwijać.

Gawrysiak L., Rodzik J., Kołodyńska-Gawrysiak R., 2000, *Impact of tillage and management practices on rainstorm consequences (case study of loess catchment of Roztocze region in south-eastern Poland)*, [w:] International Symposium on Geomorphological Response to Land Use Changes, 29.05-02.06.2000, Smolenice, pp. 22-23.

Maruszczak H., 1986, *Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych*, Czas. Geogr., 57, 2, s. 271-282.

TRZECIORZĘDOWE KORZENIE RZEŹBY POLSKI

Sylwia Gilewska
Katowice

Główne rysy dzisiejszej rzeźby Polski korzeniami swymi sięgają trzeciorzędu. W początkach tego okresu utworzyły się trzy wielkie jednostki paleogeograficzne o różnych tendencjach rozwojowych. Na południu rozprzestrzeniło się morze geosynklinalne, z którego pod koniec paleogenu i w dolnym neogenie wynurzyły się góry fałdowe Karpaty. Na północy rozciągał się obszar obecnego Niżu Polskiego, mający na ogół tendencję do obniżania, dlatego gromadziły się tu miąższe osady morskie, jeziorne i lądowe. Jednostki te przedzielał szeroki pomost, którego pozostałością są dzisiejsze Sudety i ich Przedgórze oraz wyżyny. Ląd ten podczas całego dolnego trzeciorzędu o klimacie ciepłym i wilgotnym podlegał wietrzeniu chemicznemu, intensywnej denudacji i krasowieniu. W wyniku tych procesów powstała rozległa powierzchnia ścięcia, zwana

paleogeńską powierzchnią zrównania (L.Sawicki 1925). Pierwotna rzeźba paleogeńską przetrwała tylko w stanie kopalnym na obniżanym Niżu Polskim i w kotlinach podkarpackich, zajmujących rów przedgórski. Na słabiej obniżonym w neogenie Przedgórzu Sudeckim stara rzeźba została częściowo zagrzebana przez różne osady, ponad które wyrastają twardzielcowe góry wyspowe. Na wysokiej Wyżynie Krakowskiej i w Sudetach, wyodrębnionych w neogenie jako skomplikowany zrąb, zachowały się natomiast fragmenty powierzchni, której przypisuje się tylko założenie paleogeńskie. Pierwotna rzeźba została tu jednak obniżona w wyniku zarówno podnoszenia jak i powolnego ochłodzenia klimatu, niszczenia puszczy podzwrotnikowej i zdarcia pokrywy zwietrzelinowej. W pliocenie postępującemu ochłodzeniu i osuszeniu klimatu przy braku zwartej pokrywy leśnej towarzyszył rozwój spłaszczeń podstokowych – pedymentów (m.in. na Wyżynie Lubelskiej). W Karpatach, stopniowo podnoszonych i degradowanych, stan zachowania form neogeńskich nawiązuje do odporności przeważających zespołów skalnych. W dzisiejszej rzeźbie przetrwały tylko fragmenty zrównań szczytowych, spłaszczone grzbiety i garby, faliste obszary działowe i odosobnione góry wyspowe. Od późnego pliocenu i wczesnego czwartorzędu postępuje uwarunkowane tektonicznie i klimatycznie przeobrażanie rzeźby odziedziczonej z trzeciorzędu.

PETROGRAFIA OSADÓW LODOWCOWYCH UCKERMARK, PN.-WSCH. BRANDENBURGIA

Maria Górska
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii,
Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

Maksymalny zasięg fazy pomorskiej w Uckermark wykształcony jest w postaci krawędzi sedymentacyjnych, tworzących zespół lobów lodowcowych Uckermärkischer, Joachimsthal-Ringelwalder, Parsteiner (Geinitz 1915, 1922). Badania terenowe zlokalizowano w 12 stanowiskach (eksploatowane żwirownie i kopalnie piasku oraz naturalne odkrywki), gdzie analizowano facje żwirów i piasków fluwioglacjalnych.

Prowadzone badania miały na celu:

- określenie zróżnicowania pod względem petrograficznym osadów strefy czołowej, zaplecza i przedpola fazy pomorskiej w obrębie lobu Odry,
- rozpoznanie cech petrograficznych, rozróżniających osady lobu Odry od osadów występujących w strefie czołowomorenowej na zachód i wschód od tej formy,
- prześledzenie zmienności przewodnich i wskaźnikowych narzutniaków skandynawskich,
- wyznaczenie zachodniej granicy tzw. lobu Odry na podstawie cech petrograficznych i strukturalno-teksturalnych osadów lodowcowych.

Do pierwszych wniosków należy potwierdzenie znanej z literatury prawidłowości zależności liczebności grupy petrograficznej od frakcji (Schulz 1996, Rutkowski, 1995) rozpoznanej na przykładzie krzemieni i wapieni mezozoicznych. Typowa dla osadów akumulacji lodowcowej fazy pomorskiej w Meklemburgii i Pomorzu Przednim wysoka ilość łupków paleozoicznych frakcji żwirowej 4-10 mm (Rühberg i Krienke 1977), jest potwierdzona również bieżącymi badaniami. Liczebność dwóch głównych grup petrograficznych, które oznacza się w materiale narzutowym osadów morenowych Uckermark to jest

wapieni paleozoicznych i skał krystalicznych, to najważniejsza cecha petrograficzna odróżniająca osady fazy pomorskiej od np. fazy leszczyńsko-poznańskiej w Wielkopolsce. Materiał narzutowy Uckermark charakteryzuje się przewagą skał krystalicznych nad wapieniami paleozoicznymi; w Wielkopolsce stosunek ten jest odwrotny. Zwraca uwagę również zależność wielkości głównych grup petrograficznych od litologii. Osady typowo żwirowe, budujące strefy fore-set sandrów, mają przeciętnie więcej skał krystalicznych (np. Milmersdorf, Götschendorf, Althüttendorf). Ich zawartość maleje na korzyść wapieni paleozoicznych w osadach gliny ablacyjnej i bazalnej (Conow, Lützlow, Stolzenhagen, Gross Ziethen). Inną zależność pomiędzy populacją grupy petrograficznej a litologią obserwuje się w przypadku kwarcu, którego więcej oznaczono w osadach facji fluwioglacjalnej niż osadach morenowych. Ta zależność znana jest od dawna (Haldorsen 1982; Böse 1989, Górska 2000).

W analizie narzutniaków skandynawskich frakcji 20-60 mm sklasyfikowano eratyki przewodnie i wskaźnikowe, pochodzące z tych samych obszarów macierzystych. Bogato reprezentowana jest środkowoszwedzka Dalarna (porfiry Bredvad i Grönklitt, piaskowiec Dala) i południowoszwedzki Småland (porfir Påscallavik, czerwony granit Växjö). Porfiry kwarcowe z Wysp Alandzkich występują w każdym stanowisku Uckermark, ale ich ilość jest zdecydowanie mniejsza w porównaniu ze stanowiskami, położonymi na Pomorzu. W osadach Uckermark sklasyfikowano też piaskowce Hardeberga ze Skanii, piaskowce Kalmar oraz charakterystyczne, wskaźnikowe jotnickie. Obok zwykłych wapieni dolnopaleozoicznych, nie mających żadnych cech przewodnich, należy wymienić wskaźnikowe, których obszary alimentacyjne znajdują się na Wyspie Olandii (czerwone wapienie ordowickie), między Gotlandią a Olandią (wapienie Paleoporella) i tzw. wschodniobałtyckie, na zach. od Hiuumy i Saaremy. TCG zmienia swą lokalizację w obrębie pn.-wsch. krańców Jez. Wetter.

Böse M., 1989, *Methodisch-stratigraphische Studien und paläomorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee*, Berliner Geogr. Abh. 51, s. 114

Geinitz E., 1915, *Geologie von Mecklenburg-Strelitz,* Mitt. großherzogl. mecklbg. geol. Landesanstalt 28

Geinitz E., 1922, *Geologie Mecklenburgs*, T. I, II. Verlag Hinstorff, Rostock; s. 200 + 168

Górska M., 2000, *Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenia dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu,* Prace PTPN 26, s. 145

Haldorsen S., 1982, *The enrichment of quartz in tills,* [w:] Evenson, Schlüchter, Rabassa (ed.), Till and Related Deposits. Proceedings of the INQUA-Symposia on the Genesis and Lithology of Quaternary Deposits (USA 1981, Argentina 1982): 141-150

Rühberg N., and Krienke H.-D., 1977, *Zur Geschiebeführung der Weichselgrundmoräne im westlichen Odermündungsgebiet*, Z. geol. Wiss., Berlin 5(6): 805-813

Rutkowski J., 1995, *Badania petrograficzne żwirów. Petrographic investigation of gravels*, [w:] Mycielska-Dowgiałło, Rutkowski (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. Researches of Quaternary sediments. Some methods and interpretation of the results: 133-150.

Schulz W., 1996, *Zur Bedeutung der Korngröße bei Geschiebezählungen,* Der Geschiebesammler 29(3): 91-10

NARZUTNIAKI SKANDYNAWSKIE POJEZIERZA MYŚLIBORSKIEGO

Maria Górska
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii,
Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

Osady maksymalnego zasięgu lądolodu skandynawskiego fazy pomorskiej na Poj. Myśliborskim zostały przebadane pod kątem składu petrograficznego frakcji żwirowej (4-10 mm) oraz kamienistej (20-60 mm) w czterech stanowiskach, zlokalizowanych w nadal eksploatowanych (Golice, Chełm Górny) oraz nieczynnych (Trzcińsko Zdrój, Łaziszcze) kopalniach żwiru.

Zastosowano metodykę prac analitycznych zaproponowaną przez Trembaczowskiego (1961, 1967), Böse (1989), Rutkowskiego (1995) oraz Meyera (1983), Smeda (1993, 1994) i Zandstrę (1999).

Frakcję żwirową, 4-10 mm, tworzą przede wszystkim skały krystaliczne K i wapienie dolnopaleozoiczne PK. We wszystkich analizowanych stanowiskach zaobserwowano stały udział około 2% czerwonych wapieni ordowickich, pochodzących z Olandii. Równie stabilnie, choć liczniej (15-20%), obecne są w osadach polodowcowych Poj. Myśliborskiego piaskowce. Typowe dla fazy pomorskiej Uckermark i Pomorza Przedniego (Rühberg, Krienke, 1977) liczne łupki paleozoiczne TU, były separowane również w osadach polodowcowych polskiej części lobu Odry.

W materiale narzutowym frakcji kamienistej zdecydowanie najlepiej reprezentowany jest region SmÍland w pd.-wsch. Szwecji (m.in. granity SmÍland i Vänge, czerwone i szare granity Växjö, kwarcyty Västervik, piaskowce Tessini). Druga liczna grupa eratyków przewodnich pochodzi ze Skanii (piaskowce Hardeberga i Höör) i sąsiedniego Bornholmu. W osadach Pojezierza Myśliborskiego obserwuje się skały pochodzące z Wysp Alandzkich; jest ich w osadach polodowcowych tego regionu wyraźnie mniej w porównaniu z osadami polodowcowymi np. Poj. Drawskiego. Pojedyncze egzemplarze narzutniaków przewodnich miały swoje nisze alimentacyjne w okolicach Sztokholmu i Uppsali oraz w środkowej Szwecji, w Dalarnie.

Teoretyczne centrum głazowe osadów polodowcowych Poj. Myśliborskiego zmienia swą lokalizację nieznacznie, w obrębie pn. części Småland.

Böse M., 1989, *Methodisch-stratigraphische Studien und paläomorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee*, Berliner Geogr. Abh. 51, s. 114

Meyer K.-D., 1983, *Indicator pebble and stone count methods*, [w:] Ehlers (ed.), Glacial deposits in North-West Europe, Balkema, Rotterdam: 275-287

Rutkowski J., 1995, *Badania petrograficzne żwirów. Petrographic investigation of gravels*, [w:] Mycielska-Dowgiałło, Rutkowski (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. Researches of Quaternary sediments. Some methods and interpretation of the results: 133-150.

Rühberg N., and Krienke H.-D., 1977, *Geschiebeführung der Weichselgrundmoräne im westlichen Odermündungsgebiet*, Z. geol. Wiss., Berlin 5(6): 805-813

Smed P., 1993, *Indicator studies: a critical review and a new data - presentation method*, Bull. of the Geol. Soc. of Denm. 40: 332-340

Smed P., 1994, *Steine aus dem Norden. Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland*, Gebrüder Borntraeger. Berlin, Stuttgart; s. 194

Trembaczowski J., 1961, *Contributions methodiques aux tudes granulometriques et petrographiques des d ts morainiques*, Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, sec. B, 16, p. 63-95, no. 3.

Trembaczowski J., 1967, *Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwałowych Wysoczyzny Konińskiej*, Pr. Inst. Geol., 48, p. 147-162.
Zandstra J.G., 1999, *Platenatlas van noordelijke kristalijne gidsgesteenten, Backhuys Publishers*, Leiden, s. 412

ZMIANY W RZEŹBIE DEN DOLINNYCH I KORYT RZECZNYCH W SUDECKIEJ CZĘŚCI DORZECZA MORAWY PO POWODZI W LIPCU 1997

Mojmír Hrádek
Institute of Geonics, Branch Brno, Academy of Sciences of C.R., Brno

W trakcie powodzi w lipcu 1997 r. przekroczone zostały wartości progowe przepływów, umożliwiające metamorfozę den dolinnych i koryt rzecznych. W wyniku prac dokumentacyjnych prowadzonych po lipcowej powodzi 1997 r. w dolinach rzek biorących początek w górskich obszarach Masywu Śnieżnika, Gór Rychlebskich (Morava i Krupá) i Hrubego Jesenika (Branná i Desná) (Gába, Gába 1997, Vít et al. 1998, Hrádek 1999, 2000) oraz późniejszego monitoringu w ramach grantu IAA3086903, realizowanego w latach 1999-2002, stwierdzono występowanie licznych przekształceń natury erozyjnej i akumulacyjnej. Przejawiały się one erozją boczną wzdłuż koryt rzecznych, akumulacją i erozją w obrębie teras zalewowych, powodowaną przez przepływy pozakorytowe, rozwojem odsypów bocznych i krewas, roztokowaniem w nanosach żwirowych, powstaniem glifów krewasowych, nowych koryt powodziowych i awulsjami. Przy rekordowo wysokich przepływach główny wpływ na przebieg metamorfozy den dolinnych miały wyjątkowo duża ilość transportowanego materiału wleczonego, szerokość dna doliny i spadek podłużny koryta oraz obecność form antropogenicznych zmieniających naturalną rzeźbę dolin. Przebieg odcinków uregulowanych oraz nasypów drogowych i kolejowych powodujących zwężenie dna doliny decydowały o położeniu koryt powodziowych. Ważną rolę odegrały kotliny dzielące doliny na mniejsze segmenty. Transport materiału żwirowego zapoczątkowany został w górnych odcinkach dolin, na stokach górskich, gdzie koryta o spadku podłużnym powyżej 50‰ zostały poddane silnej erozji i pozbawione wcześniejszego żwirowego rumowiska zalegającego na ich dnach. Lokalnie, w rozszerzeniach i miejscach zmniejszenia spadku (górny odcinek Moravy, Krupá, dopływy Brannej) dochodziło do akumulacji żwirowej i roztokowania. Wskutek erozji wstecznej w korytach roztokowych powstawały rozcięcia o głębokości do 2,5 m (Gába, Gába 1997). U podnóży stoków tworzyły się płaskie stożki napływowe, w obrębie których także dochodziło do roztokowania koryt (na przykład na Černym potoku).

W pełnym wymiarze geomorfologiczne efekty przepływów powodziowych ujawniły się w krętych korytach w środkowych biegach rzek, gdzie spadek wynosił 20-40‰. Źródłem grubego materiału żwirowego były koryta wyprzątane z rumowiska dennego (Březina 1998) i znacznie rozszerzone w wyniku erozji bocznej, a także starsze pokrywy żwirowe zalegające w dnach dolin. W szerokim do 200 m dnie doliny Brannej doszło do poszerzenia koryta z pierwotnej szerokości 5 m do 40, a nawet 80 m, w dolinie Desny koło Loučnej n. Desną do 90 m (Gába, Gába 1997). Równocześnie doszło do zdarcia cienkiej (do 0,5 m) pokrywy pylastych glin aluwialnych. Podcinanie brzegów powodowało ruchy masowe, zarówno na krawędziach koryt jak i na zboczach dolin. Akumulacja żwirów zachodziła w obrębie samych poszerzonych koryt lub poza korytem, na powierzchni teras zalewowych w formie odsypów o szerokości do 10 m.

Wcześniejsze systemy regulacji koryt uległy całkowitemu zniszczeniu. Pod koniec epizodu powodziowego powszechne było roztokowanie koryt, zachodzące w osadach dennych wypełniających znacznie poszerzone koryta oraz na powierzchniach płaskich stożków napływowych przy wylotach przełomowych odcinków rzek do kotlin śródgórskich. Przykładowo, koryto Moravy w Hanušovicach uległo w obrębie nanosów żwirowych przesunięciu o 80 m, ze środka doliny pod jedno ze zboczy. W kotlinie poniżej Starego Města od niegdyś sztucznie przełożonego koryta Krupy oddzieliło się koryto powodziowe, którego początkiem była krewasa rozcinająca odsyp boczny, za którą z kolei rozwinął się stożek glifu krewasowego z licznymi korytami roztokowymi, wypełniający obniżenie terasy zalewowej. W kolejnych latach żwirowe odsypy stopniowo zarastały, a system roztokowy ulegał powolnej transformacji w stronę wcześniej istniejącego systemu koryt anastomozujących. Formą typową dla odcinków przełomowych i kotlinowych były erozyjne koryta przelewowe. Na 9 km odcinku doliny Brannej pomiędzy Novymi Losinami, Jindřichovem i Hanušovicami powstało pięć tego typu koryt, z których jedno - w miejscu U Potůčníku - zachowało się do chwili obecnej. Położone jest ono w obrębie obniżenia terasy zalewowej i ma około 300 m długości, 10 m szerokości i 1,6 m głębokości. Od czynnego koryta oddzielone jest ono wałem żwirowym, który przy normalnych stanach wody uniemożliwia przepływ w kierunku dawnego koryta powodziowego.

Formy erozyjne występują także w odcinkach kotlinowych, gdzie spadek nie przekracza 10‰. W rozszerzeniu doliny Desnej koło Filipova stwierdzony został przypadek rozdzielenia się koryta przelewowego o szerokości 20 m na dwa ramiona, z których głębsze połączyło się z głównym korytem Desny, natomiast płytsze połączyło się z kolejnym korytem krewasowym. W miejscu rozdzielenia koryt pozostał żwirowy odsyp boczny głębszego koryta oraz porośnięta trawą wyspa dawnego dna doliny, natomiast ich połączenie nastąpiło w pozycji zawieszonej. Nowo oddzielone koryto miało głębokość 2 m i szerokość 4-5 m. Krewasy ulegają stopniowego spłycaniu i przechodzą w płaskie stożki żwirowe glifów krewasowych, na powierzchni których rozwijają się systemy roztokowe. W rozszerzeniu doliny Moravy koło Bohdíkova koryto powodziowe przecięło nasyp kolejowy, wytwarzając przelew o szerokości 20-30 m. Obecność rynien korazyjnych potwierdziła możliwość mobilizacji znacznej ilości rumowiska dennego także w kotlinach, przy niewielkim spadku podłużnym koryta. "Efekt lejka" przy przepustach pod nasypem kolejowym i erozja wsteczna spowodowały powstanie systemu krewas. Pod koniec powodzi doszło na powierzchni terasy zalewowej do lokalnej depozycji drobnoziarnistych osadów piaszczystych z charakterystycznymi poprzecznymi ripplemarkami.

WPŁYW CECH LITOLOGICZNYCH NA PODATNOŚĆ MAGNETYCZNĄ LESSÓW Z REJONU WZGÓRZ DALKOWSKICH

Katarzyna Issmer
Zakład Geomorfologii, Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Poznań

Podatność magnetyczna (*ang. magnetic susceptibility* - MS) wykorzystywana jest w badaniach dotyczących zmian paleośrodowiskowych. Badaniom podatności magnetycznej poddano osady lessowe z rejonu Wzgórz Dalkowskich w celu poszukiwania relacji pomiędzy cechami litologicznymi (*tutaj:* uziarnienie i zawartość węglanu wapnia) a wartością podatności magnetycznej.

Podatność magnetyczna (χ_m) to bezwymiarowa wielkość fizyczna charakteryzująca zdolność substancji do zmian jej polaryzacji magnetycznej (***J***) pod wpływem pola magnetycznego o natężeniu (***H***). Na wartość podatności magnetycznej istotny wpływ ma skład mineralny w tym zawartość minerałów magnetycznych, węglanu wapnia i materii organicznej, jak i ich uziarnienie.

Podatność magnetyczna określa się poprzez czasowe namagnesowanie skał sztucznym polem magnetycznym o małej amplitudzie. Na wartość podatności magnetycznej ma przede wszystkim wpływ wielkość i ilość minerałów magnetycznych (Thompson, Oldfield, 1986). Feng i Johnson (1995) przypisują istotną rolę zawartości węglanu wapnia, a właściwie formie jego występowania na uzyskiwaną wartość podatności magnetycznej. W poziomach paleogleb, jak i w osadach lessowych bogatych w węglan wapnia obserwują spadek wartości podatności magnetycznej. Na spadek wartości podatności magnetycznej we poziomach gleb współczesnych bogatych w wapń i frakcje piasku wskazują de Jong et al. (2000).

Z rejonu Wzgórz Dalkowskich wyznaczono pięć profili lessowych (Dalków, Cisów, Nielubia, Zabłocie, Wierzchowice), z których pobrano próbki osadów lessowych, dla których określono wartość podatności magnetycznej (MS).

Analizy podatności magnetycznej wykonano w Laboratorium Paleomagnetycznym Zakładu Geologii Regionalnej i Geofizyki Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie. Do pomiaru podatności magnetycznej wykorzystano tzw. mostek, w tym przypadku był to mostek *KLY-2* firmy *AGICO* z Brna.

Uziarnienie osadów określono metodami optycznymi przy zastosowaniu laserowego analizatora uziarnienia *Mastersizer Hydro 2000* firmy *Malvern,*. a zawartość węglanu wapnia metodą Scheiblera.

Relacje pomiędzy cechami litologicznymi a podatnością magnetyczną. W badanych profilach lessowych z rejonu Wzgórz Dalkowskich widoczny jest generalny trend do wzrostu wartości podatności magnetycznej w górę profilu, ku warstwom współczesnej gleby.

W celu określenia relacji pomiędzy cechami litologicznymi a podatnością magnetycznych określono współczynniki korelacji oraz przeprowadzona analizę regresji. Do analiz statystycznych wybrano 74 próbki, które miały zarówno określoną wartość podatności magnetycznej (MS), jak i określony rozkład uziarnienia przy zastosowaniu metod optycznych oraz określoną zawartość węglanu wapnia.

Współczynniki korelacji określono pomiędzy wartościami podatności magnetycznej a wybranymi wskaźnikami uziarnienia uzyskanymi dzięki analizie uziarnienia przy zastosowaniu metod optycznych (Issmer 2000), takimi jak Mo – moda, L_{SO} – wskaźnik lessowy, Uni – wskaźnik jednorodności, I_O – wskaźnik ilastości oraz procentową zawartością węglanu wapnia.

W większości analizowanych stanowisk znacząca korelacja zaznacza się pomiędzy podatnością magnetyczną (MS) a wskaźnikiem lessowym Lso, a w stanowiskach Cisów i Nielubia jest to zależność odwrotna. Również wartość mody (Mo) pozostaje w istotnym statystycznie związku z podatnością magnetyczną (MS) i tutaj również dla danych ze stanowiskach Cisów i Nielubia zależność jest dodatnia. W przypadku wskaźnika ilastości (Io) tylko w dwu przypadkach, dla stanowiska Nielubia i Zabłocie zachodzi istotny statystycznie związek, chociaż w obu przypadkach zależność ta pozostaje w odmiennych relacjach. Wskaźnik jednorodności tylko dla osadów lessowych ze stanowiska Zabłocie wykazuje istotny statystycznie związek z wartością podatności magnetycznej (tab. 1).

Tabela 1. Wartości statystyczne podatności magnetycznej Avg – średnia, Std – odchylenie standardowe, Max – wartość maksymalna, Min - -wartość minimalna oraz współczynniki korelacji między podatnością magnetyczną (MS) a cechami uziarnienia określonymi przez następujące wskaźniki uziarnienia: Mo - moda, Lso - wskaźnik lessowy, Uni. - wskaźnik jednorodności, Io – wskaźnik ilastości; wskaźniki uziarnienia określono na podstawie danych otrzymanych przy zastosowaniu metod optycznych

Stanowisko	Wartości statystyczne podatności magnetycznej MS [10^{-6} SI u]		Współczynnik korelacji pomiędzy podatnością magnetyczną (MS) a wskaźnikami uziarnienia:			
			Mo	Lso	Uni	Io
[1]	[2]		[3]	[4]	[5]	[6]
Wierzchowice	Avg	312,89				
	Std	69,90	-0,23	0,33	-0,11	-0,22
	Max	391				
	Min	108				
Zabłocie	Avg	485,19				
	Std	261,68	-0,81	0,85	0,75	0,74
	Max	1174				
	Min	179				
Cisów	Avg	259,60				
	Std	88,26	0,53	-0,64	0,39	-0,27
	Max	390				
	Min	155				
Nielubia	Avg	410,20				
	Std	124,73	0,31	-0,33	-0,21	-0,81
	Max	559				
	Min	167				
Śrem	Avg	339,67				
	Std	31,82	-0,39	0,48	-0,27	0,17
	Max	371				
	Min	274				
Dalków	Avg	358,09				
	Std	76,86	-0,64	0,65	0,20	0,44
	Max	510				
	Min	288				
Łącznie	Avg	364,37				
	Std	153,65	-0,48	0,59	-0,06	-0,28
	Max	1174				
	Min	108				

Określono również zależność statystyczną, wyrażoną również współczynnikiem korelacji, pomiędzy podatnością magnetyczną (MS) a uziarnieniem przedstawionym w postaci procentowego udziału (% obj.) w poszczególnych frakcjach. Dla badanych osadów w poszczególnych stanowiskach zależność ta jest znacząca dla frakcji piasku, pyłu drobnego i frakcji iłu koloidalnego (tab. 2).

Tabela 2. Współczynniki korelacji między podatnością magnetyczną (MS) a udziałem procentowym w głównych frakcjach uziarnienia; dane otrzymano przy zastosowaniu metod optycznych oraz zawartością węglanu wapnia.

Stanowisko	Piasek >100 μm	Pył gruby 50-100 μm	Pył drobny 20-50 μm	Ił <20 μm	Ił koloidalny <2 μm	$CaCO_3$ [%]
Wierzchowice	-0,29	-0,14	0,39	0,04	-0,22	-0,62
Zabłocie	-0,78	-0,88	0,83	0,77	-0,74	-0,68
Śrem	-0,37	-0,03	0,47	0,22	0,18	0,55
Nielubia	0,29	0,27	-0,01	-0,41	-0,81	-0,25
Dalków	-0,59	0,02	0,73	0,19	0,44	-0,91
Cisów	0,57	-0,47	-0,59	-0,29	-0,23	-0,21
Łącznie	-0,40	-0,29	0,63	0,10	-0,30	-0,27

Do podobnych wniosków doszli de Jong et al. (2000) badając relacje pomiędzy wartością podatności magnetycznej a uziarnieniem poszczególnych poziomów glebowych, dla gleb typu czarnoziem i gleb glejowych w Saskatchewan (Kanada). Wspomniani autorzy uzyskali dodatnią korelację pomiędzy wartością podatności magnetycznej a zawartością piasku (>53 μm) w badanych glebach.

W badanych profilach lessów z rejonu Wzgórz Dalkowskich zaznacza się trend, że wraz ze wzrostem zawartości węglanu spada wartość podatności. W większości badanych profili zachodzi wysoka ujemna korelacja pomiędzy wartością podatności magnetycznej a zawartością węglanu wapnia w osadach (tab.2). Korelacja ta uzyskuje najwyższe wartości w profilach lessowych, w których występują nagromadzenia wtórnego węglanu wapnia w postaci konkrecji węglanowych tzw. kukiełek lessowych.

Na podstawie przeprowadzonych analiz można wskazać, że odpowiednią miarą relacji pomiędzy uziarnieniem a podatnością magnetyczną jest zarówno moda (Mo) jak i wskaźnik lessowy (Lso) a spośród frakcji istotne statystycznie są dwie: frakcja piasku i pyłu drobnego. Dlatego też przeprowadzono analizę regresji pomiędzy podatnością magnetyczną (MS) a modą (Mo), wskaźnikiem lessowym (Lso), procentową zawartością piasku i pyłu drobnego oraz węglanu wapnia.

Precyzyjny pomiar uziarnienia w relacji z podatnością magnetyczną może istotnie wpłynąć na interpretacje otrzymywanych danych paleomagnetycznych. Badania takie są intensywnie prowadzone dla lessów chińskich (Beer et al., 1993, An et al., 1991 a, b; Zhou et al., 1990, Kukla et al., 1988, Vandenberghe et al., 1997) i amerykańskich (Beget et al., 1990, Feng et al., 1994 a, b). W dalszych zamierzeniach dotyczących relacji pomiędzy podatnością magnetyczną a rozkładem uziarnienia jest określenie frakcji dominujących, które mogą mieć decydujący wpływ na wartość podatności magnetycznej.

An Z., Kukla G.J., Porter S. C., Xiao J., 1991a, *Late Quaternary dust flow on the Chinese Loess Plateau*, Catena 18, 125-132.

An Z., Kukla G.J., Porter S. C., Xiao J., 1991b, *Magnetic susceptibilty evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 years*, Quat. Res. 36, 29-36.

Beer J., Shen C. - D., Heller F., Liu T.-S., Bonani G., Dittrich B., Suter M., Kubik P. W., 1993, *Be-10 and magnetic susceptibility in Chinese loess*, Earth Planet. Sci. Lett. 20, 57-60.

Beget J. E., Stone D. B. Hawkins D. B., 1990, *Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary*, Geology 18, 40-43.

de Jong E., Pennock D. J., Nestor P. A., 2000, *Magnetic susceptibilty of soils in different slope positions in Saskatchewan, Canada,*. Catena 40, 291-305.

Feng Z. – D., Johnson W. C., 1995, *Factors affecting the magnetic susceptibilty of a loess-soil sequence, Barton County, Kansas, USA*, Catena 24, 25-37.

Feng Z. – D., Johnson W. C., Lu Y. – C., Sprowl D. R., 1994a, *Temporal variations in loess depositional environment in central Kansas during the past 400,000 years*, Earth Surf. Process. Landforms 19, 2, 55-68.

Feng Z. – D., Johnson W. C., Lu Y. – C., Ward P. A., 1994b, *Climatic signals from loess-soil sequences in the central Grat Plains, U.S.A*, Palaeogeor. Paleoecol. Palaeoclimatol. 110, 3-4, 345-358.

Issmer K., 2000, *Późnoplejstoceńskie osady lessowe na seriach glacjalnych północno-zachodniej Polski oraz ich paleogeograficzne znaczenie*, PTPN, 27, 1-151.

Kukla G., Heller F., Liu X. M., Xu T. – C., Liu T. – S., An Z. – S., 1988, *Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibilt*, Geology 16, 811-814.

Thompson R., Oldfield R., 1986, *Environmetal Magnetism*. London.

Vandenberghe J., An Z. S., Nugteren G., Lu H., Van Huissteden J., 1997, *New absolute time scale for the Quaternary climate in the Chinese loess region by grain-size analysis*, Geology 25, 1, 35-38.

Zhou L. – P., Oldfield F., Wintle A. G., Robimson S. G., Wang J. –T., 1990, *Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess*, Nature, 346, 737-739.

JEZIORA EOLICZNE MIĘDZYRZECZA WISŁY I PILICY – PROBLEM GENEZY I WIEKU

Bartłomiej Jaśkowski, Robert Sołtysik
Instytut Geografii, Akademia Świętokrzyska Jana Kochanowskiego,Kielce

Międzyrzecze Wisły i Pilicy to obszar, w obrębie którego znajduje się wiele skupisk jezior. Tylko niewiele z nich zostało zinwentaryzowanych przez Choińskiego (1995). Zostały one zlokalizowane w części północnej i południowej analizowanego obszaru. Jednak okazuje się, że są one powszechnie występującymi elementami krajobrazu, skupione w trzech obszarach: Równinie Radomskiej, Górach Świętokrzyskich oraz w obrębie terenu wykraczającemu na zachód oda doliny Pilicy – Niecce Włoszczowskiej. Celem pracy jest próba wyjaśnienia genezy oraz ustalenia wieku zagłębień jeziornych.

Na Równinie Radomskiej znajdują się zbiorniki jeziorne o powierzchniach lustra wody od kilku do kilkudziesięciu hektarów. Towarzyszą one wydmom, których zespoły są bardzo często formami okalającymi jeziora. Występują one w skupiskach, bądź pojedynczo.

Podobnie jest w przypadku jezior świętokrzyskich. Do niedawna sądzono, że region świętokrzyski pozbawiony jest naturalnych śródlądowych zbiorników wodnych. Występujące tu jeziora nie zostały wyróżnione przez Choińskiego (1995). Szczegółowe badania wykazały jednak, że w regionie tym w schyłku plejstocenu były warunki do tworzenia zagłębień terenu, które w holocenie zostały wypełnione wodą i w krajobrazie funkcjonują jako jeziora (Jaśkowski, Sołtysik 2000). Część tych jezior, w wyniku procesów zarastania roślinnością i zabagniania, występuje współcześnie w formie kopalnej (Jaśkowski, Sołtysik 1996).

W regionie świętokrzyskim stwierdzono ponad sto kilkadziesiąt małych, płytkich, najczęściej owalnych jezior, które występują pojedynczo oraz w grupach od kilku do kilkunastu. Większe skupiska jezior stwierdzono w okolicach

Gnieździsk, Rykoszyna, Mniowa oraz na obszarze między Iłżą, Starachowicami i Ostrowcem Świętokrzyskim. Pojedyncze stwierdzono także w wielu innych częściach regionu. Znaczne nagromadzenie jezior na analizowanym obszarze spowodowało, że obszar ich występowania nazwano Pojezierzem Świętokrzyskim (Jaśkowski, Sołtysik 2000). Jednocześnie należy zaznaczyć, że nazwę jako obszaru występowania dużej ilości naturalnych zbiorników wodnych jednolitej genezie (por. Kondracki, 1957, 1968).

Wszystkie stwierdzone dotychczas w regionie świętokrzyskim jeziora są genetycznie związane z procesami eolicznymi (poza jeziorami krasowymi okolic Staszowa).

Duże skupiska jezior różnych rozmiarów stwierdzono również w okolicach Włoszczowy. Znajdują się zarówno po wschodniej stronie Pilicy, lecz także po zachodniej – poza analizowanym obszarem.

Jeziora mają z reguły małą powierzchnię i niewielką głębokość. Szybko więc ulegają fosylizacji osadami biogenicznymi. Obecnie jeziora te są w różnych stadiach zaniku. Wody jezior wypełniają zagłębienia deflacyjne lub też występują w formie zbiorników podpartych przez wydmy, które przegrodziły poprzecznie starsze doliny. Badania radiowęglowe, TL oraz wstępne palinologiczne wskazują, że zagłębienia jezior formowane były w późno-vistuliańskim cyklu eolicznym.

Choiński A., 1995, *Katalog jezior Polski*, cz. 3: Jeziora Wielkopolsko-Kujawskie i jeziora na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego. Wyd. Nauk. UAM, Poznań, s. 1-149.

Jaśkowski B., Sołtysik R., 1996, *Morfologiczne uwarunkowanie wybranych torfowisk Gór Świętokrzyskich*, 45. Zjazd Pol. Tow. Geogr., Słupsk – Ustka 18-21.09.1996, Wyd. Inst. Geogr. WSP w Słupsku, s. 88-89.

Jaśkowski B., Sołtysik R., 2000, *Geneza i wiek Pojezierza Świętokrzyskiego oraz walory przyrodniczo-krajobrazowe jego ekosystemów wodno-torfowiskowo-wydmowych*., [w:] S. Radwan, Z. Lorkiewicz (red.) Problemy ochrony i użytkowania obszarów wiejskich o dużych walorach przyrodniczych. Wyd. UMCS, Lublin, s. 137-142.

Kondracki J., 1957, *Na marginesie artykułu M. Janiszewskiego i głosu w dyskusji A. Chałubińskiej*, Przegl. Geogr., 29, s. 171-175.

Kondracki J., 1968, *Fizycznogeograficzna regionalizacja Polski i krajów sąsiednich w systemie dziesiętnym*, Prace Geogr. IG PAN, 69, s. 13-41.

WŁAŚCIWOŚCI GLEB NA TLE WYKSZTAŁCENIA POKRYW STOKOWYCH W WYBRANYCH KATENACH BIESZCZADÓW WYSOKICH

Andrzej Kacprzak
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytet Jagielloński, Kraków

Badania, których wyniki zaprezentowano, prowadzono w katenach stokowych pomiędzy Połoniną Caryńską a Wielką Rawką, oraz na stokach otaczających dolinę Terebowca.

Miąższość pokryw stokowych i wytworzonych z nich gleb w badanej części Bieszczadów wynosi przeciętnie 70-80 cm. Większe miąższości pokryw obserwuje się tylko na stosunkowo rozległych, uwarunkowanych litologicznie spłaszczeniach u podnóża stoków. W górnej części kateny obserwuje się zmniejszenie miąższości poziomów mineralnych, przy równoczesnym wzroście miąższości poziomów organicznych i mineralno-organicznych.

W terenie badań przeważają utwory o stosunkowo lekkim składzie mechanicznym - gliny, gliny piaszczyste, a

także pyły piaszczyste. Brak widocznego zróżnicowania składu granulomerycznego badanych gleb w ujęciu przestrzennym, mimo dużej różnorodności frakcjonalnej skał podłoża. We wszystkich badanych profilach obserwowano wzrost zawartości frakcji piasku w poziomach powierzchniowych przy równoczesnym zmniejszeniu się ilości części spławialnych.

Badania metodą XRD wykazały, że pokrywy stokowe o miąższości ok. 1 m mają zbliżony skład mineralny do profili wietrzeniowych usytuowanych w górnej części kateny (Kacprzak, Skiba 2000). Ich skład mineralny często wyraźnie różni się od składu mineralnego zwietrzelin skał w bezpośrednim podłożu profili. Skład mineralny badanych pokryw stokowych, podobnie jak uziarnienie, wykazuje pewną homogenizację.

Odczyn badanych gleb jest z reguły silnie kwaśny bądź kwaśny. We wszystkich badanych profilach zaznacza się wzrost odczynu w głąb profilu, często o charakterze skokowym. Podobne prawidłowości obserwuje się w przypadku wysycenia kompleksu sorpcyjnego zasadami (V). Przeprowadzone laboratoryjne analizy zawartości węglanów potwierdziły odwapnienie pokryw stokowych i gleb w terenie badań.

Przeprowadzone badania w połączeniu z danymi zebranymi w trakcie wielkoskalowych prac gleboznawczo-kartograficznych (Skiba i in. 1996, 1998) pozwalają na wyróżnienie na terenie Bieszczadów Wysokich dwóch podstawowych typów utworów macierzystych gleb. Są to: utwory zwietrzelinowe *in situ*, genetycznie związane ze skałami podłoża oraz pokrywy przemieszczone i przekształcone przez procesy morfogenetyczne i pedogenetyczne działające w obrębie stoku.

W spągu badanych profili występuje pokrywa zwietrzelinowa. Występuje ona we wszystkich częściach kateny stokowej, a jej wykształcenie jest ściśle związane z litologią i sposobem wietrzenia skał podłoża. Są to zazwyczaj utwory szkieletowe gliniasto-gruzowe, w których cechy petrograficzne większości części gruzowych nawiązują do litologii podłoża. W obrębie tej pokrywy rozwinęły się poziomy glebowe C, R oraz spągowe części poziomów Bbr/C. Na pokrywie zwietrzelinowej zalega pokrywa osadów stokowych noszących znamiona przemieszczania soliflukcyjnego. Tworzą ją utwory gliniasto-szkieletowe z płytowym gruzem piaskowcowym ułożonym równolegle do powierzchni stoku. W obrębie tej pokrywy uformowały się glebowe poziomy Bbr i Bbr/C. Pokrywa ta nie występuje w najwyższych partiach badanych katen. Wyżej występuje pokrywa deluwialno-soliflukcyjna. Są to gliny i pyły piaszczyste z gruzem. W większości przypadków zawierają około 50% frakcji piasku. Pokrywa ta w badanym terenie obejmuje większość poziomów Ah i ABbr. Najwyższą pokrywę w terenie badań stanowią grawitacyjno-eluwialne pokrywy blokowe i gruzowe. Występują one w partiach grzbietowych oraz na stromych odcinkach stoków uwarunkowanych litologicznie.

Utwory zwietrzelinowe *in situ* oraz pokrywy grawitacyjne stanowią utwory macierzyste dla gleb litogenicznych – litosoli i regosoli oraz rankerów. Gleby te największe powierzchnie zajmują w górnych częściach badanych katen, choć występują także na uwarunkowanych litologicznie stromych odcinkach stoków w obrębie całej kateny.

Utworami macierzystymi gleb na przeważającej powierzchni terenu badań są przemieszczone pokrywy stokowe. W badanym terenie przejawem istnienia nieciągłości litologiczno-pedogenicznych jest powszechne występowanie na stokach gleb brunatnych kwaśnych bez względu na zawartość składników alkalicznych w litych skałach podłoża.

Kacprzak A., Skiba M., 2000, *Uziarnienie i skład mineralny jako wskaźniki genezy utworów macierzystych gleb*, Roczniki Bieszczadzkie 9, s. 169-181.

Skiba S., Drewnik M., Drozd J., Klimek M., Prędki R., Szmuc R. oraz Uziak S., Chodorowski J., Melke J., Jała Z., 1996, *Mapa Gleb Bieszczadzkiego Parku Narodowego 1:10 000*, (mnsc).

Skiba S., Drewnik M., Prędki R., Szmuc R., 1998, *Gleby Bieszczadzkiego Parku Narodowego*, Monografie Bieszczadzkie t. 2, Ustrzyki Dolne, ss. 88.

HOLOCEŃSKA PALEOHYDROLOGIA ŚRODKOWEJ WIEPRZY W ŚWIETLE CECH SEDYMENTOLOGICZNYCH OSADÓW KORYTOWYCH

Jacek Kaczmarzyk
Instytut Geografii Pomorskiej Akademii Pedagogicznej, Słupsk

Przedmiotem badań autora było 7 paleomeandrów zlokalizowanych na terasie zalewowej rynnowego odcinka doliny Wieprzy między Sławnem a Staniewicami. Przebadane paleokoryta Wieprzy są analizowane jako skutek zmieniających się w czasie warunków funkcjonowania rzeki tj. budowy geologicznej, szaty roślinnej, warunków klimatycznych i aktywności człowieka, decydujących o charakterze obiegu wody i osadów na danym terenie. Uwzględniono także fakt, że w dowolnym czasie na hydrodynamiczne warunki przepływu wody i osadów ma wpływ aktualny stan koryta.

Zestaw badanych paleomeandrów pozwolił na ocenę i wnioskowanie o procesach fluwialnych Wieprzy i jej ewolucji w ciągu ostatnich ponad 7000 tysięcy lat.

W pierwszym etapie badań określona została przydatność parametrów geometrii paleokoryt jako źródła informacji paleohydrologicznych. Analiza statystyczna tych parametrów wskazała na istnienie między nimi niezbyt silnych związków. Najwyższy wskaźnik korelacji stwierdzono między szerokością a głębokością koryta, wyraźnie niższe pomiędzy wysokością fali meandra a wskaźnikiem kształtu koryta (W/H) oraz pomiędzy długością fali meandra a stosunkiem krzywizny (Rc/W). Brak silnych związków pomiędzy parametrami paleokoryt, wskazywanie przez nie niejednakowych i niesynchronicznych tendencji zmian zadecydowało o ich małej przydatności dla interpretacji paleohydrologicznych.

Analiza wskaźników uziarnienia osadów dennokorytowych Wieprzy dostarczyła informacji o cechach litologicznych badanych osadów. Na osady dennokorytowe badanych paleomeandrów składają się piaski średnioziarniste, które lokalnie przechodzą w piaski gruboziarniste (przede wszystkim w strefie nurtu) i piaski drobnoziarniste (głównie na wypłycających się skłonach łach meandrowych). Odchylenie standardowe informuje o średnio dobrym i średnim stopniu wysortowania, charakterystycznym dla osadów korytowych. Dla większości próbek wartości wskaźnika skośności graficznej mieszczą się w przedziale od –0,1 do +0,1, co wskazuje, że udział ziaren frakcji grubszych i drobniejszych od ziaren frakcji o maksymalnej częstości jest podobny i najczęściej nie wykazuje wyraźnej przewagi żadnej z nich.

Wskaźniki uziarnienia w skali pojedynczego paleomeandra pozwalają skutecznie wnioskować o hydrodynamicznych cechach przepływu wody jako atrybutach środowiska sedymentacyjnego zakoli rzecznych. Cechy uziarnienia osadów korytowych i morfologia badanych paleomeandrów, umożliwiły określenie rozmieszczenia stref morfodynamicznych: Strefa I o podwyższonej energii i dynamice przepływu (strefa nurtu głównego i ewentualnie jego odgałęzień) oraz stref (II i III) spokojniejszego przepływu o niewielkiej lub wygasającej energii i najczęściej mniejszej dynamice (górna część łachy meandrowej, łacha wsteczna, strefy przylegające do brzegów). Położenie tych stref wykazuje związki z kształtem i parametrami zakoli w układzie poziomym.

Stwierdzona jednorodność (drobnoziarnistość i wąskie spektrum wielkości ziaren, jednorodność stopnia ich obróbki) osadów dennokorytowych jest czynnikiem sprzyjającym transportowi rumowiska. Koryta zbudowane z takich osadów stwarzają warunki do dużej zmienności

natężenia i rodzajów procesów transportu w różnych częściach koryta w zależności od wielkości i natężenia przepływu. Wpływ oporów transportu wynikających ze średnicy ziaren materiału dennokorytowego był w badanych paleomeandrach Wieprzy niewielki.

W badanej części holocenu nastąpiło około dwukrotne zmniejszenie wielkości przepływu Wieprzy, co jest zgodne z ogólną tendencją określoną dla rzek środkowej i północnej Europy i pozwala zakładać, że omawiane obszary podlegały podobnym, regionalnym zmianom warunków środowiskowych.

Okres rozwoju i kształtowania paleomeandra C (SA_1) był okresem największej aktywności fluwialnej Wieprzy w badanej części holocenu, a o skali tej aktywności zadecydowały czynniki naturalne i antropogeniczne określające warunki funkcjonowania geoekosystemu doliny Wieprzy.

Wpływ ingerencji człowieka na rozwój procesów fluwialnych w starszych paleomeandrach jest praktycznie niedostrzegalny, a w młodszych zaznacza się stosunkowo słabo. Najwyraźniej, zaznaczył się w odniesieniu do paleomeandra C, otaczającego wczesnośredniowieczne grodzisko Września.

Osiągnięte rezultaty potwierdziły przydatność analiz sedymentologicznych cech osadów dennokorytowych dla oceny zmian środowiska fluwialnego, także w zakresie paleohydrologii ilościowej. Wykorzystanie tych ustaleń dla potrzeb predykcyjnych jest obarczone dużą dozą ryzyka, co wiąże się z trudnościami w ocenie rozmiarów przyszłej bezpośredniej i pośredniej ingerencji człowieka w funkcjonowanie geoekosystemów dolinnych.

FUNKCJONOWANIE STREFY MARTWEGO LODU I ODPŁYW WÓD ROZTOPOWYCH NA PRZEDPOLU LODOWCA HANSA (POŁUDNIOWY SPITSBERGEN)

Andrzej Karczewski, Ryszard Paluszkiewicz, Grzegorz Rachlewicz, Witold Szczuciński
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii, Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

Ewolucja i zanik stref martwego lodu w obszarach polarnych są przedmiotem zainteresowania zarówno ze względu na ich rolę wskaźnika współczesnych zmian klimatycznych jak i jako aktualistycznego modelu deglacjacji arealnej zlodowaceń plejstoceńskich (z zachowaniem koniecznych założeń odnośnie skali zjawisk i ich dynamiki).

W latach 1996-2001 badaniom została poddana zachodnia strefa marginalna lodowca Hansa (wybrzeże Hornsundu, południowy Spitsbergen). Jest to obszar wykształcony w postaci martwego lodu przykrytego izolującą pokrywą osadową o miąższości od kilkunastu cm do 2 m. Od zachodu jest on zakończony wysokim na ponad 30 m wałem termino-lateralnej moreny z jądrem lodowym, która jest wiązana z maksymalnym zasięgiem tego lodowca podczas Małej Epoki Lodowej. Morfologicznie, wschodnie zaplecze tego wału stanowi płaską i falistą, relatywnie stabilną, morenę na martwym lodzie. Powstanie pokryw jest w dużym stopniu uwarunkowane aktywną tektoniką lodowcową, wynoszącą osady subglacjalne na jego powierzchnię i obfitą dostawą materiału okruchowego z pobliskich zboczy (inkorporowane moreny boczne).

Badania obejmowały kartowanie geologiczne i geomorfologiczne, wykonanie profili topograficznych w celu porównania z istniejącymi mapami, sezonowe obserwacje terenowe oraz dokumentację zmian brył martwego lodu i pokrywających je osadów, pomiary przepływu w ciekach proglacjalnych oraz

eksperymenty terenowe (określanie izolacyjnej roli pokryw).

Porównanie profili morfologicznych z mapy z roku 1984 z pomiarami z 1998 ukazało obniżenie zachodniego wału z jądrem lodowym średnio o 1-2 m, maksymalnie o ponad 4 m. Przy przyjęciu założenia o porównywalnym tempie wytapiania rdzenia lodowego po Małej Epoce Lodowej, wysokość wzmiankowanego wału mogła być do 20 m większa.

Jako główne procesy oddziałujące na ewolucję i zanik brył martwego lodu należy wymienić: osuwiska, spływy błotne, obrywy, selektywną ablację oraz termoerozję brzegów strumieni proglacjalnych. Na szczególną uwagę zasługują te ostatnie, ponieważ przy mniej lub bardziej epizodycznym oddziaływaniu procesów związanych z ruchami masowymi, działalność strumieni jest zjawiskiem stałym w okresie ablacyjnym. Odpływ wykorzystuje starsze szlaki, także te występujące w martwym lodzie w postaci kanałów inglacjalnych i szczelin. W ten sposób obszar martwego lodu tworzy "masyw kriokrasowy". Rozpoznane zostały jaskinie lodowe o wymiarach przekraczających 150 m^3. Ulegają one jednak ciągłej, stopniowej degradacji. Porównanie wielkości przepływów przed ich wlotem do ponorów w martwym lodzie i w wywierzyskach wskazuje na złożoność cyrkulacji w obrębie martwego lodu, zapewne z występowaniem retencji w pod- lub śródlodowych zbiornikach.

Badania wykonano w ramach grantu KBN Nr 6 PO4E 016 10.

W. Szczuciński korzystał także z fnansowania stypendium *Europa Fellows.*

STRUKTURY GLACJOTEKTONICZNE MORĄSKICH MOREN CZOŁOWYCH

Mirosław T. Karasiewicz
Zakład Geomorfologii Instytut Geografii
Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

W okolicy jeziora Narie, na północno wschodnim krańcu Pojezierza Iławskiego rzeźba terenu charakteryzuje się bardzo zróżnicowaną topografią. Na północ od Morąga teren podnosi się gwałtownie osiągając w okolicy Złotnej 198,5 m n.p.m. Wyniesienia te stanowią ciąg moren określanych jako moreny morąskie. Moreny morąskie były rozpoznane już w okresie przedwojennym przez badaczy niemieckich. W okresie powojennym Kondracki (1952) moreny morąskie zalicza do trzeciego, tzw. "osiowego" ciągu wzniesień Pojezierza Pomorskiego, łączy je z morenami okolic Zalewa i włącza do wschodniego skrzydła lobu Wisły. Od Morąga one skręcają na wschód, stanowiąc zachodnią odnogę lobu Łyny. Roszkówna (1955), zalicza moreny morąskie do młodszych moren fazy pomorskiej. W zachodniej części pojezierza Mazurskiego, wyróżniła ona 17 faz postojowych lądolodu vistuliańskiego, a moreny morąskie włączyła do VIII fazy stadium pomorskiego. Ponadto wydzieliła ona strefę wewnętrzną (gliniastą), centralną i zewnętrzną (spiętrzoną). Podaje ogólną morfologię i budowę wewnętrzną moren. W kolejnej pracy autorka ta (Roszko1968) moreny morąskie zalicza do fazy kaszubsko-warmińskiej, które podlegały oscylacyjno-lobalnemu zanikowi lądolodu.Przybylski (1990) zajmuje się niewielkim fragmentem moren morąskich w okolicy Złotnej, i zgodnie z poglądem Roszkówny (1955) dzieli je na trzy strefy (dystalną, centralną i proksymalną). Stwierdza aktywne nasunięcie lądolodu w tej strefie, w której ukształtowanie podłoża wpłynęło na interlobalny układ moren morąskich.Moreny morąskie składają się z wielu wzgórz i wałów o wysokościach względnych od kilku do 30 m, podstawę

ich należy przyjąć na wysokości 155-160 m n.p.m. Nie można jednoznacznie określić kierunku przebiegu wałów, najczęściej jednak dominuje ich układ równoleżnikowy. Między Łącznem – Złotną – Jurkami moreny stanowią bardzo wyraźną kulminacje w stosunku do otoczenia, a ich wysokości w wielu miejscach przekraczają 170 m n.p.m. Szerokość strefy moren morąskich wynosi od 2 km na wschodzie przy rynnie jez. Narie i wzrasta do 4,5 km po stronie zachodniej na linii miejscowości Łączno - Złotna. Z kolei ich rozciągłość równoleżnikowa osiąga maksymalnie 8 km. Od południa z masywem moren morąskich kontaktują się krótkie stożki sandrowe, oraz rozległe płaty wysoczyzny morenowej falistej, a miejscami pagórkowatej, wykształconej w dwóch wyraźnych poziomach. Wysokości pierwszego poziomu wynoszą od 125 do około 137 m n.p.m., natomiast wyższego od 140 do 150-155 m n.p.m. Na północ od moren morąskich teren opada do wysokości 130-150 m n.p.m., przechodząc w wysoczyznę morenową, przeważnie falistą, miejscami pagórkowatą. Dość liczne są w tej strefie rozległe wytopiska i kemy. Granicę wschodnią moren morąskich stanowi głęboko wcięta rynna jeziora Narie maksymalnie do głębokości 50 m do lustra wody, natomiast gdyby przyjąć głębokość jeziora w jego północnej części, to deniwelacje dochodzą do 95 m. Zachodnie otoczenie moren morąskich stanowią wzniesienia zwane morenami małdyckimi.

Budowę geologiczną moren morąskich opracowano w oparciu o kilka stanowisk. Stanowisko w Jurkach znajduje się w strefie centralnej, natomiast stanowiska w Łącznie I, Łącznie II w strefie dystalnej. Jednym z ciekawszych jest stanowisko w Jurkach, zlokalizowane w żwirowni usytuowanej około 2 km na północ od tej miejscowości. Odkrywka znajduje się w południowo wschodniej w części wału o długości 780 m i szerokości 300 m. Wysokość wału wynosi 166,8 m n.p.m. W dolnej części odsłonięcia, w ścianie o wysokości 5 m i długości 10,5 m występują stromo postawione osady glacjofluwialne. Nachylenia poszczególnych warstw wahają się od 36^0 do 56^0, a bieguny ich płaszczyzn wskazują na nacisk z kierunku 345^0. Miąższość poszczególnych warstw jest zmienna i wynosi od 2 cm do ponad 2 m. W wyższej ścianie odsłonięcia, o wysokości 5 m i szerokości 2 m, od spągu znajdują się zaburzone warstwy piaszczysto żwirowe w postaci fałdów obalonych. Strefa zaburzeń w tej ścianie ma miąższość około 2,5 m i prawdopodobnie sięga głębiej. Orientacja struktur deformacyjnych wskazuje na kierunek nacisku z północnego wschodu (35^0). Powyżej zalegają piaski i żwiry nie zaburzone, o warstwowaniu horyzontalnym i ukośnym, których pomiary wskazują odpływ w kierunku wschodnim i południowo wschodnim. Powyżej znajduje się cienki pokład różnoziarnistych piasków masywnych, a nad nimi zalega diamikton piaszczysto - żwirowo – kamienisty z wkładkami brązowej gliny morenowej. Warstwę powierzchniową stanowi metrowej miąższości brązowa glina morenowa typu spływowego.

Przybylski (1990) powstanie opisanych wyżej zaburzeń wiąże z dynamicznym naciskiem lądolodu w strefie interlobalnej, przyjmuje moreny morąskie jako miejsce lododziału lądolodu fazy pomorskiej. Natomiast zdaniem autora głównym elementem zaburzonej serii glacjofluwialnej jest duża struktura fałdu pochylonego, którego oś jest prostopadła do osi wału wskazując orientację NNE-SSW. Po stronie proksymalnej widoczna jest struktura subhoryzontalnego ścięcia (tzw. uskok połogi). Analizowany fałd można interpretować jako fałd zginania, którego powstanie było spowodowane naciskiem poziomym (Jaroszewski 1980, Dadlez, Jaroszewski1994). Zatem moreny morąskie, przynamniej w tym przypadku, reprezentują typ moren pchniętych. Za dużą dynamiką lądolodu w tym obszarze przemawiają dodatkowo inne struktury glacjotektoniczne poznane w pozostałych odsłonięciach zlokalizowanych po dystalnej stronie analizowanych moren.

Odsłonięcie Łączno I, znajduje się około 1,5 km na północny zachód od wsi o tej samej nazwie. Jest zlokalizowane w niewielkim wale o kierunku prostopadłym do głównej osi moren. Głównymi

elementami deformacyjnymi w tym odsłonięciu, wskazującymi na dynamiczny nacisk lądolodu są: potrzaskany uskokami porwak piasków mioceńskich znajdujący się w dolnej części odsłonięcia, silnie zbrekcjonowany i erozyjnie ścięty od góry. Powyżej znajduje się zmylonityzowana glina morenowa, a nad nią występują osady piaszczysto- żwirowe, ścięte erozyjnie przez wyższy pokład gliny morenowej. W stanowisku Łączno II, oddalonym około 1,2 km na północ od wsi Łączno głównym elementem deformacji są struktury płomieniste w diamiktonie żwirowo-kamienistym.

W oparciu o przeprowadzone badania można sądzić, że moreny morąskie poddane były dynamicznemu naciskowi lądolodu, a być może zostały nawet przekroczone przez lądolód w kolejnej oscylacji fazy pomorskiej.

Jaroszewski W., 1980, *Tektonika uskoków i fałdów*, WG Warszawa, s. 360.
Dadlez R., Jaroszewski W, 1994, *Tektonika*, PWN Warszawa. S. 742.
Kondracki J., 1952, *Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego,* Biul. Inst. Geol., 65, Warszawa, s. 512-551
Przybylski M, 1990, *Międzylobalne formy marginalne ostatniego zlodowacenia w okolicach Morąga*, Przegl. Geogr. T. LXII, z. 3-4, s. 383-403.
Roszkówna L.,1955, *Moreny czołowe Zachodniego Pojezierza Mazurskiego,* Stud. Sci. Sc. Tor., Geogr. Et. Geol, vol.2 Toruń, s. 35-95.
Roszko L.,1968, *Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski*, [w:] Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce, Prace Geogr. nr 74 PWN Warszawa, s. 65-100.

O ROZMIESZCZENIU PRZEMARZAJĄCYCH USYPISK W PÓŁNOCNYCH CZECHACH

Karel Kirchner, Václav Cílek, Zdeněk Máčka
Institute of Geonics, Branch Brno, Academy of Sciences of C.R, Brno

Typowymi formami rzeźby Średniogórza Czeskiego i Gór Łużyckich są grzbiety odpornościowe i wzgórza twardzielcowe zbudowane z bazaltu, fonolitu i trachitu, występujących w obrębie kredowych piaskowców i mułowców. Stoki tych form strukturalnych są często okryte rumowiskami skalnymi o charakterze pól blokowych (Král 1966). Część usypisk skalnych tworzonych przez skały wulkaniczne cechuje się wyjątkowym mikroklimatem, którego przejawem jest specyficzne krążenie powietrza w grubych pokrywach kamienistych. Temperatura powietrza w dolnej części rumowisk, na głębokości 1-2 m, jest w półroczu letnim wyraźnie niższa niż temperatura otoczenia. Usypiska takie określa się mianem wychłodzonych, a w przypadku obecności lodu – przemarzających (Růžička 1998). Opisane rumowiska skalne są siedliskiem zimnolubnej flory i fauny, zarówno pochodzenia północnego jak i alpejskiego, w tym licznych reliktów glacjalnych, dziś występujących poza kołem podbiegunowym (Kubát 1971, Zacharda 2000).

W ramach projektu badawczego GA ČR 205/99/1307 prowadzone były badania geomorfologiczne i geologiczne wybranych stanowisk przemarzających usypisk skalnych: Bobří soutěska, Kamenec-Kamenná hůra, Boreč i Plešivec w Średniogórzu Czeskim oraz Studenec i Klíč w Górach Łużyckich (Kirchner, Cílek, Máčka 2001).

W rezultacie tych badań możliwe jest zaprezentowanie wstępnych spostrzeżeń nad zjawiskiem przemarzających usypisk. Strefy luźno upakowanego gruzu osiągają znaczne miąższości, rzędu 2-3 m, natomiast całkowita miąższość w dolnych częściach stoku może przekraczać 10-20 m. Ważnym elementem jest gruba na 1-2 mm otoczka

zwietrzelinowa na powierzchniach odłamków bazaltowych, umożliwiająca zakotwiczenie plech porostów i dalszą degradację skały, czego efektem jest duży udział odłamków częściowo zaokrąglonych.

Na współczesne wietrzenie i rozwój rumowisk wskazuje obecność mikrołusek eksfoliacyjnych i niewielkich kociołków wietrzeniowych.

Uważamy, że pod koniec ostatniego glacjału zimnolubne gatunki roślin i zwierząt migrowały z obszaru otwartego do powstających rumowisk skalnych. Usypiska rozwijają się stale, równocześnie podlegając grawitacyjnym przemieszczeniom do niższych części stoku. W miejscach, gdzie przekraczają one lokalne stopnie terenowe, tworzą powierzchnie płaskie, a ulegając spiętrzeniu powodują powstanie nabrzmień i stref wyciśnięcia o wysokości do kilku metrów. W środkowych i górnych częściach stoku rumowiska skalne tworzą wyniesienia terenu (wały, nabrzmienia), nawiązujące do cech strukturalno-tektonicznych skał wulkanicznych zalegających w podłożu.

Sądzimy, że proces tworzenia i destrukcji rumowisk jest ciągły. Współcześnie widoczne stromo nachylone usypiska (około 30°) prawdopodobnie tworzyły się w ostatnim glacjale i holocenie. Starsze rumowiska zostały miejscami przekształcone w zwięzłe pokrywy gliniaste, ale na ogół tworzą kamieniste powierzchnie, zwykle o znacznej rozległości, umiarkowanie nachylone, zglinione i często porośnięte lasem. Te rozpowszechnione formy są ważnym, a dotąd w niewielkim stopniu poznanym elementem rzeźby, wymagającym dalszych badań. Profile geologiczne wskazują, że w ramach cyklu glacjalnego powstawanie usypisk zachodziło ze zmienną intensywnością, a w jego najchłodniejszej fazie było bardzo ograniczone lub nie zachodziło w ogóle. W wielu miejscach występują pokrywy lessowe bez żadnej domieszki grubszego materiału skalnego. Ważnym okresem był schyłek glacjału, gdy w warunkach rozmarzania podłoża skalnego działały procesy niwacyjne i dochodziło do rozwoju usypisk, wkraczających na najmłodsze pokrywy lessowe (Cílek 2001).

Przejawy przemarzania usypisk są uwarunkowane, oprócz sprzyjających czynników geologicznych i geomorfologicznych (np. jednorodność materiału skalnego, wysokości względne), także czynnikami mezo- i mikroklimatycznymi. W konkretnych przypadkach znaczenie może mieć współdziałanie wielu czynników, np. szczegóły mezo- i mikrorzeźby terenu czy niejednorodność podłoża (obecność pokrywy lawowej na niestabilnym podłożu osadów kredy, różnice w gęstości i rozwarciu szczelin skalnych itp.).

Cílek V., 2001, *Scree slopes and boulder fields of Northern Bohemia: origin, processes and dating*, [w:] K. Kubát (ed.), Sborník "Lebensraum Blockhalde" Acta Univ. Purkyn. Ústí n. L., biologica, 4, 2000, s. 5-18.

Kirchner K., Cílek V., Máčka Z., 2001, *Nové údaje o podmrzajících sutích v Českém středohoří*, [w:] J. Prášek, J. (ed.), Současný stav geomorfologických výzkumů, Sborník referátů z mezinárodního semináře konaného ve dnech 5.-7. dubna 2001 v Kružberku, PřF OU, ČAG, Ostrava 2001, s. 34-40.

Král V., 1966, *Geomorfologie střední části Českého středohoří*, Rozpravy ČSAV, řada MPV, 76, 5, s. 1-65.

Kubát K., 1971, *Ledové jámy a exhalace v Českém středohoří*, Vlastivědný sborník Litoměřicko, 8, 1971, s. 67-89.

Růžička V., 1998, *Podzemní led v kamenných sutích*, Vesmír, 77, s. 397-399.

Zacharda M., 2000, *New and little-known species of Rhagidiidae from talus ecosystems, in the Czech Republic and Austria*, Journal of Zoology, 251, s. 105-118.

GEOMORFOLOGICZNE ASPEKTY DEFORMACJI STOKÓW W ZEWNĘTRZNYCH KARPATACH ZACHODNICH NA MORAWACH (REPUBLIKA CZESKA)

Kirchner Karel, Krejčí Oldřich
Institute of Geonics, Branch Brno, Academy of Sciences of C.R, Brno

Wschodnie Morawy cechują się urozmaiconą rzeźbą pasm górskich i pogórzy zbudowanych z kompleksów skał fliszowych (piaskowców, iłowców) należących do fliszu magurskiego. Jednym z najważniejszych procesów rzeźbotwórczych są tu ruchy masowe, zwłaszcza osuwiska. Inicjowane są one przez ekstremalnie wysokie opady, przy intensywnym tajaniu pokrywy śnieżnej lub przez czynnik antropogeniczny. Świadomość oddziaływania tych czynników i wynikającego z niego wyjątkowego rozwoju ruchów masowych pozwala ocenić skalę przekształceń i pochodzenie wielu form rzeźby terenu. Ruchom osuwiskowym nie była w przeszłości poświęcana wystarczająca uwaga, a ich rola w rozwoju rzeźby bywała niedoceniana. Rolę osuwisk w krajobrazie fliszowym uwypuklił dopiero T. Czudek (1997), podczas gdy geomorfolodzy polscy (np. Kotarba 1986, Starkel 1960, Zietara 1988 i in.) i słowaccy (Harčár 1987) już wcześniej podkreślali ich bardzo duże znaczenie w kształtowaniu rzeźby Karpat fliszowych. Znaczne uaktywnienie ruchów masowych w rezultacie ekstremalnych opadów w lipcu 1997 stało się impulsem do właściwego rozpoznania roli deformacji stoków w rozwoju rzeźby wykształconej na fliszu karpackim na Morawach. Ruchy masowe spowodowały znaczne zmiany w konfiguracji powierzchni terenu, spowodowały poważne szkody materialne, ale także przyciągnęły na nowo uwagę badaczy (Kirchner, Krejčí 1998). W ramach prowadzonych badań geomorfologicznych i geologicznych uzyskano nowe dane o typologii i zasięgu deformacji stokowych oraz potwierdzono ich znaczny udział w przekształcaniu rzeźby. Badania stoków objętych deformacjami, w których wykorzystano metody geofizyczne, umożliwiły wyjaśnienie genezy wielu form skalnych w pasmach fliszowych. Rezultaty tych badań prezentujemy na przykładzie kilku stanowisk w Górach Hostýnsko-vsetínskich – osuwisk Bystřička, Brodská, Křížový vrch oraz stanowiska Hradisko w Javorníkach.

Bystřička – rozległa powierzchniowo, fosylna deformacja stokowa, reaktywowana w lipcu 1997. Stwierdzono tu oddziaływanie procesów stokowych różnego typu. W górnej części powstało osuwisko i spływ ziemny, uwarunkowane strukturą geologiczną podłoża, w środkowej zaznaczyły się zsuwy wzdłuż głęboko posadowionych powierzchni poślizgu, a ruch miał charakter deformacji blokowej, natomiast w części dolnej odnotowano wybrzuszenia i nabrzmienia podłoża. Wyraźny grzbiet piaskowcowy w dolnej części stoku jest fragmentem bloku skalnego wchodzącego w skład głęboko zakorzenionego osuwiska. Amfiteatralna nisza w górnej części osuwiska (widoczna na starych mapach) była dawniej uważana za "normalną" powierzchnię stokową, jest jednak genezy grawitacyjnej.

Brodská – osuwisko jęzorowe, uwarunkowane strukturą geologiczną podłoża, z głównym okresem aktywności po ekstremalnych opadach w lipcu 1997. Wyrazistość powstałej wówczas niszy osuwiskowej stopniowo ulega zatarciu.

Křížový vrch – rozległy obszar fosylnych deformacji stokowych z przejawami różnych typów ruchów masowych (obrywy, osuwiska blokowe i zwietrzelinowe, spływy ziemne, jaskinie pseudokrasowe). Obszar osuwiskowy podlega regularnie reaktywacji po większych opadach. Ściany skalne wcześniej uważane za klify mrozowe są w rzeczywistości skalnym amfiteatrem niszy osuwiskowej, a poniżej leżące spłaszczenie, dawniej interpretowane jako terasa krioplanacyjna, jest górną

powierzchnią bloku skalnego, który uległ przemieszczeniu.

Hradisko – w obrębie grzbietu antyklinalnego zbudowanego z fliszowych piaskowców i iłowców jednostki raczańskiej występują liczne poprzeczne i podłużne szczeliny. Na pn.-zach. stoku jest rozwinięte rozległe osuwisko blokowe o długości 635 m z jaskiniami pseudokrasowymi. Rzeźba amfiteatru była wcześniej interpretowana jako klif mrozowy z terasami krioplanacyjnymi (poszczególne bloki tworzące osuwisko zalegają na stoku w układzie schodowym). Grawitacyjne formy rzeźby piaskowcowej są przekształcane przez procesy kriogeniczne.

Powstanie i rozwój deformacji stoków w pasmach fliszowych wschodnich Moraw są uwarunkowane właściwościami podłoża skalnego. Wielkoskalowe ruchy masowe (spływy ziemne, osuwiska, ruchy skalnych bloków głębszego podłoża) powodują znaczne przekształcenia rzeźby, a ich poznanie pozwala sformułować nowe poglądy na genezę mezoform rzeźby.

Badania deformacji stokowych są prowadzone w ramach projektu badawczego GA AV ČR č. IAA3086903 i programu badań geologicznych Ministerstwa Środowiska ČR "Svahové deformace v České republice".

Czudek, T., 1997, *Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru*, SURSUM Tišnov, 164 s.

Harčár, J., 1978, *Zosuny v Nízkych Beskydách, ich vzťah ku geologickej stavbe a morfológii*, Geografický časopis, 30, 1, s. 57-74.

Kirchner K., Krejčí, O., 1998, *Slope movements in the Flysch Carpathians of Eastern Moravia (Vsetín District), triggered by extreme rainfalls in 1997*, Moravian Geographical Reports, 6, 1, s. 43-52.

Kotarba, A., 1986, *Rola osuwisk v modelowaniu rzeźby beskidzkiej i pogórskiej*, Przegląd Geograficzny, 58, 1-2, s. 119-129.

Starkel, L., 1960, *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*, Prace geograficzne PAN, 22, 239 s.

Zietara, T., 1988, *Landslides areas in the Polish Flysch Carpathians*, Folia Geographica, ser. Geographica-Physica, 20, s. 21-31.

WSPÓŁCZESNY SYSTEM DENUDACYJNY SUDETÓW

Jan Klementowski

Zakład Geomorfologii, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego

Pojęciem system denudacyjny najczęściej określa się sposób krążenia wszystkich produktów wietrzenia na określonym fragmencie terenu, który uwarunkowany jest cechami geologicznymi i geomorfologicznymi, a także specyficznymi cechami klimatu i stosunków hydrologicznych. Sudety pod względem geologicznym i morfologicznym są bardzo zróżnicowane. Dominują skały magmowe i metamorficzne wieku paleozoicznego, a podrzędnie także skały osadowe. Znaczna rozpiętość hipsometryczna sprawia, że występuje tutaj strefowość zjawisk geoekologicznych. Przeważająca część Sudetów leży w piętrze dolnoreglowym (500-1000 m n.p.m.), a tylko niewielka w piętrze górnoreglowym. W piętrze subalpejskim i alpejskim znajdują się tylko niewielkie fragmenty szczytowych partii Karkonoszy i Śnieżnika Kłodzkiego.

Od średniowiecza trwa proces przekształcania i zmian funkcjonowania ekosystemów leśnych, który osiągnął apogeum pod koniec lat siedemdziesiątych XX wieku. Ich następstwem była seria powodzi u schyłku XIX wieku oraz gigantyczna powódź w roku 1997.

W strukturze współczesnych procesów denudacyjnych w Sudetach dominującą rolę odgrywają procesy zmywu powierzchniowego i spełzywanie, natomiast rola procesów erozji korytowej jest ograniczona z powodu regulacji oraz zabudowy hydrotechnicznej dużej części górskich potoków. Monitorowanie tych procesów zapoczątkował w latach sześćdziesiątych profesor Alfred Jahn, który także doprowadził do powołania w ramach Międzynarodowej Unii Geograficznej Komisji Współczesnych Procesów Geomorfologicznych. Pokłosiem działalności tej komisji jest kilkadziesiąt wieloletnich serii monitoringu spłukiwania i spełzywania prowadzonych w różnych strefach morfoklimatycznych. Procesy zmywu powierzchniowego (spłukiwanie) są monitorowane przy pomocy chwytaczy zainstalowanych w różnych ekosystemach i piętrach hipsometrycznych. Część chwytaczy funkcjonuje nieprzerwanie od 10 lat. Te bardzo proste instalacje, w różnym stopniu zmodyfikowane, są powszechnie użytkowane. Stąd otrzymane wyniki w pewnym sensie są kompatybilne. Zarówno w Karkonoszach, jak i w Masywie Śnieżnika spłukiwanie generalnie jest procesem o znikomej intensywności, przy czym stopień pokrycia stoków przez roślinność bezpośrednio wpływa na jego wielkość w okresie roku. Warto podkreślić, że w pierwszych dwóch latach prowadzenia monitoringu wartości spłukiwania były wyraźnie zawyżone z powodu naruszenia stoku podczas instalacji chwytaczy. W następnych latach w zwartych i nie uszkodzonych świerczynach dolnoreglowych spłukiwanie wynosiło zaledwie 0,2-0,5 g/m^2. W świerczynach dolno- i górnoreglowych uszkodzonych w następstwie klęski ekologicznej spłukiwanie jest nieznacznie wyższe i wynosi 0,3-0,8 g/m^2. Na haliznach powstałych na skutek cięć sanitarnych spłukiwanie w pierwszym roku jest kilkakrotnie wyższe, a później powraca do wartości nie przekraczających 1g/m^2. Można to wytłumaczyć faktem, że nieuszkodzone świerczyny o zwartych koronach przepuszczają niewiele światła, dlatego podszyt jest niezwykle ubogi. Przedwczesne opadanie igieł oraz przerzedzenie koron prowadzi do stopniowego rozjaśnienia lasu i pojawienia się podszytu bogatego w trawy, które ograniczają spłukiwanie. Również spłukiwanie na stokach położonych w piętrze subalpejskim było minimalne. Zwarta darń oraz borówczyska ograniczają spłukiwanie do wartości poniżej 0,5 g/m^2 .

Minimalne są również wartości spłukiwania na stokach zadarnionych, wynoszące 0,4-0,5 g/m^2. Wartości spłukiwania na nielicznych już polach ornych są przeważnie kilkaset razy wyższe. Na kartoflisku w rejonie Kletna (Masyw Śnieżnika) spłukiwanie wynosiło w okresie tylko 6 tygodni prawie 900g/m^2, niestety te chwytacze były szybko niszczone.

Spłukiwanie linijne oraz jego różne formy występuje z reguły w miejscach, gdzie zaznaczyła się działalność człowieka, polegająca na utworzeniu ryz (torów) zrywkowych, sieci lokalnych ścieżek, nie umocnionych dróg czy szlaków turystycznych. Najbardziej są rozpowszechnione ryzy zrywkowe powstałe po zrywce prowadzonej w następstwie klęski ekologicznej. Ich powstanie powoduje pojawienie się wymuszonej erozji liniowej. Ryzy te, chociaż w większości nie są już użytkowane, stają się z czasem trwałym elementem morfologii sudeckich stoków. Rzadko są opanowywane przez roślinność, a podczas opadów nawałnicowych czy rozlewnych stają się miejscem aktywnej erozji. Do pomiarów dynamiki erozji liniowej stosowano zmodyfikowane rynny Gerlacha oraz metodę szpilkową. Niestety rynny były często niszczone. Z pięcioletniej serii pomiarowej wynika, że ilość materiału zgromadzonego w rynnach Gerlacha rośnie w dół stoku. W gónych odcinkach ryz dominuje mało aktywny proces spłukiwania, podczas gdy w odcinku środkowym i dolnym ryzu przeważa erozja żłobinowa. Deluwium gromadzone w wyżej położonych rynnach Gerlacha jest pyłowo - piaszczyste z kilkudziesięcioprocentowym udziałem materii organicznej. W dolnych zaś materiał jest bardziej gruboziarnisty, skrajnie słabo wysortowany z nieznaczną zawartością części organicznych. W Karkonoszach miąższość deluwiów stokowych wynosi 20-30 cm, ale lokalnie

ich miąższość bywa znacznie większa. W Górach Złotych w rejonie Lądka Zdroju (Sudety Wschodnie) miąższość deluwium przy dolnym załomie stoku wynosi ponad 70 cm. W deluwiach można spotkać węgle drzewne powstałe podczas karczunku i wyrębu lasu. W deluwiach karkonoskich w warstwie powierzchniowej przeważa frakcja pyłowo - ilasta przy wyraźnym udziale także frakcji w przedziale 0,5-0,25 mm. Powyżej wysokości 900 m n.p.m. deluwia stokowe są coraz słabiej widoczne, szczególnie na stokach rozbieżnych.

Na podstawie prawie dziesięcio-letniej serii pomiarów spłukiwania prowadzonych w różnych ekosystemach Śnieżnika Kłodzkiego można określić wskaźnik denudacji wyrażony w mm skały litej/ rok. Wynosi on zaledwie 0,00027 - 0,0005 mm/rok. W Karkonoszach wskaźnik ten wynosi od 0,00026 mm/rok na łące (ok. 725 m n.p m.) do 0,00175 mm/rok na zrębie zupełnym (840 m n.p.m.)

W lipcu 1997 roku na Dolnym Śląsku wystąpiły katastrofalnie wysokie opady, w następstwie których powstała gigantyczna powódź. Centrum opadów znajdowało się w rejonie Śnieżnika. W pierwszej dekadzie lipca suma opadów na Hali pod Śnieżnikiem (1217 m n.p.m.) wyniosła 601 mm. W okresie powodzi spłukiwanie na stokach (chwytacze opróżniono po tygodniu) wynosiło 0,19 - 1,7g/m^2. Jest to prawie tyle samo, co średnio w okresie całego roku. W sumie jednak nie są to wartości szczególnie wysokie, zważywszy na ogrom powodzi i stopień przekształcenia morfologii stoków i den dolinnych w jej następstwie. Największe przekształcenia morfologii stoków i den dolinnych nastąpiło w następstwie erozji liniowej, żłobinowej i wąwozowej. Erozja zawsze nawiązywała do istniejących już inicjalnych form erozji liniowej. W skrajnych przypadkach erozja wąwozowa spowodowała powstanie rozcięć erozyjnych o głębokości 5 m.

Erozja wodna pokryw stokowych w następstwie spłukiwania ma charakter selektywny, wymywana jest głównie frakcja pyłowa, a nawet iłowa, przy wyraźnym zmniejszeniu udziału frakcji grubszych, tj. piaszczysto -żwirowych o prawie 70%. Na górskich stokach nieustannie odbywa się proces spłukiwania i okresowej akumulacji deluwiów na odcinkach zaledwie kilkunastu czy kilkudziesięciu metrów. W wyniku niewielkiej dynamiki tych procesów przeważająca część deluwiów pozostaje na stoku, a tylko niewielka ich część trafia do den dolinnych i koryt rzecznych. Depopulacja Sudetów oraz obniżenie w związku z tym granicy rolno-leśnej w ostatnim pięćdziesięcioleciu o 250-300 m. jest przyczyną minimalnego udziału spłukiwania we współczesnym systemie denudacyjnym. Z tych przyczyn osady popowodziowe w dolinach Morawki, Kamienicy , Kleśnicy, Białej Lądeckiej czy Nysy Kłodzkiej są ubogie we frakcje drobne, a obfitują we frakcje grube (kamieniste). Są to raczej rozmyte przez erozję starsze osady dolinne, przy minimalnym udziale materiału drobnofrakcjnego, pochodzącego z rozmycia piaszczysto - gliniastych pokryw stokowych.

Dla oceny tempa współczesnej denudacji w eksperymentalnej zlewni Wilczego Potoku w Karkonoszach zbudowano zastawkę. W pierwszym roku pomiarowym za zastawką zgromadziło się 0,68 m^3 materiału organiczno-mineralnego. Na powierzchni przeważał piasek z humusem, niżej soczewy piasków i drobnych żwirów. Przeliczając akumulowany materiał na powierzchnię zlewni daje tempo jej denudacji wynoszące 0,000244 mm skały litej w ciągu roku. Jeśli jednak objętość wypełnienia odniesie się do stref wylesionych w zlewni i strefie przykorytowej, wynik będzie trzykrotnie wyższy - 0,0008 mm.

W następnych latach wypełnienie miało inny charakter. Brak było prawie całkowicie części mineralnych, dominowały tylko szczątki organiczne. Przyczyną tego były całkowicie odmienne warunki pogodowe. W pierwszym roku przeważały opady typu nawałnicowego oraz niewielkie opady śniegu. Występowały również liczne wezbrania w kwietniu i w maju, podczas których przepływy były dziesięciokrotnie wyższe niż w latach następnych.

Również w Karpaczu przepro-wadzono badania nad rozmiarami

współczesnej denudacji Karkonoszy, wykorzystując w tym celu zalądowiony zbiornik przeciwrumowiskowy na Łomnicy, który oczyszczono ze zgromadzonych osadów. Okazało się, że w ciągu 17 lat zgromadziło się tutaj 78000 m^3 osadów, co po przeliczeniu daje roczną denudacje 0,117 mm litej skały (nie uwzględniano części organicznych, stanowiących prawie połowę osadów). Wynika z tych danych, że denudacja w małych zlewniach (Wilczy Potok) jest prawie 500 razy mniejsza niż w zlewniach wyższego rzędu (Łomnica). Należy zaznaczyć, że denudacja w zlewni Wilczego Potoku doskonale korelowała z pomiarami spłukiwania na polach testowych.

W Sudetach wskaźnik denudacji w poprzednich latach także był obliczany na podstawie objętości osadów dennych zgromadzonych w zbiornikach retencyjnych na większości dużych rzek: Morawka (Sudety Wschodnie) - 0,0225 mm, Bystrzyca (Sudety Środkowe) - 0,067 mm, Nysa Kłodzka (Sudety Środkowe) - 0,125 mm, Łomnica (Sudety Zachodnie) - 0,12 mm, Bóbr (Sudety Zachodnie) - 0,05 - 0,165 mm.

Warto także zauważyć, że wskaźniki denudacji obliczone przy pomocy chwytaczy oraz osadów w zbiornikach retencyjnych różnią się znacznie. Jest to spowodowane tym, że erozja i spłukiwanie na stokach są znacznie słabsze od erozji korytowej w dużych rzekach. Można także prognozować, że denudacja Sudetów w następnych latach będzie jeszcze słabsza. Będzie to spowodowane polepszeniem zdrowotności sudeckich lasów w następstwie ograniczenia emisji do atmosfery toksycznych gazów i pyłów oraz dalszego obniżania granicy leśno- rolnej z powodu nieopłacalności produkcji rolnej w górach.

Dokładne rozmiary współczesnej denudacji chemicznej Sudetów trudno jest określić z powodu niewielkiej skali tych badań . Na podstawie badań przeprowadzonych w Karpaczu w zlewni Wilczego Potoku metodą konduktometryczną oraz określaniu suchej pozostałości metodą sączkową, wynika, że denudacja chemiczna w pierwszym roku pomiarów (1987/88) wynosiła 53 g/m^2) oraz 50 g/m^2 w roku następnym. W porównaniu z innymi obszarami zbudowanymi z kwaśnych skał magmowych otrzymane wartości są porównywalne.

Wieloletnia seria pomiarów dotycząca mineralizacji opadów i osadów atmosferycznych prowadzonych w Karkonoszach pozwala stwierdzić, że bilans denudacji chemicznej w Karkonoszach jest dodatni, tzn. że większe jest adsorbowanie związków chemicznych występujących w powietrzu przez gleby i roślinność, niż ich odprowadzanie przez wody powierzchniowe i podziemne w postaci substancji rozpuszczonych i koloidalnych.

Najdłuższa seria pomiarowa (prawie 20 lat) procesów sekularnych w Sudetach dotyczy ruchów pełzających gruntu (creep). Stosowana jest tutaj od kilkudziesięciu lat tzw. metoda kołkowa oraz jej różne modyfikacje. W Karkonoszach ruch ten jest stosunkowo szybki powyżej górnej granicy lasu na zadarnionych stokach nisz niwalnych i wynosi 3 - 6 mm/rok. Lokalnie sięga on nawet 21 mm/rok. W Masywie Śnieżnika monitoring trwał od 7 do 15 lat. Stwierdzono spełzywanie wynoszące 9 mm na stoku zadarnionym i okresowo użytkowanym przez wypas bydła (450 m n.p.m.), do 3,5 mm/rok w młodniku dolnoreglowym. Na stoku silnie zalesionym ponadstuletnimi świerkami spełzywania nie stwierdzono. W podszczytowej części kopuły Śnieżnika na stokach silnie zadarnionych (ok. 1370 m n.p.m.) spełzywanie wynosiło zaledwie 3 mm/rok.

Porównując dynamikę procesów sekularnych z dynamiką procesów katastrofalnych towarzyszącym powodziom wynika, że denudacyjna i morfotwórcza rola procesów sekularnych jest znikoma. Ostatnia dekada przyniosła wyraźne uaktywnienie procesów katastrofalnych. Zwiększyła się ich częstotliwość, zwiększył się obszar ich występowania, radykalnie zwiększyło się negatywne ich oddziaływanie na środowisko przyrodnicze.

TRANSFORMACJA STOKOWO-DOLINNEGO SYSTEMU POKRYW CZWARTORZĘDOWYCH W GÓRNOŚLĄSKIEJ CZĘŚCI DORZECZA ODRY POD WPŁYWEM PREHISTORYCZNEJ I HISTORYCZNEJ PRESJI CZŁOWIEKA

Kazimierz Klimek
Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sonsowiec

W dorzeczu Odry w Kotlinie Górnej Odry, stokowo-dolinny system pokryw zwietrzelinowo-akumulacyjnych, rozwiniętych w peryglacjalnych warunkach klimatycznych vistulianu, został utrwalony przez sukcesję zbiorowisk leśnych w holocenie. Jedynie erozja linijna stałych cieków wodnych w osiach dolin prowadziła do ich rozcinania i ograniczonej redepozycji aluwiów. Wkroczenie człowieka prehistorycznego w neolicie, już około 7 000 lat temu (Kaczanowski, Kozłowski 1998) rozpoczęło proces stopniowej zmiany zbiorowisk roślinnych, aż do opanowania znacznych obszarów przez monokultury rolnicze lub hodowlano-rolnicze. Zainicjowało to procesy transferu zwietrzelin z nachylonych powierzchni stoków do dolin rzecznych, działające z różnym natężeniem do czasów nam współczesnych. Zmieniające się w ostatnich tysiącleciach warunki klimatyczne modyfikowały ich przebieg i natężenie.

Górnośląskie dorzecze Odry (Kotliny Górnej Odry), o powierzchni ponad 10 000 km^2, obejmuje silnie zróżnicowane jednostki orograficzne - geomorfologiczne, uwarunkowane strukturą podłoża podczwartorzędowego. Obok średniogórskich masywów Beskidów Śląsko-Morawskich oraz Sudetów Wschodnich, w jego obrębie występują rozległe wysoczyzny lessowe (Płaskowyż Głubczycki, Płaskowyż Rybnicki i inne) oraz dna obniżeń wysłane osadami piaszczystymi (Równina Kozielska, Równina Niemodlińska). W surowych warunkach klimatycznych ostatniego zlodowacenia plejstoceńskiego: vistulianu, około 20 000 lat temu, region ten znajdował się w odległości 180-220 km od czoła lądolodu skandynawskiego. Intensywne wietrzenie mechaniczne skał podłoża doprowadziło do okrycia stoków miąższą pokrywą grubofrakcyjnych zwietrzelin, szczególne wyraźnie widocznych w średniogórskiej części dorzecza. Wysoczyzny przedgórskie zostały okryte płaszczem lessów. W dnach dolin i kotlin akumulacja fluwioperyglacjalnych osadów piaszczystych wygładziła nierówności starszej rzeźby.

Około 7 000 lat temu plemiona hodowców i rolników z basenu Dunaju, migrując ku północy przez Bramę Morawską, przekroczyły linię Karpat-Sudetów i zasiedlały w pierwszej kolejności wysoczyzny lessowe na ich przedpolu. Trwające przez tysiąclecia fazy osadnicze, z różnym sposobem i różnym natężeniem użytkowania zasobów środowiska przyrodniczego już w okresie prehistorycznym spowodowały znaczne wylesienie tych wysoczyzn. Współdziałanie czynników antropogenicznych i częściowo klima-tycznych uruchomiły procesy erozji gleb i ich redepozycji, szczególnie intensywnej w neolicie oraz we wczesnym średniowieczu. Świadczą o tym datowane na ten okres pokrywy deluwialne wypełniające suche współcześnie doliny w północnej części Płaskowyżu Głubczyckiego (Klimek 2002).

Dna kotlin i głównych dolin, wysłane w plejstocenie piaszczystymi aluwiami, pod wpływem wyrównania przepływów rzek już na przełomie vistulianu/holocenu zaczęły być poszerzane przez meandrujące koryta. U podnóży wysoczyzn lessowych u ujścia małych dolin w dolinach głównych zaczęły być rozbudowywane stożki aluwialne już od 2000 lat. W dolinach przecinających wysoczyzny lessowe

osadzane były gliniasto-pylaste osady pozakorytowe. Wyraźne natężenie tej sedymentacji związane jest z wczesnośredniowieczną kolonizacją rolniczą (Szczepankiewicz 1989, Klimek 2000, 2002).

Obszary średniogórskie Sudetów Wschodnich już od średniowiecza były obszarem eksploatacji rud metali. Na obecnym etapie badań można jedynie przypuszczać, że ten sposób ingerencji człowieka prowadził do wyrębu lasów i erozji gleb, podobnie jak w strefie Karkonoszy (Parzóch 2001). Intensywna deforestacja, związana później również z eksploatacją lasów i zrywką drzewa inicjowała powstawanie rynien erozyjnych, szybko przeobrażanych w szlaki spływu wód opadowych lub roztopowych. Zainicjowane przez człowieka rynny erozyjne, obecnie zalesione, występują powszechnie w masywie Wysokiego Jesenika jak również w Beskidach Morawskich. Na obrzeżu gór, częściowo wylesione podnóża zboczy dolin są podcinane przez rzeki Tutaj trwa redepozycja peryglacjalnych gruzowych pokryw stokowych.

Kaczanowski P., Kozłowski J.K.,1998, *Najdawniejsze dzieje ziem polskich*. Fogra, 382p. Kraków.

Klimek K., 2000, *The sudetic tributaries of Upper Odra transformation during the Holocene period*, Studia Geonorphologica Carpatho-Balcanica. 34.27-45. Kraków

Klimek K., 2002, *Sediment transfer and storage linked to Neolithic and Early Medieval soil erosion in the Upper Odra Basin, Southern Poland*, [w:] Howard A.J., Macklin M.G. & Passmore D.G. (eds), The alluvial Archaeology on North West Europe & the Mediterranean. Balkema (w druku).

Parzóch K., 2001, *Współczesne procesy geomorfologiczne w Karkonoszach w warunkach antropopresji*, Nie opubl. rozprawa doktorska, 233p., Wrocław.

Szczepankiewicz S.,1989, *Ziemie południowo-zachodniej Polski - morfogeneza i dzieje czwartorzędowe*, Acta Universitatis Vratislaviensis 1029, Studia Geograficzne 47. 136p. Wrocław.

WPŁYW DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA NA PRZEBIEG PROCESÓW FLUWIALNYCH W DOLINACH OKOLIC ŁOWICZA W OSTATNICH 200 LATACH

Elżbieta Kobojek
Zakład Geomorfologii, Uniwersytet Łódzki

Obserwacje wpływu działalności człowieka na przebieg procesów w dolinach rzecznych w ostatnich 200 latach prowadzone były w obrębie Równiny Łowicko-Błońskiej w okolicach Łowicza. Badania obejmowały środkowy odcinek doliny Bzury i doliny jej dopływów. Ślady osadnictwa na badanym terenie sięgają czasów prehistorycznych, a doliny rzeczne były intensywnie użytkowane rolniczo począwszy od średniowiecza, co przyczyniło się do znacznego przekształcenia środowiska. Także w ostatnich 200 latach działalność człowieka spowodowała zmiany w obrębie koryt i den dolinnych.

Jeszcze na początku XIX w. Bzura na odcinku od Walewic do Łowicza płynęła kilkoma korytami. Najczęściej wykształcone były 2 koryta, ale miejscami funkcjonowały 3 lub 4 ramiona, często połączone cienkimi strugami, wskutek czego odległość między skrajnymi ramionami rzeki wynosiła miejscami 2 km. Pomiędzy ramionami rzeki występowały rozległe mokradła i torfowiska porośnięte trzciną, często zalewane w czasie średnich i wysokich stanów wody. W wielu miejscach wody piętrzyły groble i stawidła przy młynach wodnych. W tak płynącej rzece utrzymywała się przewaga transportu unoszonego nad wleczonym i przewaga

przyrostu pionowego osadów nad bocznym, przy względnie stabilnym układzie koryt.

Próby przebudowy systemu hydrograficznego doliny Bzury podejmowano kilkakrotnie. Na początku XIX w. zmieniono przebieg koryta pod Łowiczem, zbliżając je do miasta oraz zaczęto rozbierać młyny wodne zbudowane nad Bzurą, gdyż sądzono, że wpłynie to korzystnie na nurt rzeki i spadek dna koryta. Następnie (połowa XIX w.) zaczęto regulować koryto. Przekopano kanał o szerokości 8,6 m i długości około 40 km na odcinku od Łęczycy do Łowicza, którym popłynęła główna masa wody Bzury. Ponadto na wybranych odcinkach wykopano mniejsze rowy i wyprostowano koryto rzeki. W wyniku regulacji odcięto liczne starorzecza i ramiona rzeki. Stopień ich zachowania jest różny, od niemal całkowicie wypełnionych osadami organicznymi, poprzez zdrenowane i nie wypełnione osadami, po wypełnione jeszcze wodą i zarastające. Wykopanie nowego wyprostowanego i pogłębionego koryta Bzury spowodowało obniżenie poziomu wód w rzece oraz ożywiło tempo erozji dennej. Zmianie uległy procesy transportu i sedymentacji. Akumulowany jest głównie materiał piaszczysty w korycie i tuż przy brzegu w czasie średnich i wysokich stanów wody. Materiał mułkowo-piaszczysty osadzany jest jedynie w obrębie odsypów meandrowych w czasie wysokich stanów wody. W środkowym odcinku Bzury rzadko występują powodzie związane z wystąpieniem wody z koryta, są tu najczęściej powodzie podsiąkowe.

Uregulowanie koryta Bzury spowodowało także obniżenie bazy erozyjnej jej dopływów. W dolnych i środkowych odcinkach tych rzek ożywiły się procesy denne, w efekcie których rzeki płyną głęboko wciętymi korytami. Nawet przy wysokich stanach wody nie występują one z koryta na równię zalewową, np. na Rawce od wielu dziesiątek lat nie było powodzi, świadczy o tym brak przyrostu osadów na równi zalewowej oraz zatarte struktury sedymentacyjne starszych osadów powodziowych w wyniku procesów glebotwórczych, w warstwie o miąższości do 1 m.

Młyny wodne nie rozebrane w XIX w. zostały w drugiej połowie XX w. zamienione na młyny elektryczne, przy okazji usunięto groble, stawidła i przegrody przy młynach, co spowodowało spłynięcie gromadzonych wcześniej wód, przyspieszyło przepływ wody i dodatkowo przyczyniło się do lokalnego ożywienia erozji w korycie.

Większe dopływy Bzury meandrują i miejscami charakteryzują się silną erozją boczną koryta. Aby osłabić jej tempo brzegi obsadzane są drzewami głównie topolami i sosną. Korzenie drzew skutecznie osłabiają tempo erozji bocznej.

W związku z małymi opadami i deficytem wody na badanym obszarze, czasem budowane są groble na mniejszych rzekach. Powyżej przeszkody woda płynie wolniej, często tworzą się dwa nurty oraz zachodzi większa sedymentacja w korycie. W związku z tym w obrębie koryta tworzą się drobne wyspy i na pewnym odcinku rzeka ma charakter quazi-roztokowy.

Nowe problemy spowodowała reintrodukcja bobrów w Rawce w 1983 r. Po osiemnastu latach populacja bobrów mocno wzrosła i zaczynają one ingerować i zmieniać środowisko rzeki meandrującej. Podgryzają drzewa, które w wielu odcinkach rzeki zalegają w korycie, budują tamy. Zakola meandrowe, w obrębie których jeszcze 3 lata temu swobodnie zachodziła erozja boczna i widoczne były wahania stanów wody w ciągu roku, obecnie przestały przesuwać się bocznie. Stan wody przez cały rok jest wysoki bez większych wahań, a prąd wody zdecydowanie wolniejszy. Wszystko to spowodowało osłabienie erozji bocznej koryt meandrujących, podtopienie przyległych terenów oraz dziczenie rzeki na niektórych odcinkach Rawki. Od dwóch lat obserwowane są ślady działalności bobrów w dolinie Bzury w odległości 20 km na zachód od ujścia Rawki.

ZAŁOŻENIA METODOLOGICZNE I METODYCZNE BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW GEOMORFOLOGICZNYCH

Andrzej Kostrzewski
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii
Uniwersytet AdamaMickiewicza, Poznań

Badania współczesnych procesów geomorfologicznych wiążemy z geomorfologią dynamiczną, którą ujmuje współczesne przemiany rzeźby oraz funkcjonowanie współczesnych środowisk morfogenetycznych. Przyjęcie założenia, że geomorfologia dynamiczna zajmuje się badaniem obiegu energii i materii współczesnych morfosystemów (geoekosystemów), zobowiązuje do standaryzacji terenowych systemów pomiarowych, pomaga w tworzeniu odpowiedniego systemu informatycznego, umożliwia stosowanie odpowiednich modeli.

Wprowadzane nowe koncepcje metodologiczne i metodyczne sprawiają, że uzyskiwane wyniki badań współczesnych procesów geomorfologicznych często są nieporównywalne. Należy stwierdzić, że niezbędne jest opracowanie założeń metodycznych stacjonarnych badań współczesnych procesów geomorfologicznych m.in. w zakresie kryteriów wyboru powierzchni testowych oraz standaryzacji metod badań terenowych i laboratoryjnych.

Biorąc pod uwagę aktualny stan badań współczesnych procesów geomorfologicznych w Polsce prace winny być skoncentrowane na następujących zagadnieniach: rozpoznanie charakteru i tendencji rozwoju współczesnych morfosystemów (poszczególnych form rzeźby terenu, zespołów form i typów rzeźby) w oparciu o zorganizowany system pomiarowy; określenie funkcji morfodynamicznych współczesnej rzeźby terenu (koncepcja map geomorfologicznych i morfodynamicznych); określenie mechanizmów współczesnej morfolitogenezy; szersze zastosowanie metod GIS w analizie współczesnych procesów geomorfologicznych; wyznaczenie wartości progowych w funkcjonowaniu współczesnych procesów geomorfologicznych; badanie i rejestracja procesów o charakterze ekstremalnym i katastrofalnym i ich wpływ na rozwój współczesnych geoekosystemów; określenie prawidłowości funkcjonowania współczesnych geoekosystemów w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji (modelowanie).

Powyżej przedstawione propozycje badań winny być realizowane w powiązaniu z programami europejskimi i światowymi.

POLSKIE BADANIA GEOMORFOLOGICZNE – STAN AKTUALNY, TENDENCJE ROZWOJU

Andrzej Kostrzewski
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii
Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

Geomorfologia w Polsce jako samodzielna dyscyplina naukowa jest działem geografii fizycznej. Bardzo często geomorfologię utożsamiamy z geologią czwartorzędu, co niekorzystnie wpływa na jej indywidualność merytoryczną.

Aktualny stan realizowanych badań w polskiej geomorfologii przedstawiony

zostanie w oparciu o standardy metodologiczne i metodyczne, zaprezentowane w referatach Międzynarodowej Konferencji Geomorfologów, która odbyła się w Tokio w sierpniu 2001 roku. Można wyrazić przekonanie, że jest to dobre odniesienie naszych badań do rezultatów uzyskanych w geomorfologii na świecie.

Z kolei w oparciu o publikacje polskich geomorfologów z lat 1997-2000 możliwa była ocena kierunków badań oraz uzyskanych wyników.

Polskie badania geomorfologiczne cechuje duże zróżnicowanie realizowanych programów badawczych, brak syntez problemowych i regionalnych. Należy jednak dodać, że równocześnie w badaniach geomorfologicznych odnotowujemy nowe propozycje metodologiczne badań współczesnych procesów geomorfologicznych, wyraźne tendencje zwiększenia udziału geomorfologów w badaniach kompleksowych środowiska przyrodniczego, wzrost zainteresowania procesami geomorfologicznymi o charakterze ponadprzeciętnym i katastrofalnym, udział w badaniach o charakterze aplikacyjnym.

Polscy geomorfolodzy w realizowanych badaniach winni w większym stopniu uwzględniać nowe koncepcje metodologiczne w zakresie badań mechanizmów funkcjonowania współczesnych procesów geomorfologicznych. Prawidłowości dotyczące funkcjonowania współczesnych środowisk morfogenetycznych winny być formułowane w oparciu o standaryzowane, wieloletnie serie obserwacyjne. W większym stopniu musimy włączyć się do programów międzynarodowych.

WYKSZTAŁCENIE DOLIN ZLEWNI KORYCIANKI (PŁASKOWYŻ PROSZOWICKI)

Joanna Kościelniak
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

Zlewnia Korycianki położona jest na Płaskowyżu Proszowickim, w dolnej części dorzecza Nidzicy. W okresie czwartorzędu środowisko przyrodnicze zlewni podlegało wieloetapowej, bardzo złożonej ewolucji, czego wynikiem jest zróżnicowanie pokryw, zwłaszcza w dolnej części zlewni (Kościelniak 2001). Na przeważającej powierzchni badanego obszaru występują pokrywy lessowe. Teren jest w całości wylesiony i użytkowany rolniczo. Na podstawie kartowania geomorfologicznego wyróżniono w zlewni Korycianki cztery typy dolin.

Pierwszy typ obejmuje doliny płaskodenne z terasą zalewową, w której koryto wycięte jest do głębokości kilkudziesięciu centymetrów. Doliny te są odwadniane stale lub okresowo. U ich wylotów rozpościerają się niewielkich rozmiarów stożki napływowe. Szerokość terasy zalewowej wynosi przeważnie kilkadziesiąt metrów. Wykształcenie akumulacyjnego dna doliny Korycianki świadczy o dużej roli procesów stokowych w jego powstawaniu. Profile podłużne większości dolin pierwszego typu są wyrównane, natomiast profil podłużny doliny głównej charakteryzują załomy świadczące o złożonej genezie tej formy. Górny, stromy odcinek doliny Korycianki jest erozyjnie odmładzany, o czym świadczy znacznie większa głębokość koryta. Doliny płaskodenne zlewni Korycianki są asymetryczne. W przypadku dolin o przebiegu południkowym bardziej strome zbocza są eksponowane na zachód. Natomiast w przebiegającej ze wschodu na zachód dolinie głównej wyodrębniają się odcinki o różnej ekspozycji stoków bardziej stromych. Wydaje się, że w badanej zlewni wpływ na wykształcenie asymetrii dolin płaskodennych miał zarówno proces soliflukcji w warunkach klimatu peryglacjalnego, jak również różnica zwięzłości pokryw budujących przeciwległe zbocza.

Do drugiego typu dolin zaliczono głęboko wcięte doliny nieckowate z dnem nadbudowanym pokrywami proluwialnymi. Występują one głównie w górnej, bardziej rozczłonkowanej i odmładzanej części zlewni Korycianki, gdzie stanowią doliny boczne w stosunku do doliny głównej. Doliny drugiego typu występują też jako formy zapoczątkowujące doliny płaskodenne z terasą zalewową. Charakterystyczne w ich wykształceniu są wąskie dna oraz długie i stosunkowo strome zbocza. Asymetria nie występuje albo zaznacza się bardzo słabo. Dna dolnych odcinków niektórych dolin tego typu rozcięte są bardzo płytkimi i wąskimi rowami melioracyjnymi, którymi płyną epizodyczne cieki.

Trzeci typ dolin reprezentowany jest przez suche niecki denudacyjne. Doliny te rozcinają wszystkie zbocza i stoki zlewni Korycianki. Charakterystyczne są różnice w układzie i wykształceniu niecek rozcinających stoki bardziej strome i stoki o mniejszych nachyleniach. Stoki bardziej strome rozcina większa liczba niecek, które są krótsze i głębsze od niecek występujących na stokach o małych nachyleniach. Zbocza niecek denudacyjnych nie są strome, przeważają wartości nachyleń rzędu 4 – 6°. Na stokach o większych nachyleniach wyciętych jest więcej niecek o bardziej stromych zboczach, natomiast na stokach o mniejszych nachyleniach występuje dużo niecek bardzo płytkich. Zdecydowaną większość niecek denudacyjnych badanej zlewni charakteryzuje asymetria. Najprawdopodobniej jest ona efektem procesu soliflukcji, modelującego stoki w klimacie peryglacjalnym. Przyjęcie takiej genezy powstania asymetrycznego wykształcenia niecek zakłada ich plejstoceński wiek.

Czwartym, najmłodszym typem dolin zlewni Korycianki są holwegi. Są to formy pochodzenia antropogenicznego, powstałe wskutek pogłębiania dróg polnych. Holwegi, wycięte przeważnie w utworach lessowych, przypominają swym wykształceniem typowe wąwozy. W badanej zlewni są to formy różnej długości (od ok. 100 m do ok. 600 m) i głębokości (do ok. 8 m), zwykle nie utrwalone roślinnością. W ich rozmieszczeniu na stokach nie zauważono żadnej prawidłowości. Większość holwegów jest stale użytkowana i przez to pogłębiana. Dna tych form są dodatkowo rozcinane przez okresowo płynące wody, a ściany podlegają cofaniu na skutek obrywania. Spośród wszystkich typów dolin zlewni Korycianki, holwegi są współcześnie najintensywniej przeobrażane.

Najpowszechniej występującymi formami dolinnymi w zlewni Korycianki są niecki denudacyjne. Większość niecek została prawdopodobnie wykształcona w plejstocenie. Niecki powstawały też w holocenie, wskutek gruntownego wylesienia zlewni i zintensyfikowania procesów stokowych (spełzywania, spłukiwania). Współcześnie zlewnia jest nadal rozczłonkowywana, do czego dodatkowo przyczynia się niewłaściwe prowadzona orka.

Kościelniak J., 2001, *Ewolucja rzeźby wybranych obszarów lessowych na przykładach zlewni Korycianki i Litzelbach*, praca magisterska IGiGP UJ, Kraków.

STRUKTURA I WIEK OSADÓW LIMNICZNYCH WYRAZEM DOMINUJĄCYCH PROCESÓW MORFOGENETYCZNYCH W WYSOKOGÓRSKICH ZLEWNIACH TATR

Adam Kotarba[1], **Edyta Łokas**[2], **Przemysław Wachniew**[3]
[1]*Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Kraków*
[2]*Instytut Fizyki Jądrowej, Kraków*
[3]*Instytut Fizyki i Techniki Jądrowej AGH, Kraków*

Jeziora wysokogórskie są pułapkami sedymentacyjnymi dla luźnych materiałów zwietrzelinowych, glacjalnych i glacifluwialnych, podlegających przemieszczaniu ze stoków do den dolinnych wskutek ruchów masowych i działalności cieków stałych i okresowych. Transfer osadów jest zróżnicowany w czasie i przestrzeni w zależności od charakteru rzeźby stoków i występujących na nich pokryw oraz od stopnia ich stabilizacji przez roślinność. Dlatego podobny reżim termiczno-wilgotnościowy w piętrach geoekologicznych zlokalizowanych ponad górną granicą lasu daje inne sygnały (zapisy sedymentacyjne) w zbiornikach jeziornych położonych w dwóch różnych dolinach polodowcowych. Rdzenie osadów pobranych w Morskim Oku i Zielonym Stawie w dolinie Kieżmarskiej ilustrują to zagadnienie. Stoki opadające do Morskiego Oka mają prosty, dwuczłonowy układ: ściana skalna – stok piargowy (lub skalno-zwietrzelinowy), co oznacza, że istnieje szybka dostawa utworów różnofrakcyjnych do jeziora, najczęściej bezpośrednio lub w trakcie działania procesów morfogenetycznych wywołanych zjawiskami hydrometeorologicznymi o dużej intensywności. Dlatego wysokoenergetyczne procesy erozji stoków są zapisane w strukturze osadów jeziornych, a tempo sedymentacji bywa stosunkowo szybkie. Natomiast stoki otaczające Zielony Staw Kieżmarski i zasilające jezioro materiałem mineralnym reprezentują złożony układ składający się ze ściany skalnej z podnóżem wypełnionym lodowczykiem (Miedziana Dolinka), stokiem skalnym (próg wiszącej doliny), stokiem grawitacyjno-aluwiacyjnym i stożkiem aluwialnym. Transport utworów mineralnych odbywa się poprzez wyróżnione elementy rzeźby. Materiał podlega filtracji i zanim dotrze do misy jeziornej jest okresowo redeponowany. W osadach jeziornych (ZSK) brak zapisu wysokoenergetycznych procesów stokowych, chociaż ich skutkiem są spektakularne zespoły form erozyjno-akumulacyjnych w otoczeniu jeziora. Struktura osadów pozwala jedynie wyróżnić dłuższe okresy w skali wielolecia charakteryzujące się podwyższonymi opadami lub roztopami wiosenno-letnimi.

Osady jeziorne datowano za pomocą metody ^{210}Pb, która jest przydatna dla osadów powstałych w ciągu ostatnich 100-150 lat. Aktywność ^{210}Pb w próbkach osadów wyznaczono przez pomiar aktywności α pochodnego izotopu ^{210}Pb (Wachniew 1992). Zastosowana metodyka wydzielania ^{210}Pb z osadów została oparta o pracę Flynna (1968). W przypadku osadów Morskiego Oka założono eksponencjalny spadek aktywności ^{210}Pb z głębokością. Średnią szybkość sedymentacji w całym rdzeniu oszacowano na 0,037 cm/rok (Baumgart-Kotarba, Kotarba, Wachniew 1993). Oszacowanie to otrzymano wyznaczając prostą regresji dla wykresu aktywności ^{210}Pb w skali logarytmicznej (Robbins, 1978). Wiek poszczególnych warstw wyznaczono dzieląc ich głębokość przez wyznaczoną szybkość sedymentacji.

Dla osadów Zielonego Stawu Kieżmarskiego średnią aktywność prób z głębokości 6.15 cm (0.064 Bq/g) i 7.05 cm (0.060 Bq/g) przyjęto za odpowiadającą aktywności właściwej autogenicznego ^{210}Pb i odjęto ją od całkowitych aktywności właściwych ^{210}Pb w poszczególnych warstwach otrzymując aktywności allogenicznego ^{210}Pb. Aktywności te zawierają się w zakresie od 0.019 Bq/g (4.95 cm) do 0.276 Bq/g (0.55 cm). Spadek aktywności allogenicznego ^{210}Pb wraz z głębokością jest niemonotoniczny. W przedziałach głębokości 2 - 3 cm i 4.8 - 5 cm zauważono wyraźne obniżenie aktywności do wartości odpowiednio 0.090 Bq/g i 0.080 Bq/g. Zauważalny jest spadek szybkości sedymentacji z głębokością co może być wywołane kompakcją i/lub procesami diagenezy. Na ten trend nałożone są okresy zwiększonej szybkości sedymentacji w latach 1905 – 1910 i 1970 – 1975 odpowiadające przedziałom z obniżoną aktywnością ^{210}Pb. Wzrost szybkości sedymentacji w tych okresach mógł być związany z rozcieńczeniem osadów zawierających ^{210}Pb przez materiał o niższej zawartości tego radioizotopu, np. pochodzący ze stoków. Średnia szybkość sedymentacji w całym profilu wynosi 0.044 cm/rok.

Zakładając równowagę pomiędzy strumieniem atmosferycznego ^{210}Pb i jego rozpadem radioaktywnym obliczono wielkość strumienia atmosferycznego ^{210}Pb, który wynosi 0.020 Bq/cm^2*rok. Ten strumień jest zbliżony do średniego strumienia atmosferyczny określonego dla tej części Europy (Preiss i in. 1996).

Najmłodsze osady jeziorne w dwóch cyrkach lodowcowych Tatr Wysokich różnią się zasadniczo strukturą oraz składem granulometrycznym, chociaż tempo sedymentacji jest podobne. Przyrost osadów w misach jeziornych o różnej pojemności za okres ostatnich 150 lat jest uwarunkowany rodzajem procesów morfogenetycznych występujących na stokach otaczających jezioro i decydujących o transferze osadów terygenicznych do środowiska limnicznego.

ZASTOSOWANIE MŁOTKA SCHMIDTA DO BADANIA WIETRZENIA GRANITÓW TATRZAŃSKICH

Adam Kotarba[1], **Jacek Rutkowski**[2], **Katarzyna Król**[2]
[1]*Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Kraków,*
[2]*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, Kraków*

Młotek Schmidta zastosowano w Tatrach Wysokich w celu wykazania czy metoda ta pozwala na określenie względnego wieku materiału budującego moreny zlodowaceń mindel, riss i würm oraz zasięgów stadiów recesyjnych ostatniego zlodowacenia. Młotek Schmidta (zwany również młotkiem odbojowym) służy do nieniszczącego badania cech sprężystych konstrukcji betonowych, na podstawie których wnioskuje się o ich wytrzymałości. Można go więc wykorzystać do określania stopnia zwietrzenia powierzchni skalnych. W pracy zastosowano seryjny młotek szwajcarski typu N o energii 2,207 Nm firmy Proceq. Odczyt wartości odbicia (R) wykonuje się na skali opisanej od 10 do 100, co 2 działki. Odczyt zaleca się wykonywać na płaszczyznach pionowych, nachylonych pod kątem 45° i poziomych. Odczyty przelicza się tak, jakby były wykonane na płaszczyźnie pionowej. Na jednym bloku lub wygładzie lodowcowym dokonywano 50 odczytów, a wynikiem końcowym jest histogram, średnia arytmetyczna (R), odchylenie standardowe (s) i współczynnik zmienności (V).

Pomiary wykonane na skałach magmowych i kwarcytach wykazały, że im gładsza powierzchnia i im bardziej drobnoziarnista czy drobnokrystaliczna jest skała, tym poszczególne odczyty mają mniejszy rozrzut. Wysokie wartości (R=67,7) zmieniające się od 61-75 (V=3,3) uzyskano dla drobnoziarnistych kwarcytów sejsu z Doliny Suchej Wody. Głazy i wygłady lodowcowe Tatr Wysokich badano na 11 stanowiskach położonych na wysokości 1080-1970 m. n.p.m. Wykazały one duży rozrzut poszczególnych pomiarów (nawet 15-58 na Karczmisku). Jest to spowodowane średnio- i grubokrystaliczną strukturą skały i jej polimineralnym składem (głównie skalenie sodowo-wapienne [39-69%], skaleń potasowy [0-19%] i kwarc [19-39%], w mniejszej ilości biotyt [2-14%] i muskowit [0-4%]. Minerały te są anizotropowe i w różnych kierunkach wykazują odrębne własności. Przy średnicy trzpienia uderzeniowego 15 mm, poszczególne odczyty zależą nie tyle od średniego składu petrograficznego skały, ale od tego jakie minerały dominują w strefie uderzenia. Zwietrzałe skalenie ulegają rozpadowi, co prowadzi do wypreparowania kryształów kwarcu, a to sprawia, że powierzchnia staje się bardzo nierówna. Nie jest ona pierwotną powierzchnią głazu powstałą po złożeniu głazu morenowego po stopieniu lodowca. Wietrzenie przyspieszają porosty, gdyż wnikają plechami wgłąb granitu i tworzą

pokrywę na jego powierzchni. Na przykład wygłady nad Zielonym Stawem Gąsienicowym wykazują R= 41,2 (25-52), ale gdy są pokryte porostami tylko 28,3 (14-34). Kwarc jest kruchy, stąd odczyty na sterczących kryształach kwarcu są wyraźnie niższe niż na skupieniach skaleni.

Najświeższe powierzchnie granitowe mają głazy wymyte z moren w Dolinie Suchej Wody (R=56,7 w przedziale 43-76, przy V=14,9). Podobne wartości notowano na powierzchniach wygładów wodospadu Siklawa w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (R=58,9, przedział 48-70, V=8,9). Powierzchnie te są omywane wodą, co opóźnia procesy wietrzenia. Równowiekowe wygłady na blisko położonej Wielkiej Kopie są zwietrzałe i wskazują znacznie większy rozrzut pomiarów (R=47,6 przedział 29-66, V= 22,2).

Powierzchnie głazów spoczywających na morenach są na ogół zwietrzałe. W morenach würmu na Równi Królowej mają następujące parametry R=28,3, 22-38 i V=14,1. Podobne wartości uzyskano na Karczmisku (R=31,0, 15-58 i 24,1), lecz całkiem odmienny charakter mają głazy morenowe risskie na Hurkotnym (R=28,8 i 20,2).

Generalnie stwierdza się, że stopień zwietrzenia bloków na morenach znaczących fazy recesyjne ostatniego zlodowacenia jest do siebie zbliżony i nie pozwala na określenie względnej chronologii zdarzeń. Stopień zwietrzenia granitów tatrzańskich wydaje się wskazywać, że większą rolę odgrywają warunki lokalne niż czas. Wyraźniejsze różnice w stopniu zwietrzenia bloków morenowych występują, gdy porównuje się moreny rissu i würmu. Głazy i wygłady lodowcowe znajdujące się powyżej górnej granicy lasu są na ogół silnie zwietrzałe. Zwietrzenie głazów znajdujących się w obrębie pięter leśnych bywa zmienne. Może to oznaczać, że wpływ warunków lokalnych różnicuje tempo wietrzenia, lecz można również sądzić, że w skład moren końcowych z ostatniego zlodowacenia są wkomponowane głazy z zlodowacenia risskiego. Pomiary zwietrzenia granitów tatrzańskich należy wykonywać bezwzględnie w identycznych sytuacjach geomorfologicznych, a więc przy porównywalnych ekspozycjach, nachyleniu i charakterze powierzchni.

Młotek Schmidta zastosowany do oznaczania względnego wieku moren końcowych i recesyjnych ostatniego zlodowacenia nie spełnił oczekiwań, chociaż może być przydatny przy rozróżnianiu moren starszych (mindel, riss) i młodszych (würm).

Praca finansowana przez KBN (grant 6P04E 01809) oraz Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH (Dz. Statut. 11.11.140.54, za rok 2001).

Kotarba A., Król K., Rutkowski J., 2000, *Wietrzenie granitów tatrzańskich w świetle badań młotkiem Schmidta*, Sprawozdania z posiedzeń Komisji Naukowych Oddziału PAN w Krakowie, 42/2 (za lipiec-grudzień 1998), s. 142-144.

AGRESYWNOŚĆ OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W ZBIOROWISKACH LEŚNYCH I JEJ ZNACZENIE DLA FUNKCJONOWANIA SYSTEMU DENUDACJI CHEMICZNEJ

Robert Kruszyk
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii,
Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

W badaniach współczesnych systemów denudacji chemicznej obszarów leśnych konieczne jest poznanie dróg przepływu materii oraz procesów wpływających na jego kierunek i tempo. Rola roślinności we współczesnym

systemie denudacji chemicznej nie ogranicza się wyłącznie do modyfikacji wielkości ładunku substancji chemicznych docierających z opadem do powierzchni gleby. Wpływa ona również na skład chemiczny, w tym przede wszystkim na stopień agresywności roztworów krążących w geoekosystemie leśnym (Trudgill 1977, Foster, Greive 1984, Likens, Bormann 1995). Bilansowanie biogeochemiczne materii pozwala ustalić rangę obszarów leśnych w systemie denudacji lokalnej. Dla dynamiki procesów wietrzenia chemicznego oraz ługowania jego produktów istotne znaczenie ma ładunek protonów krążących w geoekosystemie (Trudgill 1977, Kowalkowski 1981, De Vries i in. 1995). Według Richtera (1986) oraz Markewitza i in. (1998) do procesów, które generują obecność protonów w geoekosystemie leśnym należy zaliczyć: depozycję atmosferyczną, procesy ługowania kwasów organicznych w strefie koron, oraz procesy biogeochemiczne zachodzące w profilu glebowym, przede wszystkim związane z dekompozycją materii organicznej.

Natomiast ograniczenie stopnia agresywności roztworów według wspomnianych autorów należy wiązać z depozycją atmosferyczną pyłów o właściwościach alkalicznych, buforowaniem w strefie koron i procesami wietrzenia chemicznego. Na podstawie badań nad zjawiskiem zakwaszania gleb w Europie Zachodniej Nilsson i Tyler (1995) uważają, że od 30 do 70% ładunku substancji kwaśnych obecnych w glebie związane jest z depozycją atmosferyczną mocnych kwasów mineralnych. Pozostałe przyczyny zakwaszania związane są z wymienionymi powyżej naturalnymi procesami biogeochemicznymi zachodzącymi w profilu glebowym.

Badania wpływu roślinności na procesy denudacji chemicznej prowadzone były na obszarze zlewni górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie). Analizę przepływu protonów przez poszczególne podsystemy (atmosfera – strefa koron – poziom organiczny – poziom mineralny) prowadzono w dwóch odmiennych pod względem florystycznym zbiorowiskach leśnych – w drzewostanie iglastym (sosna zwyczajna, świerk zwyczajny) oraz liściastym (olcha czarna, grab zwyczajny i buk zwyczajny). Zakres prowadzonych badań objął badania składu chemicznego: opadu nad lasem, pod koronami drzew i spływu po pniach oraz roztworów glebowych w poziomie organicznym i mineralnym. W przypadku drzewostanu iglastego badania prowadzono w ciągu czterech lat hydrologicznych (1996-1999), natomiast w drzewostanie liściastym dwóch lat (1998-1999).

Uzyskane wyniki potwierdzają obecność intensywnych procesów zakwaszania w analizowanych zbiorowiskach leśnych. Zróżnicowanie ładunków protonów na poszczególnych etapach obiegu materii w zbiorowisku lasu iglastego wskazuje na dominującą rolę kwasów organicznych w dopływie jonów wodorowych. Intensywne procesy zakwaszania zachodzą przede wszystkim w poziomie organicznym oraz w strefie koron. Wzrost agresywności w wymienionych podsystemach nawiązuje do procesów dekompozycji materii organicznej i procesów ługowania z roślin słabych kwasów organicznych. Skoncentrowany dopływ protonów obserwowany poniżej poziomu organicznego intensyfikuje procesy wietrzenia chemicznego glinokrzemianów i ługowania jego produktów (jony glinu i żelaza), zwłaszcza w przypadku obecności nadmiaru anionów w analizowanych roztworach glebowych. Z drugiej strony oligotroficzny charakter boru świeżego sprawia, że roślinność dąży do ograniczenia strat związanych z procesami ługowania, zwłaszcza w grupie nutrientów.

Odmiennie przebiegają procesy zakwaszania w środowisku lasu liściastego. Czynnikiem, który decyduje o dopływie protonów jest asymilacja azotu atmosferycznego przez drzewostan olchy czarnej. Obecność azotanów w roztworach glebowych przyczynia się do intensywnych procesów ługowania kationów wapnia i magnezu. W przeciwieństwie do boru świeżego, w zbiorowisku lasu liściastego nie obserwuje się procesów zakwaszania wód opadowych w strefie koron. Analiza przepływu protonów w analizowanym geoekosystemie wskazuje na zachodzące procesy buforowania, związane z

wymywaniem jonów wapnia i magnezu oraz potasu z roślin. Zachodzące procesy wzbogacania wód opadowych w kationy zasadowe redukują agresywność opadów pod koronami drzew liściastych w odniesieniu do terenu otwartego. Przeprowadzona analiza regresji wielokrotnej potwierdziła zdecydowanie mniejszą rolę kwasów mineralnych, związanych z depozycją atmosferyczną w procesach zakwaszania gleby w analizowanych zbiorowiskach leśnych. Uzyskane wyniki badań potwierdzają, że roślinność aktywnie wpływa na funkcjonowanie procesów wietrzenia chemicznego i ługowania jego produktów. Stwierdzone prawidłowości wpływu lasu na przepływ protonów stanowią dobrą podstawę do rozpoznania uwarunkowań denudacji chemicznej na obszarach leśnych strefy umiarkowanej wilgotnej.

De Vries W., Van Grinsven J. J. M., Van Breemen N., Leeters E. E. J. M., Jansen P. C., 1995, *Impacts of acid deposition on concentrations and fluxes of solutes in acid sandy forest soils in the Netherlands*, Geoderma 67, 17-43

Foster I. D. L., Grieve I. C., 1984, *Some implications of small catchment solute studies for geomorphological research*, [w:] T. B. Burt, D. E. Walling (red.), Catchment experiments in fluvial geomorphology, GeoBooks, Norwich, 359-378

Kowalkowski A., 1981, *Teoria prof. B. Ulricha o destabilizacji ekosystemów leśnych przez kwaśne deszcze*, Przegląd Geograficzny, t. 53, z. 3, 627-637

Likens G. E., Bormann F. H., 1995, *Biogeochemistry of a forested ecosystem*, Springer Verlag.

Markewitz D., Richter D. D., Allen H. L., Urrego J. B., 1998, *Three decades of observed soil acidification in the Calhoun Experimental Forest, Has acid rain made a difference?* Soil Sci. Soc. Am. J., 62, 1428-1439

Richter D. D., 1986, *Sources of acidity in some forested Udults*, Soil Sci. Soc. Am. Journal, 50, 1584-1589

Trudgill, S. T., 1977, *Soil and vegetation systems*, Clarendon Press, Oxford.

Mapy topograficzne Wojskowego Instytutu Geograficznego, 1:100 000. Arkusze, Turka (1937) i Dźwiniacz Górny (1937), Warszawa.

WSPÓŁCZESNE PROCESY MODELUJĄCE RZEŹBĘ MASYWU LES MONTS DORE (MASYW CENTRALNY, FRANCJA)

Kazimierz Krzemień, Krzysztof Sobiecki
Instytut Geografii, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

Masyw les Monts Dore jest wysokogórskim systemem geomorfologicznym położonym w najwyższej części Masywu Centralnego we Francji. Obszar ten wznoszący się do wysokości 1886 m n.p.m. spełnia kryteria gór alpejskich wg C. Trolla (1973). Charakteryzuje się bogactwem form różnej wielkości i pochodzenia. Występują tu typowe dla gór wysokich formy, takie jak granie, ściany skalne, stoki usypiskowe. W większości jednak stoki okryte są pokrywami zwietrzelinowymi i stosunkowo grubymi pokrywami organicznymi. Górna granica lasu położona w wysokości 1550 m n.p.m. (1450-1550), dzieli góry na dwa systemy morfodynamiczne: wyższy – krioniwalny i erozyjno-denudacyjny w piętrze leśnym (Kaszowski, Krzemień 1989). Podstawą opracowania są wyniki badań terenowych prowadzonych w tym obszarze od 1984 r. Badania geomorfologiczne w omawianym terenie polegały na kartowaniu geomorfologicznym form, pokryw i skutków procesów morfogenetycznych. Dla najbardziej charakterystycznych form wykonywano szczegółowe plany, profile poprzeczne i podłużne.

Masyw les Monts Dore jest trzeciorzędowym stratowulkanem zbudowanym z różnego rodzaju law (bazaltów, sancynitów, doreitów, fonolitów, trachtów) oraz utworów piroklastycznych. W plejstocenie obszar ten był zlodowacony. Lodowce spływały radialnie z centrum masywu i osiągały długość 12-19 km. W holocenie na peryferiach masywu miała miejsce ożywiona aktywność wulkaniczna. Omawiany obszar położony jest w strefie klimatu oceanicznego wilgotnego. W najwyższych partiach roczne sumy opadów wynoszą od 1700 do 2000 mm. W ciągu roku największe opady występują zimą (XII-I), a najniższe latem (VII). Chociaż lato charakteryzuje się na ogół niskimi opadami, to w tym okresie masyw les Monts Dore może otrzymywać gwałtowne opady, które są przyczyną intensywnej erozji torencjalnej. Pokrywa śnieżna jest zmienna z roku na rok i zróżnicowana przestrzennie ze względu na przewiewanie śniegu. Zalega ona płatami do końca czerwca, a nawet w lipcu, co jest istotne dla procesów morfogenetycznych.

W piętrze leśnym (900-1500 m n.p.m.), w zachodniej części masywu, występują głównie buki oraz świerki. Piętro subalpejskie zajęte jest przez naturalne i sztuczne łąki.

Miąższość i typ pokryw stokowych zależy od skał podłoża i ich postglacjalnej transformacji. Pokrywy te są bardzo zróżnicowane. Na stokach o małym nachyleniu głównie w południowej i południowo-wschodniej części obszaru występują pokrywy organiczne o miąższości 0,5-0,7 m. Na stokach o większym nachyleniu, w najwyższych partiach w rejonie le Puy de Sancy i Vallée de Chaudefour, występują pokrywy gliniasto-torfowo-gruzowe i gliniasto-gruzowe. Na wychodniach trachyandezytów gruzowe pokrywy noszą ślady przemieszczenia soliflukcyjnego. Na utworach piroklastycznych skład pokryw zmienia się na bardziej gliniasto-rumoszowy. W strefach degradacji szaty roślinnej zaznacza się wzrost szkieletowości pokryw.

W modelowaniu badanego terenu wyróżnić można trzy zasadnicze sezony morfogenetyczne: okres zimowy (XI-III) – martwy, okres niwacyjny związany z topieniem się płatów śniegu od kwietnia do czerwca oraz okres pluwialny związany z działalnością wód opadowych występujący od lipca do października.

W rzeźbie badanego obszaru dominują: (a) – systemy niszowatych obniżeń oraz lobowatych nabrzmień, które tworzą powyżej górnej granicy lasu charakterystyczny mikrorelief – genezy niwacyjnej, (b) – systemy krawędzi i nisz gelideflacyjnych, (c) – rozcięcia erozyjne oraz systemy stożków proluwialnych, (d) – rynny i stożki spływów gruzowych, (e) – antropogenicznych rynien, nisz, zdegradowanych powierzchni stokowych wzdłuż szlaków i nartostrad. Zarejestrowane główne zespoły form powstawały w ciągu całego holocenu i współcześnie tworzą się nadal, przy czym morfodynamiczna rola niektórych procesów zwiększyła się współcześnie wskutek ingerencji człowieka. Ogólnie w krioniwalnym piętrze morfodynamicznym dominują procesy niwacyjne. Na drugim miejscu należy wymienić procesy kriogeniczne oraz deflację. Szczególnie istotną rolę odgrywa w badanym masywie lód włóknisty. Wreszcie niemałe znaczenie ma tutaj działalność wody opadowej, a mianowicie spłukiwanie bruzdowe oraz spływy gruzowe.

Na podstawie kartowania geomorfologicznego najwyższej części masywu les Monts Dore można stwierdzić, że morfogeneza peryglacjalna tego obszaru pod koniec Późnego glacjału była najbardziej efektywna. W okresie holoceńskim obszar ten był kształtowany przez niwację oraz działalność wody opadowej. W ostatnich 30 latach masyw ten jest intensywnie przeobrażany na skutek działalności człowieka oraz procesów erozji i depozycji. Pod względem skali przeobrażeń można ten okres porównywać do fazy morfogenezy peryglacjalnej.

Kaszowski L., Krzemień K., 1989, *Quelques aspects du modelé actuel des Monts Dore et des Tatras*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr., 76, 41-46.

Troll C., 1973, *High mountain belts between the polar caps and the equator, their definition and lower limit*, Arctic and Alpine Research, 5, 3, 19-27.

MODYFIKACJE ALUWIÓW SANU W SĄSIEDZTWIE ZAKŁADÓW WODNYCH Z XVI-XIX W. W BIESZCZADACH WYSOKICH

Józef Kukulak
Instytut Geografii Akademii Pedagogicznej w Krakowie

Z przeglądu archiwalnych materiałów historycznych i kartograficznych wynika, że w bieszczadzkiej części doliny Sanu i jego dopływów funkcjonowały w przeszłości (XVI – 1 poł. XX w.) liczne zakłady wodne (młyny, tartaki wodne i parowe), zakłady użytkujące wodę w procesach produkcyjnych (potażarnie, beczkarnie, huty szkła) oraz istniały umocnienia brzegów przy przejazdach przez rzeki (m.in. Liesganig 1790; Mapy katastralne 1852; Kummerer 1855; Mapy WIG 1937; Fastnacht 1962; Kryciński 1995).

W połowie XX wieku nastąpiło wysiedlenie tamtejszej ludności, całkowita likwidacja zabudowy gospodarczej i przerwanie działalności rolniczej. Zniszczone zostały m.in. wszystkie dotąd działające wiejskie zakłady wodne i przegrody koryta, a jedynymi widocznymi jeszcze śladami ich lokalizacji pozostały odmienne osady rzeczne w ich otoczeniu. Wyróżniają się one wśród typowych osadów Sanu nagłymi zmianami miąższości, składu lub ułożenia.

W żwirowo-piaszczystych aluwiach terasy zalewowej Sanu i jego dopływów, na odcinku od Przełęczy Użockiej po przełom przez Pasmo Otrytu, szczególną uwagę zwracają osady laminowane, występujące na krótkich odcinkach w podłużnym profilu tej terasy (Kukulak 2000a). Są one serią osadów wypełniających zbiorniki korytowe, budowane w XVIII-XIX w. na potrzeby miejscowych młynów i tartaków (m.in. w Siankach, Beniowej, Bukowcu, Tarnawie Wyżnej, Brzegach Górnych). Warstwy osadów mineralnych (piaski, muły i iły) występują w nich na przemian z organicznymi (liście, igły, kora i nasiona drzew). Synchroniczność akumulacji tych osadów z okresem istnienia zbiorników potwierdzają oznaczenia wieku drewna (metodą C-14), zalegającego w serii tych osadów. Zbiorniki te wypełniły się całkowicie, a po zniszczeniu zapór zostały erozyjnie rozcięte.

Odmienne wykształcenie mają również aluwialne wypełnienia odciętych erozyjnie młynówek (m.in. w Tarnawie Niżnej, Dźwiniaczu Górnym, Dydiowej, Ustrzykach Górnych). Zalegają tam drobnoziarniste osady mineralne przewarstwione organicznymi, w całości o pochodzeniu wezbraniowym.

W osadach terasy zalewowej Sanu wśród składników mineralnych występują lokalne nagromadzenia kory drzewnej i węgla drzewnego. Pochodzą one z łubni drzewnych (Tarnawa Wyżna), beczkarni (Bukowiec) i wypalenisk węgla drzewnego (Beniowa), zlokalizowanych blisko koryta rzeki. Zostały one wyniesione przez rzekę z miejsc przetwórstwa drewna, a wskutek wielokrotnej redepozycji zalegają dziś w nierównych skupiskach na całej długości terasy.

Osobliwym składnikiem aluwiów tej terasy jest pył węglowy i popiół (Kukulak 2000b). Jest on genetycznie związany z produkcją popiołu w XVIII-XIX w. w miejscowych potażarniach (Sianki, Niedźwiedź, Negrylów, Litmirz, Muczne, Smolnik). Zakłady te były zlokalizowane w lasach nad potokami, gdyż popiół ługowano przy pomocy dużej ilości wody i węgla drzewnego (Augustyn 1999). Ponadto w aluwiach tej terasy znajdują się okruchy wypalanego szkła, co jest potwierdzeniem działalności huty szkła w Pszczelinach (Kryciński 1995). Także resztki umocnień dawnych brodów

w korycie Sanu są obecnie pogrzebane grubą warstwą mady (Łokieć). Wszystkie wymienione powyżej ślady nadrzecznej działalności człowieka są obecnie erozyjnie odsłaniane i wskutek pogłębiania się koryt intensywnie niszczone.

Augustyn M., 1999, *Wpływ produkcji potażu na stan lasów nad górnym Sanem i Solinką w XIX wieku*, Roczniki Bieszczadzkie, 8, Ustrzyki Dolne, ss. 199-324.
Fastnacht A., 1962, *Osadnictwo Ziemi Sanockiej w latach 1340-1650,* Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, Seria A, nr 84, Wrocław, ss. 1-120.
Kryciński S., 1995, *Bieszczady. Słownik Historyczno-Krajoznawczy*. Cz. 1, Gmina Lutowiska, Bieszczadzki Park Narodowy, Warszawa – Ustrzyki Górne, ss. 1-495.
Kukulak J., 2000a, *Origin of laminated sediments in alluvium of the upper San valley in the Bieszczady Mts, Eastern Carpathians*, Geochronometria 18, Gliwice, ss. 47-51.
Kukulak J., 2000b, *Sedimentary record of early wood burning in alluvia of mountain streams in the Bieszczady range, Polish Carpathians*, Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 164 (2000): 167-175.
Kummerer C., 1855, *Administrativ Karte von den Königreichen Galizien und Lodomerien mit dem Grosseherzogthume Krakau und den Herzogthümern Auschwitz, Zator und Bukowina (1: 115 000),* Vien.
Liesganig J., 1790, *Königreich Galizien und Lodomerien herausgegeben in Jahre 1790. Regna Galiciae et Lodomeriae, 1:288 000. Vindobonae*. Vien.
Mapy (plany) katastralne Ziemi Sanockiej, 1: 2880. 1952, Zbiory Archiwum Państwowego w Rzeszowie i Sanoku.

RZEŹBA PIASKOWCOWA GÓR STOŁOWYCH I BYSTRZYCKICH – PODOBIEŃSTWA I RÓŻNICE

Agnieszka Latocha
Zakład Geomorfologii, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego

W obszarach piaskowcowych często występuje rzeźba płytowa, charakteryzująca się występowaniem ostrych, wyrazistych krawędzi morfologicznych pomiędzy powierzchniami płaskimi a stromymi stokami w postaci ścian skalnych poniżej. W badaniach geomorfologicznych wielokrotnie dyskutowano na temat czynników decydujących o powstaniu tego typu rzeźby strukturalnej, czyli odzwierciedlającej bezpośrednio zróżnicowanie litologiczne i strukturalne poszczególnych warstw skalnych w obszarach płytowych. W Sudetach Środkowych, na obszarze niecki śródsudeckiej, górnokredowe skały osadowe (piaskowce i margle) występują w dwóch sąsiadujących ze sobą masywach górskich: w Górach Stołowych i w północnej części Gór Bystrzyckich. Rzeźba obu obszarów jednak w zasadniczy sposób różni się od siebie, co sugeruje dominację odmiennych procesów morfologicznych w trakcie kształtowania się rzeźby gór.

W Górach Stołowych głównym rysem krajobrazu są rozległe powierzchnie horyzontów morfologicznych, występujące piętrowo - wyróżnia się trzy lub cztery poziomy (Czeppe 1952, Rogaliński, Słowiok 1958, Dumanowski 1961), rozdzielone wyraźnymi krawędziami denudacyjnymi o charakterze urwisk. U ich podnóży występują rumowiska skalne powstałe wskutek obrywów (największe na północno-wschodnim krańcu masywu, w rejonie leja źródliskowego Pośny). Świadczą one o stałej aktywności procesów równoległego cofania stoków w obrębie krawędzi denudacyjnych. Charakter rzeźby wskazuje na jej ścisłą zależność od zróżnicowania strukturalnego: klify skalne utworzone są

przez wytrzymałe piaskowce, podczas gdy rozległe powierzchnie spłaszczeń powstały w mniej odpornych marglach. Inną charakterystyczną cechą rzeźby jest występowanie licznych form skalnych, w tym labiryntów skalnych zarówno na powierzchniach stoliw (Szczeliniec Wielki i Mały), jak i na krawędziach (Błędne Skały, Skalne Grzyby) (Walczak 1963). Brak jest w obrębie masywu głębszych rozcięć erozyjnych, liczne są natomiast nieckowate doliny, tworzące często obszary zabagnień i torfowisk.

Rzeźba północnej części Gór Bystrzyckich ma charakter falistej wierzchowiny, rozciętej licznymi, głębokimi dolinami wciosowymi dopływów Bystrzycy Dusznickiej. Stoki są zarówno łagodne (do 10ş), jak i bardzo strome (35-40ş), jednak w niewielu miejscach tworzą klify skalne. Nie obserwuje się żadnej zależności między litologią a nachyleniem stoków: zarówno łagodne, jak i strome stoki występują w obrębie piaskowców, margli lub gnejsów, będących podłożem kredowej sedymentacji. Inną charakterystyczną cechą rzeźby są liczne lokalne spłaszczenia morfologiczne, niewielkich rozmiarów (w większości poniżej 1 km²), występujące na różnych poziomach wysokościowych w obrębie skał krystalicznych i osadowych. Zróżnicowanie litologiczne nie odzwierciedla się więc w rysie rzeźby. Obserwuje się jednak zgodność upadu warstw w piaskowcach i marglach z kierunkiem nachylenia stoków (Latocha 2000).

Różnice w rzeźbie piaskowcowej obu obszarów górskich uwarunkowane są trzema głównymi czynnikami: zróżnicowaniem litologiczno-facjalnym, nierównomierną tektoniką blokową oraz odmiennym czasem rozwoju rzeźby. Sedymentacja osadów górnokredowych w niecce śródsudeckiej była lokalnie bardzo zróżnicowana, co znajduje odzwierciedlenie w zmienności struktury i tekstury: osady te znacznie różnią pod względem wielkości ziaren, stopnia wysortowania, rodzaju spoiwa, zawartości krzemionki i węglanu wapnia, rodzaju warstwowania, biegu i upadu warstw, miąższości, rodzaju i gęstości uszczelinienia i spękań (Radwański 1966, 1975; Jerzykiewicz 1968a,b; Wojewoda 1997). Cechy te, warunkujące odporność i wytrzymałość skały, mogły wpłynąć na odmienny przebieg procesów morfotwórczych na obu obszarach. Wpływ na to miała też tektonika blokowa wieku po-kredowego. Efektem ruchów tektonicznych było potrzaskanie Gór Bystrzyckich na liczne bloki, wyniesione następnie na różne wysokości (Sroka 1997; Ranoszek 1998). Potwierdza to nawiązanie układu stromych stoków do przebiegu linii nieciągłości tektonicznych. W Górach Stołowych tektonika blokowa nie zaznaczyła się tak silnie i płyta osadów kredowych zachowała ciągłość na znacznym obszarze; nigdzie też na powierzchni nie ujawniły się skały starszego podłoża. Intensywne ruchy tektoniczne w Górach Bystrzyckich spowodowały odmłodzenie rzeźby - wzrost erozji wgłębnej potoków doprowadził do powstania głębokich dolin wciosowych. Jednocześnie w Górach Stołowych, gdzie oddziaływanie tektoniki było słabsze, procesy denudacyjne mogły bez zakłóceń, skuteczniej uwypuklić zróżnicowanie litologiczno-strukturalne skał. Rozwój rzeźby strukturalnej wymaga bowiem długiego czasu działania procesów denudacyjnych w warunkach spokoju tektonicznego.

Zróżnicowanie tych trzech głównych czynników wpłynęło na odmienny przebieg procesów morfogenetycznych na obu obszarach. Sufozja, erozja źródliskowa, wietrzenie chemiczne, głębokie ruchy masowe (głównie obrywy skalne i osiadanie), selektywne wietrzenie miały dominujące znaczenie w Górach Stołowych (Pulinowa 1989), podczas gdy w Górach Bystrzyckich główną rolę odegrała tektonika blokowa, erozja wgłębna potoków, denudacja powierzchniowa, płytkie ruchy masowe (Żurawek 1999) i wietrzenie selektywne. W efekcie oddziaływania odmiennych procesów morfogenetycznych rzeźbę Gór Stołowych można określić jako litologiczno-strukturalną, natomiast w Górach Bystrzyckich jako tektoniczno-strukturalną.

Czeppe Z., 1952, *Z morfologii Gór Stołowych*, Ochrona Przyrody t. XX, Kraków, s. 236-253.
Dumanowski B., 1961, *Zagadnienie rozwoju stoku na przykładzie Gór Stołowych*, Czasopismo Geograficzne XXXII, s. 311-324.
Jerzykiewicz T., 1968 a, *Sedymentacja górnych piaskowców ciosowych Niecki Śródsudeckiej (górna kreda)*, Geologia Sudetica IV, s. 465-476.
Jerzykiewicz T., 1968 b, *Uwagi o orientacji i genezie ciosu w skałach górnokredowych Niecki Śródsudeckiej*, Geologia Sudetica IV, s. 465-476.
Latocha A., 2000, *Związki budowy geologicznej i rzeźby w północnej części Gór Bystrzyckich*, praca mgr., Zakł. Gemorf. Inst. Geogr.UWr., ss.87,
Pulinowa M., 1989, *Rzeźba Gór Stołowych*, Prace Naukowe UŚ nr 1008, Katowice, ss.218.
Radwański S., 1966, *Facje osadowe i charakterystyka faunistyczna górnej kredy Środkowych Sudetów*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego 36, z.2, s. 99-119.
Radwański S., 1975, *Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych*, Biuletyn Instytutu Geologicznego 287, s. 5-50.
Ranoszek W., 1998, *Morfologia progów tektonicznych obramowujących rów górnej Nysy*, Acta Universitatis Wratislaviensis no 2061, Prace Instytutu Geograficznego seria A, Geografia Fizyczna 9, Wrocław, s. 23-35.
Rogaliński J., Słowiok G., 1958, *Rzeźba Gór Stołowych w świetle teorii pedyplanacji*, Czasopismo Geograficzne XXXIX, s. 473-483.
Sroka W., 1997, *Ewolucja morfotektoniczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfometryczno-statystycznej*, Acta Universitatis Wratislaviensis nr 1939, Prace Geologiczno-Mineralogiczne LVII, Wrocław, ss. 97.
Wojewoda J., 1997, *Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the intrasudetic basin and Nysa trough*, (w:) J. Wojewoda (red.), *Obszary źródłowe: zapis w osadach* t. I, Wrocław.
Walczak W., 1963, *Geneza form skalnych na północno-wschodniej krawędzi Gór Stołowych*, Acta Universitatis Wrtislaviensis nr 9, Studia Geograficzne I, s.191-199.
Żurawek R.., 1999, *Zmiany erozyjne w dolinach rzek Sudetów Kłodzkich wywołane powodziami w lipcu 1997 oraz w lipcu 1998*, Problemy Zagospodarowania Ziem Górskich, t.45, s.43-61;

KONSEKWENCJE PRZYRODNICZE NARCIARSTWA, NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH OBSZARÓW W KARPATACH

Adam Łajczak
Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

W wielu państwach w drugiej połowie XX w. zaczęto zwracać uwagę na zmiany w środowisku przyrodniczym i krajobrazie gór pod wpływem narciarstwa. W literaturze zagranicznej a ostatnio krajowej zwraca się uwagę na degradację roślinności i pokrywy glebowej na trasach narciarskich, proponowane są również techniczne i biologiczne metody przeciwdziałania tym zagrożeniom (Dunajski 1993, Skawiński 1993, Łajczak i in. 1996, 1997, Łajczak 2002).

Infrastruktura narciarska w polskich Karpatach jest szybko rozwijana od około 20 lat. Do końca lat 90. liczba wyciągów narciarskich wzrosła na tym obszarze do 350, ich całkowita długość osiągnęła 175 km a łączna przepustowość zbliżyła się do 200 tys. osób/godz. Tylko na czterech obiektach (Kasprowy Wierch, Pilsko, Skrzyczne, Jaworzyna Krynicka) funkcjonują długie trasy zjazdowe o rozpiętości wysokościowej od 430 do 1000 m, natomiast na obszarach poniżej 1000 m

n.p.m. występuje 95% tras narciarskich. Niewłaściwe wyprofilowanie i utrzymywanie większości tych obiektów, a zwłaszcza objęcie ich turystyką pieszą w sezonie letnim przyczynia się do degradacji roślinności i gleby. Natomiast w sezonie zimowym trasy narciarskie są w niewielkim stopniu degradowane przez ratraki i ślizgi nart, ale tylko na stokach o długim zaleganiu pokrywy śniegu o grubości ponad 50 cm (Skawiński 1993, Łajczak i in. 1996, 1997). Na stokach poniżej wysokości 1000 m npm pokrywa śniegu na trasach narciarskich od wielu lat nie jest trwała (Falarz 1999), co przyspiesza degradację tych obiektów. Dośnieżanie około 20% tras przyczynia się do wydłużenia czasu zalegania odpowiednio grubej warstwy śniegu ale o dużej gęstości, co opóźnia wegetację roślin na trasach i wywołuje niekorzystne zmiany hydrochemiczne w ich otoczeniu (Durło 1999). Narciarskie użytkowanie stoków zaostrza naturalne tendencje w przestrzennym zróżnicowaniu grubości pokrywy śniegu i czasie jej zalegania w obrębie form wklęsłych i wypukłych, w efekcie obszary o większej i mniejszej degradacji podłoża przeplatają się wzdłuż tras narciarskich (Skawiński 1993, Łajczak i in. 1996, 1997). Tempo degradacji tras zależy również od litologii podłoża, co obok warunków klimatycznych tłumaczy różnice w rozmiarach erozji gleby na obiektach narciarskich, przykładowo na Kasprowym Wierchu, Pilsku i Skrzycznem. Fragmentacja lasów na stokach objętych narciarstwem ułatwia rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza, wskutek czego osłabianiu ulegają drzewostany wzdłuż ściany lasu przy trasach narciarskich, co potęguje siłę wiatru i w efekcie przyczynia się do lokalnych niedoborów śniegu na obiektach narciarskich (Łajczak i in. 1996).

Dunajski A., 1993, *Wpływ presji narciarskiej na roślinność wysokogórską w Dolinie Goryczkowej pod Zakosy w Tatrach*, Zakład Ekologii Roślin i Ochrony Środowiska UAM, msc.

Durło G., 1999, *Proces zanikania pokrywy śnieżnej jako wyraz mikroklimatycznego zróżnicowania pieszych szlaków wycieczkowych i tras narciarskich oraz innych elementów zagospodarowania turystycznego Jaworzyny Krynickiej*, Wydział Leśny AR, Kraków., msc.

Falarz M., 1999, *Wieloletnia zmienność warunków śnieżnych korzystnych dla narciarstwa w polskich Karpatach*, IMGW, Kraków, msc.

Łajczak A., Michalik S., Witkowski Z. (red.), 1996, *Oddziaływanie turystyki pieszej i narciarstwa na przyrodę szczytowej części masywu Pilska*, Studia Naturae, 41, s. 1-253.

Łajczak A., Michalik S., Witkowski Z., 1997, *Conflict between skiers and conservationists and a example of its solution: the Pilsko Mt. case study (Polish Carpathians)*, [w:] J. Nelson, R. Serafin (red.) NATO ASI Series, National Parks and Protected Areas, G 40, s. 227-234.

Łajczak A., 2002, *Slope remodelling in areas exploited by skiers, case study of the northern flysch slope of Pilsko Mt., Polish Carpathian Mountains*, [w:] R.J. Allison (red.) Applied Geomorphology, Theory and Practise, John Wiley & Sons, s. 91-100.

Skawiński P., 1993, *Oddziaływanie człowieka na przyrodę kopuły Kasprowego Wierchu oraz Doliny Goryczkowej w Tatrach*, [w:] W. Cichocki (red.) Ochrona Tatr w obliczu zagrożeń, Wyd. Muzeum Tatrzańskiego i Tatrzańskiego Parku Narodowego, s. 197-226.

LESSY I TERASY NADDNIESTRZA HALICKIEGO

Maria Łanczont[1], Andrey Bogutsky[2], Andrey Yacyšyn[2]

[1]Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin
[2]L'vivskyj Nacjonalnyj Uniwersytet im. I. Franko, Lviv,

Naddniestrze halickie, tzn. obszar położony w strefie przejściowej między Wschodnim Podkarpaciem i Podolem w rejonie Halicza, z kilku względów ma wiodące znaczenie dla podjęcia problemu rozwoju sieci rzecznej Dniestru. Ta część doliny nigdy bowiem nie była objęta plejstoceńskim zlodowaceniem kontynentalnym, podczas gdy jej górna część została objęta zasięgiem lądolodu Sanu 2. Na Naddniestrzu halickim zachowały się bodaj najbardziej kompletnie ślady dawnych cykli erozyjno-alumulacyjnych. Bardzo ważne jest także i to, że pokrywy aluwialne na starszych i młodszych terasach plejstoceńskich przykryte są miąższą (do 40 m, niekiedy więcej) subaeralną serią lessowo-glebową z pięknie wykształconymi i zachowującymi stratygraficzną sekwencję poziomami kopalnych gleb i kompleksów glebowych. Te lessowo-glebowe warstwy stwarzają możliwość chronologicznego uporządkowania procesów erozji i akumulacji w dolinie Dniestru jak też pozwalają na określenie głównych etapów rozwoju sieci hydrograficznej. Takie podejście do problemu wieku teras Dniestru na Wschodnim Podkarpaciu jest niezwykle ważne wobec faktu, że dotychczasowe kryteria klasyfikacji tych form opierały się głównie na morfometrycznej metodzie badań. Porządkowanie teras według ich wysokości względnej często prowadzi do poważnych błędów, jako że brane pod uwagę morfometryczne elementy opisujące terasę zależą od wielu czynników, w tym miejscowych (lokalnych).

Obecnie na Naddniestrzu halickim w dolinie Dniestru wyróżnia się siedem teras (Demedjuk, 1986; Hofštejn, 1995; Kravčuk, 1999). Terasy od II do VI wiązane są z plejstocenem, terasa VI jest wieku plioceńskiego. Na wszystkich tych terasach w ostatnich latach opracowane zostały reperowe profile serii lessowo-glebowych (Boguckyj i in., 2001; Bogutsky i in., 2000). Rezultaty tych badań pozwalają nam jednoznacznie stwierdzić, że każdej konkretnej terasie odpowiada lessowa pokrywa ze ściśle jej odpowiadającą sekwencją poziomów lessowych i glebowych. Ta prawidłowość sprawia, że właśnie szczegółowe badania pokryw aluwialnych i subaeralnych (lessowych) pozwalają na wypraco-wanie czy też zweryfikowanie schematu stratygrafii teras Dniestru na Wschodnim Podkarpaciu. Schemat ten został skonstruowany w oparciu o połączone kryteria geologiczne, paleopedologiczne, a także częściowo paleobotaniczne i archeologiczne oraz w nawiązaniu do wyników badań paleomagnetycznych i termolumine-scencyjnych. Badania częściowo finansowane z grantu KBN (6 PO4 E 031 15)

Boguckyj A., Cyrek K., Konecka-Betley K., Łanczont M., Madeyska T., Nawrocki J., Sytnyk O., 2001, *Palaeolithic loess-site Yezupil on Dnister (Ukraine) – stratigraphy, environment and cultures*, Studia Quaternaria 18: 4-40.

Bogutsky A., Łanczont M., Wojtanowicz J. 2000, *Early Quaternary buried surfaces of the paleosols in Zahvizdja outcrop near Ivano-Frankivs'k (W Ukraine)*, Newsletter No 17, International Union for Quaternary Research, Commision on Paleopedology, December 2000, Moskwa: 32-33.

Demedjuk N.S. 1986, *Antropogenovyje otloženyja Ukrainskiyh Karpat*, [w:] Antropogenovyje otloženyja Ukrainy. Naukova Dumka, Kyiv: 133-145.

Hofštejn I. D., 1995, *Geomorfologičeskiy očerk Ukrainskyh Karpat*, Naukova Dumka, Kyiv: 1-83.
Kravčuk J.S. 1999, *Geomorfologija Peredkarpattja*, Merkator, L'viv: 1-188.

ZMIANY ŚRODOWISKA MORSKIEGO ZATOKI PUCKIEJ NA PRZYKŁADZIE WYROBISKA POREFULACYJNEGO "KUŹNICA II"

Leszek Łęczyński
Zakład Geologii Morza, Instytutu Oceanografii Uniewrsytetu Gdańskiego

Odmorskie brzegi Półwyspu Helskiego poddawane są abrazyjnej działalności fal i prądów morskich. Powoduje to cofanie się brzegu, które w zależności od miejsca pomiarów wynosi od 0.1 m do ponad 1.0 m w ciągu roku. Przy dostatecznym dostarczaniu piasku do strefy podbrzeża, w której formowane są rewy stanowiące naturalna ochronę przed sztormami, efekty występującej na brzegu Półwyspu Helskiego abrazji nie byłyby tak uciążliwe dla jego mieszkańców. Przyczyny tego stanu dopatruje się w wybudowaniu w latach 1936-1937 portu rybackiego we Władysławowie. Spowodowało to, że piaszczysty osad gromadzony jest w pachwinie falochronu zachodniego i nie powoduje naturalnej odbudowy brzegu półwyspu.

Na początku lat dziewięćdziesiątych została podjęta decyzja o ochronie półwyspu. Jako metodę ochronną wybrano sztuczne zasilenie brzegu (refulację). Polegało to na pobieraniu piasku z dna Zatoki Puckiej i transportowaniu go rurociągiem na plaże od strony otwartego morza. W efekcie refulacji w dnie Zatoki Puckiej powstało pięć wyrobisk.

Sztuczne wyrobiska osiągają znacznie większe głębokości niż naturalne jamy występujące w Zatoce Puckiej. Powoduje to zmiany hydrodynamiki, chemizmu wód i osadów, życia biologicznego oraz warunków sedymentacji.

Rozpoznanie stanu środowiska w rejonie wyrobisk porefulacyjnych było prowadzone przez pracowników Zakładu Chemii Morza i Zakładu Geologii Morza Instytutu Oceanografii Uniwersytetu Gdańskiego.

Podjęte w 1995 roku prace objęły rozpoznanie morfologii i litologii dna w wyrobisku w porefulacyjnym "Kuźnica II". Analiza zmian batymetrycznych wyrobiska obejmuje lata od pierwszej eksploatacji urobku piaszczystego 1990 do roku 2002. Ponadto określone zostały w wodach interstycjalnych zawartości amoniaku, fosforanów, siarczanów. Dodatkowo oznaczono zawartości bakterii w wodach naddennych.

Uzupełnieniem prac badawczych było wykonanie podwodnej dokumentacji fotograficznej, która pozwoliła w szerszym zakresie przedstawić zmiany zachodzące na dnie wyrobiska.

Cieślak A, 1990, *Kompleksowa ochrona Półwyspu Helskiego*, WW-IM, Gdańsk.
Basiński T, Sawicki A, Szmytkiewicz M, 1993, *Półwysep Helski – utrzymać powiększać czy poddać się przyrodzie*, Inżynieria morska i geotechnika 6, s 3-5.
Bolałek J, Piekarek-Jankowska H, Łęczyński L, Frankowski L, Podgórska B, 1996, *Geological, geochemical and bacteriological conditions in post-dreging pit in Puck Bay (Southern Baltic, Poland)*, Oceanological Studies No.3, s 111-122.

CECHY SEDYMENTOLOGICZNE OSADÓW BUDUJĄCYCH STOŻKI AKUMULACYJNE NA TERASIE JEZIORA JASIEŃ

Marek Majewski
Instytut Geografii, Pomorska Akademia Pedagogiczna, Słupsk

W ramach prac prowadzonych w sąsiedztwie jeziora Jasień a dotyczących procesów denudacyjnych, rozpoznano budowę stożków akumulacyjnych. Formy te rozwinęły się u podnóża zboczy rynny jeziornej – na spłaszczeniach stanowiących fragmenty terasy przyjeziornej. Ich geneza związana jest z rozwojem form erozyjno-denudacyjnych rozcinających wschodnie stoki rynny (Majewski 2000). Przestrzenny układ i charakter osadów trzech stożków określono na podstawie wkopów w ich środkowej i środkowo-dystalnej części.

Budowę stożka D rozpoznano do głębokości 230 cm, tj. do rzędnej 115,5 m n.p.m. Sytuacja ta nie pozwoliła rozpoznać osadów jeziornych (maksymalny poziom wody w jeziorze, udokumentowany przez Florek i zespół 1999, sięgał około 113,5 m n.p.m.)

W najniższej części profilu występuje kilkucentymetrowa warstewka piasku drobnoziarnistego (Mz = 2,58) o umiarkowanym wysortowaniu i symetrycznym rozkładzie uziarnienia – jedynym takim w odkrywce. Serię położoną wyżej stanowią deluwia reprezentowane przez piaski średnioziarniste o łącznej miąższości 130 cm. Całość charakteryzuje duża jednolitość materiału (Mz od 1,06 do 1,27; δ od 1,11 do 1,28; Sk_I od –0,15 do –0,24) oraz brak warstwowania. Występujące w profilu smugi orsztynowe mają charakter postsedymentacyjny (Stochlak 1978). Osad zalegający powyżej zbudowany jest z różnoziarnistych żwirów scementowanych związkami żelaza. Całość o miąższości kilkunastu centymetrów zapada mniej więcej równolegle do powierzchni stożka i nosi cechy proluwiów. Ostatni poziom stanowią szare, bezstrukturalne piaski średnioziarniste. Z racji swojej pozycji stratygraficznej i cech sedymentacyjnych można je nazwać diamiktonem rolnym (Sinkiewicz 1998).

Budowa stożka G odsłonięta została do głębokości 150 cm, tj. do wysokości ok. 113,35 m n.p.m. Do rzędnej ok. 113,5 m n.p.m. zalega piasek gruboziarnisty (Mz = 0,79) o umiarkowanym wysortowaniu i ujemnej skośności. Wykonany wkop nie pozwolił na prześledzenie położenia stropu tej warstwy i ewentualnych struktur, co utrudnia określenie jej pochodzenia. Powyżej zalegają piaski średnioziarniste (Mz = 1,97) o symetrycznym rozkładzie uziarnienia i umiarkowanym wysortowaniu. Rytmiczność warstwo-wania, jakim się charakteryzują i nachylenie stropowej powierzchni oraz frakcja mogą wskazywać na ich deluwialny charakter (Stochlak 1978). Nad serią tą zalega piasek różnoziarnisty (Mz od 0,15 do 1,29), w którym natrafiono na skupisko malakofauny.

Pomiędzy obie wymienione wcześniej serie wyklinowuje się osad torfiasty, miejscami silnie zapiaszczony.

Kolejny poziom, rozciągający się wzdłuż całej ściany odkrywki, reprezentowany jest przez warstwowane piaski deluwialne o wartościach Mz rosnących w kierunku dystalnej części stożka od 0,99 do 1,55. Jest to osad dobrze i umiarkowanie wysortowany o asymetrycznym i lekko dodatnio skośnym rozkładzie uziarnienia. Cechą charakterystyczną jest występowanie tu licznych lamin mułkowo-piaszczystych. Całość przykrywa diamikton rolny o miąższości od 50 do 30 cm.

Najgłębiej występującym osadem rozpoznanym w stożku są warstwowane piaski drobnoziarniste (Mz = 2,53) o umiarkowanym wysortowaniu i ujemnie skośnym rozkładzie uziarnienia. Strop ich zapada wyraźnie ku rynnie jeziora. Powyżej zalega seria różnoziarnistych (Mz od 1,01 do 1,85) piasków deluwialnych o miąższości ok. 50 cm z licznie występującymi, naprzemianległymi

warstwami o zróżnicowanym składzie granulometrycznym. Zapadają one zgodnie z kierunkiem nachyleniem stożka pod kątem 5-12ş. Najpłycej położoną warstwę stanowią piaszczyste, ciemne deluwia (Mz od 1,51 do 2,01) o słabym wysortowaniu i ujemnym rozkładzie uziarnienia. Ich miąższości wynosi od 95 cm do 50 cm. W całej serii widoczne są liczne przewarstwienia piaszczyste i piaszczysto-mułkowe.

Florek W., Alexandrowicz S., Pazdur A., 1999, *Zmiany poziomu wody w jeziorze Jasień na tle ewolucji środowiska w późnym vistulianie i holocenie*, [w:] A. Pazdur i zespół (red.), Geochronologia górnego czwartorzędu Polski, Wrocław, s. 199-206

Majewski M., 2000, *Morfogeneza dolinek erozyjno-denudacyjnych w rynnie jeziora Jasień u schyłku plejstocenu i w holocenie*, [w:] K. Klimek, K. Kocel (red.), Transformacja dolin plejstoceńskich w holocenie. Strefowość i piętrowość zjawiska, UŚl, Sosnowiec, s.85-88

Sinkiewicz M., 1998, *Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski Północnej*, (red.) W. Niewiarowski, Toruń

Stochlak J., 1978, *Struktury i tekstury młodoplejstoceńskich osadów deluwialnych*, Biuletyn Instytutu Geologicznego 306, s. 115-174

ZWIĄZKI STANÓW WÓD POWIERZCHNIOWYCH ZE STANAMI WÓD GRUNTOWYCH W ZLEWNI ZAGŁĘBIENIA BEZODPŁYWOWEGO NA OBSZARZE MŁODOGLACJALNYM (POMORZE ZACHODNIE, GÓRNA PARSĘTA)

Maciej Major
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

Celem prowadzonych badań jest rozpoznanie prawidłowości dotyczących charakteru i funkcjonowania geoeko-systemów zagłębień bezodpły-wowych strefy młodoglacjalnej na obszarze zlewni górnej Parsęty, na podstawie obiegu wody.

Spośród 357 wydzielonych zagłębień bezodpływowych chłonnych i oczek wodnych na terenie zlewni górnej Parsęty jedno z oczek, charakterystyczne dla obszaru młodoglacjalnego, zaadaptowano do szczegółowych badań terenowych. Na poszczególnych etapach obiegu wody przeprowadzano badania o charakterze ilościowym i jakościowym opadu atmosferycznego, opadu podokapowego, wód powierzchniowych, glebowych i gruntowych. Na przeciwległych stokach zlewni oraz w dnie oczka wodnego zainstalowano 6 piezometrów do pomiaru poziomu wód gruntowych w układzie SW-NE. Po dwa piezometry zainstalowano w dnie zagłębienia, w połowie oraz na wierzchowinach stoków. Badania prowadzono w cyklu miesięcznym przez 3 lata hydrologiczne 1999-2001.

Na podstawie uzyskanych wyników stwierdzono dużą zależność pomiędzy stanami wody w oczku, a pierwszym poziomem wód gruntowych w płytkich piezometrach zlokalizowanych po przeciwnych stronach oczka w latach hydrologicznych 1999-2000. W badanym obniżeniu, w pierwszym roku pomiarowym woda wypełniała misę zagłębienia przez 5 miesięcy – od marca do lipca, w 2000 roku już tylko 3 miesiące – od lutego do kwietnia, a w 2001 roku w ogóle nie było wody w oczku.

Najwyższy poziom wód gruntowych w płytkich piezometrach pokrywa się z najwyższymi stanami wody w oczku, czyli następuje w tym czasie bezpośredni kontakt wód powierzchniowych z wodami podziemnymi (Kosturkiewicz, Fiedler 1993). Najwyższe poziomy wód w tych piezometrach wystąpiły w 1999 roku, a w

kolejnych dwóch latach były coraz niższe. Należy także zwrócić uwagę na identyczne wahania poziomów wód w obu piezometrach, a także w piezometrach zlokalizowanych w połowie stoków. Świadczy to o tych samych poziomach wód gruntowych.

Wpływ na zaistniałą sytuację miały warunki meteorologiczne. Lata hydrologiczne 1999 i 2001 były normalne pod względem termicznym i opadowym, a rok 2000 normalny pod względem sumy opadów i lekko ciepły. Wpływ na najdłuższy okres występowania wody w oczku w pierwszym roku pomiarowym miała sytuacja z 1998 roku. Rok ten był wg klasyfikacji sporządzonej dla potrzeb Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego (obliczenia dla roku kalendarzowego) bardzo wilgotny, nie było żadnego miesiąca suchego. Spośród analizowanych lat, rok 1999 był najbardziej wilgotny i charakteryzował się największą roczną sumą opadów wynoszącą 866 mm. W roku 2000 suma opadu wyniosła 704,6 mm, a w 2001 – 772,95 mm. Rok 2000 wg klasyfikacji dla potrzeb ZMŚP był ciepły i suchy. Te warunki spowodowały obniżenie poziomu wód gruntowych i w konsekwencji zanik wody w oczkach.

Bardzo ważnym parametrem decydującym o ilości wody w oczkach jest wielkość parowania. Na podstawie uzyskanych wyników zauważyć można, zwłaszcza w pierwszym roku pomiarowym, że wraz z szybkim wzrostem parowania w czerwcu 1999 r. nastąpił gwałtowny spadek poziomu wody w oczku aż do całkowitego zaniku wody w kolejnych miesiącach.

Opisaną sytuację potwierdzają także badania ilościowe wód glebowych na stanowiskach lizymetrycznych zainstalowanych w bezpośrednim sąsiedztwie piezometrów. Badania roztworów glebowych również potwierdzają, że rok 2000 był bardziej wilgotny aniżeli rok 2001, co widoczne jest po ilości i objętości pobranych próbek wód glebowych w obu latach hydrologicznych.

Przeprowadzone badania potwierdzają, że warunki termiczno-opadowe i parowanie mają decydujący wpływ na zasobność oczek wodnych poprzez wyższe stany wód gruntowych, w wyniku czego dochodzi do bezpośredniego kontaktu wód powierzchniowych i gruntowych.

Kosturkiewicz, A., Fiedler, M., 1993, *Związki stanów wody w śródpolnych oczkach wodnych ze stanami wód gruntowych,* [w:] A. Kostrzewski (red.), Geoekosystem obszarów nizinnych, Zesz. Nauk. Nr 6, s. 115-121, Ossolineum.

GEOLOGICZNE UWARUNKOWANIA INICJACJI I ROZWOJU SKALNYCH OSUWISK W KARPATACH FLISZOWYCH

Włodzimierz Margielewski
Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków

Długotrwałe rozładowywanie naprężeń ścinających w silnie anizotropowych masywach skalnych Karpat, powoduje dylatacyjną dezintegrację tych masywów. Tworzą się wówczas jaskinie szczelinowe (szczeliny z rozciągania licznie występujące na obszarze Karpat), stanowiące formy wyjściowe do rozwoju osuwisk (Margielewski, Urban 2000). Szczeliny te stanowią bowiem powierzchnie oderwania (odkłucia) mas skalnych, które następnie są transportowane grawitacyjnie po wyodrębnionej w podłożu powierzchni (strefie) poślizgu. Skalne osuwiska rozwijają się więc dwufazowo: w stadium początkowym powstaje szczelina z rozciągania (powierzchnia odkłucia) ulegająca propagacji wraz z kolejnymi etapami pochłaniania przez masyw naprężeń ścinających. W drugim etapie, po przekroczeniu naprężeń granicznych w masywie, jego fragment odseparowany i zdezintegrowany systemem szczelin dylatacyjnych, zostaje przemieszczony grawitacyjnie, po wykształconej w podłożu

powierzchni poślizgu (Margielewski 2001, Margielewski, Urban 2000). Kształtowana wielofazowo powierzchnia odkłucia mas skalnych, zawsze będzie odwzorowywała powierzchnie strukturalne (spękania, uskoki, wzdłuż których następuje wielokierunkowe rozładowywanie naprężeń ścinających w masywie) (Margielewski 2001). Z kolei czysto strukturalny charakter powierzchni (strefy) poślizgu, będzie ograniczony jedynie do płytkich form translacyjnych, w których masy skalne będą przemieszczane po płaskich powierzchniach strukturalnych (powierzchnia ławic, spękań, uskoków), nachylonych w kierunku ruchu (Dikau et al ed. 1996, Zabuski et al 1999). Jedynie ten typ przemieszczeń będzie spełniał kryteria "zsuwu strukturalnego", zdefiniowane przez Kleczkowskiego (1955) i Bobera (1984): osuwiska te są powszechne w obrębie Karpat fliszowych. W obrębie głębszych osuwisk (o strefie poślizgu przebiegającej na głębokości większej niż 10 m – vide Hutchinson 1995), powierzchnia poślizgu będzie posiadała charakter kombinowany, i składała się z elementów strukturalnych (płaskich) i ścięciowych (krzywoliniowych). Składowe te będą determinować charakter przemieszczeń grawitacyjnych (translacyjny lub rotacyjny – charakteryzujący się obrotem, t.j. wstecznym obaleniem przemieszczanych mas) (Dikau et al red. 1996, Zabuski et al. 1999). Stąd, ze względu na różny udział powierzchni strukturalnych w determinowaniu przebiegu powierzchni poślizgu, większość skalnych osuwisk karpackich, będzie reprezentować typ mieszany (compound), z różnym udziałem poszczególnych typów przemieszczeń (rotacyjny, translacyjny, topple: przechył w kierunku ruchu, niekiedy zaś spływ skalny) (Hutchinson 1995, Dikau et al. red. 1996, Margielewski 2001, 2002). Tego typu przemieszczenia kombinowane, są typowe dla wielu osuwisk karpackich (m. in. forma na Turniskach w Gorcach).

Jak wykazały badania autora, większość grzbietowych rowów rozpadlinowych w Karpatach (Alexandrowicz, Alexandrowicz 1988), reprezentuje typ przemieszczeń topple: stwierdzono to zarówno w obrębie podwójnych grzbietów na Zadnich Górach i Gaworzynie w Beskidzie Sądeckim (Margielewski 1997, 2002), jak też na Luboniu Wielkim w Beskidzie Wyspowym, czy Izdebczyskach w masywie Babiej Góry.

Jakkolwiek czysto rotacyjny charakter przemieszczeń jest typowy dla ośrodka jednorodnego, w obrębie anizotropowych masywów Karpat, tego typu przemieszczenia nie są rzadkością, szczególnie w górotworze zbudowanym z utworów odkształcalnych (łupki pstre lub drobnorytmiczny flisz). Osuwiska z dominującym charakterem przemieszczeń rotacyjnych, stwierdzono na Muronce w Beskidzie Średnim (Margielewski 2002), Kostrzy w Beskidzie Wyspowym, (prawdopodobnie również na N skłonie Skrzycznego – Bajgier 1989).

Osuwiska karpackie reprezentują więc różnorodny typ form, często mieszanych, niekiedy zaś o przemieszczeniach typowych dla form ścięciowych (tu osuwisko rotacyjne) (Dikau et al 1996). Co do udziału struktur w kreowaniu osuwisk, to o ile czysto strukturalne założenia powierzchni odkłucia mas skalnych (odwzorowanej w niszy) są ewidentne, powierzchnia (strefa) poślizgu ich koluwiów, będzie zmieniała się od czysto strukturalnej dla płytkich form translacyjnych (strukturalno-ześlizgowych, bądź strukturalno-szczelinowych – Bober 1984), poprzez powierzchnie kombinowane (strukturalno-ścięciowe) w osuwiskach mieszanych (compound), aż po cylindryczne, w znacznym stopniu ścięciowe powierzchnie poślizgu osuwisk rotacyjnych (Margielewski 2002).

Alexandrowicz S. W., Alexandrowicz Z., 1988, *Ridge Top trenches and Riffts in the Polish Outer Carpathians*, Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58, s. 207-228.

Bajgier M., 1989, *Wpływ morfostruktury na rozwój głębokich osuwisk na stokach Skrzycznego w Beskidzie Śląskim*, Folia Geographica, Ser. Geogr. Phys., 21, s. 61-77.

Bober L., 1984, *Rejony osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu*, Biuletyn Instytutu Geol., 340, s. 115-158.
Hutchinson J. N., 1995, *Deep –seated mass movements on slopes*, Mem. Soc. Geol. It., 50, s. 147-164.
Kleczkowski A., 1955, *Osuwiska i zjawiska pokrewne*, Wyd. Geol. Warszawa, s. 1-116.
Margielewski W., 1997, *Formy osuwiskowe pasma Jaworzyny Krynickiej i ich związek z budową geologiczną regionu*, Kwart. AGH, Geologia, 23, 45-102.
Margielewski W., 2001, *O strukturalnych uwarunkowaniach rozwoju głębokich osuwisk – implikacje dla Karpat fliszowych*, Przegląd Geologiczny, 49, 6, s. 515-524.
Margielewski W., 2002. *Geological controll of the rocky landslides in the Polish Flysch Carpathians*, Folia Quaternaria (w druku)
Margielewski W., Urban J., 2000, *Charakter inicjacji ruchów masowych w Karpatach fliszowych na podstawie analizy strukturalnych uwarunkowań rozwoju wybranych jaskiń szczelinowych*, Przegląd Geologiczny, 47, s. 268-274.
Zabuski L., Thiel K., Bober L., 1999, *Osuwiska we fliszu Karpat polskich. Geologia, modelowanie, obliczenia stateczności*, Wyd. IBW PAN, Gdańsk, s. 1-171.

GEOMORFOLOGIA NISZ ŹRÓDLISKOWYCH I ICH ZNACZENIE W OBIEGU WODY (POJEZIERZE DRAWSKIE)

Małgorzata Mazurek
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii,
Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

Obszary młodoglacjalne Niżu Polskiego stwarzają możliwości prześledzenia ewolucji układu sieci rzecznej silnie zdeterminowanego jeszcze morfogenezą pierwotnych zagłębień, który jest obecnie modyfikowany przez procesy denudacyjne uwarunkowane klimatem, rzeźbą, litologią, neotektoniką oraz różnokierunkową działalnością człowieka. Szczególnie istotne dla rozwoju systemów rzecznych są obszary źródliskowe (*channel heads*) łączące morfosystem stokowy i korytowy, w których następuje kształtowanie koryta rzecznego i uruchomienie odpływu rzecznego.

Prowadzone do tej pory badania na obszarach młodoglacjalnych Niżu Polskiego nie zawsze dają wyczerpujący obraz warunków hydrologicznych i geomorfologicznych występujących w odcinkach źródliskowych sieci rzecznej, które wskazywałyby na mechanizm ich rozwoju. W zróżnicowanych warunkach środowiska młodoglacjalnego, w inicjacji koryta rzecznego mogą brać udział różne składowe obiegu wody, w tym również wody podziemne. Naturalne wypływy wód podziemnych stanowią istotny element systemu hydrograficznego południowej części dorzecza Parsęty. Urozmaicona rzeźba Pojezierza Drawskiego, naprzemianległe ułożenie utworów przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych, nieciągłość warstw wodonośnych, ich zmienna miąższość i częste wychodnie na powierzchni ułatwiają kontakt wód podziemnych z wodami powierzchniowymi. Źródła i wycieki koncentrują się przede wszystkim na obszarach o znacznym zróżnicowaniu morfologicznym: na zboczach dolin rynnowych i przełomowych, mis jeziornych, obniżeń wytopiskowych.

W roku 2001 rozpoczęto sezonowe kartowania stref źródliskowych w celu rozpoznania uwarunkowań przyrodniczych decydujących o ich wykształceniu i mechanizmie rozwoju.

W rozpoznanych do tej pory na Pojezierzu Drawskim strefach źródliskowych występują pojedyncze lub zgrupowane źródła, strefy wycieków i wysięków, które kształtują odpływ rzeczny w zakresie od kilku do kilkudziesięciu

dm^3s^{-1}. W obrębie badanych nisz źródliskowych, których piaszczysto-żwirowe krawędzie osiągają wysokość nawet do 8 m, zlokalizowane w podnóża stromych ścian, wydajne i stabilne wypływy wód gruntowych stwarzają warunki dla koncentracji znacznej ilości wody w strefie podstokowej (np. w krawędziach doliny Parsęty i Perznicy). Obszary nasycone w obrębie nisz sprzyjają także występowaniu spływu powierzchniowego, a związana z nim erozja prowadzi do powstania koryt rzecznych i skoncentrowanego transportu osadów. Kształtowanie morfologii nisz źródliskowych o znacznym nachyleniu stoków następuje też przy lokalnym udziale ruchów masowych. Strefy źródliskowe rozwijają się w wyniku cofania stoków kosztem spłaszczeń wysoczyznowych.

Rozproszone wypływy wód gruntowych, częściej o małej wydajności jednostkowej, zlokalizowane bywają również na całej wysokości stoków nisz (m.in. w krawędziach obniżeń wytopiskowych). Stoki gliniasto-piaszczyste nisz źródliskowych urozmaicają niewielkie grzbiety stanowiące obronione fragmenty degradowanej powierzchni stokowej, które rozdzielają sąsiadujące ze sobą drogi odpływu wód. Położone wyspowo "ostańce" powstały na kontakcie poszczególnych stref wypływu wód podziemnych, w wyniku erozyjnej działalności organizujących się strug spływu powierzchniowego. Ich rozkład i zachowanie uwarunkowane jest litologią, lokalizacją wypływów wód podziemnych oraz roślinnością.

W środowisku młodoglacjalnym zwykle kilka procesów odpowiedzialnych jest za rozwój stref źródliskowych, a ich wydajność kształtowana jest na badanym obszarze m.in. przez:
- ukształtowanie powierzchni inicjalnej,
- pionową i poziomą zmienność występowania utworów plejstoceńskich i holoceńskich,
- właściwości hydrauliczne wodonośca oraz strukturalne lub litologiczne nieciągłości powodujące lokalny wzrost wydajności wód podziemnych,
- warunki pogodowe wpływające na obieg wody,
- możliwości odprowadzania materiału z obrębu niszy źródliskowej,
- wykształcenie szaty roślinnej.

Lokalizacja stref źródliskowych, elementu krajobrazu "wrażliwego" na zmiany, kontrolowana jest przez składowe obiegu wody oraz warunki odprowadzania osadów. Nisze źródliskowe na Pojezierzu Drawskim są obszarem działania wypływu gruntowego, gdzie również wysoka wilgotność gruntu sprzyja wystąpieniu spływu powierzchniowego nasyconego i śródpokrywowego, a związana z nimi erozja mechaniczna i chemiczna prowadzi do rozwoju cieków I rzędu.

DŁUGOTRWAŁY ROZWÓJ RZEŹBY SUDETÓW I ICH PRZEDPOLA – STAN I PERSPEKTYWY BADAŃ

Piotr Migoń
Zakład Geomorfologii Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Wrocławskiego

Sudety wraz ze swoim północnym przedpolem – Przedgórzem Sudeckim, są w skali Polski obszarem wyjątkowym. Wyjątkowość ta wynika głównie z nie mającej odpowiedników budowy geologicznej, w której dominują skały magmowe i metamorficzne, długiej historii rozwoju geomorfologicznego, obejmującego przynajmniej cały kenozoik i specyficznych przewodnich rysów rzeźby, powstałych w wyniku współoddziaływania zróżnicowanych ruchów blokowych i długotrwałej denudacji. Do tych ostatnich należy obecność zrównań morfologicznych na różnych wysokościach, stromych

stoków pochodzenia tektonicznego oraz kotlin śródgórskich.

Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów były przedmiotem badań wielu polskich geomorfologów, zwłaszcza A. Jahna, M. Klimaszewskiego, S. Szczepankiewicza i W. Walczaka, którzy w latach 60. XX w. wypracowali model rozwoju geomorfologicznego tych gór. Jego kluczowe elementy składowe to cykliczność ewolucji rzeźby, obecność horyzontów morfologicznych (= powierzchni zrównania) różnego wieku i na różnych wysokościach oraz uznanie bocznego cofania stoków za podstawowy sposób rozwoju stoków (Walczak 1972). Głównych argumentów dostarczała analiza form, dane geologiczne i morfometryczne wykorzystywane były w mniejszym stopniu. Wyróżnianie w Sudetach powierzchni zrównania wieku paleogeńskiego, mioceńskiego i plioceńskiego było jedną z głównych konsekwencji stosowania powyższego modelu.

Istotnym postępem w zrozumieniu geomorfologicznej przeszłości Sudetów była publikacja pracy A. Jahna "Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów" z roku 1980, w której podkreślono znaczenie głębokiego wietrzenia podłoża skalnego i powstawanie grubych pokryw zwietrzelinowych. Wiele form rzeźby różnej wielkości zostało przygotowanych przez głębokie selektywne wietrzenie pod powierzchnią terenu, a następnie wyeksponowane w wyniku zróżnicowanej denudacji. Zwrócono także uwagę na ważną pozycję kotlin śródgórskich i ich złożoną genezę. Badania prowadzone w trakcie ostatnich kilkunastu lat dostarczyły dalszych informacji, przybliżających historię ewolucji krajobrazu sudeckiego w kenozoiku. Wszechstronnie udokumento-wano liczne przejawy głębokiego wietrzenia podłoża skalnego zarówno w Sudetach, jak i na Przedgórzu, wyróżniając m.in. kilka podstawowych typów pokryw zwietrzelinowych (Jahn i in. 2000). Różnice między nimi nie mają jedynie znaczenia paleoklimatycznego, jak przypuszczano wcześniej, ale odzwierciedlają także różnice w materiale wyjściowym, czasie rozwoju i zmienne natężenie denudacji. W wyniku szczegółowych studiów w różnych częściach Sudetów podważono uniwersalność modelu cyklicznego i obecność zrównań różnego wieku. Znaczna selektywność trzeciorzędowej denudacji, uwarunkowana zróżnicowaniem litologicznym podłoża, spowodowała powstanie licznych form rzeźby strukturalnej, m.in. krawędzi morfologicznych, kuest, gór wyspowych i masywów twardzielcowych oraz kotlin, a sumaryczne różnice wysokości sięgnęły w wielu przypadkach setek metrów. Trzeciorzędowa rzeźba denudacyjna Sudetów była znacznie bardziej zróżnicowana, niż zakładał to model cykliczny (Migoń 1999). Analiza morfotektoniczna doprowadziła z kolei do wniosku, że współczesna piętrowość zrównań jest na ogół wynikiem blokowego rozbicia i nierównomiernego wypiętrzenia dawnej powierzchni, a nie wieloetapowego cofania krawędzi. W ten sposób zreinterpretowano rzeźbę Gór Izerskich, Karkonoszy, Sowich i pasm otaczających Kotlinę Kłodzką.

Poznanie głównych cech rzeźby Sudetów i historii jej rozwoju jest wciąż dalekie od pełnego. Do najważniejszych zadań na przyszłość należą podjęcie próby ilościowego określenia wielkości i przestrzennego rozkładu denudacji w skali czasu geologicznego przy zastosowaniu metod termochronologicznych (np. datowania trakowe), uzyskania bardziej obiektywnych danych o odporności skał podłoża przez odwołanie się do ich właściwości geotechnicznych, morfometrycznej analizy rzeźby za pomocą cyfrowych modeli terenu oraz układu sieci rzecznej i dolinnej. Należy wreszcie odnotować spore rozbieżności w interpretacjach rzeźby proponowanych dla polskiej i czeskiej części Sudetów, co w dużej mierze jest zapewne wynikiem niedostatecznego przepływu informacji – integracja wyników i stworzenie spójnego modelu długotrwałej morfogenezy jest w tym świetle pilną koniecznością.

Jahn A., 1980, *Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów*, Czas. Geogr. 51: 129-154.

Jahn A., Chodak T., Migoń P., August C., 2000, *Utwory zwietrzelinowe Dolnego Śląska. Nowe stanowiska, wiek i znaczenie geomorfologiczne*, Acta Univ. Wratisl., 2238, Studia Geogr. 72, 211 s.

Migoń P., 1999, *Znaczenie głębokiego wietrzenia w morfogenezie Sudetów*, Przegl. Geogr. 71: 59-75.

Walczak W., 1972, *Sudety i Przedgórze Sudeckie*, [w:] Geomorfologia Polski, t. 1, s. 167-231, PWN Warszawa.

EWOLUCJA SIECI DOLINNEJ

Józef Edward Mojski
Instytut Oceanografii Uniwersytet Gdański

Stan rozpoznania ewolucji sieci dolinnej, w stosunku do innych ważniejszych zagadnień morfogenezy naszego kraju, nie jest zadowalający. Trudności te wynikają z konieczności wykonania rekonstrukcji form w ogromnej większości pogrzebanych, jakimi są doliny plejstoceńskie na niżu. Rekonstukcja takich form wymaga spełnienia warunków metodycznych i merytorycznych. Najważniejszymi z nich są :

Rozpoznanie regionalnej bazy erozyjnej rzek tworzących walne doliny rzeczne. Dla każdego piętra ciepłego czwartorzędu taka baza erozyjna znajdowała się przeważnie poza terytorium Polski i każdorazowo w różnych nieco obszarach. Mamy tu względnie wystarczające rozpoznanie dla eoplejstocenu, interglacjału mazowieckiego, interglacjału eemskiego i w najwyższym stopniu dla holocenu. W eoplejstocenie taką bazą erozyjną było morze szelfowe północno – zachodniej Europy i zapadliska późniejszego Morza Czarnego. W interglacjale mazowieckim była nią zatoka morza holsztyńskiego, sięgająca od zachodu w okolice Berlina. W interglacjale eemskim – morze eemskie, z wąską zatoką, sięgającą od północy po Grudziądz. Wreszcie w holocenie – maksymalny zasięg morza litorynowego.

Dokładne rozpoznanie i zdefiniowanie cech litologicznych osadów rzecznych przy pomocy kryteriów mogących służyć w badaniach profili wiertniczych. Za podstawę przyjąć tu należy zdefiniowanie takich cech dla rzecznych osadów holocenu. Znajomość dolin holoceńskich i ich wypełnień jest w Polsce dobra. Jednakże stosowanie tej wiedzy w rekonstrukcjach dawnej sieci dolinnej jest niemal żadne. Wciąż wiele pokryw piaszczysto – mułkowych o dużej miąższości, wypełniających rynny glacjalne, traktuje się jako osady rzeczne, powstałe w warunkach interglacjalnych. Uważam, że te ostatnie tworzą jedynie nieznaczną część całej pokrywy plejstoceńskiej, zwłaszcza w obszarach niżowych. Dowodem tego jest m. in. niewielka miąższość późnoglacjalnych i holoceńskich osadów rzecznych w bardzo dobrze rozpoznanej dolinie Wisły i niektórych innych rzek.

Ewolucja czwartorzędowej sieci dolinnej zapisana jest najpełniej w dzisiejszej rzeźbie w Karpatach, w nieco mniejszym stopniu w Sudetach. Szczególną rolę w rekonstrukcjach odgrywa Małopolski Przełom Wisły. Sekwencja teras rzecznych i ich datowanie w Karpatach, ich korelacja z plejstocenem niżowym, mimo wielu trudności, może być podstawą do szukania odpowiedników tych form rzeźby i zdarzeń w obszarach niżowych. Rozpoznane i wydatowane takie zdarzenia w Małopolskim Przełomie Wisły pozwalają na znaczne poszerzenie naszych wiadomości o ewolucji sieci rzecznej, a zwłaszcza o zmianach w kierunku spływu rzek w eoplejstocenie.

ABRAZJA KLIFÓW REGIONU GDAŃSKIEGO W SEZONIE ZIMOWYM 2001/2002

Ireneusz J. Olszak
Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Uniwersytet Gdański

Niszczenie brzegów klifowych w wyniku działalności wód morskich jest procesem naturalnym. W ostatnich latach (1999-2002) obserwuje się wyraźne nasilenie tego procesu. Szczególnie intensywnie niszczenie klifów miało miejsce podczas ostatniego sezonu zimowego (2001-2002).

W regionie gdańskim występuje kilka odcinków klifowych o łącznej długości około 9800 m. Od strony otwartego morza występują dwa odcinki klifowe: klif jastrzębski i klif chłapowski. Pozostałe klify (gnieżdżewski, pucki, osłoniński, mecheliński, gdyński i orłowski) tworzą brzeg Zatoki Gdańskiej wraz z Zalewem Puckim. Lokalizacja klifu oraz jego budowa geologiczna decyduje o stopniu jego zagrożenia.

Największe zniszczenia obserwowane są na klifie jastrzębskim i klifie orłowskim. Klify te zbudowane są w dużym stopniu z osadów gliniasto-ilastych. Są one również wystawione na bezpośrednie działanie fal podczas sztormów zachodnich. Znacznie bardziej odporny na niszczenie, mimo podobnej ekspozycji jak klify wyżej wymienione, jest klif chłapowski. Wynika to z jego budowy geologicznej. Dolna część ściany tego klifu zbudowana jest z silnie zbitych osadów trzeciorzędowych.

Najmniejsze zniszczenia obserwuje się w obrębie klifów: gnieżdżewskiego, puckiego, osłonińskiego i mechelińskiego. Klify te pozostają w "cieniu" Półwyspu Helskiego, który skutecznie chroni je przed działalnością wiatrów zachodnich i północno-zachodnich.

Główną przyczyną niszczenia klifów regionu gdańskiego są długotrwałe sztormy jesienno-zimowe, podczas których dominują wiatry północno-zachodnie i zachodnie, o sile przekraczającej 9-10 stopni w skali Beauforta (90-100 km/h).

Inną przyczyną niszczenia brzegów klifowych jest brak w okresie zimowym pokrywy lodowej w strefie brzegowej morza. Umożliwia to bezpośrednie atakowanie przez fale morskie podstawy klifów.

Wpływ na tempo niszczenia klifów ma też działalność człowieka. Chodzi tu przede wszystkim o działalność wybitnie destrukcyjną, jak na przykład niewłaściwe zagospodarowanie zaplecza klifu. Przykładem tego może być odprowadzenie znacznej części wód opadowych z terenu Jastrzębiej Góry w kierunku klifu co powoduje zwiększenie uwodnienia osadów budujących klif. Efektem tego jest powstawanie licznych spływów błotnych i osuwisk w obrębie ściany klifu, co w konsekwencji prowadzi do zmniejszenia jego odporności na abrazję.

Pewnym paradoksem jest fakt, że na zwiększenie stopnia zagrożenia klifu mają też wpływ prace mające na celu, przynajmniej w założeniu, jego ochronę. Szczególnie wyraźnie jest to widoczne w obrębie klifu jastrzębskiego. Klif ten, w latach 90-tych został na znacznej długości zabezpieczony opaską zbudowana z gabionów (metalowa siatka wypełniona materiałem głazowym). Obecnej opaska ta nie spełnia już swoich zadań. Została ona prawie w całości pogrzebana przez, wspomniane wyżej, spływy i osuwiska. Oprócz tego, przy wyższych stanach morza (co w czasie sztormów jest regułą), gabiony znajdują się poniżej powierzchni wody. W latach 2000-2001 zbudowano w centralnej części klifu kilkunastometrowej wysokości ścianę betonową. Jak na razie chroni ona skutecznie ten fragment klifu ale jej powstanie doprowadziło do zwiększenia abrazji klifu jastrzębskiego na jej wschodnim krańcu. Jest to sytuacja typowa. W przypadku każdej budowli ochronnej obserwuje się nasilenie procesów abrazyjnych po ich stronie zawietrznej. Górna krawędź klifu na wschód od ściany ochronnej cofnęła się o około 1,5-2,5 m.

W obrębie klifu chłapowskiego nie zaobserwowano istotnych zmian w

przebiegu jego górnej krawędzi. Nastąpiło tu jednak "uprzątnięcie" materiału zalegającego u podstawy ściany. W związku z tym, w najbliższym czasie, należy spodziewać się intensywnego rozwoju osuwisk na tym klifie.

Występujące w okresie od października 2001 do marca 2002 sztormy spowodowały duże zniszczenia klifu orłowskiego. Zniszczona została przede wszystkim dolna część klifu. W wyniku tego doszło do powstania dużych osuwisk na północ od Cypla Orłowskiego.

TRANSFORMACJA ŻWIRODENNYCH KORYT POD WPŁYWEM DOSTAW GRUBOFRAKCYJNYCH ZWIETRZELIN (SUDETY WSCHODNIE, BESKIDY)

Piotr Owczarek
Katedra Paleogeografii i Paleoekologii Czwartorzędu, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Wpływ dostawy grubofrakcyjnych zwietrzelin pochodzących ze stoku na morfologię koryta jest ważnym zagadnieniem dla zrozumienia mobilności i ewolucji form korytowych tworzących się poniżej źródeł pochodzenia osadów. Jakość dostarczanego materiału zależy głównie od litologii i procesów stokowych oraz kształtu i stabilności stoku. Reżim przepływów oraz dostępność/osiągalność zwietrzelin dla procesów fluwialnych jest zróżnicowana w zależności od warunków klimatycznych. Mechanizm włączania grubych osadów do koryt rzecznych jest stosunkowo dobrze poznany w rzekach proglacjalnych (Klimek 1972), alpejskich systemach peryglacjo-fluwialnych (McEwans i in. 1998) czy rzekach klimatu suchego i półsuchego (Leopold i in. 1966; Webb i in. 2000). W rzekach wyżyn i gór średnich klimatu umiarkowanego wyjaśnienie wyżej postawionego problemu napotyka na znaczne trudności, których przyczyn należy upatrywać w złożoności procesów i czynników oddziałujących na stok i koryto rzeczne. Wprowadzone uogólnienia: duża dostawa osadów – koryto niestabilne, szerokie, często roztokowe, ograniczona dostawa – koryto stabilne i wąskie (Ziętara 1968; Harvey 1991), są niewystarczające dla poznania mechanizmu porywania, transportu i depozycji grubych, ostrokrawędzistych klastów.

Doskonałym obszarem badań zależności proces – osad – forma są zróżnicowane litologicznie i orograficznie Sudety Wschodnie oraz podatne na ruchy masowe Beskidy. Do badań szczegółowych wytypowana szereg stanowisk wzdłuż dopływów górnej Odry oraz dopływów głównych rzek dorzecza górnej Wisły. Do systemów korytowych badanych stanowisk jest włączany m.in. materiał koluwialny z języków osuwiskowych (stanowiska: Koszarawa-Jeleśnia, Sopotnia, Kamienica-Kurzejówka), zwietrzelinowy pochodzący z odpadania i obrywania ze ścian skalnych i stromych stoków (Mostysza, Kamienica-Łęgi), zwietrzelinowy peryglacjalnych stożków osypiskowych (Streňi Opava), zwietrzelinowy gliniasto-gruzowy peryglacjalnego stoku soliflukcyjnego (Opava-Kunov).

O wynoszeniu grubookruchowych zwietrzelin i materiału koluwialnego z aktywnych podcięć decydują wezbrania. W początkowej fazie erodowany jest najdrobniejszy materiał a następnie wraz ze wzrostem energii wody porywane są coraz grubsze klasty (*reworking*). Ze wstępnych obserwacji wynika, że czas trwania wezbrania jest mało istotny w przerabianiu/porywaniu materiału z podciętego brzegu, ponieważ w czasie maksymalnego przepływu transportowane głazy i żwiry opancerzają

nieskonsolidowany brzeg, zapobiegając dalszej erozji (*armoring*).

Grubookruchowy materiał, w zależności od granulometrii, prędkości przepływu wody i charakteru koryta jest przemieszczany w dół rzeki inicjując powstawanie lub nadbudowując istniejące formy korytowe. U podnóża aktywnego podcięcia obserwuje się nagromadzenie grubego materiału w formie residuum, pochodzącego zarówno z erozji bocznej stoku jak i depozycji w czasie wezbrania. W korycie, w pobliżu źródeł dostawy materiału, są zwykle widoczne zanurzone płaskie pokrywy denne z dominującym materiałem gruzowym. Są to formy inicjalne dla powstających poniżej odsypów gruzowych centralnych i bocznych. W stanowiskach, gdzie do koryta dostarczany jest materiał drobnookruchowy, istniejące już odsypy żwirowe są nadbudowywane materiałem gruzowym. W morfologii koryta zaznaczają się również niewielkie gruzowe odsypy podłużne, które stopniowo zanikają posuwając się w dół rzeki. Transportowane przeważnie na krótką odległość bloki koluwialne wpływają natomiast na boczny przyrost równiny aluwialnej lub odsypów żwirowych. Po unieruchomieniu w strefie marginalnej koryta stanowią one przeszkodę dla transportowanego żwiru i drobniejszych okruchów skalnych a w części zaprądowej materiału piaszczystego. Proces ten decyduje o rozwoju wyraźnie widocznych w morfologii dna doliny szerokich listew terasowych poniżej punktów dostaw grubych koluwiów

Harvey A. M., 1991, *The influence of sediment supply on the channel morphology of upland streams: Howgill fells, Northwest England*, Earth Surface Processes and Landforms, vol.16, s.675-684.

Klimek K., 1972, *Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarásandur (Islandia)*, Prace geogr. IG PAN nr 94, s.139.

Leopold L. B., Emett W. W., Myrick R. W., 1966, *Channel i hillslope processes in a semi-arid area, New Mexico*, U.S. Geological Survey Professional Paper 325-G, s. 193-253.

McEwen L. J., Matthews J. A., 1998, *Channel form, bed material and sediment sources of the Springdøla, southern Norway: evidence for a distinct periglacio-fluvial system*, Geografiska Annaler, 80 A (1), s. 17-36.

Webb R. H., Griffiths P. G., Melis T. S., Hartley D. R., 2000, *Sediment delivery by unaged tributaries of the Colorado River in Grand Canyon*, U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Raport 00-4055, s. 67.

Ziętara T.,1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów*, Prace geogr. IG PAN nr 60, s.116.

ZRÓŻNICOWANIE LITOFACJALNE SERII RYTMICZNIE WARSTWOWANEJ W OBRĘBIE ZASTOISKA ZŁOCIENIECKIEGO (POJEZIERZE DRAWSKIE)

Renata Paluszkiewicz
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii
Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

Obszar zastoiska złocienieckiego według podziału fizyczno-geograficznego Polski (Kondracki 1988) położony jest w obrębie Pojezierza Drawskiego, stanowiącego część składową Pojezierza Zachodniopomorskiego.

W celu określenia zróżnicowania litofacjalnego w obrębie zbiornika istotne było określenie jego granic, a pośrednio wielkości. Zgodnie z wyznaczonymi granicami zastoiska przez Maksiaka i Mroza (1978) obszar badanego basenu sedymentacyjnego zajmuje powierzchnię

około 26 km^2. Można go zatem zaliczyć do zbiorników o średniej wielkości.

W układzie pionowym , w obrębie osadów zastoiskowych wyróżniono 3 podstawowe kompleksy litofacjalne A, B, C, które tworzyły się w charakterystycznych dla siebie warunkach środowiska.

Kompleks C - reprezentują osady najgrubsze, piaski (Sh(r)) – faza inicjalna.

Kompleks B - stanowi najdłuższy etap rozwoju zastoiska, reprezentowany głównie przez iły warwowe (Fv). Powstanie serii warwowych związane jest z różnymi mechanizmami depozycji. Osady tego kompleksu zostały utworzone w efekcie spokojnego (parapelagicznego) opadania zawiesin, obrazujących (być może) roczny rytm ablacji lądolodu. Proces depozycji zawiesinowej w wodach stojących był przerywany epizodami opadania piaszczystej zawiesiny. Dostarczana ona była drogą eoliczną albo przez prądy powierzchniowe lub termoklinalne (Gruszka, Zieliński 1993). Ponadto zdarzały się etapy przydennego transportu piasku, które przerywały cykl depozycji parapelagicznej. Tworzyły się wówczas riplemarki i struktury soczewkowe, świadczące o działaniu prądu (Sr) – faza podstawowa.

Kompleks A - faza końcowa rozwoju zastoiska reprezentowana przez masywną serię iłu mułkowego grubego bądź mułku drobnego (Fm) w stropie zaburzoną przez syn- i postsedymentacyjne (Fd) procesy.

Rozpoznania cech osadów dokonano również na przestrzeni całego prezentowanego zbiornika zastoiskowego. Największe miąższości osadów rytmicznie warstwowanych - iłów warwowych (kompleks B) stwierdzono wzdłuż linii przebiegającej przez stanowiska Rzęśnica, Złocieniec, Zamkowa. Miąższość osadów rytmicznie warstwowanych w tym rejonie wynosi około 15 m.

Im dalej na południe od tej strefy miąższość osadów zastoiskowych maleje. W rejonie miejscowości Stawno (najdalej na południe wysunięty punkt zastoiska) miąższość osadów zastoiskowych wynosi niecałe 7 m. Również w kierunku północnym grubość osadów zastoiskowych maleje, aby w strefie granicznej przejść w osady facji fluwialnych - piaski, żwiry.

Tak rysujący się obraz zmienności przestrzennej osadów można przedstawić w sposób modelowy. Materiał grubszy w wypadku zastoiska złocienieckiego mułki, piaski drobne gromadzony jest głównie w strefie północnej zbiornika. Osady złożone z grubszego materiału deponowane są także wzdłuż brzegów jeziora dzięki działaniu falowania i wzbudzanych przez nie prądów.

W obrębie badanego zbiornika wydzielono trzy strefy depozycji: proksymalną, centralną i dystalną. Strefa proksymalna obejmuje północną część zbiornika, dystalna południową. Zasięg obszaru proksymalnego (zgodnie z tym jak definiuje go w jednej ze swej prac Brodzikowski 1992) w zbiorniku zastoiskowym wyznacza się w oparciu o analizę mechanizmów transportu i depozycji.

Zasięg strefy proksymalnej kończy się tam, gdzie stwierdzamy dominację osadów deponowanych przez swobodne opadanie zawiesin oraz sekwencje zanikających przepływów (niskoenergetyczna trakcja denna). W zastoisku złocienieckim linię tę wyznacza linia Rzęśnica, Złocieniec, wzdłuż której stwierdzono największe miąższości osadów warwowych.

ZRÓŻNICOWANIE LITOFACJALNE OSADÓW ZASTOISKA PYRZYCKIEGO

Ryszard Paluszkiewicz
Zakład Geoekologii, Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii
Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

Występowanie zbiorników glacilimni-cznych w obszarach, które objęte były zlodowaceniami jest zjawiskiem powszechnym, tak w przeszłości jak i teraźniejszości. Były one wielokrotnie celem opracowań tak pod względem ich genezy jak i cech osadów je budujących (Krygowski 1950, Merta 1978, 1986, Elson 1980, Ashley 1988, Ashley 1995, Brodzikowski, Van Loon 1991, Einsele 1992, Brodzikowski 1992b, Brodzikowski 1993 i in.). Ze względu na różnorodność procesów sedymentacyjnych zachodzących w obrębie zbiorników zastoiskowych, czego wyrazem jest zróżnicowanie cech litofacjalnych osadów glacilimnicznych, możliwe staje się określenie zmieniających się warunków środowiska depozycyjnego.

Celem prowadzonych przez autora prac było rozpoznanie przestrzennej zmienności litofacjalnej osadów limnoglacjalnego środowiska depozycyjnego na przykładzie zastoiska pyrzyckiego. Zbiornik ten wybrano do opracowań ze względu na jego zróżnicowanie morfologiczne, wielkość oraz budowę wewnętrzną. Obszar ten jest interesujący ze względu na możliwość prześledzenia różnorodnych procesów sedymentacji glacilimnicznej, tak warwowej, jak i innych facji występujących w zbiornikach, a związanych z depozycją glacilimniczną.

Obszar badań położony na zapleczu subfazy mielęcińskiej (Karczewski 1965, Karczewski 1998a), w obrębie Niziny Szczecińskiej. W podziale fizyczno – geograficznym określany jest jako Nizina Pyrzycka, podregion Niziny Szczecińskiej (Galon 1947, Pietkiewicz 1947).

Jednym z głównych typów litofacjalnych osadów zastoiska pyrzyckiego są osady rytmicznie warstwowane o charakterze warwowym. Jak podaje Brodzikowski (1992b, 1992c) serie o charakterze warwowym są jedną rzadszych odmian litofacjalnych zbiorników zastoiskowych, stanowią jednak wyznacznik depozycji glacilimnicznej. Począwszy od badań de Geera (1912) głównym polem zainteresowania stała się możliwość interpretacji geochrono-logicznej osadu na podstawie przełożenia liczby warw na sezony depozycyjne. Interpretacja warwitów umożliwia jednocześnie określenie zmienności procesów syn- i postsedymentacyjnych zachodzących w obrębie zbiorników.

Na podstawie przeprowadzonej analizy litofacjalnej osadów poszczególnych odsłonięć badawczych wyróżniono w obrębie serii glacilimni-cznych zastoiska pyrzyckiego cztery typy rytmitów będących efektem różnych warunków i mechanizmów depozy-cyjnych:

Pierwszy z wyróżnionych typów odpowiada rytmitom “klasycznym” (Sturm 1975, Ashleya 1995) z ostrymi granicami poszczególnych lamin oraz brakiem gradacji wewnętrznej.

Kolejny typ rytmitów to warwity o cienkich laminach ciemnych i miąższych laminach jasnych wraz z wystepującyni w ich obrębie warwami II rzędu.

Cechą charakterystyczną trzeciego typu rytmitów jest to, iż w odróżnieniu od rytmitów “klasycznych” zbudowane są w głównej mierze z piasków drobnych w przypadku lamin jasnych i mułków grubych w przypadku lamin ciemnych.

Geneza ostatniego typu warwitów związana jest z depozycją sezonową, warwową, pomiędzy bryłami martwego lodu.

Występowanie różnego typu struktur deformacyjnych w obrębie rytmitów świadczy o zróżnicowanych mecha-nizmach zachodzących w trakcie jak i po depozycji osadów. W obrębie rytmicznie

warastwowanych zastoiska pyrzyckiego wyróżnić można: struktury deformacyjne z napławiania, struktury obciążeniowe, struktury spływowe, struktury o charakterze fleksur, fałdów, uskoków (Paluszkiewicz 1996, 1996, 1997).

Analiza wyników badawczych wykazuje, że powstanie poziomów zastoiska pyrzyckiego związane jest z ostatnim etapem jego funkcjonowania tj. ostatecznym odpływem wód zastoiskowych w kierunku NW i NNW.

KRĄŻENIE MATERII W ZLEWNIACH W WARUNKACH ANTROPOPRESJI NA PRZYKŁADZIE KARKONOSZY

Krzysztof Parzóch
Zakład Geomorfologii, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego

Stopień połączenia subsytemu stokowego z dolinnym decyduje o wielkości wskaźników denudacji mierzonych w zamknięciach zlewni. Najczęściej przyjmuje się, że połączenie tych dwóch subsystemów jest słabe (Starkel 1972, Lach 1984, Krzemień 1991). W warunkach naturalnych materiał transportowanych na stokach przez spłukiwanie jest deponowany w jego obrębie i dopiero wielokrotne przemieszczenie pozwala osiągnąć ciek, który wyprowadza materiał ze zlewni. W trakcie jednego epizodu spływu stokowego do koryt rzecznych dostaje się jedynie ta część materii, która znajdowała się najbliżej koryta: w dnie doliny i jej zboczach lub w dolnych partiach stoków.

W Karkonoszach, dobrym przykładem słabego połączenia omawianych subsystemów są spływy gruzowo-błotne (*mury*). *Mury* generowane są w górnych partiach stoków, a stożkami torencjalnymi docierają do den dolinnych. Mimo to, do koryt potoków dostaje się jedynie niewielka część materiału koluwialnego, głównie wskutek późniejszego przepłukiwania nowopowstałych wałów brzeżnych i stożków torencjalnych.

Zmiany antropogeniczne rzeźby w Karkonoszach, zachodzące od blisko 300 lat, spowodowały zmiany w krążeniu wód stokowych i w konsekwencji umożliwiły szybszą dostawę materii do koryt cieków.

W latach 1996-2000 w Karkonoszach prowadzono kartowanie geomorfologiczne zmierzającego do oceny współczesnego systemu morfogenetycznego Karkonoszy. Rejestrowano drogi krążenia wód stokowych na stokach o różnym stopniu antropopresji i pokryciu roślinnym. Szczególną uwagę poświęcono korytom stokowym o różnej genezie: naturalnym, seminaturalnym i antropogenicznym, jako formom koncentrującym i ukierunkowującym spływ stokowy. Mierzono tempo ruchu klastów z wykorzystaniem materiału barwionego.

W Karkonoszach, w warunkach środowiska nie zaburzonego przez człowieka odprowadzanie materii ze stoków do koryt cieków odbywało się za pośrednictwem zmywu śródpokrywowego i strumieni stokowych; spłukiwanie odgrywało znacznie mniejszą rolę. Nawet na stokach wylesionych i zajętych przez łąki proces spłukiwania nie osiągał większych wartości (Bieroński *et. al.* 1991).

Na stokach Karkonoszy od blisko 300 lat powstają sztuczne i seminaturalne koryta stokowe. Do sztucznych koryt stokowych należą przekopy i wcięcia drogowe z kanałami odwadniającymi. Obiekty te cechuje brak lub znacznie ograniczone możliwości ucieczki wód zebranych w ich obrębie. Drogi o niezabezpieczonej nawierzchni oraz ścieżki, którymi poprowadzono szlaki turystyczne są powierzchniami źródłowymi materiału mineralnego. Pewien udział w dostawie materiału mają także skarpy drogowe. Materiał pokryw na skarpach uruchamiany jest przede

wszystkim przez lód włóknisty, a następnie odprowadzany przez wody stokowe.

Duże znaczenie komunikacyjnych form antropogenicznych w przebiegu procesów stokowych było podkreślane w literaturze wielokrotnie (Słupik 1973, Froehlich 1975, Gil 1976, Krzemień 1991, Nowicka 1998). W przeciwieństwie do Karpat, gdzie drogi polne ulegają często przekształceniu w wąwozy drogowe, drogi w Karkonoszach pełnią najczęściej jedynie funkcję transportową dla wód stokowych.

Wśród koryt seminaturalnych wyróżnić należy rynny erozyjne, które rozwijają się wskutek erozyjnej transformacji szlaków zrywkowych (Parzóch 2001). Zjawisko erozji rynnowej prowadzi do skrócenia czasu krążenia wody na stoku, drenowania wód podziemnych z pokryw oraz przyspieszenia i zwiększenia transportu stokowego. Skrócenie czasu krążenia wody na stokach wiąże się ze znacznym skoncentrowaniem spływu powierzchniowego oraz ograniczeniem roli spływu śródpokrywowego, którego zasoby są drenowane przez rynny erozyjne. Epizodyczne strumienie w korytach erozyjnych na stokach posiadają znacznie większą kompetencję transportową niż zmyw powierzchniowy. Większe spływy rynnowe przenosić mogą gruz i małe głazy, podobnie jak strumienie stokowe (Bieroński 1994). Zatem rynny erozyjne mogą w znacznym stopniu wpływać na ilość transportowanego rumowiska w ciekach i jego skład granulometryczny przez zwiększenie udziału frakcji grubych. Zbocza rynien erozyjnych odgrywają dominującą rolę jako powierzchnie źródłowe materiału klastycznego transportowanego na stokach i stanowią główne źródło materiału transportowanego w ciekach.

Omówione wyżej koryta stokowe tworzą jeden system odwadniania i odprowadzania produktów wietrzenia ze stoków. Przechwytują one wody stokowe, narzucają nowe kierunki odpływu i, koncentrując spływ, zwiększają ich zdolności erozyjne; są jednocześnie źródłem materii.

Powstanie na stokach sieci drenażu w Karkonoszach, łączącej w sobie koryta erozyjne i linie komunikacyjne, spowodowało połączenie subsystemów stokowego i korytowego. Powstanie swoistych pasów transmisyjnych w postaci sztucznych i seminaturalnych koryt stokowych, umożliwia dostarczanie materiału klastycznego wprost do stałych cieków dolinnych.

Strumienie stokowe zlokalizowane w obszarach z rozwijającą się erozją rynnową niosą zdecydowanie większe ilości rumowiska niż w przypadku potoków na stokach zalesionych (Katrycz, Parzóch 1998). Pośrednio wskazuje to znacznie większy udział w transporcie rumowiska rynien erozyjnych niż stałych cieków stokowych. Szybkie krążenie wód stokowych i transportowanego przez nie materiału, rozwinięte linie transmisji rumoszu oraz większa kompetencja wód rynnowych rzutują na przebieg procesów erozji i akumulacji w potokach dolinnych. Następstwem tych zjawisk jest m.in. wzrost grubości materiału rumowiskowego w potokach karkonoskich (Katrycz 1998).

Bieroński J., 1994, *Rola strumieni stokowych w systemie zlewni górskich Sudetów*, [w:] Problemy hydrologii regionalnej, Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej, Karpacz, 26-28 września 1994, s. 163-167.

Froehlich W., 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskie*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 114, ss. 122.

Gil E., 1976, *Spłukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku,* Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, 2, ss. 65.

Katrycz M., 1998, *Transport rumowiska wleczonego w zlewni Wilczego Potoku – Karkonosze Wschodnie,* Acta Univ. Wratisl. No 2061, Prace Instytutu Geograficznego, seria A, Geografia Fizyczna, tom 9, s. 37-58.

Katrycz M., Parzóch K., 1998, *Związek pomiędzy erozją rynnową a transportem rumowiska w ciekach karkonoskich na przykładzie zlewni Wilczego Potoku. Informacja wstępna*, [w:] Geografia w kształtowaniu i ochronie środowiska oraz transformacji gospodarczej

regionu górnośląskiego, materiały 47. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Sosnowiec, 23-26 września 1998r., s. 92-93.

Klimaszewski M., 1935, *Przyczynek do poznania morfologicznej działalności roztopów wiosennych*, Czasopismo Geograficzne, 13, 2-4, s. 300-304.

Krzemień K., 1991, *Dynamika wysokogórskiego systemu fluwialnego na przykładzie Tatr Zachodnich*, Rozprawy Habilitacyjne UJ, 215, ss. 160.

Lach J., 1984, *Geomorfologiczne skutki antropopresji rolniczej w wybranych częściach Karpat i ich Przedgórza*, Prace Monograficzne WSP w Krakowie, 66, ss. 142.

Nowicka B., 1998, *System krążenia wody w Parku Narodowym Gór Stołowych*, Szczeliniec, 2, s. 31-47.

Pawłowski S., 1923, *Zmiany w ukształtowaniu powierzchni ziemi wywołane przez człowieka*, Przegląd Geograficzny 4, s. 48-64.

Parzóch K., 2001, *Erozja rynnowa na stokach wylesionych w Karkonoszach*, Przyroda Sudetów Zachodnich, t. 4, s. 171-180.

Słupik J., 1973, *Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*, Dokumentacja Geograficzna 2, ss. 118.

Starkel L., 1972, *Charakterystyka rzeźby polskich Karpat i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej*, Problemy Zagospodarowania Ziem Górskich, 10, s. 75-150.

KENOZOICZNA MORFOGENEZA RYNNY JEZIORA JASIEŃ

Krzysztof Petelski, Wacław Florek
Zakład Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu,
Pomorska Akademia Pedagogiczna
w Słupsku

Rynna jeziora Jasień znajduje się pośród sandrów usytuowanych na zapleczu form marginalnych tzw. lobu bytowskiego (Sylwestrzak 1972), którego powstanie wiąże się z istnieniem transgresywnej subfazy kaszubsko-warmińskiej. Rzędna lustra wody w jeziorze sytuuje się dziś na 112, 7 m n.p.m., a głębokość jeziora przekracza 30 m. Rynnie towarzyszą płaskie powierzchnie piaszczyste, których rzędne sięgają: 128-138 m, 143 m, 150-154 m i 164-165 m n.p.m., a od wschodu obrzeżają ją wzniesienia przewyższające 200 m n.p.m.

Przebieg współczesnej rynny jeziora Jasień pokrywa się z przebiegiem kopalnej doliny wyciętej w stropie utworów trzeciorzędu. Dno tej doliny znajduje się na wysokości około 60 m n.p.m., a ograniczają ją wyraźne krawędzie o wysokości około 40 m. Strop utworów trzeciorzędu na omawianym obszarze wznosi się do rzędnej 100 m n.p.m. Tworzą go mioceńskie iły, iły pylaste oraz piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami węgla brunatnego.

Utwory trzeciorzędu są tu rozcięte przez dwie głębokie, kopalne doliny. Dolina o przebiegu północny zachód – południowy wschód, której dno znajduje się na rzędnej około 0 m n.p.m., to dolina główna omawianego obszaru. Skierowana jest ona ku południowemu wschodowi, do dużego obniżenia w stropie utworów trzeciorzędu, którego dno znajduje się na rzędnej 88 m p.p.m. Obniżenie to położone jest w okolicach Kościerzyny (Petelski 2001). Druga kopalna dolina - dolina rynny jeziora Jasień - ma przebieg północ – południe. Stanowi ona dolinę boczną w relacji do doliny głównej.

Omawiane kopalne doliny powstały w starszym czwartorzędzie jako doliny rzeczne odprowadzające wody ku południowi do głębokiego obniżenia w stropie utworów trzeciorzędu położonego w okolicy Kościerzyny.

Kopalna dolina rynny jeziora Jasień powstała w interglacjale

mazowieckim (Petelski 1996). Jej dno wyścielają piaski rzeczne tego okresu. Później była modelowana przez lądolody kolejnych zlodowaceń ale przez cały okres zlodowaceń środkowopolskich i zlodowacenia wisły ograniczające ją krawędzie były replikowane w morfologii terenu. Urozmaicenie rzeźby jest podkreślone przez zróżnicowane wykształcenie osadów serii młodszego czwartorzędu na obszarach, gdzie strop utworów trzeciorzędowych wyniesiony jest do rzędnych przekraczających 100 m n.p.m. i w obrębie kopalnej doliny rynny jeziora Jasień.

Zdaniem J. Sylwestrzaka (1978) w subfazie koszalińskiej rozwinął się system odwodnienia, zwany dawniej pradoliną pomorską. W rejonie jeziora Jasień autor ten dostrzegł obecność czterech najwyższych poziomów tego "szlaku sandrowego". W czasie funkcjonowania odpływu sandrowego rynna jeziora Jasień była zapewne zakonserwowana martwym lodem, w szczelinach którego powstawały podłużne formy ozopodobne, a agradacyjna akumulacja piasków sandrowych doprowadziła zapewne do pogrzebania wielu wcześniej utworzonych form. Wytapianie martwego lodu rozpoczęło się najprawdopodobniej jeszcze w późnym vistulianie (Florek 1991, Florek, Alexandrowicz, Pazdur 1999). Pod koniec okresu kształtowania się odwodnienia sandrowego najniżej leżący fragment rynny stanowił rozległy i zapewne płytki zbiornik, na dnie którego odkładały się iły warwowe zwieńczone warstwą kredy jeziornej (Florek 1991). Holoceński etap rozwoju rynny wiąże się z klimatycznie uwarunkowanymi zmianami poziomu wody w jeziorze i zróżnicowanym natężeniem procesów stokowych. Te ostatnie były także stymulowane przez gospodarczą działalność człowieka (Florek 1991).

Florek W., 1991, *Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza*, Wyższa Szkoła Pedagogiczna, Słupsk.

Florek W., Alexandrowicz S.W., Pazdur A., 1999, *Zmiany poziomu wody w jeziorze Jasień na tle ewolucji środowiska w późnym vistulianie i holocenie*, [w:] A. Pazdur (red.), Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego, WIND J. Wojewoda, Wrocław, s. 199-214.

Petelski K., 1996, *Arkusz Pomysk Wielki Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50000,* Archiwum PIG, Warszawa.

Petelski K., 2001, *Rzeźba podłoża czwartorzędu i jej geneza na obszarze wschodniej części Pojezierza Pomorskiego*, [w:] Konferencja Naukowa "Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych. Monitoring, ochrona, edukacja", Poznań 19 – 20.X.2001, s. 112-113.

Sylwestrzak J., 1972, *Zagadnienia recesji krawędzi lodowej lobu bytowskiego i uwagi o rozwoju morfologicznym doliny górnej Łupawy*, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Gdańskiego, Geografia 2, s. 23-49.

Sylwestrzak J., 1978, *Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk.

PRZECIWDZIAŁANIE SKUTKOM NISZCZĄCYCH ZJAWISK MORFODYNAMICZNYCH NA POLSKIM WYBRZEŻU BAŁTYKU

Roman Racinowski[1], **Andrzej Borowiec**[2], **Piotr Domaradzki**[2],
[1]*Politechnika Szczecińska – Szczecin;* [2]*Urząd Morski – Szczecin.*

Na polskim wybrzeżu Bałtyku następuje ubytek lądu. W sensie czasowym ma to charakter *milenijno – sekularny* (spowodowany izostazją i zjawiskami eustatycznymi) oraz *krótkookresowy* (wywołany gwałtownymi zamianami

czynników hydrometeorologicznych). Na intensyfikację i zmienność procesów morfodynamicznych wpływa też człowiek zagospodarowujący strefę brzegową morza oraz jej lądowe zaplecze.

Skutki procesów milenijno – sekularnych. W efekcie ruchów pionowych na większości polskiego wybrzeża następuje wkraczanie morza na ląd, powodujące przesuwanie się linii brzegowej ku południowi. W świetle dotychczasowych obserwacji na większości polskich wybrzeży Bałtyku ląd w ciągu ostatnich 200 – 100 lat cofa się z szybkością 0,3-2,0 m/rok. Jedynie na obszarze Zatoki Pomorskiej następuje przyrost lądu w tempie 0,2-0,4 m/rok. Koncepcja katastrofalnego podnoszenia się poziomu wody w Bałtyku związana z efektem cieplarnianym, zakłada ona, że w XXI wieku na polskim wybrzeżu Bałtyku nastąpi podniesienie się poziomu morza o 30-100 cm.

Skutki procesów krótko-okresowych. Procesy te rozwijają się pod wpływam ekstremalnych czynników atmosferycznych. Dla ludzi żyjących współcześnie procesy te mają istotne znaczenie, powodują bowiem katastrofalne skutki gospodarcze i "ekologiczne". Zjawiska te dotyczą zmiennej sezonowo abrazji wybrzeży klifowych i wydmowych. W wyniku działania tych procesów następować może przerwanie wałów wydmowych i wlewanie się wód Bałtyku na nadmorskie niskie równiny dolinne i ich zalewanie. W efekcie spiętrzeń sztormowych lub blokowania ujść rzecznych przez kry lodowe czy też posztormowe nanosy rumowiska morskiego następuje drastyczne podnoszenie się poziomu wody w ciekach wpływających do morza i ich cofkę w głąb lądu. Poważny wpływ na rozwój niszczących procesów nadbrzeży mają też wody podziemne, które jako sączenia wypływają na ścianach klifu.

Skutki działalności człowieka. Dotyczą one inżynierskiej działalności związanej z budową i eksploatacją portów morskich (falochrony, tory wodne) oraz techniczną ochroną brzegu morskiego przed abrazją. W efekcie hydrotechnicznej ingerencji następuje zmiana naturalnego środowiska hydrodynamicznego strefy brzegowej i nieprzewidywalny w skutkach rozwój procesów morfodynamicznych. Na zapleczu lądowym zwężanie ujściowych części den dolin rzecznych, poprzez budowę wałów przeciwpowodziowych lub nasypów drogowych, bez właściwie wykonanych przepustów i przepompowni powoduje zwiększenie zagrożenia zatapiania lądu w czasie spiętrzeń sztormowych.

Optymalizacja działań inżynier-sko – gospodarczych kształtowania strefy brzegowej polskiego Bałtyku. Procesy morfodynamiczne na polskim wybrzeżu Bałtyku zdeterminowane są przez zjawiska endo- i egzogeniczne, na które człowiek nie ma wpływu i nie jest w stanie im zapobiegać. Zagospodarowanie rolne, urbanistyczne, rekreacyjne, transportowe oraz znaczenie militarne terenów nadmorskich powoduje, że człowiek stara się ograniczyć lub zminimalizować skutki rozwoju procesów niszczących ląd. Opierając się na dotychczasowych doświadczeniach praktycznych i modelowych oraz mając na względzie koszty związane z tą działalnością proponuje się selektywną ochronę i kształtowanie zagospodarowania polskiej strefy brzegowej i zaplecza lądowego dla interesów człowieka.

1. Ze względu na postępujący proces obniżanie lądu, w efekcie ruchów pionowych i wzmożonej abrazji, konieczne jest na większości polskiego wybrzeża przyjęcie strefy ochrony szerokiego zaplecza lądowego. Powinien to być pas terenu, na którym eksploatacja obiektów budowlanych byłaby rzędu 40-100 lat, a szerokości lądu przylegającego do krawędzi nadbrzeży winna wynosić 500-1000 m. W pasie tym istniejące i doraźnie wykonywane budowle powinny być traktowane jako inwestycyjne do wykorzystania krótkookresowego. Pasy takie muszą być odpowiednio zagospodarowane w celu ograniczenia infiltracji wód opadowych oraz ich spływu powierzchniowego po ścianach klifu (np. poprzez optymalny drenaż, zabiegi biotechniczne, lokalną sieć drogową, promenady).

2. W strefie brzegu i płytkiego podbrzeża w sposób selektywny wykonywane muszą być hydrotechniczne

prace zabezpieczające, które powinny obejmować relatywnie krótkie odcinki brzegu, a budowle hydrotechniczne przystosowane muszą być do szybkiej przebudowy. Technologia zabezpieczeń powinna być dobierana celowo, nawiązując do lokalnej sytuacji geologicznej, morfologicznej, hydrodynamicznej, obecnego użytkowania strefy brzegowej.

3. Na obszarach o szczególnym znaczeniu dla bezpieczeństwa życia i gospodarki człowieka konieczne jest wykonywanie lokalnych zabiegów ochrony brzegu, nadbrzeży i zaplecza lądowego ograniczające skutki spiętrzeń sztormowych. Czynności te muszą mieć charakter zapobiegawczy jak również wykonywane doraźnie w przypadku występowania zagrożeń katastrofalnych.

4. W warunkach polskiego wybrzeża Bałtyku selektywna ochrona powinna obejmować tylko te odcinki wybrzeża, które mają duże znaczenie gospodarcze, historyczno-kulturowe i militarne.

STANOWISKO CZYNNYCH GRUNTÓW STRUKTURALNYCH PRZY HIŃCZOWYM STAWIE, TATRY SŁOWACKIE

Zofia Rączkowska
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn, Instytut Geografii i PZ PAN, Kraków

Peryglacjalna rzeźba Tatr jest przedmiotem badań geomorfologów polskich i słowackich od końca lat czterdziestych ubiegłego wieku (Jahn 1947, 1950, Sekyra 1950, Pelíšek 1953, Ksandr 1954). Badania te podsumował A. Jahn (1958) uznając, że w Tatrach występuje tzw. umiarkowana strefa peryglacjalna. Dowodem działania procesów peryglacjalnych w obszarze objętym strefą jest występowanie aktywnych form soliflukcyjnych, tufurów oraz mini gleby strukturalnej czyli form, jakie mogą powstawać przy stosunkowo krótkotrwałych okresach przejść przez zero temperatury gruntu. Formy takie występują między innymi w strefie przełęczy i szerokich grzbietów w Tatrach Zachodnich, np. Pyszniańska Przełęcz czy Tatr Bielskich np. Skalne Wrota, na wysokości około 1800 -2000 m n.p.m. Są to zwykle niewielkie formy o średnicy 15-40 cm, o powierzchni przykrytej drobnym gruzem, często z kępą murawy w środku. Natomiast większe poligony lub gleby strukturalne nie tworzą się współcześnie, gdyż nie ma na to warunków klimatycznych (Jahn 1958, Lukniš 1973, Klimaszewski 1988).

Na obszarze Tatr Wysokich, w dolinie Mięguszowieckiej, przy Hińczowym Stawie w podobnej wysokości występują struktury poligonalne, które prawdopodobnie są aktywne. W zagłębieniu orograficznie prawego Hińczowego Oka na wysokości około 1940 m n.p.m. znaleziono świeże formy poligonów o średnicy około 1 - 3,5 metra. Zbudowane są z okruchów skalnych bez widocznej domieszki drobnego materiału. Znajdują się na obszarze zawodnionym. Kształt poligonów jest nieregularny, często wydłużony w kierunku spadku, chociaż nachylenie terenu wynosi od 0 do 1^{o} . Na powierzchni poligonów leżących w zewnętrznej części obniżenia stwierdzono obecność plech porostów oraz kęp trawy. Natomiast część form zbudowana jest z gruzu bez jakichkolwiek śladów roślinności, co wskazuje na ich współczesną aktywność. Także Lukniš (1973), który jako pierwszy je opisał, uważa że są one co roku odnawiane, jako że ich powierzchnia jest wypukła, a nie płaska lub wklęsła. W obrębie niektóre poligonów nieaktywnych, występują miniaturowe struktury o średnicy 20-40 cm zbudowane z drobnego, świeżego gruzu. Brak porostów na poligonach może

wskazywać na aktywność tych form lub być wynikiem dłuższego zalegania pod wodą w okresie wiosny, kiedy poziom wody w stawie w związku z roztopami jest wyższy. Dla stwierdzenia, czy formy te są aktywne w lecie 2001 zaznaczono linie na ich powierzchni. Należy dodać, że w sąsiednim zagłębieniu, również występują bardzo regularne pierścienie kamieniste, wypełnione drobnym gruzem z domieszką materiału gliniastego. Ich średnica wynosi około 1 metra. Wygląd tych form także wskazuje, że mogą to być formy współcześnie aktywne. Omawiane formy gruntów strukturalnych położone są na wysokości odpowiadającej dolnej granicy prawdopodobnego występowania wiecznej zmarzliny w Tatrach, określonej przez Dobińskiego (1996), a dokumentowanej przez pomiary BTS i geofizyczne (Dobiński 1996, 1998, Mościcki, Kędzia 2001). Fakt, że opisywane stanowisko znajduje się w dolinie o wystawie południowej, wskazuje, że najważniejsze dla rozwoju gruntów strukturalnych są lokalne warunki wilgotnościowe i litologiczne. Zatem, pomimo istnienia w Tatrach klimatycznie uwarunkowanej strefy peryglacjalnej, rzeczywisty zasięg działania procesów peryglacjalnych może być ograniczony tylko do pewnych fragmentów - płatów obszaru.

Dobiński W., 1996, *Problem występowania wyspowej zmarzliny w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i okolicy w świetle pomiarów temperatury u spodu zimowej pokrywy śnieżnej (BTS),* Geographia Studia et Dissertationes, 20, s. 15-22.

Dobiński W., 1998, *Problem występowania zmarzliny w Tatrach Wysokich w świetle badań geofiycznych wyoknanych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i Świstówce Roztockiej,* Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 12, s. 35-58.

Jahn A., 1947, *Badania naukowe w Tatrach,* Wierchy, 17, s. 180.

Jahn A., 1950, *Gleby strukturalne w polskiej części Tatr*, Przegląd Geograficzny, 22, s. 121-139.

Jahn A., 1958, *Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry*, Biuletyn Peryglacjalny, 6, s. 57-80.

Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa, s. 1-667.

Ksandr J., 1954, *Mrazové půdní formy v Tatrách*, Ochrana přírody, 9 , s.97-108.

Lukniš M., 1973, *Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia*, Vyd. SAV, Bratysława, s. 1-375

Mościcki J., Kędzia S., 2001, *Investigation of mountain permafrost in the Kozia Dolinka valley, Tatra Mountains, Poland*, Norsk geogr. Tidsskr., 55, s. 235-240.

Pelíšek J., 1953, *Tundrowé půdy v južní krasové oblasti Belských Tatíer*, Československý kras, 11-14.

Sekyra J., 1950, *Thufury a girlandowé půdy v Belských Tatrách,* Sborník Čs. spol. zemepisané, 60, s. 214-219.

WPŁYW UKŁADU PÓL I KIERUNKU UPRAWY NA ROZWÓJ EROZYJNYCH FORM DROGOWYCH

Jan Rodzik
Roztoczańska Stacja Naukowa, Instytut Nauk o Ziemi, Lublin

Na obszarach lessowych Polski SE występuje gęsta sieć erozyjnych form drogowych, wcinających się w tempie do kilku centymetrów rocznie. Główne przyczyny to: intensywne urzeźbienie terenu, podatność podłoża i częste użytkowanie dróg gruntowych przy znacznym rozdrobnieniu gospodarstw. Po opadzie nawalnym likwidacja form erozyjno-eworsyjnych przez równanie powierzchni drogi może powodować jej obniżenie nawet o kilka decymetrów.

Zbocza nie nadążają z rozwojem; pozostają więc często jako pionowe ściany o kilkumetrowej wysokości i krawędziach zwykle utrwalonych starodrzewem. Takie formy zwykle nazywane są wąwozami drogowymi lub głębocznicami (Ziemnicki 1974; Nowocień 1996; Józefaciuk i in. 2001). Rzadko jednak dostrzega się znaczną ich różnorodność, zależną od warunków lokalnych (Lach 1984; Rodzik 2000; Gardziel, Rodzik 2001; Janicki i in. 2002).

Wąwozy drogowe typu głębocznic powstają szybko, mimo braku zlewni, na stromych ($>10^0$) stokach większych dolin. Przy poprzecznostokowej uprawie przyległych pól, potrzeba utrzymania do nich dojazdu powoduje, że jednocześnie z formą główną rozwijają się krótkie, ukośne w stosunku do niej formy boczne. Obecnie, ze względu na znacznie większe gabaryty pojazdów rolniczych i odłogowanie trudno dostępnych pól, większość form bocznych nie jest użytkowana, a ich dna pozostają zawieszone nad dnem formy głównej.

Na stokach łagodniejszych, o nachyleniu kilku stopni, rozwój wcięć drogowych zależy od pierwotnego układu sąsiednich pól. Przy równoległym do drogi układzie działek i orce wzdłuż stoku, drogę ograniczają zadarnione przydrożki. Umacniają one krawędzie erodowanej drogi i uniemożliwiają spływ z pól, przez co droga i przyległe pola funkcjonują jako niezależne subsystemy stokowe. Wielokrotnie szybsze obniżanie powierzchni drogi w stosunku do pola powoduje, że również w tym przypadku powstaje wcięcie typu wąwozu o stromych zboczach, jednak tempo wcinania jest mniejsze (1-3 cm rocznie).

Z kolei przy prostopadłym do drogi i stoku układzie pól (na stokach o nachyleniu kilku stopni), droga jest zwykle wykorzystywana jako strefa nawrotu podczas prac rolnych. Jest to normą w przypadku wąskich działek, na których zawracanie jest utrudnione. Zdarza się także (szczególnie na Roztoczu), że droga przecina w poprzek ciągnące się kilometrami wąskie zagony, których właściciele przejeżdżają przez nią podczas uprawy pól. W takich warunkach erodowana droga i przyległe pola stanowią jeden system stokowy, w którym dochodzi do przemieszczania gleby z pola na drogę, zarówno przez maszyny i narzędzia rolnicze, jak również przez wodę. Spowalnia to tempo jej wcinania do kilku mm/rok, jednak powiększa się zlewnia erodowanej drogi, gdyż stopniowo poszerza się strefa obniżania i rozwija się wcięcie typu niecki. W sytuacji, gdy po jednej stronie drogi znajdują się pola wzdłużstokowe, a po drugiej poprzecznostokowe, powstaje wcięcie asymetryczne.

Omawiane niecki są więc formami rozwijającymi się od początku w swoim kształcie, nie zaś jako końcowe stadium rozwoju wciosu drogowego (Lach 1984). Należy również zaznaczyć, że funkcjonują wyłącznie jako drogi odpływu powierzchniowego, nie powodując drenażu podziemnego, jak podobne formy na fliszu (Froehlich, Słupik 1986), gdyż nie rozcinają pokrywy lessowej. Mechanizm rozwoju niecek drogowych wydaje się podobny jak w przypadku ablacyjnych niecek zboczowych u schyłku vistulianu, powstałych w podobnie sprzyjających warunkach słabej ochrony roślinnej. Rolę naturalnej erozji roztopowej przejęła współcześnie erozja drogowa, a rolę soliflukcji erozja uprawowa. Współczesne niecki są łatwe do rozpoznania, gdyż w odróżnieniu od późnoglacjalnych rozcinają garby na stoku i profil miąższej, holoceńskiej gleby płowej, "wychodzący" nad nimi w powietrze. Usunięcie gleby i odsłonięcie lessu węglanowego oraz powiększanie zlewni stwarza zagrożenie erozją wąwozową. Jest ono szczególnie duże, gdy niecka drogowa w górnej, łagodniejszej części zbocza, przechodzi w dolnym odcinku w głębocznicę (Janicki i in. 2002).

Froehlich W., Słupik J., 1986, *Rola dróg w kształtowaniu spływu i erozji w karpackich zlewniach fliszowych*, Przegl. Geogr., 58, 1–2, s. 67–87.

Gardziel Z., Rodzik J., 2001, *Drogi gruntowe jako stymulator przemian silnie urzeźbionego krajobrazu lessowego (w okolicy Kazimierza Dolnego)*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 10, s. 305-311.

Janicki G., Rodzik J., Zgłobicki W., 2002, *Geomorphic effects of land use changes (a case of the Gutanów loess catchment, Poland)*, Geografický Časopis, 54, 1, s. 39-57.
Józefaciuk Cz., Nowocień E., Wawer R., 2001, *Sytuowanie dróg rolniczych w terenach erodowanych*, Folia Univ. Agric. Stetin., 217, Agricultura (87), s. 77-80.
Lach J., 1984, *Geomorfologiczne skutki antropopresji rolniczej w wybranych częściach Karpat i ich Przedgórza*, Prace Monogr. WSP, Kraków, 66, s. 142.
Nowocień E. 1996, *Dynamika rozwoju wąwozów drogowych na obszarach lessowych*, Pam. Puł. – Prace IUNG, 107, s. 101–111.
Rodzik J. 2000, *Klasyfikacja form drogowych na obszarach lessowych*, Materiały V Zjazdu Geomorfologów Polskich, 11–14 września 2000, Toruń, s. 194–195.
Ziemnicki S., 1974, *Road gullies in loess territorries*, Rocz. Glebozn., 25 (dodatek), s. 241–253.

ZMIANY ŚRODOWISKA WODNEGO W CZASIE HOLOCENU NA PODSTAWIE ANALIZY OKRZEMEK Z WIELKIEGO STAWU W KARKONOSZACH

Elwira Sienkiewicz
Zakład Geologii Czwartorzędu ING PAN, Warszawa

Wielki Staw jest największym jeziorem Karkonoszy położonym na wysokości 1225 m. n. p. m. Składa się z dwóch części: dużego regularnie uformowanego basenu i niewielkiej płytkiej zatoki (Komar 1985). Jezioro zasilane jest przez okresowe i stałe strumyki, a także przez wody opadowe. Odpływ wody ze stawu znajduje się tylko w jednym miejscu - w części północno-wschodniej i jest zaliczany do źródłowych strumieni Łomnicy.

Osady o miąższości 1100 cm (gytia ilasto-detrytusowa) zostały poddane wstępnej analizie diatomologicznej. Oznaczono 103 gatunki okrzemek należące do 23 rodzajów, które zostały zaklasyfikowane do poszczególnych grup ekologicznych (Van Dam *et al.* 1994). Następnie policzono ich frekwencję występowania w profilu, z czego 65 % stanowią okrzemki acidofilne, czyli występujące głównie w wodach o pH < 7. Wśród nich dominują: *Tabellaria flocculosa, Anomoeoneis brachysira, Aulacoseira distans, A. alpigena, Achnanthes subatomoides, Cymbella gaeumannii, Eunotia spp.* Okrzemki obojętne w odniesieniu do pH stanowią 33 % taksonów w profilu, gdzie dominującymi są: *Achnanthes minutissima, Suriella linearis*. 1 % stanowią okrzemki alkalifilne (głównie wody o pH > 7) wśród których najliczniej występuje *Nitzschia perminuta*, a poniżej 1 % - okrzemki ze skrajnych kategorii pH: acidobionty - formy te preferują wody o pH < 5,5: *Eunotia exigua, E. paludosa* i alkalibionty - występujące w wodach wyłącznie o pH > 7: *Gomphonema olivaceum, Amphora veneta*. Obecne są także gatunki okrzemek preferujące rzeki i strumienie, ale mogące również żyć w wodach stojących. Należą one do różnych grup ekologicznych. Są to np.: *Diatoma mesodon* (gatunek obojętny), *Meridion circulare var. constricta* (gatunek alkalifilny).

Niektóre gatunki okrzemek mają wąską tolerancję ekologiczną i są dobrymi indykatorami zmian środowiska. Na podstawie analizy ilościowej i jakościowej zachowanych w osadzie skorupek zostały odtworzone trendy zmian pH w jeziorze. Do wykreślenia krzywej pH użyto wzoru według Eloranta, który obliczono wykorzystując badania nad zbiorowiskiem peryfitonowych okrzemek z północnej Finlandii (Kawecka, Eloranta 1994).

Zakres wartości pH dla osadów Wielkiego Stawu mieści się w granicach 5,54 – 6,38. Najniższą wartość osiąga na poziomie 35 cm, a najwyższą – 930 cm. W dolnej części profilu zaznacza się większy udział taksonów obojętnych i alkalifilnych,

występują też pojedyncze okrzemki należące do grupy alkalibiontów. Wyższa frekwencja gatunków acidofilnych zaznacza się w środkowej i górnej części profilu, również wtedy wartość pH zaczyna maleć.

Kawecka B., Eloranta P.V., 1994, *Zarys ekologii glonów wód słodkich i środowisk lądowych*, PWN Warszawa, s. 42-44.

Komar T., 1985, *Wody powierzchniowe*, [w:] A. Jahn (red.), Karkonosze polskie, Ossolineum, Wrocław, s. 165-190.

Van Dam H., Mertens A., Sinkeldam J., 1994, *A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands*, Netherlands Journal of Aquatic Ecology 28 (1), s. 117-133.

ROLA WIATRU W KSZTAŁTOWANIU RZEŹBY POGÓRZA WIELICKIEGO (STUDIUM PRZYKŁADOWE)

Paweł Słowiak
Instytut Geografii, Akademia Pedagogiczna w Krakowie

Procesy eoliczne są zjawiskiem astrefowym i zachodzą wszędzie tam, gdzie istnieją do tego odpowiednie warunki. Należą do nich uwarunkowania klimatyczne (przesuszenie osadów, występowanie wiatru o sile zdolnej transportować osad), warunki morfologiczne (występowanie obszaru deflacyjnego oraz miejsc depozycji materiału), cechy litologiczne podłoża (drobny, luźny i przesuszony materiał) oraz użytkowanie terenu (grunty orne w okresie międzywegetacyjnym).

Prezentowane wyniki badań morfologicznej działalności wiatru w okresie zimy dotyczą obszaru progu Pogórza Karpackiego i mają charakter studiów przykładowych. Teren badań usytuowany jest na północnym skłonie progu Pogórza Wielickiego, na granicy dwóch miejscowości: Ryczowa i Półwsi, tuż przy południowej krawędzi doliny Wisły. Pole doświadczalne znajduje się na szerokim, zaokrąglonym garbie pogórskim, opadającym na północny-wschód ku dolinie Wisły, w całości wykorzystywanym rolniczo, głównie jako grunty orne. Obszar przykrywają luźne osady pylaste i lessopodobne.

Próbę określenia wielkości przewiewanego materiału umożliwiła morfologia terenu oraz specyficzne warunki pogodowe kilku zaledwie dni. Końcem grudnia 2001 roku na obszarach pogórskich dodatnia temperatura w ciągu krótkiego czasu doprowadziła do całkowitego roztopienia pokrywy śnieżnej i odsłonięcia powierzchni gleby (grunty orne). Od 21 grudnia nastąpił spadek temperatury, a niewielkim opadom śniegu przez kilka dni towarzyszyły bardzo silne wiatry z kierunków W i SW, których prędkość dochodziła w porywach do 30 m/s. Materiał glebowy pozbawiony zwartej, śnieżnej osłony, poddawany był deflacji. Znaczna jego część wymieszana z przewiewanym, świeżym śniegiem transportowana była do najbliższych przeszkód terenowych, jakie stanowiły wciosy dróg polnych, przecinających poprzecznie oś garbu. Ich głębokość dochodzi miejscami do 2,5-3 m. Stały się one naturalnym miejscem depozycji materiału wywianego z pól wraz ze śniegiem, który "zakonserwował" ów materiał w przeszkodzie. Pomiar wagi składników mineralnych zawartych w pobranych sondażowo próbkach śniegu (26 grudnia) o znanej wadze i objętości, pozwolił określić wielkość nawianego i nagromadzonego w zaspie śnieżnej materiału. Jednocześnie wielkość powierzchni pola deflacyjnego, z którego mógł pochodzić przewiany materiał pozwala szacunkowo ocenić skalę zjawiska wynoszenia drobnego, pylastego

materiału z nieosłoniętych, zarówno roślinnością, jak i pokrywą śnieżną, obszarów rolnych na progu Pogórza Wielickiego w ciągu zaledwie kilku wietrznych dni. Przykład ten ukazuje deflację i sedymentację eoliczną jako zjawisko modyfikujące procesy transformacji i tworzenia się gleb. Wywiany, drobny materiał mineralny, osadzając się, polepsza jakościowo pierwotną glebę. Jednak w miejscach skąd został wywiany, pozostaje *in situ* materiał grubszy, tworzący na powierzchni bruk polny.

Podsumowując, Pogórze Karpackie to obszar, na którym procesy eoliczne występujące w okresie zimowym mają szczególne znaczenie morfogenetyczne. Ich nasilenie jest większe niż na obszarach górzystych (Beskidy), gdzie mimo większych deniwelacji terenu czynnikami hamującymi proces są: dłuższy okres zalegania grubej warstwy śniegu i niższy udział gruntów ornych w strukturze użytkowania ziemi. W stosunku do podobnie zagospodarowanych rolniczo terenów nizinnych, obszar pogórski wyróżnia się większą dynamiką rzeźby, nasilającą procesy eoliczne.

Gerlach T., Koszarski L., 1968, *Współczesna rola morfogenetyczna wiatru na przedpolu Beskidu Niskiego*, Studia Geomorph. Carp.-Balc., 2.

Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1976, *Sedymentologia*., Wyd. Geol., Warszawa.

Izmaiłow B., 1998, *Badania procesów eolicznych. Współczesne procesy morfologiczne i ewolucja rzeźby progu Karpat i ich przedpola*, Warsztaty Geomorfologiczne-Łazy, IG UJ.

Izmaiłow B., 1998, *Defining conditions for aeolian of matter as pollution carrier in the marginal zone of the Carpathian Foothills*, Prace Geograficzne, 103, IG UJ, Kraków, s.61-82.

Jahn A., 1969, *Niweoeoliczne procesy w sudetach i ich działanie na glebę*., Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 5.

Janiga S., 1971, *Deflacyjna rola wiatru w kształtowaniu rzeźby Beskidu Niskiego*, Przegl. Geogr., 43.

Švehlik R., 2001, *Pasywne (rezydualne) osady eoliczne*, Dynamiczne aspekty geomorfologii eolicznej., Sosnowiec, s. 81-84.

DELIMITACJA STREF MORFODYNAMICZNYCH NA STOKACH W OPARCIU O ANALIZĘ POKRYW STOKOWYCH

Alfred Stach
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologi,
Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

Delimitacja stref morfodynamicznych w obrębie dużej próby (populacji) powierzchni stokowych ma duże znaczenie zarówno teoretyczne, jak i praktyczne. Umożliwia bowiem z jednej strony, opracowanie w pełni regionalnego, a nie tylko lokalnego, modelu systemu denudacyjnego stoków, a w konsekwencji modelu ich ewolucji. Z drugiej zaś strony stworzenie regionalnego morfodynamicznego modelu stoków opartego na Cyfrowym Modelu Rzeźby Terenu (DEM, DTM), byłoby istotnym wkładem do metodyki "precyzyjnego" rolnictwa nakierowanego na optymalizację przestrzenną zabiegów agrotechnicznych, takich jak orka, nawożenie, stosowanie środków ochrony roślin, itp. Celem niniejszego opracowania jest zaprezentowanie szybkiej, opartej o analizę wybranych cech pokrywy zwietrzelinowo-glebowej, metodyki

wyznaczania stref morfodynamicznych dla dużej populacji powierzchni stokowych.

Do tej pory delimitację stref morfodynamicznych na stokach wykonywano trzema metodami: kartowania geomorfologicznego, bezpośrednich lub pośrednich pomiarów procesów stokowych i teledetekcyjnie. Każda z tych metod ma zalety, lecz także liczne wady. Metody teledetekcyjne oparte na analizie zdjęć zarówno naziemnych, jak i lotniczych (satelitarnych) umożliwiają badania na dużych obszarach. Można wykorzystywać przy ich interpretacji zarówno możliwe do zidentyfikowania ślady funkcjonowania procesów stokowych, jak i zmienność przestrzenną optycznych właściwości zwietrzelin, gleb, a także czasami również roślinności, mogących być pośrednim wskaźnikiem funkcjonowania i natężenia denudacji i akumulacji na stokach. Podstawowym ograniczeniem metod teledetekcyjnych jest możliwość stosowania ich w zasadzie jedynie dla obszarów pozbawionych zwartej wysokopiennej roślinności (obszarów użytków rolnych). Również zmienne warunki optyczne w trakcie rejestracji często ograniczają możliwości analizy i interpretacji. Często konieczne jest porównywanie zdjęć wykonanych w różnych terminach, co stwarza kolejne problemy metodyczne i finansowe. Bezpośrednie i pośrednie pomiary procesów stokowych są wykonywane punktowo i dotyczą zazwyczaj jednego, wybranego procesu lub ich grupy. Aby uzyskać dane przydatne do analizy morfodynamiki i ewolucji stoku, pomiary trzeba prowadzić w wielu punktach przez wiele lat. Również kartowania wymagają długiego okresu obserwacji, a wiele istotnych procesów stokowych jest trudno uchwytnych dla oka. Te, i szereg innych problemów powodują, że geomorfolodzy od dawna poszukują nowych metod analizy zmienności przestrzennej systemu denudacyjnego stoku. Bardzo wartościowe wyniki uzyskuje się mierząc w glebach aktywność sztucznych i naturalnych izotopów promieniotwórczych takich jak ^{210}Pb, ^{137}Cs, ^{7}Be i in., a także podatność magnetyczną gleb. Wszystkie te metody są jednak czasochłonne i wymagają kosztownego sprzętu.

Procesy rozwoju rzeźby i pokrywy glebowej mają charakter ko-ewolucji będącej efektem wielu powiązań o charakterze sprzężeń zwrotnych. Procesy wietrzeniowe, denudacyjne i erozyjne przekształcające rzeźbę, są z jednej strony istotnym czynnikiem glebotwórczym, a z drugiej ich funkcjonowanie jest uwarunkowane w znacznej mierze właściwościami pokrywy glebowej. Podstawowym problemem przy interpretacji morfodynamicznej przestrzennej zmienności gleb jest ich poligenetyczność. Profil glebowy jest zapisem, najczęściej niekompletnym, całej historii pedogenezy, a w tym tych jej odcinków, kiedy panowały zupełnie inne od obecnych warunki klimatyczne i inna pokrywa roślinna. Jest to zatem zapis funkcjonowania odmiennych od współczesnych systemów denudacyjnych. Jeżeli celem badań jest określenie współczesnej morfodynamiki stoku, analiza powinna być ograniczona do aktualnej jego powierzchni - jedynego w pełni synchronicznego horyzontu (poziomu) w profilach glebowych w obrębie całej kateny stokowej. W praktyce jednak najłatwiej i najkorzystniej jest objąć analizą cały poziom płużny w glebach użytków ornych, a akumulacyjno-próchniczny na pozostałych stanowiskach. Kolejnym istotnym postulatem metodologicznym jest wykonywanie badań nie na arbitralnie wytypowanych profilach stokowych, ale w obrębie powierzchni elementarnych mikrozlewni stokowych. Ich zasięg jest albo uwarunkowany "naturalną" mikrorzeźbą stoku, albo istnieniem sztucznych barier (miedze) lub linii drenażu (bruzdy), albo jednym i drugim.

Proponowana metodyka delimitacji stref morfodynamicznych na stokach oparta na wyżej opisanych założeniach metodologicznych zawiera następujące elementy:

- wykonanie precyzyjnego modelu cyfrowego rzeźby mikrozlewni stokowej na podstawie bezpośrednich pomiarów terenowych (tachymetr elektroniczny, GPS geodezyjny itp.),
- wstępne próbkowanie powierzchni stoku, dla określenia gęstości, rozmiaru i

orientacji optymalnej siatki punktów pomiarów/poboru próbek,
- zasadnicze próbkowanie gleb w obrębie badanej mikrozlewni,
- przetworzenie wyników pomiarów, analizy laboratoryjne próbek,
- analiza cyfrowego modelu rzeźby – obliczenie parametrów morfometrycznych stoku: spadków, ekspozycji, krzywizny, długości linii spływu itp.
- delimitacja stref morfo-litologicznych albo z zastosowaniem metod grupowania rozmytego (*fuzzy clustering*), albo klasycznej analizy skupień wraz z *indicator kriging*.

Zastosowanie opisanej wyżej metodyki zostanie zaprezentowane na przykładzie dwóch użytkowanych rolniczo mikrozlewni stokowych o kontrastowej morfologii i litologii. Ostatnio przeprowadzone przez autora prace terenowe potwierdzają możliwość wykonania całości prac terenowych i kameralnych dla jednej kateny stokowej o powierzchni ok. 1 ha, przez jedną osobę w ciągu jednego dnia. Wykorzystany sprzęt obejmował: geodezyjny odbiornik GPS, profesjonalny cyfrowy aparat fotograficzny, komputer przenośny (*notebook*) z oprogramowaniem do cyfrowej analizy rzeźby i obrazu fotograficznego. Podstawą delimitacji stref morfodynamicznych, oprócz parametrów morfometrycznych stoku, były "odczytane" z cyfrowych zdjęć kolor i tekstura gleby (skład agregatowy).

SKALE CZASU A MECHANIZM TRANSPORTU ROZTWORÓW W CIEKACH NIZINNYCH I GÓRSKICH

Alfred Stach
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii,
Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

Odpływ rzeczny w zlewniach w strefie klimatu umiarkowanego, pozbawionych trwałej pokrywy śnieżnej i/lub lodowej, tworzony jest w zmiennych proporcjach przez zasilanie z wód gruntowych, wód glebowych (spływ śródpokrywowy lub okresowe, "zawieszone", zwierciadła wodonośne) oraz ze spływu powierzchniowego zarówno nasyconego, jak i nienasyconego. Proporcje te zmieniają się w czasie w zależności od fazy cyklu wezbraniowego lub sezonowego, oraz w przestrzeni, zależnie od wielkości i układu elementarnych obszarów zasilających uwarunkowanych głównie przez topografię i użytkowanie terenu. Prawidłowości te wpływają w decydujący sposób na czasową zmienność składu i stężenia substancji transportowanych w cieku zarówno w postaci rozpuszczonej, jak i stałej. Interpretacja geomorfologiczna pomiarów transportu fluwialnego jest w dużych ciekach zazwyczaj bardzo trudna i wymaga ciągłego monitoringu oraz stosowania bardzo subtelnych technik pomiarowych. Kłopotliwe jest, szczególnie w zlewniach trzeciego i wyższych rzędów o powierzchniach większych od kilku km^2, oddzielenie wpływu hydraulicznych i chemicznych efektów spływu materii w korytach cieków od jej cech nabytych w "obszarach zasilania". Trudności rozgraniczenia i dokładnego zdefiniowania takich obszarów rosną nieproporcjonalnie do powierzchni zlewni. W ostatnich dwóch dekadach najbardziej znaczące postępy w tej dziedzinie osiągnięto stosując techniki "odcisków palców" (*fingerprinting*) form i obszarów zasilania. Należą do nich trwałe izotopy tlenu i wodoru, "konserwatywne" składniki chemiczne w roztworze, aktywność ^{137}Cs w zawiesinie, specyficzne właściwości fizyczne i chemiczne zawiesiny. Wydaje się jednakże, że zaniedbane zostały nieco możliwości tkwiące w zaawansowanej numerycznej analizie danych pochodzących z

klasycznego monitoringu odpływu wody i transportowanych przez nią substancji. W niniejszym opracowaniu wykorzystane zostały geostatystyczne metody analizy serii czasowych które, wedle dostępnej autorowi wiedzy, w takim kontekście nie były do tej pory stosowane.

Opracowane dane obejmują dwuletnie serie dobowych pomiarów przepływu i wybranych parametrów fizykochemicznych dla zlewni górnej Parsęty (73,4 km^2) i Bystrzanki (13,0 km^2). Pierwsza z nich jest typowa dla obszarów pojezierzy Polski północno-zachodniej, druga dla Karpat Fliszowych. Dla górnej Parsęty oprócz przepływu analizowano przewodnictwo elektryczne wody (SEC) i stężenie zjonizowanej krzemionki (SiO_2), dla Bystrzanki – SEC i stężenie jonów wodorowych (odczyn wody - pH). Wszystkie wymienione powyżej dane pomiarowe zostały zebrane w ramach Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego zgromadzone w Centralnej Bazie Danych ZMŚP. Ponieważ dobowy krok pomiarów dla opisanych powyżej serii danych uniemożliwiał przeprowadzenie analiz o większej rozdzielczości czasowej wykorzystano również ciągłe zapisy limnigraficzne z Chwalimskiego Potoku (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie) i Zlewni nr 1 w Hubbard Brook Experimental Forest (White Mountain, stan New Hampshire, USA). Są to zlewnie pierwszego rzędu o powierzchniach odpowiednio: 4,8 oraz 11,8 ha. Podstawę do bardziej zaawansowanych analiz i interpretacji stanowiło obliczenie dla wyżej wymienionych serii pomiarowych semiwariancji i kros-semiwariancji empirycznych, będących miarą spadku podobieństwa wraz ze wzrostem odstępu czasowego między pomiarami. Zarówno dla Parsęty, jak i dla Bystrzanki struktura podobieństwa analizowanych serii czasowych była zbliżona: niewielka wariancja nuggetowa i dwie składowe sferyczne o zasięgu 5-6 dni (Bystrzanka) i 6-8 dni (Parsęta) – pierwsza, oraz 34-36 (Bystrzanka) 25-27 dni (Parsęta) - druga. Przy dobowym kroku pomiarowym przepływająca w korycie tych cieków woda może być zatem w zasadzie traktowana jako mieszanina dwóch składowych. Różny jest w obu zlewniach względny ich udział i oczywiście czas reakcji na zasilanie. Prawdopodobnie składowe te należy utożsamiać z zasilaniem glebowym (spływ śródpokrywowy) i gruntowym. Zmienny skład mieszaniny w korycie obu cieków powoduje również, że zależności stężeń składników roztworu od objętości przepływu są generalnie "słabe" i dalekie od prostych krzywych rozcieńczania (Tab.). Geostatystyka umożliwia obliczenie tzw. "strukturalnych" współczynników korelacji, które można traktować jako miarę siły zależności objętość przepływu – koncentracja składnika roztworu lub koncentracji dwóch składników dla każdej składowej (struktury) mieszaniny z osobna (Tab.). Z ich zestawienia wynika, że oprócz zależności Q – SEC dla Parsęty w wodach dłuższego krążenia (składowa 2) współczynniki korelacji są wyższe niż w wodach krótszego krążenia (składowa 1). Inną wartą odnotowania właściwością analizowanych danych jest fakt, że współczynniki korelacji dla składowej 2 są zawsze wyższe od korelacji danych oryginalnych, a składowej 1 (oprócz zależności SEC-pH dla Bystrzanki i Q-SEC – górnej Parsęty) – niższe. Mają zatem owe zależności dla tych dwóch typów wód podobny charakter funkcyjny, ale nieco inny zakres wartości.

Zwykłe i strukturalne współczynniki korelacji dla oryginalnych serii pomiarowych i składowych czasowych odpływu Bystrzanki i górnej Parsęty.

Ciek:	**Bystrzanka**			**górna Parsęt**a		
Zależność/dane	Q-SEC	Q-pH	SEC-pH	Q-SEC	Q-SiO_2	SEC-SiO_2
Dane oryginalne	-0,696	-0,362	0,388	-0,357	-0,626	0,612
Składowa 1	-0,557	-0,335	0,567	-0,823	-0,561	0,427
Składowa 2	-0,787	-0,643	0,684	-0,569	-0,760	0,754

Zastosowanie podobnej metodyki dla zapisów limnigraficznych umożliwiło identyfikację składowej związanej z szybkim spływem wody w trakcie wezbrania (opad na koryto, spływ powierzchniowy). Bardzo obiecujące możliwości stwarza również procedura *factorial kriging* umożliwiająca szacowanie wartości składowych – a więc obiektywny rozdział genetyczny zarówno hydrogramu oraz "sedymentogramu".

ROLA SERII ZDARZEŃ EKSTREMALNYCH W PRZEKSZTAŁCANIU RZEŹBY OBSZARÓW GÓRSKICH.

Leszek Starkel
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN, Kraków

Od dawna jest stwierdzone, że motorem przekształcania rzeźby w obszarach górskich są ekstremalne opady i inne zdarzenia ekstremalne, w czasie których przekraczane są wartości progowe systemów stokowych i korytowych. Są wśród nich krótkotrwałe opady o dużym natężeniu, opady rozlewne o czasie trwania 2-5 dni i dużej wysokości, okresy (pory) opadowe oraz gwałtowne roztopy. Obok tego występują zdarzenia złożone, w czasie których dochodzi do nałożenia się na siebie różnych zdarzeń ekstremalnych i niekiedy równoczesnego przekroczenia równowagi systemów stokowych i korytowych. Najczęściej bywa to nałożenie krótkotrwałych ulew na opad rozlewny lub na termiczne roztopy.

Należy pamiętać, że w różnych dziedzinach klimatycznych i morfogenetycznych częstotliwości zdarzeń, w czasie których przekraczane są wartości graniczne równowagi systemów są różne i coroczne ich przekraczanie bywa właściwością różnych dziedzin np. opady rozlewne w Cherrapunji czy powodzie roztopowe rzek wschodniosyberyjskich.

Osobne wyjątkowe miejsce zajmują serie (skupienia) zdarzeń ekstremalnych. Są to występujące w krótkich odstępach czasu (dni, miesięcy, co najwyżej 2-3 lat) jednorodne lub różnorodne zdarzenia ekstremalne. Czas między zdarzeniami jest za krótki, aby odbudować równowagę stoku czy koryta, czyli aby stok uległ stabilizacji i zarośnięciu, a koryto powróciło do poprzednich parametrów. Powtarzające się zdarzenia prowadzą do rozrastania się powierzchni i głębokości form i utrwalania się nowej tendencji rozwoju stoków i den dolin, co przeważnie nie może być osiągnięte po pojedynczym zdarzeniu. Seria zdarzeń prowadzi w końcu do utrwalenia się nowego układu równowagi stoku i koryta.

Przykładami takich serii są osuwiska i powodzie w Beskidzie Żywieckim w latach 1958-60, powodzie w dolinie Ropy w latach 1970-74, powodzie i osuwiska w różnych częściach Karpat w latach 1997-2001 oraz osuwiska, spływy gruzowe i powodzie u brzegu Bhutańskich Himalajów w latach 1993-1998.

RZEŹBA POLSKI - W STRONĘ SYNTEZY GEOMORFOLOGICZNEJ.

Leszek Starkel
Zakład Geomorfologii i HydrologiiGór i Wyżyn IGiPZ PAN, Kraków

Wprowadzenie - korzenie współczesnej rzeźby Polski tkwią w przeszłości. Okres powojenny zaznaczył się żywiołowym rozwojem badań nad genezą i ewolucją rzeźby Polski. Każde 10-lecie przynosiło nowe elementy i syntezy. Około 1950 roku ukazały się przeglądowe mapy geomorfologiczne Polski i podziały na regiony (Klimaszewski, Pietkiewicz i in.), równocześnie rozpoczęło się szczegółowe kartowanie geomorfologiczne (Galon, Klimaszewski). Kongres INQUA w 1961 roku był impulsem dla syntezy czwartorzędu Polski, jak również regionalnych syntez paleogeograficznych i geomorfo-logicznych (obok wyżej wymienionych Dylik, Różycki, Krygowski, Kondracki i in.). W 1972 roku ukazało się zbiorowe dzieło "Geomorfologia Polski" (red. R. Galon, M. Klimaszewski) a w 1980 roku przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski 1:500 000 (red. L. Starkel). W 1991 roku w "Geografii Polski - Środowisko przyrodnicze" pojawia się kolejna synteza ewolucji rzeźby autorstwa S. Gilewskiej, a w "Atlasie Narodowym Polski" oparta na mapie przeglądowej syntetyczna mapa typów rzeźby.

Minęło kolejne 10 lat i choć kartowanie geomofologiczne zostało zahamowane, to szczegółowe studia nad formami i osadami czwartorzędowymi m.in. nad ewolucją systemów rzecznych, eolicznych, krajobrazów polodowcowych rzucają nowe światło na mechanizmy zmian środowiska i na ewolucję rzeźby.

Rzeźba w środowisku przyrodniczym stanowi jeden z najbardziej stabilnych (obok budowy geologicznej) elementów, który podlega stosunkowo powolnej transformacji w czasie, a układ przestrzenny form terenu jest regulatorem wymiany energii i obiegu materii w geoekosystemach. Dlatego we współczesnej rzeźbie, zależnie głównie od odporności podłoża, możemy znaleźć zapis kolejnych etapów ewolucji rzeźby zaczynając od orogenezy i tektoniki trzeciorzędowej, transgresji morskich, a szczególnie czwartorzędowych transgresji lądolodów i rytmicznych zmian klimatu na zmianę umiarkowanego, borealnego i peryglacjalnego. Korzenie rzeźby współczesnej tkwią w przeszłości. Główne rysy rzeźby, często strukturalnej są preglacjalne w południowej Polsce. Szereg nasunięć lądolodów pozostawiło po sobie krajobrazy w różnym stopniu zmienione przez morfogenezę peryglacjalną i im dalej na południe, tym bardziej przetworzone, często z elementami ekshumowanej rzeźby trzeciorzędowej. Glacjalne korzenie bywają czytelne jeszcze w strefie zlodowaceń środkowo-polskich, natomiast w strefie ostatniego zlodowacenia mamy rzeźbę młodoglacjalną. Poza tą strefą inwentarz form i pokryw stokowych i dolinnych o cechach morfogenezy peryglacjalnej jest zależnie do warunków orograficznych, litologicznych i degradacji naturalnych zbiorowisk roślinnych transformowany wolniej lub szybciej w holocenie.

Dzisiejsza rzeźba poszczególnych regionów Polski składa się zatem z różnorodnych elementów, które korzeniami swymi sięgają różnych okresów, powstały w odmiennych dziedzinach morfogenetycznych i podlegały ustawicznej transformacji i adaptacji - jest zatem rzeźbą poligeniczną, polichroniczną i policykliczną. Określenie skali i mechanizmów przekształceń i adaptacji odziedziczonej rzeźby do ustawicznie zmieniających się warunków wydają się być najtrudniejszym i najbardziej złożonym problemem tak geomorfologii historycznej, jak i dynamicznej.

HOLOCEŃSKA TRANSFORMACJA RZEŹBY PERYGLACJALNEJ

Leszek Starkel
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN, Kraków

Przeważająca część kraju nieobjęta ostatnią transformacją lądolodu ma wyraźne piętra rzeźby peryglacjalnej - zarówno stoki, doliny rzeczne jak i obszary wieszchowinowe i równinne (Dylik 1956). Dlatego do roku 1960 morfogenetyczna rola holocenu była praktycznie niezauważana (Starkel 1960), poza antropogenicznie przyspieszoną erozją gleb (Reniger 1950). Stoki gór i zbocza dolin wyżynnych zostały przekształcone przez procesy wietrzeniowe, soliflukcję, zmyw i deflację, na skalistych stokach powstawały pokrywy gołoborzy i terasy krioplanacyjne, u podnóży stoków była wyraźna tendencja do tworzenia kriopedymentów i akumulacyjnych glacis. W dnach dolin przy udziale rzek roztokowych wykształciły się równiny akumulacyjne. Obrzeża i przedpola obszarów wyżynnych okrył gruby płaszcz lessu. W obszarach staroglacjalnych zależnie od czasu powstania i litologii podłoża uległy przekształceniu formy polodowcowe, przemiana dosięgła też rzeźby młodoglacjalnej faz starszych od pomorskiej (Kozarski 1995).

Okres morfogenezy holoceńskiej został poprzedzony fazą przejściową późnoglacjalną (13-10 ka BP), w której wraz z ustępowaniem zmarzliny i wkraczaniem roślinności leśnej rozpoczęło się intensywne ługowanie, rozczłonkowywanie stoków, wytapianie brył martwego lodu, prowadzące do powstania ostatecznych rysów rzeźby polodowcowej, przekształcanie koryt roztokowych w meandrowe o dużym promieniu i budowanie wydm z piasków wywiewanych z koryt (Manikowska 1995).

Okres holocenu charakteryzuje zespół procesów zasadniczo różny od morfogenezy peryglacjalnej. Ich złożoność przestrzenna jest uzależniona od wysokości opadów i warunków infiltracji wody w podłoże. Procesem powszechnym, sekularnym, staje się ługowanie. Przy głębokiej infiltracji w obszarach węglanowych do głosu dochodzą procesy krasowe, na lessach proces sufozji, prowadzący do rozwoju sieci wąwozów, na fliszu po długotrwałych opadach powstają głębokie osuwiska (Starkel 1977, 1986). Rola powierzchniowego zmywu a także powierzchniowych ruchów masowych ograniczona jest do minimum. W obszarach piaszczystych ulegają zamarciu płaskodenne suche doliny peryglacjalne. Przekroczenie wartości granicznych występowania różnych procesów ma miejsce głównie w czasie ekstremalnych opadów, które koncentrują się w szeregu faz wilgotnych w holocenie. W obszarze młodoglacjalnym fazy te zaznaczają się podnoszeniem poziomu jezior i ekspansją bagien i torfowisk.

O ile na stokach wartości progowe przekraczane są tylko lokalnie i poza rejonami osuwiskowymi i obszarów wąwozów lessowych stoki zachowały cechy uformowane w dziedzinie peryglacjalnej, to dna dolin o stałym odpływie rzecznym reagują bezpośrednio na zmiany w reżimie i transporcie rumowiska. W dolinach rzek płynących z gór zaznacza się to obecnością szeregu rozcięć i włożeń serii aluwiów.

Postępujące na większą skalę od późnego brązu i okresu rzymskiego wylesienie i uprawa roli spowodowało przyspieszenie obiegu wody i rumowiska, a co za tym idzie wzrost procesów denudacji powierzchniowej (spłukiwania, spływów gleby, deflacji), a także częstotliwości i gwałtowności powodzi w dolinach rzecznych.

Dylik J., 1956, *Coup d'oecil sur la Pologne periglaciaire*, Biuletyn Peryglacjalny 4.
Kozarski S., 1995, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transforma-cji geosystemów (~20 ka - 10 ka BP)*, Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, 1.

Manikowska B., 1995, *Aeolian activity differenciation in the area of Poland during the period 20-8 ka BP*, Biuletyn Peryglacjalny 34, 125-165.
Reniger A., 1950, *Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb*, Roczniki Nauk Rolniczych 54.
Starkel L., 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
Starkel L., 1986. *The role of the Vistulian and Holocene in the transformation of the relief of Poland*, Biuletyn Peryglacjalny 31.

FORMY PO-OSUWISKOWE W GÓRACH KAMIENNYCH

Grzegorz Synowiec
Zakład Geomorfologii, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego

Wielkoskalowe ruchy masowe typu osuwiskowego są zjawiskiem rzadkim w polskich Sudetach, co jest wynikiem niesprzyjającej budowy geologicznej, małej energii rzeźby i niewystarczającej miąższości pokryw zwietrzelinowych. Dlatego problematyka ta była pomijana w badaniach monograficznych tego obszaru (Walczak 1972). Wyjątek stanowi pasmo Gór Kamiennych w Sudetach Środkowych, zbudowane z permskich skał wulkanicznych i subwulkanicznych, występujących wśród klastycznych skał osadowych, będące rejonem występowania głęboko zakorzenionych ruchów masowych na szeroką skalę. Kompleks eruptywny tworzą różne typy law bazaltowych i riolitowych oraz utwory piroklastyczne typu tufów i tufitów (Awdankiewicz 1998). Skały osadowe to głównie piaskowce i mułowce deponowane synchroniczne z aktywnością wulkaniczną lub starsze (Kozłowski 1963). Skały wulkaniczne przebijają warstwy skał osadowych tworząc formy neków lub zalegają bezpośrednio na nich w postaci pokryw lawowych. Dzięki temu wysokości względne w Górach Kamiennych dochodzą często do 300 m, co zapewnia znaczną energię rzeźby.

Osuwiska w Górach Kamiennych były opisywane dotychczas tylko w jednej monografii naukowej autorstwa M. Z. Pulinowej (1972). Opis dotyczył największej formy osuwiskowej w Sudetach w rejonie wzniesienia Rogowiec powyżej wsi Grzmiąca (st. 3, sesja terenowa B1). Tego samego obszaru dotyczy wcześniejsza szczegółowa notatka M. Z. Pulinowej i R. Mazura (1971). Pozostałe przejawy ruchów osuwiskowych wspomniane są bądź w krótkich notatkach (Grocholski 1972), bądź w artykułach niespecjalistycznych a ich charakterystyka ogranicza się do opisu morfologii form (Dudziak 1984, Jońca 1987). Dostępne materiały kartograficzne w postaci szczegółowych map geologicznych w skali 1:25000 wskazują na występowanie różnorodnych form o genezie osuwiskowej.

Dotychczas przeprowadzone badania szczegółowe pozwoliły na identyfikację na obszarze Gór Kamiennych 25 osuwisk o zróżnicowanej morfologii zależnej od lokalnych warunków terenowych (Synowiec 2002a,b). Osuwiska znajdują się na stokach wzgórz twardzielcowych i grzbietów strukturalnych o nachyleniu 15-35°, o różnej ekspozycji (N, NW i NE, SE) i zajmują łącznie obszar około 130 ha. Największe formy osiągają 400-500 m szerokości, 500 m długości i 100-150 m wysokości i powierzchnię 25 ha (wspomniana już forma pod Rogowcem). Czasami posiadają one prostoliniową niszę skalną lub częściej amfiteatralną wklęsłość stoku (slope hollow) w części górnej, schodowy profil stoku ze skałkami stokowymi oraz jeziorka osuwiskowe w obrębie jęzorów koluwialnych lub też w niszy osuwiskowej. Często jest też obserwowana forma nabrzmienia u podnóża zdeformowanego stoku. W

przypadku osuwiska pod Rogowcem występuje spektakularna forma strumienia blokowego. W rejonie wzniesienia Lesistej Wielkiej występują tzw. „szczeliny wiatrowe", które tworzą ciąg rozpadlin skalnych w górnej części stoku. Dotychczas zidentyfikowano osuwiska rotacyjne, spływy ziemne, lawiny blokowe oraz proces „rozciągania bocznego" (lateral spreading). Częstym przypadkiem jest występowanie form złożonych. Uzależnione jest to od sprzyjających niestabilności stoku warunków geologicznych. Inicjacja ruchów masowych rozpoczyna się w obrębie plastycznych i miękkich skał osadowych, dopiero następnie przemieszczają się niestabilne, pozbawione podparcia, bloki masywnych skał wulkanicznych Stopień degradacji form sugeruje odległy czas ich powstania. Okres aktywności osuwiskowej w Górach Kamiennych jest słabo poznany i prawdopodobnie przypadł na późny plejstocen lub wczesny holocen (Pulinowa 1972). Współcześnie brak jest przejawów ruchów masowych na tym obszarze. Prowadzone obecnie badania szczegółowe mają na celu ustalenie uwarunkowań geologiczno-geomorfologicznych rozwoju ruchów masowych w Górach Kamiennych. Obecność jeziorek osuwiskowych stwarza możliwość datowania osadów organicznych w celu ustalenia ich wieku.

Awdankiewicz M., 1998, *Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland*, Geologia Sudetica, t. 32, s. 13-47

Dudziak T., 1984, *Szczeliny wiatrowe na Lesistej Wielkiej*, Karkonosz, Materiały Krajoznawcze, Nr 1-84, SKPS Oddz. Akad. PTTK we Wrocławiu, Wrocław

Grocholski A., 1972, *Ślady osuwisk na stokach Lesistej Wielkiej w Górach Kamiennych*, Polskie Towarzystwo Miłośników Nauk o Ziemi, Koło Górnicze w Gorcach, Biuletyn Informacyjny, Gorce-Wałbrzych, t. XI, s. 9-14

Jońca E., 1987, *Projektowany rezerwat przyrody nieożywionej Jeleniec w Górach Suchych w Sudetach Środkowych*, Chrońmy Przyrodę Ojczystą, t. 2, s. 61-68

Kozłowski S., 1963, *Geologia wulkanitów permskich w centralnej części niecki śródsudeckie*, Prace Geologiczne PAN, t. 14, s. 5-65

Pulinowa M. Z., 1972, *Procesy osuwiskowe w środowisku sztucznym i naturalnym*, Dokumentacja Geograficzna, Instytut Geografii PAN, t. 4, s. 49-54

Pulinowa M. Z., Mazur R., 1971, *Stare osuwisko we wsi Grzmiąca w Sudetach*, Wszechświat, t. 7-8, s. 200-202

Synowiec G., 2002a, *Structural landslides in the Kamienne Mts., Sudetes, SW Poland*, [w:] Rybár, Stemberk, Wagner (red.), Landslides, First European Conference on Landslides, Swets &Zeitlinger, s. 311-314

Synowiec G., 2002b, *Formy osuwiskowe w Górach Kamiennych*, Przegląd Geologiczny (w druku)

Walczak W., 1972, *Sudety i Przedgórze Sudeckie*, [w:] Geomorfologia Polski, (red.) M. Klimaszewski, t. 1, PWN, Warszawa, s. 167-231

METODY BADAŃ EROZJI GLEB NA OBSZARZE MŁODOGLACJALNYM (ZLEWNIA CHWALIMSKIEGO POTOKU, GÓRNA PARSĘTA)

Józef Szpikowski
Stacja Geoekologiczna Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Storkowo

Podejmowane w dużym zakresie badania erozji wodnej gleb wykorzystują zarówno metody pośrednie - mapy potencjalnej erozji (Józefaciuk, Józefaciuk 1995, Reniger 1950, analizę pokryw stokowych i profilów glebowych (Koćmit

1998), metody radioizotopowe (Stach 1991)jak i metody bezpośrednie: stacjonarne lub okresowe. Badania prowadzone w dorzeczu Parsęty jak i w innych regionach Polski wskazują, że system pomiarowy erozji gleb powinien umożliwiać rejestrację szerokiej skali zjawiska, a więc ujęcie zarówno procesów o charakterze powolnym, przeciętnym, jak i ponadprzeciętnym czy katastrofalnym (Kostrzewski 1993, Starkel 1976).

Prowadzone bezpośrednio w terenie pomiary procesów erozji wodnej gleb obciążone są różnego rodzaju błędami. Mają one w rzeczywistości charakter pomiarów pośrednich, ponieważ nie określają rzeczywistego natężenia procesów, lecz ich wielkości w pewnych profilach pomiarowych, które są następnie ekstrapolowane na obszar stoku czy zlewni (Froehlich 1990, Słupik 1981). Uzupełnieniem pomiarów na powierzchniach testowych powinny być kartowania stoków zlewni oraz kontrola wielkości i sezonowego zróżnicowania odprowadzania materii w profilach zamykających zlewnie cząstkowe i całe dorzecza (Kostrzewski 1993).

Badania prowadzone w młodoglacjalnej zlewni Chwalimskiego Potoku na Pojezierzu Drawskim, będącej zlewnią cząstkową dorzecza górnej Parsęty, prowadzone są w oparciu o stacjonarne obserwacje i pomiary. System pomiarowy, składający się z sześciu powierzchni testowych nawiązuje do wcześniejszych rozwiązań stosowanych na tym obszarze (Klimczak 1993, Kostrzewski, Szpikowski mat. niepublikowane). Zastosowane urządzenia terenowe (chwytacze oparte o model Seilera (Seiler1980) i rynny Gerlacha (Gerlach 1966), chwytacze rozbryzgu) umożliwiają określenie wielkości i natężenia procesów spływu powierzchniowego, spłukiwania i rozbryzgu. Badania na gruntach rolnych, rozpoczęte w roku 1993, są kontynuowane i pozwalają na sformułowanie następujących założeń systemu pomiarowego erozji wodnej gleb:

- przyjęte metody powinny uwzględniać związki pomiędzy uwarunkowaniami, procesami i wartościami progowymi,
- wiarygodne wyniki oparte o wieloletni ciąg obserwacyjny mogą zapewnić jedynie stacjonarne pomiary na stałych powierzchniach testowych,
- błędy pomiarowe ogranicza trwała instalacja na końcach powierzchni testowych chwytaczy do gromadzenia materii odprowadzanej ze stoku,
- układ powierzchni testowych winien zapewnić możliwość kontroli procesów erozji gleb dla podstawowych rolniczych form użytkowania ziemi na badanym obszarze (rodzaje upraw, ugory, nieużytki rolnicze),
- konstrukcja chwytaczy powinna ograniczać błędy pomiarowe, powstające głównie w wyniku zakłócania przez urządzenia naturalnej drogi przemieszczania materii po powierzchni stoku,
- częstotliwość przeprowadzania pomiarów powinna być dostosowana do natężenia i wielkości występujących procesów erozji wodnej gleb; okresowe zagęszczenie pomiarów umożliwia rozpoznanie roli pojedynczych zdarzeń opadowych (roztopowych).

Froehlich W., 1990, *Dokładność metod w badaniach erozji gleb i transportu fluwialnego*, [w:] A. Kostrzewski (red.), Ogólnopolskie Seminarium Geoekosystem obszarów nizinnych, s. 7-8.

Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki - Karpaty Zachodnie)*, Prace Geograficzne IG PAN, 111.

Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., 1995, *Erozja agroekosystemów*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.

Klimczak R., 1993, *Spłukiwanie na obszarach o zróżnicowanym użytkowaniu – przebieg i rola we współczesnym środowisku morfogenetycznym (zlewnia Młyńskiego Potoku, Pomorze Zachodnie)*, [w:] A. Kostrzwski (red.), Geoekosystem obszarów nizinnych, Wydawnictwo Polskiej Akademii Nauk, s. 61-78.

Koćmit A., 1998, *Charakterystyka zmian w morfologii i właściwościach gleb uprawnych spowodowanych erozją wodną w obszarach młodoglacjalnych Pomorza*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 460, s. 531-557.

Kostrzewski A., 1993, *Geoekosystem obszarów nizinnych. Koncepcja metodologiczna*, [w:] A. Kostrzewski (red.), Geoekosystem obszarów nizinnych, Ossolineum Wrocław, Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko", Z. Nauk., 6, s. 11-17.

Reniger A., 1950, *Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce*, Rocz. Nauk Roln. 54, 1.

Seiler W., 1980, *Messeinrichtungen zur Qantitativen Bestimung des Geookofaktors Bodenerosion in der Topologischen dimension auf Ackerflachen im Schweizer Jura*, Catena, vol. 7, s. 233-250.

Słupik J., 1981, *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, Prace Geograficzne, nr 142.

Stach A., 1991, *Zastosowanie cezu-137 do datowania współczesnych osadów stokowych - podstawy metodyki i wstępne wyniki z Pojezierza Drawskiego*, [w:] A. Kostrzewski (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, s. 551-562.

Starkel L., 1976, *The role of extreme (catastrophic) meteorological events in the contemporaneous evolution of slopes*, Geomorph. and Climate, s. 252-268.

GLACJALNA I PERYGLACJALNA RZEŹBA SUDETÓW

Andrzej Traczyk
Zakład Geomorfologii, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego

Rzeźba Sudetów została ukształtowana w wyniku długotrwałych procesów wietrzenia i denudacji zachodzącej niemalże przez cały okres kenozoiku. Jej kontrastowy charakter jest efektem oddziaływania czynników tektonicznych oraz zróżnicowanej budowy geologicznej. Plejstoceńskie przeobrażenia tej rzeźby dokonały się na skutek działania procesów krio-niwalnych i glacjalnych związanych z rozwojem lokalnego zlodowacenia górskiego. Odrębnym zagadnieniem jest rola procesów erozyjnych i akumulacyjnych związanych z dwukrotnym (?) pobytem lądolodu skandynawskiego w Sudetach. O ile jednak procesy krio-niwalne, związane z oddziaływaniem klimatu peryglacjalnego i wieloletniej zmarzliny objęły swoim zasięgiem cały obszar Sudetów, to morfogenetyczna rola lodowców górskich ograniczona była jedynie do najwyższych pasm Sudetów (Karkonoszy, Wysokiego Jesionika). Procesy glacjalne związane z lokalnym zlodowaceniem rozwinęły się w Sudetach niejako w obrębie strefy peryglacjalnej i to wyłącznie w tych miejscach, gdzie warunki geomorfologiczne i klimatyczne pozwalały na znaczną akumulację śniegu. Szczególną rolę odegrały tu czynniki morfologiczne i anemo-orograficzne (Jenik 1961), tj. obecność rozległych powierzchni wierzchowinowych, stanowiących strefy deflacji śniegu oraz lokalnych wiatrów dolinnych, dzięki którym masy śniegu były przemieszczane z wierzchowin do górnych partii dolin rzecznych i depresji stokowych (Migoń 1999).

Pomimo swojego ograniczonego zasięgu przestrzennego procesy glacjalne odegrały istotną rolę w rozwoju rzeźby najwyższego pasma górskiego Sudetów – Karkonoszy. Śladem tych przeobrażeń są liczne kary lodowcowe, doliny glacjalne oraz formy morenowe. W masywie Wysokiego Jesionika glacjalne przeobrażenia rzeźby miały mniejsze rozmiary. Jest to głównie efekt mniej korzystnych warunków morfologicznych dla rozwoju lodowców górskich oraz większej kontynentalizacji klimatu, a co za tym idzie wyższym, niż w Karkonoszach, zaleganiem linii firnowej w okresie plejstocenu (Migoń

1999, Traczyk 1989). Skrajnym przykładem determinacyjnego znaczenia czynników morfologicznych dla rozwoju zlodowacenia górskiego w Sudetach jest Masyw Śnieżnika Kłodzkiego (1425 m n.p.m.) gdzie pomimo jego znacznej wysokości bezwzględnej lodowce nie powstały.

Problematyka zlodowacenia górskiego Sudetów, a zwłaszcza Karkonoszy, przykuwała uwagę geografów i geologów już w XIX w. Największe zasługi w badaniach zagadnień glacjalnych należy przypisać J. Partschowi (1894), który jako pierwszy zinterpretował kary i moreny lodowcowe jako efekt działania dwóch (trzech?) zlodowaceń górskich. W okresie późniejszym poglądy Partscha zostały zanegowane. Dotyczyło to głównie wyników badań prowadzonych na północnym skłonie Karkonoszy. Przeciwnie po południowej stronie gór, były one przez cały ten okres rozwijane. Stan ten trwał aż do połowy lat 80. XX w., gdy badania prowadzone przez ośrodek wrocławski potwierdziły słuszność hipotezy Partscha odnośnie ilości i zasięgu zlodowaceń. Fakt ten został podkreślony w trakcie międzynarodowego spotkania w 100-lecie dzieła Partscha, które miało miejsce w Szklarskiej Porębie, w miejscu narodzin tego wybitnego badacza Karkonoszy (Kostrzewski, Hagedorn 1999).

Najnowsze badania, przeprowadzone u schyłku ubiegłego wieku, stanowią nie tylko uszczegółowienie modelu Partscha, ale pozwalają również na korelację zlodowaceń karkonoskich ze zlodowaceniami innych pasm górskich średniogórza europejskiego (Chmal, Traczyk 1999). Na podstawie kartowania terenowego oraz badań stopnia obwietrzenia materiału skalnego wyróżniono na przedpolu karów karkonoskich trzy pokrywy – strefy morenowe. Opowiadają one trzem odrębnym epizodom glacjalnym, które mogą być odnoszone do zlodowacenia Odry (?), Warty i Wisły.

Dotychczasowe problemy chronostratygrafii zlodowaceń karkonoskich polegały na niedocenianiu faktu iż przebiegały one asynchronicznie w stosunku do transgresji lądolodu skandynawskiego. Zlodowacenie górskie Sudetów rozwijało się bowiem we wstępnych – wilgotnych fazach glacjałów, a zanikało wraz z zaostrzaniem się warunków klimatycznych i spadkiem ilości opadów w okresie pesimum glacjałów. Stosownie do tego, podczas zlodowacenia Wisły po północnej stronie Karkonoszy w starszym glacjale istniały lodowce karowo-dolinne, a podczas pleniglacjału – późnego glacjału jedynie lodowce karowe.

Poza obszarami objętymi lokalnym zlodowaceniem dominowały w Sudetach procesy degradacji i akumulacji peryglacjalnej zachodzące podczas kolejnych zimnych faz plejstocenu. Urozmaicona morfologia i złożona budowa geologiczna przyczyniła się do powstania: lodowców gruzowych, blokowych (-głazowych) i gruzowych pokryw wietrzenio-wych, pokryw i form soliflukcyjnych, form sortowania mrozo-wego oraz pokryw akumulacji lessowej i lessopodobnej. Zasadniczo pochodzą one z ostatniego okresu chłodnego (vistulianu) (Jahn 1960, 1968). Starsze formy bądź osady są stwierdzane jedynie punktowo, często w pozycji podpowierzchniowej, a ich datowanie nie zawsze jest w pełni precyzyjne.

Rozmieszczenie tych form jest warunkowane przede wszystkim: (1) zróżnicowaniem litologicznym podłoża, które faworyzowało bądź też uniemożliwiało powstanie niektórych form, (2) lokalną rzeźbą terenu i (3) zdarzeniami z niedawnej przeszłości geologicznej, a zwłaszcza zlodowaceniem kontynentalnym, które objęło swoim zasięgiem znaczną cześć Sudetów (Migoń, Traczyk, 1999). Obecność lądolodu skandynawskiego przyczyniła się do zatarcia i zniszczenia wcześniejszych form peryglacjalnych, podczas gdy w miejscach położonych poza jego zasięgiem formy peryglacjalne mogą być skumulowanym efektem większej ilości okresów chłodnych. Stwarza to mylne wrażenie większej intensywności zjawisk peryglacjalnych w wyższych partiach Sudetów. Taka kumulacja efektów wielu okresów chłodnych odnosi się również do najwyższych wzniesień Przedgórza Sudeckiego i brzeżnej partii Sudetów, które w podczas starszych zlodowaceń były nunatakami (Martini 1969).

Mamy zatem w Sudetach dwie strefy rzeźby peryglacjalnej. Pierwsza z nich obejmuje te obszary, które były przykryte lądolodem i gdzie działanie procesów

peryglacjalnych zostało przerwane na okres co najmniej kilku tysięcy lat (Jahn 1976). Druga zaś obejmuje partię Sudetów położoną na południe od maksymalnego zasięgu lądolodu skandynawskiego. Należy również zauważyć, że w skali lokalnej, poszczególnych masywów lub nawet stoków, zarysowuje się w Sudetach jednak pewna piętrowość form peryglacjalnych. Z reguły można w ich obrębie wyróżnić strefę górną z pokrywami blokowymi, skałkami i formami krioplanacyjnymi, strefę środkową z mniej licznymi elementami skałkowymi, lokalnymi rumowiskami skalnymi i pokrywami soliflukcyjnymi oraz strefę dolną z dominującymi pokrywami soliflukcyjno-deluwialnymi i płatami lessu. Położenie wysokościowe granic pomiędzy poszczególnymi strefami zmienia się w zależności od miejscowych stosunków hipsograficznych, które również w istotny sposób modyfikowały cechy klimatu Sudetów w okresach peryglacjalnych.

Powyższe hipotezy odnośnie wpływu lokalnych czynników na zróżnicowanie rozmieszczenie form i osadów perygla-cjalnych w Sudetach wymagają potwierdzenia. W dotychcza-sowych badaniach perygla-cjalnych w Sudetach zakładano bowiem, że środowisko to było jednorodne pod względem klimatycznym oraz w małym stopniu uwzględniano rolę czynników lokalnych różnicujących intensywność i przebieg procesów morfogenetycznych zachodzących w zimnych fazach plejsto-cenu. Poważnym problemem, nie rozwią-zanym do tej pory w dostateczny sposób, pozostaje ocena wielkości peryglacjalnej denudacji Sudetów oraz jej powiązania z systemem fluwialnym. Sudety, po bez mała 100 latach od pierwszych badań przepro-wadzonych przez Partscha (Chmal, Traczyk 1999) i Łozińskiego (Jahn 1954), są zatem nadal regionem interesującym dla badaczy zagadnień glacjalnych i perygla-cjalnych w obszarach górskich.

Chmal H., Traczyk A., 1999, *Die Vergletscherung des Riesengebirges*, Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.-Bd., 113, s. 11-17.

Jahn A., 1954, *Zasługi Walerego Łozińskiego w dziedzinie badań peryglacjalnych*, Biuletyn Peryglacjalny, 1 s.7-18.

Jahn A , 1960, *Czwartorzęd Sudetów*, [w:] Regionalna Geologia Polski, t. 3, Sudety, z. 2, PWN Warszawa

Jahn A., 1968, *Peryglacjalne pokrywy stokowe Karkonoszy i Gór Izerskich*, Opera Corcontica, 5, s. 9-25.

Jahn A., 1976, *"Dobowe" iły warwowe w Jeleniej Górze*, Przegl. Geol.,24 (9), s.517-520.

Jeník J., 1961, *Alpinská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku. Teorie anemo - orografických systémů*, Wyd. ČSAV, 409 s.

Kostrzewski A., Hagedorn H., (red.) 1999, *Vergletscherungen in europäischen Mittelgebirgen, Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd., 113, 95 s

Migoń P., 1999, *The role of 'preglacial' relief in the development of mountain glaciation in the Sudetes, with the special reference to the Karkonosze mountains*, Zeitschrift für Geomorphologie, N. F., Suppl.-Bd., 113, s. 33-44.

Partsch J. 1894, *Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit*, Forsch. z. Deutsch. Landes u. Folkskunde, Bd. 8, H. 2., 103-194.

Traczyk A., 1989, *Zlodowacenie doliny Łomnicy w Karkonoszach oraz pogląd na ilość zlodowaceń w średnich górach Europy*, Czas Geogr., 60(3), s 267-286

Migoń P., Traczyk A., 1999, *Piętrowość procesów geomorfologicznych w Sudetach w środowisku peryglacjalnym ostatniego zlodowacenia*, [w:] „Strefowość i piętrowość procesów w środowisku przyrodniczym późnego glacjału i holocenu" Sympozjum 25-26 marca 1999, PAN Komitet Badań Czwartorzędu, UŚ, SGP, Sosnowiec, s. 69-73.

Martini A., 1969, *Sudetic tors formed under periglacial conditions*, Biul. Perygl., 19, s. 351-369.

ŚRODKOWA WARTA W MŁODSZYM DRYASIE JAKO PRZYKŁAD RZEKI WIELOKORYTOWEJ

Krystyna Turkowska, Joanna Petera, Jacek Forysiak
Katedra Badań Czwartorzęd, Uniwerystet Łódzki

Celem referatu jest przedstawienie próby rozszerzenia stosowanej w Polsce klasyfikacji typów rozwinięcia koryt rzecznych (Gradziński i in. 1986, Teisseyre 1991) i propozycja wykorzystywania w interpretacjach paleogeograficznych elementów genetycznej klasyfikacji rzek wielokorytowych – *anabranching* opracowanej przez Nanson'a i Knighton'a (1996) (tab 1). Próby takiej dokonano w dolinie środkowej Warty, w ramach badań rzeźby i struktury terasy 1,0-1,5m, budującej rozległą powierzchnię w Kotlinie Kolskiej (Turkowska i in. 2000). Morfologiczne i geologiczne przesłanki przyjętej definicji będą zaprezentowane w terenie podczas konferencji "Transformacja systemów fluwialnych i stokowych w późnym vistulianie i holocenie" organizowanej przez KBCz UŁ 26-28 września bieżącego roku.

Powierzchnia większej części omawianej terasy Warty w zachodniej części Kotliny Kolskiej, nie uwzględniając dróg odpływu holoceńskiego, jest wybitnie piaszczysta i równinna. Niewielkie urozmaicenie morfologiczne stanowią tu ślady skomplikowanych systemów korytowych (szerokość koryt 30-50 m), porozdzielane "wyspami" o płaskich powierzchniach, położonych zaledwie do 70 cm wyżej od osi obniżeń. Nie zaobserwowano różnic w charakterze pokrywy roślinnej, chociaż zauważalna jest zmiana fototonu na zdjęciach lotniczych.

Budujące powierzchnię pozakorytowe i korytowe osady rzeczne o miąższości 3-5 m analizowano w pełnym profilu pionowym w kilkusetmetrowych odsłonięciach w odkrywce Koźmin KWB Adamów. Seria podesłana jest rozległą pokrywą torfowiska, które opanowało część Kotliny Kolskiej w alleröd zie. Na przełomie alleröd u i młodszego dryasu (ekspertyzy palinologiczne wykonane przez G. Miotk-Szpiganowicz), torfowisko miejscami zostało podtopione, a torf przykryty warstwą gytii. Dalsze zaostrzenie warunków klimatycznych (udokumentowane m.in. podniesienie stropu zmarzliny) spowodowało intensywne powodzie, a także nasilenie procesów erozyjnych. W wyniku wzmożonej aktywności procesów fluwialnych, opisywanej także w wielu innych dolinach w młodszym dryasie, doszło do zdrenowania rozlewisk, a następnie porozcinania powierzchni alleröd zkiej siecią koryt. Rozległe torfowisko zostało przekształcone w różnej wielkości ostańce erozyjne. Nie stwierdzono śladów bocznej migracji tych koryt, kolejne powstawały zapewne na drodze awulsji. W ich obrębie, przy każdym wezbraniu powstawały kanały erozyjne (Gradziński i in. 1986), szybko wycinane i szybko zapełniane piaskami średnio- i gruboziarnistymi, którym na równiach zalewowych odpowiadały piaski drobnoziarniste. Zarówno osady korytowe jak i pozakorytowe odznaczają się umiarkowanie dobrym wysortowaniem i wysokim stopniem eolizacji ziarn. Ostańce erozyjne pomiędzy głównymi korytami, w czasie powodzi o największej dynamice, były pokrywane warstwami piaszczystej mady. Na równi zalewowej brak jest śladów roślinności. Jej rozwojowi nie sprzyjało zapewne piaszczyste podłoże i ogólne warunki klimatyczne, a także intensywne powodzie. Te ostatnie uniemożliwiły również przetrwanie morfologicznych śladów niewątpliwie intensywnych procesów eolicznych.

Klasyfikacja rzek anabranching wg. G. C. Nansona i A. D. Knightona (1996)

Typ 1 – rzeki anastomozujące			**Typ 2**	**Typ 3**	**Typ 4**	**Typ 5**	**Typ 6**
1 a	**1 b**	**1 c**					
System organiczny	System organiczno-mineralny	System mineralny	System z dominacją piasku, formujący wyspy	System z obciążeniem mieszanym, migrujący bocznie	System z dominacją piasku, formujący grzędy	System z dominacją żwiru, migrujący bocznie	System z dominacją żwiru, stabilny

Niektóre cechy wielokorytowego systemu rzecznego funkcjonującego w Kotlinie Kolskiej w młodszym dryasie, takie jak stabilność koryt w obrębie jednej strefy i rozmiary wysp - ostańców erozyjnych - między nimi, szybki pionowy przyrost aluwiów przy braku przyrostu bocznego, duże znaczenie awulsji w tworzeniu się nowych koryt, są zbieżne z cechami rzek typu anastomozującego (Chorley i in. 1984, Gradziński i in. 1986, Teisseyre 1991, 1992). Charakterystyce rzek anastomozujących nie odpowiada jednak przekrój kopalnych koryt, które są stosunkowo szerokie a płytkie, z licznymi kanałami rozmycia, a przede wszystkim wyłącznie piaszczysty, mało zwięzły materiał osadzany przez szybko agradującą rzekę, składany zarówno w korytach jak i na równi zalewowej. Najpełniej, zdaniem autorów, opisany typ rozwinięcia koryt odpowiada cechom wyróżnianego przez Nanson'a i Knighton'a (1996) systemu *anabranching* typ 2, cechujący się transportem i agradacją osadów piaszczystych z reżimem wodnym charakteryzującym się dużymi wezbraniami. Przyjęcie hipotezy o funkcjonowaniu takiego systemu rzecznego w dolinie Warty w młodszym dryasie stanowi jednocześnie propozycję rozbudowy klasyfikacji rzek wielokorytowych w literaturze polskiej.

Chorley R. J., Schumm S. A., Sugden D. E., 1984, *Geomorphology*, Methuen, s. 1–605.

Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Urnug R., 1986, *Zarys sedymentologii*, Wyd. Geologiczne, s. 1–628.

Nanson G. C., Knighton A. D., 1996, *Anabraniching rivers: their cause, character and classification*, Earth Surface Processes and Landforms, 21, s. 217–239.

Teisseyre A. K., 1991, *Klasyfikacja rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej*, Wyd. Uniw. Wrocławskiego; Prace Geologiczno–Mineralogiczne, 22, s. 1–210.

Teisseyre A. K., 1992, *Rzeki anastomozujące – procesy i modele sedymentacji*, Przegl. Geol., 4, s. 241–248.

Turkowska K., Petera J., Forysiak J., Miotk–Szpiganowicz G., 2000, *Morfogeneza powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina*, Acta Geogr. Lodziensia, 78, s. 89–134.

WPŁYW DENUDACJI AGROTECHNICZNEJ NA EWOLUCJĘ STOKÓW ROLNICZYCH W ŚWIETLE WYNIKÓW BADAŃ W OKOLICACH ŁODZI

Juliusz Twardy
Pracownia Kartografii i Teledetekcji Katedry Badań Czwartorzędu, Uniwersytet Łódzki

Denudacja agrotechniczna jest jednym z procesów morfogenetycznych, współcześnie modelujących stoki wykorzystywane rolniczo. Związana jest z mechaniczną stroną denudacji i polega na przemieszczaniu przez maszyny i narzędzia rolnicze przypowierzchniowych warstw gleby podczas prac polowych. Przemieszczanie osadu zachodzi na stokach pod wpływem siły grawitacji i jest najbardziej efektywne w przypadku użycia narzędzi odwracających skibę, na przykład podczas zmechanizowanej, głębokiej orki. Denudacja agrotechniczna jest ważną składową denudacji antropogenicznej, wyróżnianą obok grupy naturalnych procesów stokowych, pobudzonych i zintensyfikowanych rolniczą działalnością ludzi.

Charakterystyka badanych stoków i uzyskane wyniki

Charakterystyka stoków testowych					Charakterystyka sieci pomiarowej		Średnie tempo degradacji stoku
Nazwa stoku	Kształt stoku	Ekspozycja stoku	Morfometria stoku: długość / deniwelacja	Nachylenie stoku: minimum / maksimum	Liczba: punktów bazowych pomiarowych	Okres pomiarowy	
			(m)	( )	szt.		mm/rok
Rogów I	wypukło-wklęsły	W	80 / 6	1º12' / 5º45'	205 / 4	06.11.96. - 11.11.99.	- 1,97
Rogów II	wklęsły	W	101 / 6	1º22' / 5º00'	222 / 5	06.11.96. - 11.11.99.	- 1,42
Rogów III	wypukło-wklęsły	W	105 / 8,5	0º30' / 6º06'	96 / 2	28.11.96. - 29.10.98.	- 1,5
Dąbrówka Duża "A"	wypukło-wklęsły	W	30 / 3,5	0º10' / 9º26'	78 / 2	12.12.96. - 02.05.00.	- 0,96
Dąbrówka Duża "B"	wypukło-wklęsły	W	25 / 2,5	0º15' / 8º04'	72 / 2	12.12.96. - 02.05.00.	- 1,3
Rozworzyn	złożony	E	150 / 6	0º30' / 6º02'	151 / 5	10.12.99. - 31.03.01.	- 0,1

Badania tempa denudacji agrotechnicznej przeprowadzono w trzech rejonach:

w Rogowie, w środkowej części zlewni rzeki Mrogi, pomiary prowadzono na trzech wzdłużstokowych polach, położonych na stokach stanowiących czoło wysokiego poziomu dolinnego Mrogi. Stoki były zbudowane z piaszczystych i mulastych aluwiów vistuliańskich, a w dolnych segmentach posiadały holoceńskie pokrywy deluwialne, złożone w postaci teras rolnych.

We wsi Dąbrówka Duża, położonej około 20 km na NE od centrum Łodzi, badaniami objęto dwa pola orne,

poprzecznie przecinające częściowo zrekultywowany parów. Stoki testowe były zbudowane z materiału fluwioglacjalnego.

W Rozworzynie, w środkowej części zlewni Mrogi, badania prowadził Szwed (2001). Obserwował wzdłużstokowe pole, położone w brzeżnej części wysokiego poziomu dolinnego Mrogi. Stok testowy, urozmaicony przez płytką nieckę, zbudowany był podobnie jak stoki w Rogowie.

Do badań denudacji agrotechnicznej wykorzystano metodę bezpośredniego pomiaru mikrorzeźby pól testowych, opierającą się o sieć stalowych drutów (baz), napinanych ponad powierzchnią pola dzięki własnym, stalowo-betonowym reperom, parami zastabilizowanym w gruncie przy krawędziach pola (Twardy 1998). Lokalizację baz wybrano mając na uwadze elementy stoku rolniczego (akumulacyjna terasa rolna, nasada terasy, stok degradowany). Wzdłuż baz, ułożonych prostopadle do linii spadku stoku, rozmieszczono 824 punkty pomiarowe (tab.). W okresie 1996 - 2001 wykonano łącznie 4 731 pomiarów w poszczególnych punktach.

Zebrane wyniki upoważniają do następujących wniosków:

- wartość współczesnej denudacji agrotechnicznej stoków o nachyleniach <10º z wzdłużstokowym układem pól, wynosi od 1,97 do 0,96 mm/rok. Na stoku w Rozworzynie wartości stwierdzonej lokalnie degradacji pokrywały się niemalże dokładnie z wartościami agradacji, zatem stok charakteryzował się bilansem zrównoważonym,
- ewolucja stoków z wzdłużstokowym układem pól zachodzi około 2-3 krotnie wolniej niż ewolucja porównywalnych stoków z polami poprzecznostokowymi. Wynika to z ograniczonej roli spłukiwania we współczesnym kształtowaniu stoku rolnego oraz bardziej efektywnego, grawitacyjnego przemieszczania gleby podczas orki wzdłuż poziomic,
- denudacja agrotechniczna jest silnie zróżnicowana przestrzennie. Na stokach zaznaczają się strefy silnej degradacji (np. Rogów II do - 6,43 mm/rok lub Rozworzyn do - 4,26 mm/rok), występujące na wypukłych segmentach stoków, a zwłaszcza na wyraźniejszych załamaniach,
- denudacja agrotechniczna wykazuje sezonowość w ciągu roku - ożywia się w okresach intensywnych prac polowych.

Szwed A., 2001, *Udział denudacji agrotechnicznej we współczesnym przekształcaniu rzeźby doliny Mrogi w okolicach Rozworzyna na Wyżynie Łódzkiej, w cyklu szesnastomiesięcznym*, Maszynopis pracy magisterskiej, Katedra Badań Czwartorzędu, Uniwersytet Łódzki, 61 s.

Twardy J., 1998, *Wyniki pomiarów tempa denudacji agrotechnicznej w okolicach Łodzi*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 460, s. 599-609.

OKRESY WZMOŻONEJ ANTROPOPRESJI W POLSCE ŚRODKOWEJ W ŚWIETLE BADAŃ GEOSYSTEMÓW STOKOWYCH

Juliusz Twardy
Pracownia Kartografii i Teledetekcji Katedry Badań Czwartorzędu, Uniwersytet Łódzki

Działalność gospodarcza człowieka odciska swoje piętno na różnych komponentach środowiska geograficznego. W bardzo wyraźny sposób zapisuje się w przekształceniach flory, umożliwiając odczytanie faz wpływów antropogenicznych na podstawie diagramu palinologicznego. Trwałym świadectwem

gospodarczej aktywności człowieka są także powstałe w przeszłości zmiany w rzeźbie terenu oraz niektóre osady. Przekonujących przesłanek natury geologicznej do rekonstrukcji antropopresji w pierwszym rzędzie dostarczają wyniki badań ewolucji wydm oraz geosystemów dolinnych. W geosystemach stokowych przejawem działalności człowieka jest naruszenie stanu naturalnej równowagi stoku, następujące wskutek rozluźnienia, przekształcenia lub całkowitego zniszczenia szaty roślinnej. Związane z tym zmiany bilansu denudacyjnego stoku i ożywienie denudacji mechanicznej, znajdują odzwierciedlenie w depozycji holoceńskich pokryw stokowych. Różnice w wykształceniu osadów budujących wspomniane pokrywy, upoważniają do wyodrębnienia koluwiów, deluwiów, proluwiów oraz bezstrukturalnych diamiktonów rolnych, kształtujących się w okresie nowożytnym w efekcie intensywnej uprawy roli.

Wyniki dotychczasowych badań wskazują na długotrwały rozwój stoków w Polsce środkowej w warunkach antropopresji. Ewolucja stoków przebiegała w zróżnicowanym tempie, w znacznym stopniu uzależnionym od kierunków i stopnia rozwoju rolnictwa pradziejowego i innych przejawów gospodarczej aktywności ludzi. Nasilenie denudacji mechanicznej stoków następowało w kilku okresach:

- u schyłku epoki brązu (V okres epoki brązu, od 800 do 650 lat p.n.e.). Doszło wówczas do lokalnego zapoczątkowania denudacji mechanicznej na stokach dolin rzecznych, związanego z pasterską gospodarką ludów kultury łużyckiej;
- we wczesnym i środkowym okresie lateńskim epoki żelaza (400 - 175 lat p.n.e.). Oprócz zboczy dolin rzecznych, denudacja mechaniczna zaznaczyła się także na stokach suchych dolin denudacyjnych. Rozszerzenie stref niszczenia stoków było związane z poszerzaniem areałów zajmowanych pod uprawę roślin i pasterstwo przez grupy rolników kultury wschodniopomorskiej;
- w okresie rzymskim epoki żelaza (0 - 375 lat n.e.), ze szczególnym nasileniem podczas wczesnego okresu rzymskiego. Ówczesna antropopresja była odzwierciedleniem ekspansji osadnictwa przeworskiego w środkowej Polsce. Obok dalszego poszerzenia areału upraw następowała stabilizacja układu pól i pastwisk na stokach oraz intensywniejsza eksploatacja lasów. Zapoczątkowano także działalność przemysłową - metalurgię żelaza, opartą o drewno jako główny surowiec energetyczny. Obok wcześniej formujących się koluwiów i deluwiów, w pokrywach stokowych pojawiają się grubofrakcyjne proluwia, odpowiadające początkom erozji wąwozowej, zachodzącej na obszarach szerszych wylesień;
- w okresie średniowiecza, w XI i XII w oraz w późnym średniowieczu. Do rozwoju erozji wąwozowej mógł przyczynić się przełom gospodarczy w rolnictwie, umożliwiający włączenie rozległych wysoczyzn do obszarów uprawnych, a także udoskonalenie agrotechniki na cięższych, gliniastych glebach.
- w okresie nowożytnym, w którym indukowana antropogenicznie denudacja mechaniczna uległa zwielokrotnieniu, przyjmując postać denudacji agrotechnicznej. Długotrwała, zmechanizowana uprawa, prowadzona w stałym układzie pól, doprowadziła do spłaszczenia stoków, częściowego przekształcenia wcześniej powstałych form terenu oraz pokrycia serii osadów deluwialnych i proluwialnych, przypowierzchniowo występującymi warstwami diamiktonów rolnych.

Okresy wpływów antropopresji na ewolucję geosystemów stokowych potwierdzają się w wynikach badań holoceńskiej działalności wydmotwórczej (Krajewski 1977, 1997).

Do okresów względnej stabilizacji stoków w Polsce środkowej można zaliczyć:

- okres halsztacki epoki żelaza (650 - 400 lat p.n.e.). Nastąpił wówczas kryzys osadnictwa łużyckiego;

- późny okres lateński epoki żelaza (175 lat p.n.e. - 0 lat n.e.), związany z załamaniem się osadnictwa kultury wschodniopomorskiej w Polsce środkowej;
- okres wędrówki ludów (375 l n.e. - VI / VII w), zaznaczający się w skali ponadregionalnej wyraźnym wyludnieniem i prawdopodobną regeneracją szaty roślinnej;
- koniec późnego średniowiecza (od poł. XV w do XVI w).

Wpływ zmian klimatycznych na ewolucję geosystemów stokowych jest trudny do jednoznacznej oceny. Niewątpliwym zwilgotnieniom klimatu odpowiadają niektóre okresy stabilizacji stoków. Ten fakt może wskazywać na znaczny udział człowieka w sterowaniu holoceńską denudacją stoków.

Krajewski K., 1977, *Późnoplejstoceńskie i holoceńskie procesy wydmotwórcze w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru*, Acta Geogr. Lodz., 39, 87 s.
Krajewski K., 1997, *Holoceńskie poziomy organiczne w Nagórkach koło Grabowa Łęczyckiego*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica, 1, s. 202-209.

NAWIGACYJNY POMIAR GPS W KARTOWANIU ANTROPOGENICZNYCH FORM RZEŹBY TERENU NA PRZYKŁADZIE DOLINY BIAŁEJ DUNAJCOWEJ

Witold Warcholik
Instytut Geografii, Akademia Pedagogiczna, Kraków

Ukształtowany w drugiej połowie XX wieku reżim procesów fizycznogeograficznych wymuszonych przez antropopresję charakteryzuje się zmniejszeniem efektywności procesów denudacyjnych na stokach, a wzmożeniem erozji wgłębnej w korycie Białej Dunajcowej. Zasadniczą przyczyną zwiększonego tempa erozji jest biologiczna zabudowa stoków. Na przebieg procesów erozyjno - denudacyjnych wywierają wpływ również zmiany we współczesnym gospodarowaniu w dorzeczu, regulacja koryt i eksploatacja kruszyw w dnach dolin. W górskiej części dorzecza Białej w XX wieku zmiany przebiegu granicy rolno-leśnej charakteryzuje prawie trzydziesto-procentowy wzrost udziału powierzchni leśnej w latach 1933 – 1989. W strukturze użytkowania ziemi, obok zwiększających się udziałów terenów leśnych, zaznacza się systematyczny wzrost powierzchni łąk i pastwisk, ograniczających dostawę materiału do koryt w stosunku do gruntów ornych o proporcjonalnie malejących odsetkach. W uregulowanych odcinkach Białej i jej dopływów została zachwiana naturalna równowaga dynamiczna pomiędzy szybkością nurtu a oporami aluwialnego podłoża, co prowadzi do zwiększonego odprowadzania materiału w czasie podwyższonych przepływów. W wyniku zorganizowanego lub "dzikiego" poboru kruszyw z koryta nastąpiło jego lokalne pogłębienie, przyspieszona została erozja denna powyżej pogłębionych odcinków rzeki dążącej do wyrównania profilu podłużnego. Najwyraźniejsze poeksploatacyjne wklęsłe deformacje występują w okolicach ujścia Mostyszy do Białej na powierzchni 2,6 ha, a ich głębokość przekracza 2,5 m.

Ważnym czynnikiem warunkującym prawidłowy przebieg kartowania terenowego dolin rzecznych jest szybka i precyzyjna lokalizacja obiektów punktowych, linijnych i powierzchniowych powstałych w wyniku działalności człowieka. Słaba aktualizacja materiałów kartograficznych oraz niejednokrotnie brak w terenie charakterystycznych, stabilizowanych punktów odniesienia utrudnia unaocześnianie obrazu terenu. Możliwości takie posiada system lokalizacji GPS. Od 1 maja 2000 roku, po usunięciu celowego obniżania dokładności pracy systemu (tzw.

Selective Availability), możliwe jest uzyskanie dokładności lokalizacji obiektu rzędu 10 - 20m z prawdopodobieństwem 95%.

Praca przedstawia wyniki prób zastosowania ręcznego odbiornika GPS pracującego w trybie nawigacyjnym w kartowaniu terenowym dotyczącym problematyki wpływu czynnika antropogenicznego na współczesną transformację rzeźby den dolinnych. Przedmiot badań dotyczył pomiaru zmian lokalizacji i powierzchni użytków rolnych, miejsc eksploatacji kruszyw rzecznych oraz zabudowy hydrotechnicznej w dolinie rzeki Białej. Przykłady zastosowania precyzyjnych narzędzi GPS występują m. in. w pracach: w hydrologii (Doktór i in. 1996), w kartowaniu geologicznym (Małolepszy i in. 1997), w ekologii (Rogowski, Leszczyński 1998). Prace te dotyczą jednak zastosowania sprzętu bardzo drogiego, wykorzystującego technikę pomiarów różnicowych, z koniecznością zastosowania przenośnej stacji DGPS, uzyskania płatnego dostępu do sygnału korekcyjnego ze stałej bazy DGPS lub wykorzystania odpłatnego serwisu systemu LandStar.

Testowany zestaw pracujący w systemie GPS składał się z odbiornika ręcznego GPS Garmin 12Map oraz oprogramowania Fugawi umożliwiającego precyzyjne kalibrowanie map importowanych ze źródeł cyfrowych lub skanowanych, z możliwością automatycznej konwersji importowanych z odbiornika danych, zainstalowanego w komputerze stacjonarnym. W testowanym zestawie nie użyto komputera przenośnego, którego wykorzystanie w terenie umożliwia dodatkowo wykonywanie na bieżąco korelacji danych pomiarowych z wykonanymi wcześniej. Obok możliwości lokalizowania obiektów punktowych, pomiaru długości i powierzchni poligonów zamkniętych, ważną zaletą urządzenia GPS okazała się nawigacja na dowolny punkt w terenie. Poszukiwany punkt był definiowany na mapie lub zdjęciu lotniczym na ekranie komputera w programie Fugawi 3 lub na mapie na ekranie odbiornika Garmin 12Map przez wskazanie go kursorem lub podanie współrzędnych. W trakcie dojścia do punktu odbiornik wyświetlał odległość, czas potrzebny do osiągnięcia celu przy zachowaniu mierzonej aktualnie prędkości marszu, kąt o jaki należy zmienić kierunek przemieszczania się, czas wschodu i zachodu słońca i inne. Istotną zaletą pomiaru jest więc możliwość zaplanowania przy użyciu odbiornika GPS badań terenowych. Prowadzenie wszelkich obserwacji terenowych i pobieranie próbek nie kolidowało z prowadzeniem rejestracji danych przez jedną osobę. Reasumując można stwierdzić, że zastosowanie tej metody umożliwia znacznie szybsze i efektywniejsze przeprowadzenie badań terenowych w trudnodostępnych obszarach na stokach gór lub w górnych odcinkach den dolinnych przy bardzo zróżnicowanych warunkach pogodowych. Istotne okazały się możliwości: uchwycenia szybkich zmian procesów oraz ich aktualizacji, współpracy z mapami i zdjęciami lotniczymi w postaci cyfrowej, szybkiego dokonania dodatkowych pomiarów bez potrzeby dowiązywania się do istniejących, archiwizacja danych w postaci cyfrowej, umożliwiającej dalszą obróbkę z możliwością szybkiego udostępniania

Doktór S., Janicki T., Graniczny M., Mikołajczyk M., 1996, *Możliwości wykorzystania aparatury GPS do geologicznych prac badawczych*, Przegląd Geol., vol. 44, nr 4, s. 367–374.

Małolepszy Z., Perski Z., Heliasz Z., 1997, *Test systemu GPS w powierzchniowym kartowaniu geologicznym*, Przegląd Geol., vol. 45, nr 10, s. 967–973.

Rogowski J.B., Leszczyński W., 1998, *GPS dla ekologa*, Geodeta, nr 5, s. 34 - 35.

ZAGADNIENIE SYSTEMU TERAS W KOTLINIE TORUŃSKIEJ

Paweł Weckwerth
Instytut Geografi, Uniwesrytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Kotlina Toruńska stanowi część plenivistuliańskiego systemu hydrologicznego pradolin Wisły, Drwęcy oraz Noteci-Warty. W tym powiązanym z sobą genetycznie i ewolucyjnie systemie wykształcił się szereg poziomów terasowych. Ich analiza w obrębie Kotliny Toruńskiej ma szczególne znaczenie interpretacyjne dla powiązania dwóch głównych szlaków pradolinnych: Drwęcy oraz Noteci-Warty. Nadaje to Kotlinie Toruńskiej rangę marginalno-pradolinnego węzła hydrograficznego. Ważnym zagadnieniem w jego rozwoju jest podejmowany i wciąż dyskutowany w literaturze problem włączenia do Kotliny Toruńskiej odpływu wód Wisły z południa oraz gwałtowna zmiana kierunku jej biegu na północ w okolicach Bydgoszczy (przełom pod Fordonem).

Wcześniejsze wyniki prac (głównie R. Galona, S. Kozarskiego, J. Szupryczyńskiego, W. Niewiarowskiego, E. Wiśniewskiego), dotyczące analizy rozwoju systemu teras w Kotlinie Toruńskiej, w świetle przeprowadzonych przez autora badań, wykazują potrzebę pewnych uzupełnień. Badania przeprowadzone w rejonie Aleksandrowa Kujawskiego i Raciążka (na W od Ciechocinaka) wykazały istnienie przepływu wód w piaszczysto-żwirowym poziomie 72 – 73 m n.p.m. Przebiegał on z SE na NW w okolicach Aleksandrowa Kujawskiego oraz z południa wzdłuż doliny Tążyny (Weckwerth 2000). Jego wysokość nawiązuje do terasy dziewiątej w Kotlinie Toruńskiej (wg nomenklatury R. Galona 1968).

Z ewolucją systemu terasowego Kotliny Toruńskiej bezpośrednio związany jest rozwój przełomowego odcinka doliny Wisły pod Fordonem. Według R. Galona istniał tu bifurkacyjny odpływ wód już w poziomie terasy dziewiątej, co zostało zakwestionowane przez E. Wiśniewskiego (1993). Badania geomorfologiczne tego obszaru (pomiędzy Ostromeckiem, Bydgoszczą a wsią Pień), pozwoliły na względne zawężenie ram czasowych procesu wspomnianej bifurkacji. Z pomiarów strukturalnych osadów w odsłonięcia we wsiach Pień i Mozgowina wynika, że zmiana kierunku biegu Wisły na północ mogła nastąpić w poziomie terasy ósmej (63 – 65 m n.p.m. na S od Ostromecka). Odpływ ten miał charakter inicjalny w postaci niewielkiej odnogi Wisły. Bifurkacja Wisły pod Fordonem trwała prawdopodobnie do momentu wcięcia się jej wód w nowo wyróżniony niższy poziom terasy szóstej: "VI b" (50-51 m n.p.m.). Potwierdza to analiza odsłonięć w Bydgoszczy-Fordonie, gdzie w obrębie wyższej terasy "VI a" stwierdzono odpływy wód na zachód, zaś w poziomie "VI b" na wschód w kierunku przełomu.

Badania terenowe oraz wykonany profil podłużny teras pradolinnych Kotliny Toruńskiej (wzdłuż jej osi W-E, z uwzględnieniem sandrów i erozyjnych pozimów odpływu wód roztopowych otoczenia Kotliny Toruńskiej, jak również zawieszonych dolin denudacyjnych na jej zboczach) pozwalają na pewne uzupełnienie dotychczas przyjmowanego systemu teras Kotliny Toruńskiej pomiędzy Toruniem a Nakłem nad Notecią (Galon 1968). Został on uzupełniony o wyższy od terasy jedenastej poziom odpływu wód roztopowych, związany najprawdopodobniej z subfazą krajeńsko-wąbrzeską (okolice Chrośny 81-82 m n.p.m., Łabiszyna 80-81 m n.p.m.). Ponadto zaproponowano nieco inne powiązanie hipsometryczne fragmentów teras w ich profilu podłużnym pomiędzy Toruniem a Nakłem nad Notecią. Wynikiem tego powiązania są podobne wartości spadków teras XI-X (0,08-0,09 promila), do których nawiązuje wspomniany wyżej nowo wyróżniony poziom odpływu wód roztopowych w Kotlinie Toruńskiej. Zatem powyższe trzy terasy powstały zapewne w wyniku

marginalnych przepływów wód roztopowych, a nie pradolinnych.

Niższe terasy (pradolinne), począwszy od dziewiątej do szóstej, posiadają spadki również o zbieżnych wartościach (ok. 0,03 promila), lecz mniejsze od spadków teras wyższych od terasy IX. Może być to spowodowane włączeniem się do odpływu marginalnego płynących z południa wód Wisły. Dokonało się to najprawdopodobniej w poziomie terasy dziewiątej i spowodowało wydłużenie profilu podłużnego utworzonego w ten sposób odpływu pradolinnego.

Galon R., 1968, *Nowe fakty i zagadnienia dotyczące genezy pradoliny Noteci-Warty i dolin z nią związanych*, Przegląd Geograficzny, t. XL, z. 4, s. 791-810.

Weckwerth P., 2000, *Geneza wyższych poziomów terenowych w południowo-wschodniej części Kotliny Toruńskiej na zachód od Aleksandrowa Kujawskiego Stanowisko 3 – Aleksandrów Kujawski (gm. Aleksandrów Kujawski)*, [w:] Dawne i współczesne procesy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej, V Zjazd Geomorfologów Polskich, Przewodnik wycieczek terenowych, s. 232-240.

Wiśniewski E., 1993, *Morfogeneza doliny dolnej Wisły*, [w:] Z. Churski (red.), Uwarunkowania przyrodnicze i społeczno-ekonomiczne zagospodarowania dolnej Wisły, s. 35-50.

TYPY GENETYCZNE ZAGŁĘBIEŃ WYTOPISKOWYCH I ICH ZNACZENIE MORFOGENETYCZNE DLA KOTLINY TORUŃSKIEJ.

Paweł Weckhert

Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Dominującą powierzchnię Kotliny Toruńskiej zajmują wyższe poziomy teras pradolinnych, zwłaszcza terasy dziewiątej. Ich cechą charakterystyczną są liczne zagłębienia wytopiskowe, których analiza morfogenetyczna może być pomocna w badaniach nad ewolucją Kotliny Toruńskiej w górnym plenivistulianie.

W obrębie wyższych teras Kotliny Toruńskiej wyróżniono dwa główne typy obniżeń wytopiskowych. Ich podział został oparty o charakterystykę morfometryczną i morfogenetyczną, uwzględniającą osady wypełniające obniżenia jak i budowę geologiczną ich otoczenia. Na tej podstawie wydzielono zagłębienia wytopiskowe nieukierunkowane (1) oraz ukierunkowane (2).

Do pierwszej grupy obniżeń po martwym lodzie (np. położonych na zachód od Nowej Wsi Wielkiej) należą płytkie, owalne formy o znacznej powierzchni (ok. 0.55 – 1.17 km^2), wypełnione osadami organicznymi (torf, gytia) o miąższości do ok. 7.5 m i występujące na zapleczu moren czołowych subfazy kujawskiej. Od południa bezpośrednio sąsiadują one z obniżonym poziomem moreny dennej, zaś od zachodu występują w przedłużeniu depresji końcowej okolic Łabiszyna i Nowego Dąbia. Lokalizacja tych obniżeń oraz ich cechy morfograficzne i morfometryczne wskazują na możliwość istnienia w południowej części Kotliny Toruńskiej (na W od Nowej Wsi Wielkiej) obniżenia o charakterze depresji końcowej, którą po zaniku lądolodu wypełniał martwy lód. Później został on w wyniku działalności wód roztopowych pokryty utworami piaszczysto-żwirowymi.

Nieukierunkowane wytopiska o głębokości 3 - 3.5 m występują również w obrębie fragmentu terasy XI niedaleko Trzcińca pod Bydgoszczą. Formy te, o mniejszych rozmiarach nie są jednak wypełnione osadami organicznymi.

Natomiast ukierunkowane obniżenia wytopiskowe (2) charakteryzują się dwojaką orientacją, a mianowicie wschód

– zachód (a) oraz północ – południe (b), z niewielkimi odchyleniami od tych kierunków. Część wytopisk o kierunku wschód – zachód (a), głębokich do 17 m, nie ma wypełnienia organicznego i towarzyszy gliniastym wałom i pagórkom morenowym pomiędzy Aleksandrowem Kujawskim a Suchatówką (Weckwerth 2000), natomiast inne wypełnione są osadami organicznymi o miąższości 4 – 5 m i występują na erozyjnych bądź erozyjno-akumulacyjnych terasach Kotliny Toruńskiej (rejony Gniewkowo - Stara Wieś, Białe Błota – Tur) oraz w obrębie "kępy" wysoczyzny morenowej w okolicach Chrośny. Do równoleżnikowego ukierunkowania morfologicznego na zachód od Aleksandrowa Kujawskiego (ukierunkowany ciąg zagłębień wytopiskowych oraz sąsiadujące z nimi pagórki i wały) nawiązuje również znaczne zróżnicowanie budowy geologicznej tego obszaru (gliny ablacyjne, piaski i żwiry stożków marginalnych). Zachodnią kontynuacją tej strefy jest ciąg ukierunkowanych obniżeń wytopiskowych w rejonie Gniewkowa i Starej Wsi oraz Białych Błot i Tura. W otoczeniu występujących w obrębie erozyjnych teras Kotliny Toruńskiej wytopisk zalegają różnorodne osady - piski i żwiry, gliny zwałowe i ablacyjne oraz mułki i iły. Zachowane wydłużone zagłębienia wytopiskowe o równoleżnikowym przebiegu świadczą prawdopodobnie o przebiegu w południowej i centralnej części Kotliny Toruńskiej strefy brzeżnej lądolodu w czasie jego recesji od subfazy kujawskiej.

W obrębie rozpatrywanego obszaru występują liczne wytopiska o przebiegu północ – południe (b), których ciąg spotkać można w okolicach Łabiszyna, Chmielnik (z Jeziorem Jezuickim) oraz Liszkowic i Glinna Wielkiego (ostatnie z nich przecinają pod kątem ok. 90° poprzednio opisane obniżenia pomiędzy Gniewkowem a Starą Wsią).

Wyjątkowe dla Kotliny Toruńskiej są południkowo przebiegające rynny subglacjalne o wyraźnych krawędziach i zboczach o wysokości 7 – 10 m w rejonie Białych Błot oraz miejscowości Tur. Ujawniły się one w powierzchni po wytopieniu się konserwującego je lodu spod osadów terasowych Kotliny Toruńskiej.

Trudności w rekonstrukcji ewolucji Kotliny Toruńskiej w czasie pomiędzy subfazą kujawską a subfazą krajeńsko-wąbrzeską spowodowane są późniejszą działalnością wód płynących pradoliną Drwęcy - Noteci - Warty. Doprowadziły one do zniszczenia większości wcześniej powstałych form akumulacji glacjalnej i glacjofluwialnej, ale i przykryły osadami piaszczysto-żwirowymi martwe lody konserwujące różne genetycznie obniżenia. Stanowią one obecnie nieliczne dowody etapowej deglacjacji Kotliny Toruńskiej oraz istnienia drenażu subglacjalnego wód roztopowych. Ich marginalny i proglacjalny odpływ implikował zapewne tendencje rozwojowe i zarysy południowej i centralnej części Kotliny Toruńskiej.

Weckwerth P., 2000, *Geneza wyższych poziomów terenowych w południowo-wschodniej części Kotliny Toruńskiej na zachód od Aleksandrowa Kujawskiego Stanowisko 3 – Aleksandrów Kujawski (gm. Aleksandrów Kujawski)*, [w:] Dawne i współczesne procesy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej, V Zjazd Geomorfologów Polskich, Przewodnik wycieczek terenowych, s. 232-240.

ANALIZA FACJALNA WYPEŁNIEŃ STARORZECZY W BADANIACH EWOLUCJI DOLIN RZECZNYCH NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH DOPŁYWÓW GÓRNEJ ODRY

Krzysztof J. Wójcicki
Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Obszar badań. Badaniami objęto położone w obrębie Kotliny Raciborskiej dolne odcinki dolin Rudy, Kłodnicy i Osobłogi. Wymienione dopływy górnej Odry odwadniają tu obszary zbudowane z luźnych osadów czwartorzędowych. Są to: piaszczysto-gliniaste, piaszczyste i pyłowe utwory glacjalne, fluwioglacjalne i eoliczne Płaskowyżu Rybnickiego, Płaskowyżu Głubczyckiego, Wysoczyzn Przywyżynnych i Niecki Kozielskiej.

Metodyka badawcza. Analiza facjalna objęła sekwencje osadów wypełniających starorzecza, traktowane tutaj jako naturalne zbiorniki sedymentacyjne w obrębie równiny aluwialnej. Rozpatrując parametry geometrii hydraulicznej różnowiekowych starorzeczy i ich położenie względem aktywnego koryta rzeki wydzielono dwie generacje form:

- starorzecza starszej generacji (późnovistuliańskie i wczesnoholoceńskie) – powstałe w wyniku odcięcia szerokich i stosunkowo płytkich (w/d=22,7-12,1), wielkopromiennych koryt meandrowych (R_m=4,9÷1,4 $\bar{r}_m$ [gdzie R_m- promień krzywizny paleomeandrów, $\bar{r}_m$ - średni promień krzywizny współczesnych meandrów]), położonych w dystalnej części równiny zalewowej.

- starorzecza młodszej generacji (neoholoceńskie - odcięte przeważnie w ostatnim tysiącleciu) – wąskie i stosunkowo głębokie (w/d=8,6-5,0) koryta meandrowe (R_m=1,2÷0,5 $\bar{r}_m$), położone w przykorytowej części równiny zalewowej.

Zgodnie z przyjętymi modelami facjalnymi opracowanymi dla osadów dolinnych (por. Alexandrowicz i in. 1981) przyjęto, że starorzecza mogą być zapełniane utworami facji: pozakorytowej **[ob]**, stokowej **[s]**, stożków napływowych bocznych dopływów **[tf]**, eolicznej **[e]**, oraz facji wypełnienia starorzeczy i basenów popowodziowych **[acf]**. Do tej ostatniej zaliczono wyłącznie autochtoniczne utwory sedentacji biogenicznej i chemicznej (jak torfy czy osady węglanowe).

W celu zbadania, następstwa osadów w profilach pionowych wypełnień starorzeczy zastosowano analizę łańcuchów Markowa (Gradziński i in. 1986). Analizie statystycznej poddano pięć facji, za punkt wyjścia przyjmując fację osadów korytowych **[ch]**. Z uwagi na niewielkie znaczenie utworów dostarczanych drogą eoliczną w analizie pominięto natomiast fację **[e]**. Analiza przeprowadzona dla całej populacji wskazuje na brak lub bardzo słabe związki pomiędzy rozpatrywanymi facjami. Wynika z niego, że proces wypełniania starorzeczy nie przebiega według określonego mechanizmu, a zróżnicowanie facjalne sekwencji osadów odzwierciedla warunki środowiskowe na równinie zalewowej.

Wyniki. Analiza następstwa facjalnego przeprowadzona dla sekwencji osadów wypełniających różnowiekowe starorzecza wykazała że:

- w starorzeczach starszej generacji bardziej prawdopodobne jest przejście od utworów korytowych **[ch]** do facji **[acf]**, rzadziej do facji **[ob]**. Dominacja facji **[acf]** wskazuje na ograniczoną rolę dostawy składników alochtonicznych, a pośrednio na ograniczoną rolę denudacji mechanicznej. W rozpatrywanych zlewniach sytuacja taka miała miejsce aż po okres gwałtownych zmian bilansu denudacyjnego spowodowanych działalnością człowieka w ostatnich kilkunastu stuleciach.

- wzrost antropopresji w stropowych partiach wypełnień starorzeczy starszej generacji z doliny Kłodnicy i Osobłogi, zapisany został przejściem od facji **[acf]** do facji osadów stokowych **[s]**. Przejścia takiego nie stwierdzono w dolinie Rudy, co wskazuje, że objęta badaniami, dolna część tej zlewni nie była intensywnie wykorzystywana rolniczo.

- w starorzeczach młodszej generacji we wszystkich badanych dolinach zdecydowanie uprzywilejowane jest przejście od osadów korytowych **[ch]** do facji pozakorytowej **[ob]**. Wiąże się to zapewne z dwoma zaistniałymi w neoholocenie przyczynami: ograniczeniem strefy bocznej migracji koryt i wzrostem dostawy zawiesiny na skutek uwarunkowanej antropogenicznie erozji gleb. W dolinie Rudy dostawa taka miała miejsce na skutek rolniczego zagospodarowania gleb Płaskowyżu Rybnickiego w górnej części zlewni (Klimek 1996).

- następstwo facjalne osadów wypełniających starorzecza jest w dużej mierze uwarunkowane przez czynniki lokalne. Taki charakter ma pojawienie się w profilu osadów utworów facji **[tf]**. Dystalne położenie starorzeczy starszej generacji spowodowało ponadto, że znalazły się one poza strefą oddziaływania intensywnej, neoholoceńskiej sedymentacji pozakorytowej.

Alexandrowicz S.W., Klimek K., Kowalkowski A., Mamakowa K., Niedziałkowska E., Pazdur M., Starkel L., 1981, *The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Late Glacial and Holocene*, Folia Quaternaria, 53, s.3-91.

Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986, *Facje*, [w:] Zarys sedymentologii. Wyd. Geologiczne, Warszawa, 379-391.

Klimek K., 1996, *Aluwia Rudy jako wskaźnik 1000-letniej degradacji Płaskowyżu Rybnickiego*, [w:] Kostrzewski A. (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, tom II. Wyd. UAM, Poznań, s.155-166.

WSPÓŁCZESNE WCINANIE SIĘ RZEK KARPACKICH JAKO PRZEJAW ZABURZENIA RÓWNOWAGI POMIĘDZY ICH ZDOLNOŚCIĄ TRANSPORTOWĄ A ZASILANIEM RUMOWISKIEM

Bartłomiej Wyżga[1], **Jan Lach**[2]
[1]*Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków*
[2]*Instytut Geografii, Akademia Pedagogiczna, Kraków*

Karpackie dopływy Wisły cechowała w XX wieku tendencja do wcinania się. Proces ten, początkowo widoczny w ich przedgórskich i pogórskich odcinkach, w drugiej połowie stulecia zaznaczył się także w górnym biegu niektórych karpackich dopływów Wisły i w ich beskidzkich dopływach. Na podstawie zmian minimalnych rocznych stanów wody w posterunkach wodowskazowych można stwierdzić, iż w przedgórskich i pogórskich odcinkach rzeki karpackie wcięły się w XX w. o 1,3-3,8 m, przy czym w wielu przekrojach tempo pogłębiania się koryt było wyraźnie większe w drugiej połowie stulecia (Wyżga 2001a). To pogłębianie wywołało szereg zjawisk niekorzystnych dla środowiska przyrodniczego i gospodarki człowieka (Wyżga 1991), przede wszystkim ograniczenie możliwości retencji wód wezbraniowych i akumulacji osadów pozakorytowych w obszarach zalewowych rzek karpackich (Wyżga 2001b).

Przebieg i przyczyny współczesnego wcinania się rzek karpackich przedstawiono na przykładzie środkowej Raby i górnej Wisłoki. Porównanie geometrii koryta oraz osadów korytowych Raby z drugiej połowy XIX w. i z połowy XX w. wyraźnie wskazuje na zmniejszenie się dostawy i transportu rumowiska w rzece oraz na bardziej równomierny przebieg wezbrań w XX wieku (Wyżga 2001a). W XIX w. Raba płynęła prostym lub roztokowym korytem. Było ono szerokie i płytkie. W korycie rzeki deponowane były wówczas bardzo źle wysortowane żwiry o normalnym i luźnym upakowaniu, w których obrębie brak poziomów bruków korytowych. W ciągu pierwszej połowy XX w. wielonurtowe koryto Raby uległo przekształceniu w koryto jednonurtowe o

tendencji do meandrowania. Na łachach meandrowych krętej rzeki z połowy XX w. deponowane były żwiry normalnie upakowane, wypełnione ciasno upakowane żwiry i żwiry niewypełnione. Cechuje je lepsze wysortowanie od osadów XIX-wiecznych oraz obecność poziomów bruków korytowych. Na antropogeniczne przyczyny zmniejszenia dostawy rumowiska złożyły się: stopniowe zaniechanie orki zgodnie z nachyleniem stoków i terasowanie stoków, zaniechanie wypasu w lasach, wznoszenie zapór przeciwrumowiskowych na potokach górskich i obudowa ich brzegów. Zarazem, przebieg opadów musiał być bardziej wyrównany niż w XIX w., przyczyniając się do bardziej równomiernego odpływu wezbraniowego.

W jeszcze większym stopniu zmalała dostawa rumowiska do koryta górnej Wisłoki. Wysiedlenie ludności łemkowskiej z Beskidu Niskiego w latach 1944-1947 spowodowało tu około czterokrotny spadek gęstości zaludnienia i całkowite wyludnienie niektórych wsi. W wyniku zmniejszenia się lub zaniku aktywności rolniczej lesistość górskiej części zlewni Wisłoki wzrosła do 1995 r. niemal trzykrotnie, a granica rolno-leśna obniżyła się przeciętnie o 150 m. (Lach 1999). Wraz ze zmianą użytkowania gruntów zaprzestano użytkowania wielu dróg polnych, które zarosły trawą lub krzewami i przestały funkcjonować jako szlaki szybkiego odprowadzania wody i zwietrzeliny ze stoków. Te zmiany gospodarowania ograniczyły intensywność procesów stokowych w zlewni i dostawę rumowiska do koryt rzecznych. Zmiany użytkowania gruntów ograniczyły spłukiwanie gleby, a zaprzestanie użytkowania dróg polnych umożliwiło zahamowanie erozji linijnej na stokach (Lach, Wyżga 2002).

Mogąc swobodnie kształtować swój bieg rzeki dostosowują się do zmniejszonego zasilania rumowiskiem poprzez wzrost krętości i zmniejszenie spadku, powodujące zmniejszenie się ich zdolności transportowej. Realizację takiej tendencji ewolucyjnej rzek uniemożliwiły jednak prace regulacyjne, które spowodowały wyprostowanie i znaczne zwężenie koryta Raby oraz stabilizację biegu koryta górnej Wisłoki. Doprowadziło to do zaburzenia równowagi pomiędzy zdolnością transportową rzek a ich zasilaniem rumowiskiem, a w rezultacie do drastycznego zaburzenia ich pionowej stabilności i gwałtownego pogłębiania się koryt.

Lach J., 1999, *Współczesne tempo erozji wgłębnej w dorzeczu górnej Wisłoki, [w:] W. Chełmicki*, J. Pociask-Karteczka (red.), Interdyscyplinarność w badaniach dorzecza, Kraków, s. 219-229.

Lach J., Wyżga B., 2002, *Channel incision and flow increase of the upper Wisłoka River, southern Poland, subsequent to the reafforestation of its catchment*, Earth Surf. Proc. Landforms, 27, s.

Wyżga B., 1991, *Present-day downcutting of the Raba River channel (Western Carpathians, Poland) and its environmental effects*, Catena, 18, s. 551-566.

Wyżga B., 2001a, *A geomorphologist's criticism of the engineering approach to channelization of gravel-bed rivers: case study of the Raba River*, Polish Carpathians, Environ. Management, 28, s. 341-358.

Wyżga B., 2001b, *Impact of the channelization-induced incision of the Skawa and Wisłoka Rivers, southern Poland, on the conditions of overbank deposition*, Regul. Rivers: Research and Management, 17, s. 85-100.

ROZWÓJ RZEŹBY LITORALNEJ NW CZĘŚCI ZIEMI WEDELA JARLSBERGA (SPITSBERGEN) W VISTULIANIE I HOLOCENIE

Piotr Zagórski
Zakład Geomorfologii, Instytut Nauk o Ziemi
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Rzeźba strefy nadmorskiej NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) została ukształtowana w vistulianie i holocenie przez procesy litoralne, glacjalne i fluwioglacjalne. W opracowaniu morfogenezy strefy wybrzeży wykorzystano numeryczny model terenu uzyskany ze zdjęć lotniczych oraz komputerowe opracowanie danych z zastosowaniem oprogramowania GIS.

Efektem pośrednim wynikającym z tzw. cykli glacjalno-interglacjalnych są długookresowe zmiany poziomu morza, które można podzielić na eustatyczne i izostatyczne. Istotną rolę w rozwoju rzeźby wybrzeży Spitsbergenu w późnym plejstocenie odegrały awanse lodowców oraz rozprzestrzenienie lodów pokrywowych Morza Barentsa.

Wahania eustatyczne były wywołane zmianami objętości masy wody w oceanach lub tektonicznymi przekształceniami basenu oceanicznego. W późnym plejstocenie eustatyczne zmiany poziomu morza mające charakter ogólnoświatowy były przede wszystkim konsekwencją narastania i topnienia czasz lodowych i lodów pokrywowych.

Zmiany izostatyczne, które miały bardziej lokalne znaczenie wiązały się z ruchami lądu względem stałego poziomu morza. Duże wahania skorupy ziemskiej były przede wszystkim reakcją na rozrastające się i następnie ulegające zanikowi czasze lądolodów i lodowce. Masa lodowa mogła zatem spowodować nałożenie się ruchów izostatycznych i eustatycznych. Charakterystyczną cechą tych ruchów było ich regionalne zróżnicowanie. Wynikało ono z lokalnych uwarunkowań geologicznych i tektonicznych oraz glaciizostatycznych, wywołanych niejednakowym obciążeniem lodowcowym.

Bezpośrednim efektem morfologicznym zmian poziomu morza związanych z cyklami glacjalno-interglacjalnymi są podniesione terasy morskie. Bardzo często tworzą one systemy stopni, na których występują charakterystyczne wały burzowe wyznaczające dawną strefą brzegową oraz związane z abrazją martwe klify morskie i szkiery. Określając współczesne ich wysokości trudno jest rozgraniczyć rolę eustazji i izostazji.

W rejonie południowego obramowania Bellsundu podniesione terasy morskie tworzą system platform abrazyjno-akumulacyjnych i teras akumulacyjnych, wykazujących zróżnicowanie wysokościowe i geologiczne. Wiek wysokich obecnie poziomów abrazyjnych (powyżej 40 m n.p.m.) NW części Ziemi Wedela Jarlsberga jest trudny do określenia ze względu na brak lub szczątkowe występowanie na ich powierzchni osadów morskich. Ich powierzchnie wykazują również ślady wyraźnego przemodelowania przez lodowce vistuliańskie i holoceńskie procesy peryglacjalne. Niższe terasy, głównie akumulacyjne, zbudowane są z osadów zróżnicowanych pod względem genetycznym i stratygraficznym. Terasa 30-50 m wskazuje jednoznacznie na wieloetapowy rozwoju równin nadmorskich w późnym plejstocenie, w którym ważną rolę odgrywały zalewy morskie przeplatające się z awansami lodowców. Lodowce silnie przemodelowywały i przekształcały istniejący układ wybrzeża poprzez egzaracją oraz akumulację osadów. Obecny obraz rzeźby NW części Ziemi Wedela Jarlsberga ukształtował się w głównej mierze w schyłkowej części vistulianu, kiedy to nastąpiły intensywne ruchy podnoszące wywołane impulsem izostatycznym związanym z recesją lodowców, na które nałożyły się globalne zmiany eustatyczne. Relatywna krzywa

zmian poziomu morza dla obszaru NW części Ziemi Wedela Jarlsberga charakteryzująca się w późnym vistulianie dużą amplitudą wzrostu w okresie holocenu nie wykazywała już tak znacznych wahań. Niewielkie zmiany poziomu morza związane prawdopodobnie z glaciizostazją wystąpiły w okresie Małej Epoki Lodowej i zaznaczyły się intensyfikacją procesów abrazyjnych. Świadczą o tym dane archeologiczne z licznych stanowisk występujących w rejonie fiordu Recherche. Umożliwiają one ocenę dynamiki rozwoju strefy brzegowej w czasach historycznych i obecnie.

W przedstawionym modelu rozwoju rzeźby litoralnej NW części Ziemi Wedela Jarlsberga uwzględniono nakładające się na siebie ruchów eustatycznych i izostatycznych wraz z awansami lodowców. Zróżnicowane wysokości i budowa geologiczna systemu podniesionych teras morskich wynika z lokalnych uwarunkowań geologicznych i tektonicznych oraz nierównomiernego rozprzestrzenienia lodowców, któremu w okresach recesji towarzyszyły zmienne w czasie i nasileniu procesy abrazji i akumulacji morskiej.

Praca wykonana w ramach grantu KBN 6 P04E 043 19.

UWARUNKOWANIA DEPOZYCJI GRUBEGO RUMOSZU DRZEWNEGO W SZEROKIEJ RZECE GÓRSKIEJ NA PRZYKŁADZIE CZARNEGO DUNAJCA

Joanna Zawiejska[1], Bartłomiej Wyżga[2]
[1]Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Kraków
[2]Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków

Wiadomo, że nagromadzenia grubego rumoszu drzewnego (*ang.* large woody debris) w korytach rzek wywierają korzystny wpływ na funkcjonowanie eko- i geosystemów rzecznych. Między innymi, ułatwiają one rozpraszanie energii wód wezbraniowych, przyczyniając się do spowolnienia przemieszczania materiału dennego i zapobiegając nadmiernemu pogłębianiu się koryt. Ogromna większość badań nad depozycją drewna w systemach rzecznych dotyczyła rzek wąskich, o szerokości koryta nie przekraczającej 20 m. Natomiast szczegółowe badania dotyczące warunków depozycji oraz ilości grubego rumoszu drzewnego gromadzonego w szerokich rzekach górskich przeprowadzono dotychczas jedynie w trzech rzekach alpejskich (Thévenet i in. 1998, Piégay i in. 1999, Gurnell i in. 2000).

Wezbrania, które miały miejsce w czerwcu i lipcu 2001 r. na Czarnym Dunajcu - o jednakowym przepływie kulminacyjnym w posterunku wodowskazowym Koniówka i powtarzalności większej od 10 lat - spowodowały dostawę do koryta rzeki i zdeponowanie w nim dużych ilości drewna. Po lipcowym wezbraniu w kilkunastokilometrowym odcinku rzeki pomiędzy Chochołowem a Długopolem przeprowadzono badania zmierzające do ustalenia warunków sprzyjających depozycji grubego rumoszu drzewnego. W odcinku tym szerokość koryta i geomorfologiczny styl rzeki są bardzo zróżnicowane, a przenoszenie wód wezbraniowych i, w konsekwencji, depozycja rumoszu drzewnego zachodziły w obrębie koryta. Dla 89 segmentów rzeki określono masę zdeponowanego drewna, posługując się metodą opracowaną przez Théveneta i in. (1998), a także pomierzono szerokość i spadek koryta oraz długość podcinanych brzegów. Następnie ustalono statystyczną zależność pomiędzy jednostkową mocą strumienia w czasie kulminacji wezbrań (określającą zdolność transportową rzeki) i długością podcinanych brzegów (jako miarą lokalnej dostawy drzew do koryta), a masą drewna

zdeponowanego w poszczególnych segmentach rzeki.

Okazało się, że największe ilości rumoszu drzewnego występują w szerokich, wielonurtowych segmentach rzeki. Ładunki drewna w tych segmentach wynoszą co najmniej kilkanaście ton, maksymalnie dochodząc do czterdziestu kilku ton. Niewielka zdolność transportowa rzeki sprzyja deponowaniu tu drewna przynoszonego z wyższych odcinków, a znaczna długość podcinanych brzegów rzeki oraz brzegów zalesionych kęp warunkuje dużą lokalną dostawę drzew do koryta. Natomiast bardzo małe ilości drewna są deponowane w wąskich, jednonurtowych segmentach rzeki o uregulowanym lub skalnym korycie. Duża zdolność transportowa rzeki nie sprzyja zatrzymywaniu tu drewna przynoszonego z wyższych odcinków. Jednocześnie, mała krętość koryta zapobiega kierowaniu nurtu w stronę brzegów, czego efektem jest mała długość podcinanych brzegów i niewielka lokalna dostawa drzew do koryta nawet tam, gdzie brzegi rzeki nie są chronione budowlami regulacyjnymi czy wychodniami skalnymi. Odzwierciedleniem opisanych sytuacji jest nieliniowa zależność pomiędzy jednostkową mocą strumienia a masą drewna zdeponowanego w poszczególnych segmentach rzeki, gdzie kilkakrotnemu zmniejszeniu się jednostkowej mocy strumienia towarzyszy wzrost ilości zgromadzonego rumoszu drzewnego o dwa rzędy wielkości. Zróżnicowanie ładunków drewna zdeponowanego w poszczególnych segmentach rzeki jest lepiej wytłumaczone, gdy powyższą zależność zastąpi się zależnością wiążącą masę zgromadzonego drewna zarówno z jednostkową mocą strumienia, jak i długością podcinanych brzegów w danym i bezpośrednio wyższym segmencie rzeki.

Wskazano także sytuacje, w których może dochodzić do gromadzenia się szczególnie dużych ilości grubego rumoszu drzewnego na niewielkiej powierzchni koryta. Obejmują one: zwały formowane na czole kęp drzew; liniowe nagromadzenia drewna formowane na brzegu kęp w miejscu, gdzie wody wezbraniowe spływały w dół rzeki poprzez kępę; miejsca nasilonej erozji brzegów koryta przelewowego, ścinającego zakole głównego koryta i mającego duży spadek; miejsca depozycji starych, dużych drzew, porastających kilkudziesięcioletnie fragmenty równiny aluwialnej; oraz szczyty łach meandrowych na zakolach jednonurtowego koryta.

Gurnell A.M., Petts G.E., Hannah D.M., Smith B.P.G., Edwards P.J., Kollmann J., Ward J.V., Tockner K., 2000, *Wood storage within the active zone of a large European gravel-bed river*, Geomorphology, 34, s. 55-72.

Piégay H., Thévenet A., Citterio A., 1999, *Input, storage and distribution of large woody debris along a mountain river continuum, the Drome River, France*, Catena, 35, s. 19-39.

Thévenet A., Citterio A, Piégay H., 1998, *A new methodology for the assessment of large woody debris accumulations on highly modified rivers (example of two French piedmont rivers)*, Regul. Rivers: Research and Management, 14, s. 467-483.

MOŻLIWOŚCI I OGRANICZENIA WYKORZYSTANIA ^{137}CS W BADANIACH PROCESÓW DENUDACYJNYCH W POLSCE POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ

Wojciech Zgłobicki
Zakład Geologii, Wydział Nauk o Ziemi,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Sztuczny radioizotop ^{137}Cs jest szeroko stosowany w badaniach geomorfologicznych począwszy od lat 60. XX wieku (bibliografia prac dotyczących tego zagadnienia liczy obecnie już kilka tysięcy publikacji). Cez-137 pełni rolę znacznika w badaniach procesów prowadzących do przemieszczania materiału glebowego i zwietrzelinowego. Stwierdzane zróżnicowanie sumarycznego ładunku cezu w glebach i osadach uznaje się w głównej mierze za wynik oddziaływania procesów rzeźbotwórczych.

Cez-137 jest wprowadzany do środowiska w wyniku próbnych wybuchów jądrowych (skażenie globalne) i awarii w elektrowniach atomowych (skażenie lokalne). Takie lokalne skażenia są powszechnie uznawane za jeden z głównych czynników powodujących utrudnienia w badaniach dynamiki procesów denudacyjnych przy użyciu ^{137}Cs (De Roo 1991, Higgit i in. 1992, Stach 1996).

W pracy przeanalizowano wybrane metodyczne i praktyczne ograniczenia zastosowania metody cezowej na obszarach rolniczych Wyżyny Lubelskiej. W tym celu dokonano oceny wyników badań koncentracji izotopu w glebach, prowadzonych w 5-ciu zlewniach suchych dolin (o powierzchni < 1 km^2). Próbki pobierano w punktach położonych wzdłuż poprzecznych i podłużnych profili topograficznych. Łącznie koncentrację izotopu określono w 457 próbkach, pobranych w 180 profilach badawczych. Na podstawie przestrzennego zróżnicowania sumarycznego ładunku cezu-137 wyznaczono strefy erozji i akumulacji w zlewniach. Przeciętną szybkość obniżania stoków określono na 2-7 mm/rok, a tempo akumulacji w dnach suchych dolin na 3-6 mm/rok. Uzyskane dane jakościowe i ilościowe pozostają przy tym w zgodzie z wynikami publikowanych wcześniej prac.

W trakcie realizacji badań natrafiono na szereg ograniczeń i utrudnień wynikających z dużego lecz trudnego do precyzyjnego oszacowania udziału cezu-137 z Czarnobyla. Część z nich była już opisywana wcześniej (De Roo 1991, Higgit i in. 1992, Stach 1996).

Do pierwszej grupy zagadnień, związanych z metodycznymi założeniami metody, zaliczyć należy czynniki wpływające na właściwe określenie wielkości, specyficznego dla danego obszaru badawczego, *fallout*-u:

1. Trudności w znalezieniu w krajobrazie rolniczym miejsc spełniających warunki do lokalizacji profili reperowych (trwale zadarnione wierzchowiny - brak erozji i akumulacji).
2. Możliwość występowania zróżnicowanej przestrzennie dostawy izotopu z atmosfery, związana z niejednakową sumą opadów atmosferycznych w zależności od rzeźby.
3. Problem transportu części cezu dostarczanego podczas dużych opadów w dół stoku przed jego adsorbcją przez glebę (zwłaszcza na obszarze gruntów ornych).

Kolejna grupę zagadnień dotyczy czynników w znaczący sposób zwiększających pracochłonność i czasochłonność opisywanej metody. W celu uzyskania jak najbardziej wiarygodnych wyników konieczne jest:

1. Pobieranie próbek w siatce geometrycznej, a nie wzdłuż profili topograficznych (w związku z dużym zróżnicowaniem przestrzennym sumarycznego ładunku cezu).
2. Prowadzenie równoległych badań gleboznawczych w celu uzyskania danych dotyczących gęstości objętościowej oraz innych parametrów fizycznych i chemicznych gleb.

3. Znaczące wydłużenie czasu pomiaru próbek - do ponad 10 godzin - w przypadku niskiej aktywności cezu w próbkach.

Jedną z największych zalet "metody cezowej" jest możliwość otrzymywania danych ilościowych dotyczących dynamiki denudacji. Takie zastosowanie ^{137}Cs może być jednak obarczone trudnym do oszacowania błędem, związanym z:

1. Rozbieżnościami w wynikach obliczeń pomiędzy różnymi modelami.
2. Niemożnością określenia proporcji cezu-137 pochodzącego z różnych źródeł (wybuchy jądrowe, Czarnobyl), co wymusza konieczność stosowania nie zawsze sprawdzalnych, dodatkowych założeń.

Wydaje się jednak, że powyższe ograniczenia nie przekreślają zastosowania ^{137}Cs jako znacznika w badaniach geomorfologicznych. Uwaga badaczy powinna koncentrować się na powtarzalnych pomiarach koncentracji cezu w zlewniach, stosowaniu sztucznego skażenia poletek oraz wykorzystania izotopu do datowania najmłodszych osadów.

De Roo A. P. J., 1991, *The use of ^{137}Cs as a tracer in an erosion study in south Limburg (the Netherlands) and the influence of Chernobyl fallout*, Hydrological Processes 5, s. 215-227.

Higgit D. L., Froehlich W., Walling D. E., 1992, *Applications and limitations of Chernobyl radiocaesium measurements in a Carpathian erosion investigation*, Poland. Land Degradation & Rehabilitation, vol. 3, s. 15-26.

Stach A., 1996, *Możliwości i ograniczenia zastosowania cezu-137 do badania erozji gleb na obszarze Polski*. [w] red. A. Józefaciuk, Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją. Puławy, K (11/1) Prace Naukowe cz. 2, s. 203-226.

PÓŹNOVISTULIAŃSKIE KIERUNKI WIATRÓW WYDMOTWÓRCZYCH W ZACHODNIEJ CZĘŚCI WYŻYNY LUBELSKIEJ W ŚWIETLE BADAŃ OSADÓW I FORM EOLICZNYCH

Paweł Zieliński
Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Jednym z głównych kierunków badań nad wydmami są studia zmierzające do określenia kierunków wiatrów wydmotwórczych. Ich rekonstrukcji dokonuje się najczęściej na podstawie analizy orientacji i wzajemnego położenia form eolicznych (wydm i niecek deflacyjnych) i/lub orientacji strukturalnych elementów kierunkowych w osadach eolicznych (Dylikowa 1967, 1969; Kęsik, Wojtanowicz 1968; Nowaczyk 1986; Rotnicki 1970; Szczypek 1977; Wojtanowicz 1969; Urbaniak 1967, 1969). W świetle tych badań dla późnovistuliańskich faz wydmotwórczych w Polsce przyjmuje się następujące kierunki (sektory) wiatrów wydmotwórczych: zachodni w najstarszym dryasie, NW-W w starszym dryasie i W-SW w młodszym dryasie (Dylikowa 1967, 1969; Kęsik, Wojtanowicz 1968; Szczypek 1977; Wojtanowicz 1969). Odmienny pogląd prezentuje Urbaniak (1967, 1969), według której w starszym dryasie wiały wiatry NE-NW, zaś w młodszym dryasie W-NW.

Ostatnie lata badań rzeźby eolicznej nie przyniosły nowych danych w tym zakresie, a wręcz ugruntował się sceptycyzm zapoczątkowany poglądem Rotnickiego (1970) wobec możliwości dokładnego określenia kierunków wiatrów w poszczególnych fazach wydmotwórczych. Istotniejsze głosy w dyskusji dotyczyły przede wszystkim ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w późnym

vistulianie (m. in. Nowaczyk 1986) i potwierdzały generalny zachodni kierunek wiatrów podczas rozwoju wydm w Polsce. Wydaje się więc uzasadnione podjęcie ponownych studiów nad rekonstrukcją kierunków wiatrów wydmotwórczych. Przeprowadzono je w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej, na podstawie szczegółowej analizy ukierunkowania struktur sedymentacyjnych w wydmach i pokrywach eolicznych oraz analizy orientacji form eolicznych. Dotychczasowe wyniki badań pozwalają na następujące stwierdzenia:

1) W pierwszej fazie wydmotwórczej (najstarszy dryas), akumulacja pokryw eolicznych i inicjalnych wydm związana była początkowo z wiatrami z kierunku NE, a następnie z kierunkiem NW.

2) W drugiej (głównej) fazie wydmotwórczej (starszy dryas), podczas rozwoju niewielkich wydm ruchomych panowały wiatry z kierunku NW, zaś po jego zmianie na zachodni, w drugiej części fazy, akumulowane były duże formy paraboliczne (Zieliński 2001).

3) W trzeciej fazie wydmotwórczej (młodszy dryas) przekształcanie wydm (nadbudowywanie, rozwiewanie) oraz rozwój form podłużnych zachodziło przy zmiennych wiatrach (Zieliński 2001, w druku); w zależności od lokalnych warunków, cyklicznie powtarzały się kierunki wiatrów z sektorów NW-WNW i SW-WSW.

Wyniki badań potwierdzają sugestie Nowaczyka (1986) o słabnącej roli wyżu skandynawskiego i wzrostu znaczenia cyklonów wędrownych znad Atlantyku. Wyraża się to w szczególności stopniową zmianą kierunku wiatrów w najstarszym dryasie z NE na NW oraz w starszym dryasie z NW na W. W tym kontekście, dokumentowana duża częstotliwość zmian kierunków wiatrów wydmotwórczych w młodszym dryasie, może sugerować wzrost znaczenia dwóch ośrodków barycznych tj. wyżu azorskiego oraz niżu wschodnioeuropejskiego.

Dylikowa A., 1969, *Probematyka wydm śródlądowych w świetle badań strukturalnych,* [w:] Galon R. (red.), Procesy i formy wydmowe w Polsce, PWN, Warszawa, s. 39-74.

Kęsik A., Wojtanowicz J., 1968, *Analiza form wydmowych i procesów deflacyjnych fragmentu Kotliny Chodelskiej z wykorzystaniem zdjęć lotniczych*, Fotointerpretacja w geografii, 6, s. 44-59.

Nowaczyk B., 1986, *Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym vistulianie i holocenie*, Seria Geografia, 28, Wyd. Naukowe UAM, Poznań, 245 s.

Rotnicki K., 1970, *Główne problemy wydm śródlądowych w Polsce w świetle badań wydmy w Węglewicach*, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 11, 2, PTPN, 146 s.

Szczypek T., 1977, *Utwory i procesy eoliczne w północnej części Wyżyny Śląskiej*, Prace naukowe UŚ, 190, 116 s.

Urbaniak U., 1967, *Wydmy Kotliny Płockiej*, Prace Geograficzne PAN, 61, 79 s.

Urbaniak U., 1969, *Problematyka wydmowa w Polsce*, [w:] R. Galon (red.), Procesy i formy wydmowe w Polsce, PWN, Warszawa, s. 39-74.

Wojtanowicz J., 1969, *Typy genetyczne wydm Niziny Sandomierskiej*, Annales UMCS, B, 24, 1, s. 1-45.

Zieliński P., 2001, *Procesy eoliczne w Kotlinie Chodelskiej (Wyżyna Lubelska) – ich natężenie i fazy rozwoju*, Przegląd Geograficzny, 73, 1-2, s. 57-73.

Zieliński P., (w druku*), Formation conditions of inland longitudinal dunes as derived from the investigations in the western part of the Lublin Upland*, Landform Analysis, 4.

WYBUCHY WULKANÓW W OSTATNIM STULECIU I ICH WPŁYW NA ZMIANY KLIMATYCZNE

Tadeusz Ziętara
Instytut Geografii, Akademia Pedagogiczna w Krakowie

Wybuchy wulkaniczne tworzą na powierzchni Ziemi różne formy i mają rozmaity przebieg: spokojny lub gwałtowny, a nawet katastrofalny. Jest to zależne od wydobywającej się lawy, tj. jej lepkości, ruchliwości, temperatury i ciśnienia gazów. Obecnie aktywność wykazuje około 600 wulkanów. Roczna produkcja law na kontynentach przekracza 6 km^3, a wylewy law podmorskich osiągają około 20 km^3.

Erupcje podmorskie są liczne, ale objawy wybuchów odbywających się na dnie oceanów o głębokości większej od 2000 m, nie docierają do powierzchni wody oceanicznej, gdyż na tej głębokości ciśnienie słupa wody jest większe od ciśnienia krytycznego pary wodnej. Stożki wulkanów podmorskich tworzą się pod ciśnieniem wody i są bardzo płaskie. W dalszym etapie rozwoju wiele wulkanów podmorskich może wynurzyć się ponad poziom morza lub oceanu w postaci wyspy wulkanicznej. Takie wulkany występują na Hawajach, które tworzą się ponad plamami gorąca (tab.). Mauna Loa o wysokości 4168 m n.p.m. jest typowym wulkanem tarczowym z wielką kalderą na środku. Po trzęsieniu ziemi w 1995 roku lawa zniknęła z krateru i spływała podziemnymi szczelinami i wylała się wprost do morza. Podobną działalność wulkaniczną na Wyspach Hawajskich wykazywał wulkan Kilauena. W wyniku gwałtownego wybuchu wulkanu w 1924 roku powstała chmura gazowo-popiołowa, która przekroczyła 2500 m wysokości. W późniejszym okresie Kilauena wybuchała jeszcze w latach: 1952, 1954-1955, 1959-1960 i w 1984 roku. Atlantycką linię wyznaczają liczne wulkany Islandii z potężną Heklą, która powstała na szczelinie, a ostatni jej erupcja była w 1980 roku. Przy wybuchu w 1991 roku islandzkiego wulkanu Askja, fontanny lawy były wyrzucane na wysokość 350 m.

Najwięcej czynnych wulkanów występuje w obrębie ciągów wysp ograniczających od zachodu Pacyfik. Powstały one na kontakcie Płyty Pacyficznej lub Filipińskiej, które subdukują pod łuki wysp. Do takich należą Wyspy Kurylskie z 19 czynnymi wulkanami. Na Kamczatce utworzyły się potężne nadbudowy o niezwykle regularnych stożkach: Kluczewska Sopka (4775 m n.p.m), Kronocka Sopka (3630 m n.p.m.), Awaczyńska Sopka (2731 m n.p.m.) i inne. Dnia 26 września 2000 roku uaktywnił się najwyższy wulkan tego regionu (Kluczewska Sopka). W czasie wybuchu słup dymów i popiołów sięgnął do wysokości 3 km.

Wulkany Wysp Japońskich tworzą koronę wynurzonych pasm górskich. Znajduje się tu około 50 czynnych i 200 wygasłych wulkanów. W kwietniu 2000 roku uaktywnił się wulkan Usu, na którego stoku powstał nowy krater. Bardzo duże zagęszczenie czynnych wulkanów (98) jest także na Filipinach. W 1991 roku uaktywnił się wulkan Pinatubo, natomiast w 2000 roku przez kilkanaście dni aktywny był wulkan Myon (2421 m n.p.m.). Ostatnia erupcja była w czerwcu 2001 r.

Dużo czynnych wulkanów występuje w Indonezji i Nowej Gwinei. Najsławniejszymi zjawiskami były wybuchy wulkanu Krakatau. Wybuch w czasach prehistorycznych utworzył potężną kalderę, która została zalana przez morze. Następnie powstawały nowe stożki przybyszowe (Rakata, Danan, Perboewatan), a w 1883 roku po dwóchsetletniej przerwie, nastąpił ponowny gwałtowny wybuch. Następne wybuchy wystąpiły w latach 1927-1928, 1933-1934, 1952 i w 1958 roku, natomiast ostatnia erupcja Anaka (Dziecko Krakatau) była w 1980 roku. Największą erupcją w czasach historycznych był wybuch

wulkanu Tambora na Sumbawie (Indonezja) w 1815 roku, który spowodował śmierć 96 tys. ludzi. Ogniowy pierścień Pacyfiku od południowego-zachodu zamykają czynne wulkany na Nowej Zelandii. W 1996 roku uaktywnił się najgroźniejszy wulkan w tym kraju – Ruapehu (2797 m n.p.m.) oraz potężny Erebus (4053 m n.p.m.) na wyspie Rosa, który jest pokryty czapą lodu i śniegu. Podczas wybuchów w 1980 i 1996 roku stopiła się czapa lodu i śniegu i powstały gwałtowne spływy błotne i powodzie.

Na wschodnim nadbrzeżu Pacyfiku znajduje się 35 czynnych wulkanów na Aleutach z najbardziej znanym Katmai (2047 m n.p.m.), którego wybuch w 1912 roku był jednym z największych w ostatnim stuleciu. Największym wybuchem w ostatnim dwudziestoleciu była eksplozja Mount St. Helens w dniu 18 maja 1980 roku. W 1980 roku nastąpiła potężna erupcja, która trwała 9 godzin i dostarczyła do atmosfery miliony ton popiołów, a ulewny deszcz nagromadzone popioły przekształcił w potężne spływy popiołowo-błotne. W Meksyku działa 9 wulkanów, wśród nich potężny Orizaba (5780 m n.p.m.) i Popocatepetl (5452 m n.p.m.). Ten ostatni wybuchał w 1947, 1996 i 2000 r. Niektóre wulkany są bardzo młode, np. w Meksyku w lutym 1943 roku powstał nowy wulkan Paricutin. Wulkany Ameryki Środkowej, podobnie jak pasma górskie tworzą dwa szeregi. Jeden biegnie przesmykiem między oceanami, gdzie działa 26 wulkanów, wśród nich bardzo młody wulkan – Izalco (1965 m n.p.m.), który powstał w 1770 roku i w ciągu krótkiego okresu osiągnął dużą wysokość. Wschodni pas wulkanów biegnie przez Antyle z 12 czynnymi wulkanami, ze słynnym Mont Pele'e (1397 m n.p.m.) na Martynice. Ostatnia erupcja wystąpiła w 1980 roku. W Ameryce Południowej występuje 47 czynnych wulkanów, z najwyższą górą tej części świata, wygasłym wulkanem – Aconcagua (6950 m n.p.m.). W ostatnim stuleciu aktywnych było 5 wulkanów (Newado del Ruis, Cotopaxi, Sangay, Lascar, Tupangatio, Licancabur).

Kolejna strefa wzmożonej aktywności wulkanicznej występuje w pasie medyterrańskim. W strefie tej znajdują się cztery czynne wulkany (Etna, Stromboli, Wezuwiusz i Santoryn). Etna (3323 m n.p.m.) jest najwyższym wulkanem w Europie. Jest on przykładem przekształcenia się wulkanu tarczowego (bazaltowego) w stratowulkan, w którym coraz to większy udział biorą wybuchy popiołowo-lawowe. Potężna struktura stożka powstała co najmniej 300 tys. lat temu. Erupcje tego wulkanu są dość częste, ale niezbyt gwałtowne. Największy wybuch w czasach nastąpił w 1669 r., a ostatnie erupcje miały miejsce w 1991, 1998 i 2001 r. Wezuwiusz (1277 m n.p.m.) jest najlepiej znanym wulkanem europejskim. Jego ewolucja przebiegała odwrotnie niż Etny. W początkowym studium był wulkanem, który wyrzucał lawy kwaśne z dużą ilością popiołów, a z biegiem czasu stał się stratowulkanem, w którym coraz większy udział biorą łagodne wylewy law. Ostatni większy wybuch był w 1944 r, a obfite lawy zniszczyły miasteczko San Sebastiano.

Działalność wulkanów może wpływać na klimat przez emisję gazów (gaz cieplarniany niszczy ozon) i pyłów, których stężenie przysłania i osłabia promieniowanie słoneczne w atmosferze. Pojedynczy wybuch wulkanu nie ma znaczącego wpływu na klimat. Większość drobnego pyłu wulkanicznego nie dociera do stratosfery i koncentruje się w niższych warstwach troposfery. Wielkie wybuchy wulkanów wprowadzają do atmosfery duże ilośći pyłów, np. po wybuchu wulkanu Tambora na Wyspach Sundajskich (Indonezja) w 1915 r. zmniejszenie dopływu promieniowania słonecznego trwało ok. 4 lat. Wystąpiło także przyćmienie blasku Słońca i gwiazd w północnych szerokościach geograficznych, a w lecie 1816 r. było tak zimno, że rok ten powszechnie określano jako "rok bez lata". W czasach historycznych kilka dużych wybuchów wulkanów miało istotny wpływ na zanieczyszczenie atmosfery. Wzmożona aktywność wulkaniczna w XVII wieku i na początku XIX wieku pokrywa się z okresem obniżania się temperatury podczas małej epoki lodowej. Olbrzymia emisja pyłów w czasie eksplozji wulkanu Pinatubo (1991 r.) na Filipinach miała wpływ na obniżenie globalnej temperatury przez kilka lat. Analiza przyrostu pni

drzew wykazuje korelację między bardzo chłodnymi latami i datami dużych eksplozji wulkanicznych.

Najaktywniejsze wulkany na ziemi w ostatnim stuleciu

Nazwa	Położenie	Ostatnia erupcja	Nazwa	Położenie	Ostatnia erupcja
AFRYKA			AUSTRALIA I OCEANIA		
Kamerun	Kamerun	1959	Mauna Loa	USA (Hawaje)	1995
Nyiragongo	Zair	1977	Kilauena	USA (Hawaje)	1984
Piton de la Fournaise	Reunion	1979	Ruapehu	Nowa Zelandia	1996
			Ngauruhoe	Nowa Zelandia	1975
AMERYKA POŁUDNIOWA			Manam	Papua-Nowa Gwinea	1980
Sangay	Ekwador	1980	Ambrim	Vanuatu	1979
Cotopaxi	Ekwador	1942	AZJA		
Lascar	Chile	1974	Bezimiennyj	Rosja (Kamczatka)	1956
Tupangatio	Chile	1980	Kluczewska Sopka	Rosja (Kamczatka)	2000
Nevado del Ruis	Kolumbia	1993	Kerinci	Indonezja (Sumatra)	1971
AMERYKA PÓŁNOCNA			Semeru	Indonezja (Jawa)	2000
Orizaba	Meksyk	1941	Slamet	Indonezja (Jawa)	1974
Paricutin	Meksyk	1943	Raung	Indonezja (Jawa)	1977
El Chichon	Meksyk	1996	Mayon	Filipiny (Luzon)	2000
Popocatepetl	Meksyk	2000	Pinatubo	Filipiny	1993
Iliamna	USA (Alaska)	1978	Krakatau	Indonezja	1980
Shishaldin	USA (Aleuty)	1979	Merapi	Indonezja	1930
Katmai	USA (Alaska)	1965	Aguan	Indonezja (Bali)	1963
Pavlof	USA (Alaska)	1980	Taal	Filipiny (Luzon)	1977
Exxon Valdez	USA (Alaska)	1989	Kuju	Japonia (Kiusiu)	1996
Saint Helena	USA	1980	Usu	Japonia	2000
AMERYKA ŚRODKOWA			EUROPA		
Fuego	Gwatemala	1979	Heimeay	Islandia	1973
Irazu	Kostaryka	1974	Grimsvotn	Islandia	1941
San Miguel	Salwador	1976	Hekla	Islandia	1980
Izalco	Salwador	1966	Katla	Islandia	1955
Mount Pele'e	Martynika	1932	Askja	Islandia	1991
Mount Serrat (Soufriére)	Małe Antyle	1997	Wezuwiusz	Włochy	1944
ANTARKTYDA			Etna	Włochy (Sycylia)	2001
Erebus	Wyspa Rossa	1996	Stromboli	Włochy (Wyspy Liparyjskie)	1975
			Santoryn	Grecja (Thira)	1950

HIPSOMETRIA OBSZARÓW GÓRSKICH NA ŚWIECIE

Zbigniew Zwoliński
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii,
Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

W referacie przedstawiono wyniki analizy cyfrowego modelu terenu dla powierzchni lądowych na kuli ziemskiej. Model skonstruowano wykorzystując najnowsze dane wysokościowe w skali całego świata uzyskane z *G*lobal *L*and *O*ne-kilometer *B*ase *E*levation (GLOBE) Project (GLOBE Task Team and others 1999). W postaci zestawień tabelarycznych i graficznych przedstawiono szczególnie zróżnicowanie wysokościowe obsza-rów lądowych leżących powyżej 500 m n.p.m w skali globalnej, kontynentalnej i wybranych regionów, Charakterystyki obejmują głównie powierzchnię, ekspozycję i spadki tych obszarów. Jako efekt analizy modelu podjęto próbę skonstruowania unacześnionej krzywej hipsome-trycznej dla kuli ziemskiej. Analiza hipsometryczna stała się podstawą

do wydzielenia głównych dorzeczy (EROS Data Center, 1999). Na tle charakterystyk fizyczno-geograficznych wskazano na sposoby i tempa przemian geomorficznych zróżnicowanych jednostek taksonomicznych obszarów górskich w skalach przestrzennych od globalnej do lokalnej. Głównie poddano analizie działalność wulkaniczną, sejsmiczną, erozyjną, a także wielkość odprowadzania materiału zawieszonego i rozpuszczonego. W oparciu o piętrowość hipsometryczną i klimatyczno-roślinną zakreślono wysokościowe strefy krajobrazowe, ukazujące georóżnorodność rzeźby na obszarach górskich. Charakterystykę stref podpo-rządkowano stwierdzeniu o wyrazistości kombinacji procesów, form i osadów a nie ich unikalnym, indywidualnym oddziaływaniu na systemy i podsystemy środowisk górskich.

GLOBE Task Team and others (Hastings, David A., Paula K. Dunbar, Gerald M. Elphingstone, Mark Bootz, Hiroshi Murakami, Hiroshi Maruyama, Hiroshi Masaharu, Peter Holland, John Payne, Nevin A. Bryant, Thomas L. Logan, J.-P. Muller, Gunter Schreier, and John S. MacDonald), eds., 1999, *The Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model*, Version 1.0. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 325 Broadway, Boulder, Colorado 80303, U.S.A. Digital data base on the World Wide Web (URL: http://www.ngdc.noaa.gov/seg/topo/globe.shtml) and CD-ROMs.

EROS Data Center, eds., 1999, *HYDRO1k Elevation Derivative Database*, (URL: http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/hydro/index.html)

AKTYWNOŚĆ GEOMORFICZNA OAZ JAKO ODZWIERCIEDLENIE SEZONOWOŚCI KLIMATYCZNEJ, WYSPA KRÓLA JERZEGO, ANTARKTYKA ZACHODNIA

Zbigniew Zwoliński
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii,
Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

Aktywność geomorficzna to zespół czynników, zdarzeń i procesów oraz ich efektów na kolejnych etapach ewolucji kształtowania powierzchni Ziemi. Dla antarktycznej strefy morfoklimatycznej aktywność geomorficzna najlepiej widoczna jest na obszarach wolnych od lodu. Jak do tej pory nie została określona jednoznacznie efektywna miara aktywności geomorficznej z uwagi na skomplikowany charakter tego typu działalności, obejmującej zbyt wiele najprzeróżniejszych zjawisk i świadectw. Zaproponowano miarę aktywności geomorficznej, a mianowicie krążenie materii mineralnej w ogóle we wszelkich możliwych przejawach. Takie rozumienie materii mineralnej wynika z faktu, że jest ona efektem sumy procesów niszczących występujących na danym obszarze i jednocześnie wyraża zdolności transportowe i depozycyjne (Zwoliński 1992, 1997, 2001, 2002) funkcjonujących geoekosystemów, a występujących na rozpatrywanym obszarze.

Pomiar wielkości krążenia materii mineralnej proponuje się zastąpić badaniami innego zestawu czynników bardzo ściśle wpływających na charakter i tempo krążenia materii mineralnej, a mianowicie elementów meteorologicznych. W ten sposób tworzy się pewien ciąg logiki systemowej, opisującej podstawy metodologiczne niniejszej pracy:

warunki pogodowe => krążenie materii mineralnej => aktywność geomorficzna.

Reasumując proponowane podejście badawcze można stwierdzić, że surogatem aktywności geomorficznej jest krążenie materii mineralnej, które jest funkcją warunków pogodowych. Zatem

warunki pogodowe mogą być w pewnym sensie i zakresie miarą aktywności geomorficznej. Wymiernym ekwiwalentem warunków pogodowych są elementy meteorologiczne mierzone w odpowiednio dobranych skalach i przedziałach czasowych.

W celu uchwycenia czasowej zmienności aktywności geomorficznej poprzez czasową zmienność elementów meteorologicznych wybrano sprawdzoną technikę typologiczną zaproponowaną przez Wosia (1977) do określania struktury sezonowej klimatu. W związku z tym została podjęta próba zastosowania pewnych założeń tej metody w sposób zmodyfikowany i zinterpretowania uzyskanych wyników w kategoriach krążenia materii mineralnej i aktywności geomorficznej zgodnie z przedstawioną powyżej logiką systemową. Na potrzeby tej pracy wybrano dwie grupy elementów meteorologicznych, które spełniają warunki dla cech o charakterze ciągłym i dyskretnym oraz dają się interpretować w kategoriach krążenia materii mineralnej, a tym samym aktywności geomorficznej. Do pierwszej grupy cech o charakterze ciągłym zaliczono dwa elementy meteorologiczne, występujące codziennie o zróżnicowanym natężeniu:

- wzajemne relacje pomiędzy minimalną i maksymalną a średnią dobową temperaturą powietrza,
- wzajemne relacje pomiędzy średnią dobową chwilową prędkością wiatru a maksymalną dobową prędkością wiatru,

Do drugiej grupy cech o charakterze dyskretnym zaliczono również dwa elementy meteorologiczne, jednakże są to elementy, które nie występują codziennie, lecz okresowo lub przypadkowo, a mianowicie:

- sumę opadu atmosferycznego, wartość dobowa,
- usłonecznienie względne, wartość dobowa.

Ponadto do analizy włączono dwie inne cechy, które mają ścisłe powiązanie z elementami meteorologicznymi, a wpływają w sposób niezwykle istotny na mobilność materii mineralnej, a tym samym na aktywność geomorficzną obszarów wolnych od lodu. Pierwsza z wybranych cech należy do grupy parametrów o charakterze ciągłym, natomiast druga – do grupy parametrów dyskretnych. Są to:

- wzajemne relacje pomiędzy średnią dobową temperaturą gruntu na głębokości 5 i 10 cm a średnimi dobowymi temperaturami gruntu na głębokościach poniżej 10 cm,
- grubość pokrywy śnieżnej, wartość dobowa.

W artykule przedstawiono kryteria kodowania efektywności krążenia materii mineralnej, a tym samym aktywności geomorficznej w oparciu o 6 ww. parametrów. Po etapie porządkowania i ujednolicenia danych dokonano podziału ciągu kodów na okresy, które są jednorodne z punktu widzenia tylko jednej analizowanej cechy. Jako podstawę grupowania przyjęto ruchomą wartość modalną (występującą najczęściej) dla okresu 9 dni, która osiągała zbieżność pomiędzy dwoma kolejnymi iteracjami. W oparciu o indywidualne kody sześciu parametrów sformułowano typy dla poszczególnych dób jako podstawowych jednostek klasyfikacyjnych. W maksymalnym wymiarze przy założonych kryteriach i skalach dla sześciu parametrów można teoretycznie się spodziewać 4096 typów dobowych. Skrajne potencjalne typy to 000000 i 333333, natomiast *de facto* uzyskano jako skrajne: 000001 i 333233. Łącznie stwierdzono jednak zaledwie 186 typów dobowych dla całego analizowanego okresu badań, obejmującego 1393 doby. Tak mała liczba wyróżnionych typów dobowych świadczy o stosunkowo wyrównanych, jednorodnych i o dużym podobieństwie warunkach klimatycznych w kolejnych dobach w układzie różnych skal czasowych. Dla każdego typu, w oparciu o przypisane kody od 0 do 3, dla każdego parametru obliczono pozycyjne miary tendencji centralnej. Najskuteczniejszą miarą się okazała średnia arytmetyczna, którą ponownie poddano przekodowaniu. Uzyskane kody poddano kolejnemu procesowi kumulacji poprzez znajdywanie wartości najczęściej

występującej w okresie kolejnych trzech dni przy współudziale wskaźnika promieniowania słonecznego, właściwego dla Szetlandów Południowych. Zaproponowano 3, 4 i 5 okresów aktywności geomorficznej dla oaz Wyspy Króla Jerzego.

FUNKCJONOWANIE PIASZCZYSTODENNEGO DOPŁYWU GÓRNEJ ODRY (SUMINY) W WARUNKACH ANTROPOPRESJI W OSTATNICH STULECIACH

Edyta Zygmunt
Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Dorzecze Suminy obejmuje południowe obrzeże piaszczystej Równiny Kozielskiej w Kotlinie Górnej Odry (Klimek i in. 2001). Równinę wyścielają utwory piaszczyste, miejscami zwy-dmione, zalegające na starszych osadach czwartorzędowych i trzeciorzędowych. Już od średniowiecza człowiek zmieniał naturalne biegi rzek przecinających tą równinę.

W dolinie Suminy, obecnie dopływie Rudy, od średniowiecza zakładano stawy piętrzące wodę dla potrzeb energetycznych lub w celu hodowli ryb (Kocel 1997). Powodowało to zmiany reżimu hydrologicznego tej rzeki oraz lokalne zmiany biegu jej naturalnego koryta. W dolnym biegu Suminy od kilku stuleci istnieje grobla stawu piętrzącego w przeszłości wodę dla potrzeb tartaku. Poniżej tamy jedno z ramion odpływu wody biegło po prawej stronie doliny, nacinając dolną część jej piaszczystego zbocza. Obecnie przepływa tędy główny nurt rzeki, co doprowadziło do wykształcenia malowniczego przełomu o długości ponad 3 km. Badania podjęte w tym odcinku doliny Suminy zmierzały do określenia geomorfologiczno-sedymento-logicznych skutków zmian wywołanych zmianą przebiegu koryta.

Analiza archiwalnych oraz współczesnych map topograficznych wykazała, że przebieg koryta w miejscu wykształconego przełomu odwzorowany był już na mapie Wielanda z 1736 roku. Oznacza to, że wiek przełomu wynosi co najmniej 270 lat. Przypuszczać jednakże można, że na początku XVIII wieku mógł to być przepływ okresowy, gdyż na przełomie XVIII/ XIX wieku nie zaznaczono prawej odnogi rzeki w strefie omawianego odcinka. Dane kartograficzne wykazały, że na mapie pruskiej z 1826 r. w osi współczesnego nam przełomu istniał już stały przepływ wody, widoczny na wszystkich późniejszych mapach. Oznacza to, że ostatnia faza formowania przełomu trwa w sposób nieprzerwany przynajmniej przez 176 lat.

Sztuczna zmiana biegu głównego nurtu rzeki spowodowała zwiększenie jej spadku. Reakcją na to było wzmożenie erozji wgłębnej. Poprzez ten proces rzeka dążyła do wyrównania różnicy wysokości. Sztuczne koryto Suminy wcinało się z różnym natężeniem i miało bieg kręty, o czym świadczą dwa poziomy teras zachowanych w przełomie. Wyższy z nich osiąga szerokość do 8 metrów i leży na wysokości około 3 m ponad współczesnym poziomem wody. Niższy z kolei ma charakter wąskich listew i sięga do 1,5 metra ponad poziom wody. Datowania dendrochronologiczne dębów pora-stających wyższy poziom i sosen oraz olch porastających poziom niższy wskazują, że starszy z nich ma co najmniej 160 lat, niższy natomiast 55 lat. Datowanie to umożliwiło także wyznaczenie tempa erozji wgłębnej rzeki. Przez pierwsze 110 lat formowania przełomu rzeka wcięła się do głębokości 4,5 metra. Przez kolejne 103 lata pogłębienie koryta osiągnęło1,5 metra. Na tej podstawie można było stwierdzić, że pierwotnie tempo erozji wgłębnej sięgało 4,1 cm/rok. Kolejne 103 lata to okres zmniejszonej erozji wgłębnej, osiągającej 1,4 cm/rok. Okres ostatnich 53 lat to wzrost tempa erozji do 2,8 cm/rok. Zmniejszenie tempa erozji wgłębnej wynika ze stopniowego dostosowywania oporu koryta do energii przepływu. Można przypuszczać, że w przyszłości nadal utrzyma się malejąca tendencja erozji wgłębnej.

W wyniku erozji bocznej dochodzi do powału drzew porastających krawędzie stromych zboczy doliny Suminy. Datowanie dendrochronologiczne wieku powalonych kłód zalegających na zboczach doliny, lub też spoczywających w jej korycie, umożliwiły wskazanie czasu tych zjawisk. Z ich porównania z lokalną skalą

dendrochronologiczną wynika, że powały drzew związane były z lipcową powodzią w 1997 roku. Pował części drzew miał miejsce również w 1998 roku, jednakże jest on opóźnionym efektem powodzi w 1997 roku. Wówczas to nastąpiło odsłonięcie korzeni drzew i stopniowe osypywanie się piasków budujących zbocza, a tym samym naruszenie stabilności drzew. Maksyma-lnemu stanowi wody wynoszącemu 309 cm na wodowskazie Nędza (usytuowanym około 3 km poniżej zakończenia przełomu) odpowiadał wówczas przepływ równy 32 $m^3 \cdot s^{-1}$. Tak ekstremalne warunki spowodowały intensywne podcinanie brzegów i zachwianie stabilności podłoża drzew porastających strome zbocza przełomu.

Badanie granulometrii piaszczystych osadów korytowych pozwoliło stwierdzić, że w odcinku przełomowym nastąpiło zgrubienie jego frakcji. Spowodowane jest to dostawą do koryta piaszczysto- żwirowych osadów budujących plejsto-ceńskie zbocza doliny Suminy.

Klimek K., Kocel K., Śnieszko Z., Wójcicki K., Zygmunt E., 2001, *Pokrywy stokowe w Kotlinie Górnej Odry*, [w:] K. Klimek, K. Kocel (eds), Pokrywy stokowe jako zapis zmian klimatycznych w późnym vistulianie i holocenie, Wyd. WnoZ Uniw. Śl. Sosnowiec, s. 1- 27.

Kocel K., 1997, *Osady denne stawów jako zapis zmian w środowisku przyrodniczym doliny Rudy*, Scripta Rudensia 7, Rudy Wielkie, s. 75- 84.