



**X ZJAZD
GEOMORFOLOGÓW
POLSKICH
Toruń 16-19.09.2014**

Wydział Nauk o Ziemi
Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

X Zjazd Geomorfologów Polskich

Toruń, 16–19 września 2014 r.

dedykowany prof. dr. hab. Władysławowi Niewiarowskiemu
w 90. rocznicę urodzin

Krajobrazy młodoglacjalne ich morfogeneza teraźniejszość przyszłość

Streszczenia

Toruń 2014

Recenzent: *Leon Andrzejewski*

Redakcja: *Paweł Molewski, Włodzimierz Juśkiewicz*

Wydział Nauk o Ziemi
Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu
ul. Lwowska 1
87-100 Toruń

Projekt okładki: *Paweł Molewski*

Fragmenty zdjęć na okładce:

M. Fabiszewski, T. Golinski, M.T. Karasiewicz, P. Molewski, Z. Preisner

© Copyright by Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu
& Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Toruń 2014

ISBN 978-83-934506-0-2

Druk dofinansowany przez Polską Akademię Nauk – umowa nr PAN/121/WIII/2014

Druk: *Machina Druku, Toruń, ul. Szosa Bydgoska 50*

Spis treści

<i>Paweł Molewski</i> Wstęp	11	<i>Kinga Chochół, Małgorzata Wistuba, Ireneusz Malik</i> Identyfikacja rzeźby stoków Hrubého Jeseníka (Sudety Wschodnie) na podstawie numerycznego modelu terenu i kartowania geomorfologicznego	25
<i>Leon Andrzejewski</i> Prof. dr hab. Władysław Niewiarowski	13	<i>Maciej Dąbski</i> Paraglacjalny rozwój mikrorzeźby wietrzeniowej (zastosowanie chropowatościomierza Handysurf E-35B)	26
<i>Anna Abramowicz, Ireneusz Malik, Małgorzata Wistuba</i> Wpływ wstrząsów sejsmicznych na współczesną aktywność stoków osuwiskowych w Karpatach	16	<i>Marek Degórski</i> Glebowe wskaźniki rozwoju procesów pedogenicznych jako narzędzie interpretacji ewolucji środowiska w czwartorzędzie	27
<i>Aleksander Adamczyk, Marcin Sobiech, Wojciech Wysota</i> Morfologia i geneza rynny byszewskiej w świetle analizy geoprzestrzennej GIS	16	<i>Michał Długosz, Zofia Rączkowska, Miroslav Žiak, Michał Kalafarski, Elżbieta Rojan</i> Geomorfologiczne uwarunkowania lawin śnieżnych w Tatrach	28
<i>Emilia Bala</i> Cechy osadów wypełniających paleomeandry w dolinie Liwca (wschodnie Mazowsze)	17	<i>Maciej Dłużewski, Kazimierz Krzemień, Elżbieta Rojan</i> Uwarunkowania współczesnych procesów rzeźbotwórczych w górach wysokich strefy suchej i półsuchej na przykładzie doliny Dades (Atlas Wysoki)	29
<i>Anita Bernatek</i> Wpływ sufozji na rozwój dolin w górach średnich na przykładzie Bieszczadów	18	<i>Maciej Dłużewski, Katarzyna Biejat</i> Morfodynamika barchanów – mity i rzeczywistość	30
<i>Katarzyna Biejat, Maciej Dłużewski</i> Współczesna morfodynamika wydm gwiazdzystych na przykładzie Ergu Chebbi (południowe Maroko)	19	<i>Radosław Dobrowolski, Jan Rodzik, Przemysław Mroczek, Piotr Zagórski, Krystyna Bałaga, Irena A. Pidek, Irka Hajdas, Marcin Piotrowski, Marcin Wołoszyn, Tomasz Dzieńkowski</i> Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego w Czermnie (Kotlina Hrubieszowska)	32
<i>Marta Bielawska</i> Sedymentologiczne i geochemiczne zróżnicowanie osadów korytowych Wisły	20	<i>Lidiya Dubis</i> Prawidłowości w rozkładzie przestrzennym wydm śródlądowych prawobrzeżnej części Polesia Ukraińskiego	33
<i>Marta Bielawska</i> Zastosowanie analizy mikromorfologicznej do oceny cech litologicznych aluwii korytowych Wisły	21	<i>Filip Duszyński, Piotr Migoń, Mateusz Strzelecki</i> Piaskowcowe bloki skalne na progach morfologicznych Gór Stołowych – zapis wieloetapowego rozwoju stoku	34
<i>Alicja Bonk, Wojciech Tylmann, Dirk Enters, Martin Grosjean</i> Współczesne procesy sedymentacji i powstawania osadów warwowych w Jeziorze Żabińskim na Pojezierzu Mazurskim	22	<i>Magdalena Dworzyńska, Mirosław Makohonienko</i> Studium przemian szaty roślinnej na terenie Rezerwatu Meteoryt Morasko na podstawie analizy palinologicznej i historycznych źródeł kartograficznych	35
<i>Andreas Börner, Mirosław Błaszkiwicz</i> Timing and processes of postglacial basin development in northern areas of Germany and Poland	23		
<i>Łukasz Bujak, Barbara Woronko, Bogusław Marcinkowski, Hanna Winter, Renata Stachowicz-Rybka, Marcin Żarski</i> Zmienność obszarów alimentacyjnych zapisana w mikromorfologii ziaren kwarcu oraz minerałów ciężkich w osadach „preglacjalnych” w stanowisku Rożce (Wysoczyzna Rawska)	24		

<i>Danuta Dzieduszyńska, Jacek Forsyjak</i> Znaczenie późnovistuliańskich sekwencji osadów organicznych dla interpretacji paleogeograficznych w obszarach ekstraglacialnych (na przykładach z regionu łódzkiego) 36	<i>Katarzyna Greń</i> Wpływ środowiska glacialnego na obróbkę ziarn frakcji żwirowo-głazowej budujących moreny czołowe na przykładzie lodowca Waldemara (NW Spitsbergen) 50
<i>Stanisław Fedorowicz, Maria Łanczont</i> Daty radiometryczne w profilach lessowych Ukrainy 38	<i>Hanna Hajdukiewicz, Bartłomiej Wyźga, Paweł Mikuś, Joanna Zawiejska, Artur Radecki-Pawlik</i> Wpływ wielkiego wezbrania na morfologię koryta, fizyczne warunki siedlisk rzecznych i infrastrukturę dna doliny na przykładzie Białej Tarnowskiej 51
<i>Wacław Florek, Iwona Tylman</i> Skanning laserowy w badaniach morfologicznych małych i średnich dolin rzecznych (przypadek doliny Wieprzy i jej dopływów) 39	<i>Hanna Hajdukiewicz, Bartłomiej Wyźga</i> Degradacja rzek wielonurtowych polskich Karpat w XX wieku 52
<i>Jacek Forsyjak</i> Znaczenie warunków geomorfologicznych dla funkcjonowania torfowisk regionu łódzkiego 40	<i>Maciej Hajdukiewicz</i> Modelowanie wcięcia erozyjnego rzek na terenie Karpat Polskich 53
<i>Piotr Gębica, Andrij Jacyszyn</i> Młodozwartorzędowa ewolucja doliny Dniestru i Stryja w Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej (Wschodnie Przedkarpacie) 41	<i>Joanna Jarosz</i> Rozwój torfowiska Rakowskie Bagno (Kotlina Sandomierska) 53
<i>Piotr J. Gierszewski, Małgorzata Luc, Jacek B. Szymańda</i> Ewolucja układu koryt Wisły w zasięgu oddziaływania stopnia wodnego „Włocławek” 43	<i>Zdzisław Jary, Piotr Moska, Jerzy Raczyk</i> Lito- i chronostratygrafia późnoplejstocenijskich sekwencji lessowo-glebowych południowo-zachodniej Polski 54
<i>Piotr J. Gierszewski, Michał Kaszubski, Wiktor W. Zakonnow</i> Transformacja składowych transportu fluwialnego w górnym odcinku Kaskady Wołgi 44	<i>Włodzimierz Juśkiewicz, Włodzimierz Marszelewski, Wojciech Tylmann</i> Geochemiczne i sedymentologiczne zróżnicowanie osadów dennych jeziora Gopło 55
<i>Dorota Giriak, Elżbieta Gorczyca, Mateusz Sobucki</i> Wpływ tam bobrowych na funkcjonowanie systemu fluwialnego na przykładzie górnej Wisłoki 45	<i>Michał Kaszubski</i> Przestrzenna i sezonowa zmienność koncentracji i składu rumowiska unoszonego w Wiśle na odcinku od Wyszogrodu do Chełmna 56
<i>Anna Godlewska</i> Rozwój strefy marginalnej lądolodu warty w między-rzeczcu Krzny i Bugu w świetle analizy litofacjalnej 46	<i>Małgorzata Kinder, Dirk Enters, Mirosława Kupryjanowicz, Christian Ohlendorf, Wojciech Tylmann, Bernd Zolitschka</i> Holocenijski zapis zmian paleośrodowiskowych w rocznie laminowanych osadach jeziora Szurpiły 57
<i>Jadwiga Gorajska</i> Zmiany koryta Wisły na odcinku między Goczałkowicami i Puławami wywołane pracami regulacyjnymi w XIX i XX wieku 47	<i>Piotr Kittel, Błażej Muzolf, Piotr Papiernik, Renata Stachowicz-Rybka, Dominik Pawłowski, Monika Lutyńska, Anna Budek, Daniel Okupny</i> Przemiany rzeźby na obszarze stanowiska archeologicznego w Smółsku na Pojezierzu Kujawskim w warunkach antropopresji pradziejowej 58
<i>Elżbieta Gorczyca, Kazimierz Krzemień, Mateusz Sobucki</i> Nieciągłości w systemach fluwialnych na przykładzie Skawy i Czarnego Dunajca 48	
<i>Maria Górską-Zabielska</i> Planowane geoparki w północno-zachodniej Polsce 49	

<i>Piotr Kittel, Jerzy Sikora, Piotr Wroniecki</i> Morfologia dna doliny Luciaży w otoczeniu grodziska w Rozprzy w świetle badań geofizycznych 59	<i>Marek Majewski</i> Wstępna analiza budowy geologicznej dolinek erozyjno-denudacyjnych w okolicach Czarnówka (Pradolina Łeby-Redy) 70
<i>Piotr Kłapyta</i> Ewolucja rzeźby Tatr Zachodnich w późnym glacjale i holocenie 61	<i>Ireneusz Malik, Janusz Badura, Małgorzata Wistuba, Alicja Biesmer, Dawid Cupiał</i> Analiza prawdopodobieństwa i skutków wystąpienia katastrofy osuwiskowej w Bardzie (Góry Bardzkie) i w Łaskach (Beskid Mały) 71
<i>Jarosław Kordowski, Michał Słowiński</i> Wpływ brył martwego lodu na wykształcenie osadów i rzeźby sandru Wdy w pobliżu rezerwatu „Jezioro Martwe” (Bory Tucholskie) 62	<i>Ireneusz Malik, Yongbo Tie, Piotr Owczarek, Małgorzata Wistuba</i> Drzewa jako źródło informacji o częstotliwości spływów gruzowych oraz narzędzie przeciwdziałania ich negatywnym skutkom (Syczuan, Chiny) 72
<i>Rafał Kot</i> Oceny georóżnorodności rzeźby terenu i ich relacje przestrzenne na przykładzie krajobrazu młodoglacjalnego w okolicach Torunia (Kotlina Toruńska, Pojezierze Chełmińskie) 63	<i>Paweł Matulewski</i> Próba rekonstrukcji procesów erozyjno-denudacyjnych na szlakach turystycznych Pojezierza Brodnickiego w świetle badań dendrogeomorfologicznych 73
<i>Robert Kowalski</i> Wpływ gospodarki leśnej na morfologię i zróżnicowanie osadów w źródłowych odcinkach dolin w Karpatach 64	<i>Łukasz Mendyk, Maciej Markiewicz, Iwona Krześlak, Wojciech Gamrat</i> Wpływ denudacji antropogenicznej na pokrywą glebową zlewni zanikających jezior (Jeziora Sumowskie, Pojezierze Brodnickie) 74
<i>Agnieszka Latocha</i> Dawne górnictwo w Masywie Śnieżnika – skala i trwałość przekształceń powierzchni terenu 65	<i>Piotr Migoń</i> Georóżnorodność Karkonoszy i obszarów przyległych – w 100-lecie dzieła Georga Güricha 75
<i>Maciej Liro</i> Rekonstrukcja zmian struktury i dynamiki koryt rzecznych przy użyciu algorytmu statystycznego 65	<i>Marta Morawska</i> Wybrane izotopy Pu jako nowe znaczniki wykorzystywane w badaniu dynamiki erozji wąwozowej 76
<i>Maciej Liro</i> Model ewolucji koryta aluwialnego powyżej zbiornika zaporowego 66	<i>Marcin Morawski</i> Sekwencyjna analiza geomorfolineamentów polo- dowcowych jako narzędzie rekonstrukcji paleo- graficznych 77
<i>Tomasz Arkadiusz Łabuz, Sylwia Wochna-Bartnik</i> Przemiany naturalnego krajobrazu wydm nadmorskich w Polsce w ostatnich 20 latach w badaniach projektu FoMoBi 67	<i>Alicja Najwer, Zbigniew Zwoliński</i> Metodyka oceny georóżnorodności – analiza porównawcza dla krajobrazów górskich Polski i Szwajcarii 78
<i>Tomasz Arkadiusz Łabuz</i> Metody analizy ilościowej dynamiki wydm nadmorskich w badaniach projektu FoMoBi 68	<i>Agnieszka M. Noryśkiewicz</i> Analizy paleoekologiczne w badaniach Profesora Władysława Niewiarowskiego nad rozwojem środowiska geograficznego 79
<i>Aleksandra Majecka</i> Postwarciańskie przekształcenia rzeźby obszarów wododziałowych na Wysoczyźnie Łódzkiej (na przykładzie międzyrzecza Mrogi i Mroźnicy) 68	<i>Michał Nowakowski, Ryszard Chybiorz</i> Różnorodność geologiczna miasta Dąbrowa Górnicza 80
<i>Aleksandra Majecka, Zbigniew Rdzany</i> Morfologia i ewolucja glacialnych zagłębień bezodpływowych w regionie łódzkim 69	

<i>Piotr Owczarek, Adam Nawrot</i> Dendrochronologiczny i geomorfologiczny zapis dynamiki procesów fluwioglacjalnych w zlewniach polarnych (SW Spitsbergen).....	81	<i>Zbigniew Rdzany</i> Zanik młodoglacjalnej rzeźby warciańskiej – przekształcenia peryglacjalne czy paraglacjalne?.....	91
<i>Renata Paluszkiwicz, Magdalena Ratajczak-Szczerba</i> Geneza form wklęsłych rozcinających południowe zbocze Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej w okolicach Ujścia.....	82	<i>Jan Reder, Jan Rodzik, Józef Superson</i> Wpływ działalności człowieka neolitycznego na rozwój rzeźby w dolnej części dorzecza Bystrej (Płaskowyż Nałęczowski, Wyżyna Lubelska).....	93
<i>Ryszard Paluszkiwicz</i> Korelacja osadów fluwioglacjalnych środkowej części Pomorza.....	83	<i>Jan Rodzik, Józef Superson, Jan Reder, Piotr Demczuk, Przemysław Mroczek</i> Komunikacyjne uwarunkowania rozwoju wąwozów na lewym zboczu doliny Bystrej koło Celejowa na Płaskowyżu Nałęczowskim (Wyżyna Lubelska).....	94
<i>Tomasz Papciak, Ireneusz Malik, Kazimierz Krzemień, Małgorzata Wistuba, Elżbieta Górczyca, Dominika Wrońska-Walach, Mateusz Sobucki</i> Hydrometeorologiczne uwarunkowania aktywności osuwiska na górze Kamień (Beskid Niski).....	84	<i>Małgorzata Roman</i> Kinetostratygrafia w rekonstrukcji zdarzeń glacialnych na przykładzie lobu płockiego.....	95
<i>Krzysztof Parzóch, Anna Solarska</i> Morfodynamika stref zabezpieczonych przeciwerozyjnie w Karkonoszach w świetle monitoringu geomorfologicznego.....	85	<i>Stanisław Rudowski, Łukasz Gajewski, Maciej Kałas, Jarosław Kapiński, Radosław Wróblewski, Kazimierz Szeffler</i> Formy dna Zatoki Usteckiej.....	96
<i>Joanna Petera-Zganiacz, Jacek Forysiak</i> Wpływ procesów peryglacjalnych na cechy obróbki ziaren kwarcu (na przykładach z regionu łódzkiego).....	86	<i>Joanna Rychel</i> Mapy geologiczno-turystyczne pięciu parków krajobrazowych Polski północnej.....	97
<i>Jarosław Pietruczuk</i> Zróżnicowanie paleomorfologiczne mis torfowisk węglanowych Bagno Bubnów i Bagno Staw (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie).....	87	<i>Ewa Smolska, Jerzy Rejman, Jan Rodzik, Krzysztof Stępniewski, Józef Szpikowski, Jolanta Świąchowicz</i> Zróżnicowanie spływu i spłukiwania – wyniki badań poletkowych na wybranych obszarach w Polsce.....	98
<i>Monika Pietruczuk</i> Zróżnicowanie typów rzeźby i ochrona georóżnorodności dorzecza Giełczwi (Wyżyna Lubelska).....	88	<i>Leszek Starkel</i> Ewolucja systemów rzecznych w ostatnim glacialu i holocenie na terenie Polski.....	99
<i>Eliza Płaczowska</i> Wykształcenie koryt potoków I–III rzędu w Tatrach Zachodnich.....	89	<i>Krzysztof Stępniewski, Piotr Demczuk, Waldemar Kociuba, Paweł Zieliński</i> Uwarunkowania i intensywność erozji wąwozowej w piaskach na przykładzie wąwozu w Trzepiecinach (Roztocze Środkowe).....	100
<i>Marta Polowy, Małgorzata Wistuba, Ireneusz Malik</i> Dendrochronologiczna rekonstrukcja aktywności osuwiska w Łapszance (Magura Spiska) jako podstawa do określenia zagrożenia osuwiskowego.....	89	<i>Artur Stokowski, Elżbieta Rojan</i> Szarże lodowców doliny Wandz (Pamir Zachodni) – przyczyny i cechy.....	101
<i>Bogusława Przewoźna</i> Przekształcenia morfometrii i pokrywy glebowej zagłębień bezodpływowych w efekcie oddziaływania erozji wodnej i denudacji antropogenicznej.....	90	<i>Józef Superson, Jan Rodzik</i> Uwarunkowania rozwoju późnoglacjalnych stożków napływowych u wylotu suchych dolin w dnie doliny Bystrej (Płaskowyż Nałęczowski).....	102
		<i>Joanna Ewa Szafranec</i> Cykliczność szarż lodowców Spitsbergenu – zapis w rzeźbie stref marginalnych.....	103

<i>Jacek B. Szmańda, Piotr J. Gierszewski, Jarosław Kordowski, Milan Lehotský, Małgorzata Luc, Ján Novotný</i> Porównanie układów koryt i warunków sedymentacji mać w systemach wielokorytowych Dunaju na Słowacji i dolnej Wisły 104	<i>Andrzej Tyc</i> Strukturalne uwarunkowania występowania jaskiń niekrasowych w górnojurajskich wapieniach Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej 118
<i>Jacek B. Szmańda, Alicja Chruścińska, Piotr J. Gierszewski, Jarosław Kordowski, Edyta Łokas, Anna Michno, Krzysztof Przegięta, Piotr Szwarczewski, Przemysław Wachniew</i> Wyniki datowania luminescencyjnego wybranych profili mać środkowej i dolnej Wisły 105	<i>Iwona Tylman</i> Klif dębiński w świetle analiz lidarowych 119
<i>Grażyna Szpikowska, Józef Szpikowski</i> Wpływ działalności bobrów na przemiany krajobrazowe doliny Kłudy (Pojezierze Drawskie) 107	<i>Lucyna Wachecka-Kotkowska, Aleksander Szmidt</i> Rzeźba SE części regionu łódzkiego w świetle cyfrowego modelu terenu 119
<i>Józef Szpikowski</i> Terasy rolne w krajobrazie młodoglacjalnym – metodyka i wyniki badań 108	<i>Piotr Weckwerth, Michał Jankowski, Paweł Zieliński, Robert Sokołowski</i> Późnoglacialna transformacja rzeźby dolinnej na przykładzie południowo-wschodniej części Kotliny Toruńskiej 121
<i>Mariusz Szubert</i> Drenaż subglacjalny podczas zlodowacenia odry na Wyżynie Woźnicko-Wieluńskiej 109	<i>Małgorzata Wistuba, Ireneusz Malik</i> Sprzężenie stok-koryto zapisane w przyrostach rocznych drzew i w rzeźbie terenu gór średnich (Karpaty Zachodnie i Sudety Wschodnie, Republika Czeska) 122
<i>Celestyna Śmielak</i> Denudacja mechaniczna i chemiczna w zlewni młodoglacjalnej na przykładzie lewobrzeżnego dopływu dolnej Wieprzy 110	<i>Małgorzata Wistuba, Ireneusz Malik</i> Dendrogeomorfologia stosowana – przyrosty roczne drzew jako narzędzie wykrywania i analizy stoków o wysokim zagrożeniu osuwiskowym (Milówka, Beskid Żywiecki) 123
<i>Andrzej Traczyk, Marek Kasprzak</i> Plejstocenska rzeźba stoków masywu Ślęży (Przedgórze Sudeckie) – reinterpretacja na podstawie danych LiDAR oraz pomiarów elektrooporowych (ERT) 111	<i>Barbara Woronko</i> Intensywność niszczenia ziarn kwarcu w środowisku glacialnym a wietrzenie mrozowe – dyskusja 124
<i>Andrzej Traczyk, Krzysztof Migala, Marek Kasprzak</i> Morfologiczne uwarunkowania reżimu termicznego i cykli mrozowych w karach polodowcowych i pokrywach blokowych Karkonoszy 113	<i>Piotr Paweł Woźniak, Piotr Czubla</i> Nowe spojrzenie na kierunki transportu materiału skalnego w lądolodzie fennoskandzkim w późnym vistulianie 125
<i>Irena Tsermegas, Maciej Dłużewski, Lech Wysokiński</i> Wpływ podłoża na tempo infiltracji na stokach starsowanych (na przykładzie Wysp Egejskich i Kreta) 114	<i>Krzysztof J. Wójcicki</i> Formy występowania materii organicznej w osadach subśrodowisk depozycyjnych równiny zalewowej rzeki meandrującej (na przykładach z dorzecza górnej Odry) 126
<i>Irena Tsermegas, Kalliopi Gaki-Papanastassiou, Dimitris Papanastassiou</i> Wartość interpretacyjna analizy morfometrycznej tarasów morskich na SE wybrzeżu Ikarii (Grecja) 115	<i>Krzysztof J. Wójcicki</i> Środowiskowe uwarunkowania zmiany rozwinięcia koryta Osobłogi w Kotlinie Raciborskiej 127
<i>Krystyna Turkowska, Aleksander Szmidt</i> Mapa geomorfologiczna regionu łódzkiego w skali 1:200 000 – koncepcja mapy analogowej i próba jej cyfrowej adaptacji 116	<i>Dominika Wrońska-Walach, Elżbieta Gorczyca, Mateusz Sobucki, Joanna Korpak, Agata Buchwał, Piotr Wałdykowski</i> Dendrogeomorfologiczna analiza roli ekstremalnych zdarzeń geomorfologicznych w przekształcaniu górnych części zlewni górskich 128

*Radosław Wróblewski, Stanisław Fedorowicz,
Patryk Sitkiewicz*

Osady holocenijskie mierzei jeziora Wiczo
w świetle datowań radiometrycznych 130

Wojciech Wysota, Paweł Molewski

Historia i dynamika nasunięć lądolodu
skandynawskiego podczas wistulianu w północno-
-środkowej Polsce – dotychczasowe koncepcje
i nowe spojrzenie 130

Michał Zatorski, Paweł Franczak

Antropogeniczne formy rzeźby na terenie
Magurskiego Parku Narodowego 131

Zbigniew Zwoliński, Zofia Rączkowska

Cyfrowe mapy geomorfologiczne – koncepcja
i realizacja 132

Sławomir Żurek

Geografia torfowisk wigierskich 133

Wstęp

Jubileuszowy X Zjazd Geomorfologów Polskich w Toruniu dedykowany jest nestorowi toruńskich geomorfologów, członkowi honorowemu Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich Prof. dr. hab. Władysławowi Niewiarowskiemu w 90. rocznicę urodzin.

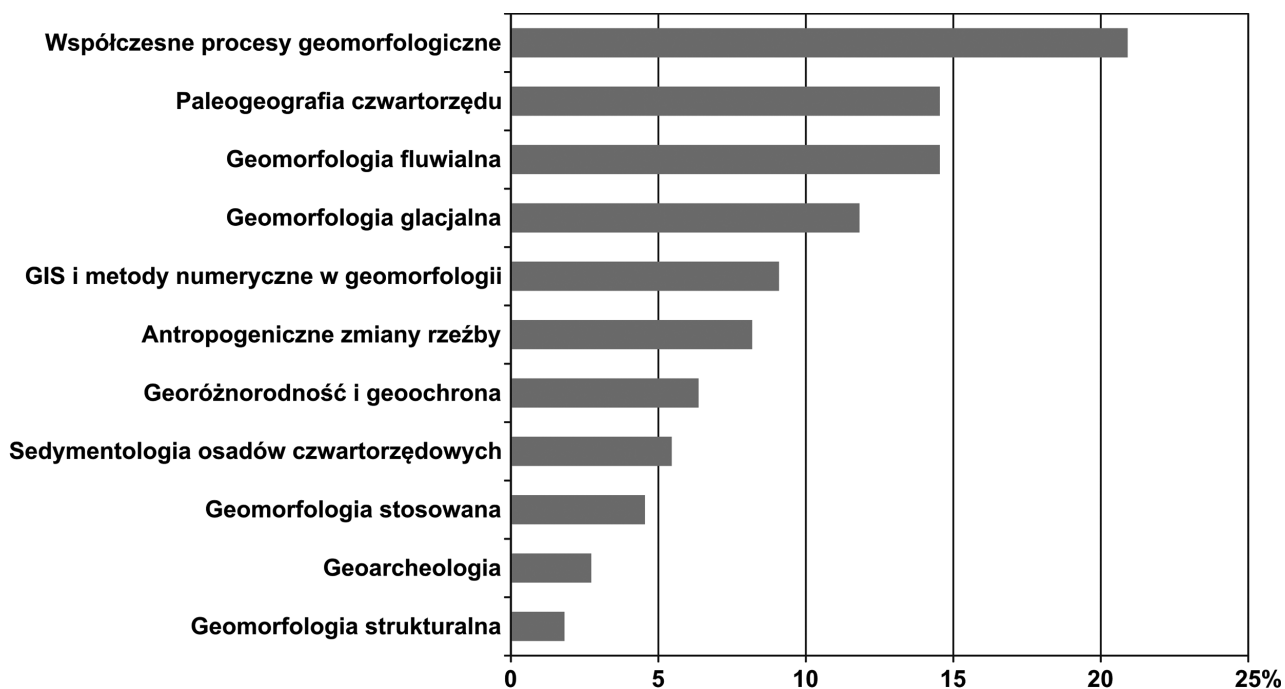
Zjazd odbywa się pod hasłem „Krajobrazy młodoglacjalne, ich morfogeneza, teraźniejszość, przeszłość”, a więc krajobrazów, których geneza i ewolucja były jednymi z głównych problemów badawczych Jubilatą. Główną ideą Zjazdu jest zaprezentowanie najnowszych kierunków badań plejstoceniowych i współczesnych krajobrazów polodowcowych. Zrozumienie ich morfogenezy jest podstawą do ich racjonalnego wykorzystania i ochrony oraz prognozy dalszej ewolucji.

Tematyka sesji plenarnych, problemowych i sesji posterowej obejmuje bardzo szeroki zakres zagadnień (ryc. 1), którymi obecnie zajmują się geomorfolodzy ze wszystkich ośrodków geomorfologicznych w Polsce (ryc. 2) oraz przedstawiciele pokrewnych dziedzin nauki, współpracujący z geomorfologami. Ponadto w czasie sesji terenowych uczestnicy Zjazdu będą mieli okazję zapoznania się z najnowszymi wynikami badań prowadzonych przez toruńskich geomorfologów.

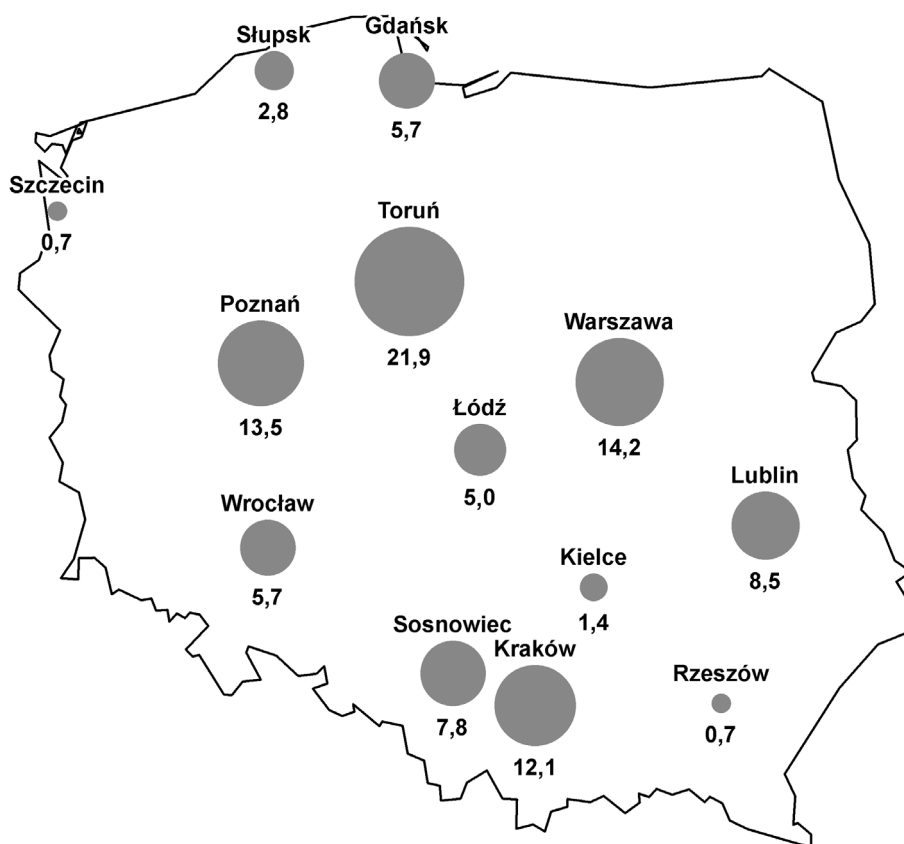
W imieniu Komitetu Organizacyjnego Zjazdu dziękuję za liczny udział w Zjeździe i życzę wszystkim jego uczestnikom zadowolenia z wygłoszonych referatów i zaprezentowanych posterów oraz wielu ciekawych dyskusji, stanowiących inspirację do dalszych badań.

Przewodniczący Komitetu Organizacyjnego Zjazdu

Paweł Molewski



Ryc. 1. Udział problematyki badawczej w czasie X Zjazdu Geomorfologów Polskich



Ryc. 2. Udział poszczególnych ośrodków w X Zjeździe Geomorfologów Polskich w procentach

Prof. dr hab. Władysław Niewiarowski

Z wielką przyjemnością, satysfakcją i dumą, organizatorzy jubileuszowego X Zjazdu Geomorfologów Polskich organizowanego w Toruniu, dedykują go nestorowi toruńskich geomorfologów, członkowi honorowemu Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich Prof. dr. hab. Władysławowi Niewiarowskiemu. W roku organizowanego Zjazdu Profesor ukończył 90 lat bardzo owocnego i niezwykle pracowitego życia.

Profesor Władysław Niewiarowski urodził się 24 czerwca 1924 r. we wsi Ciukantowice, powiat Baranowicze, województwo nowogródzkie (obecnie Białoruś). Po zajęciu tych terenów w 1939 r. przez ZSRR, w rok później rozpoczął pracę jako ślusarz w warsztatach kolejowych w Baranowiczach, uczęszczając jednocześnie do rosyjskiej wieczorowej szkoły średniej. Podczas okupacji niemieckiej, w latach 1942–1943 pracował w kopalni torfu w Stołowicach. Za odmowę służby w białoruskiej formacji współpracującej z Niemcami został aresztowany i osadzony w obozie niemieckim w Baranowiczach, gdzie przebywał ponad 6 miesięcy do czasu wkroczenia wojsk sowieckich w 1944 r. W lipcu tego roku ponownie podjął pracę w warsztatach kolejowych w Baranowiczach, co uchroniło go przed wcieleniem do armii i pozwoliło na kontynuowanie nauki w wieczorowej szkole średniej.

W lipcu 1945 r. przyjechał do Polski, a we wrześniu tego roku złożył uproszczony egzamin dojrzałości i rozpoczął studia w Państwowym Pedagogium w Gdańsku-Oliwie. Od roku 1946 studiował biologię i geografę w Wyższej Szkole Pedagogicznej w Gdańsku. W 1948 r. otrzymał dyplom ukończenia tej uczelni. W latach 1948–1952 pracował jako nauczyciel w szkołach średnich w Gdańsku i Sopocie, prowadząc jednocześnie ćwiczenia z geomorfologii, hydrografii i klimatologii w Wyższej Szkole Pedagogicznej w Gdańsku oraz uzupełniając studia geograficzne na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika w Toruniu. W 1952 r. uzyskał na UMK tytuł magistra filozofii w zakresie geografii. Rok ten był przełomowym w karierze zawodowej Profesora Niewiarowskiego, bowiem został przyjęty na aspiranta w Katedrze Geografii Fizycznej, gdzie pod kierunkiem

prof. dr. hab. Rajmunda Galona pogłębiał studia geograficzne i rozpoczął badania terenowe na Wysoczyźnie Chełmińskiej. Po trzech latach aspirantury w 1956 r. został adiunktem, podejmując w pełnym wymiarze zajęcia dydaktyczne. W tym czasie kontynuował badania terenowe, których efektem była rozprawa doktorska pt. „Formy polodowcowe i typy deglacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej”. W 1959 r. uzyskał stopień doktora nauk przyrodniczych na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi UMK.

Po uzyskaniu stopnia doktora Profesor Władysław Niewiarowski odbył liczne zagraniczne wyjazdy naukowe, m.in. do Uniwersytetu w Leningradzie, na Łotwę, do byłej NRD. W 1964 r. przebywał na półrocznym stażu naukowym w Duńskim Instytucie Geologicznym w Kopenhadze, gdzie przygotował rozprawę habilitacyjną pt. „Kemy i formy pokrewne Danii oraz rozmieszczenie obszarów kemy na terenie Peribalticum w obrębie ostatniego zlodowacenia”. Rozprawa ta oraz bogaty już wówczas dorobek naukowy były podstawą do uzyskania w roku 1965 stopnia naukowego docenta w zakresie geografii fizycznej. W 1972 r. prof. Niewiarowski uzyskał tytuł naukowy profesora nadzwyczajnego, a w roku 1988 profesora zwyczajnego.

Pracując na UMK podejmował różnego rodzaju funkcje organizacyjne, m.in. w latach 1953–1954 był przewodniczącym Koła Naukowego Geografów, w latach 1970–1976 pełnił funkcję kierownika Zakładu Geomorfologii, a następnie kierownika Zakładu Geomorfologii i Geografii Fizycznej, przekształconego w 1990 r. w Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii Czwartorzędu. W latach 1970–1972 był zastępcą dyrektora Instytutu, od roku 1972 do 1975 prodziekanem Wydziału BiNoZ, a w latach 1975–1987 dyrektorem Instytutu Geografii. W ciągu wielu kadencji był członkiem Senatu UMK i kilku komisji senackich.

Profesor Władysław Niewiarowski znany jest także ze swej dużej aktywności w wielu towarzystwach i organizacjach naukowych, komitetach, urzędach i komisjach. W latach 1962–1963 był konsultantem Wojewódzkiej Pracowni Urbanistycznej w Bydgoszczy, w latach 1968–1969 konsultantem Przedsiębiorstwa

Hydrogeologicznego w Gdańsku, od 1973 do 1977 roku konsultantem w Instytucie Turystyki w Toruniu, w latach 1967–1975 członkiem Wojewódzkiego Komitetu Ochrony Przyrody woj. Bydgoskiego, od 1975 do 1990 roku członkiem Wojewódzkiego Komitetu Ochrony Przyrody woj. Toruńskiego. Przez wiele lat był członkiem Komitetu Badań Czwartorzędu PAN oraz Komitetu Nauk Geograficznych PAN. Pełnił funkcje przewodniczącego Rady Naukowej Brodnickiego i Górzneńsko-Lidzbarskiego Parku Krajobrazowego, był członkiem Rady Naukowej Porozumienia „Zielone Płuca Polski”. Na szczególne podkreślenie zasługuje działalność Profesora w towarzystwach naukowych, zwłaszcza w Polskim Towarzystwie Geograficznym, w którym pełnił szereg funkcji, m.in. przewodniczącego Toruńskiego Oddziału w latach 1975–1980. Był sekretarzem i wiceprzewodniczącym Zarządu III Wydziału Toruńskiego Towarzystwa Naukowego. W latach 1977–1988 był członkiem rzeczywistym Komisji Litologii i Genezy Utworów Czwartorzędowych INQUA. Od 1987 r. uczestniczył w *Commission on the Formation and Properties of Glacial Deposits* INQUA oraz był członkiem i współorganizatorem Perybałtyckiej Grupy Roboczej dla Korelacji Geologicznych afiliowanej przy ww. Komisji INQUA.

Bardzo intensywna i wszechstronna jest działalność naukowa prof. Władysława Niewiarowskiego. Dorobek ten obejmuje około 150 publikacji w tym kilka monografii, ponad 70 rozpraw i artykułów naukowych i 5 map. Głównymi obszarami Jego badań były tereny ostatniego zlodowacenia, m.in. Pojezierze Chełmińskie, Dobrzyńskie, Brodnickie, Kujawy i wschodnia część Pojezierza Gnieźnieńskiego. Poza obszarami Polski był to obszar całego Peribalticum i Spitsbergen, gdzie zbierał materiały podczas dwóch Toruńskich Wypraw Polarnych w 1978 i 1985 roku.

Profesor W. Niewiarowski jako jeden z pierwszych rozpoznał w Polsce typ deglacjacji arealnej oraz wyróżnił procesy i formy powstałe w stagnującym i martwym lodzie, w tym moreny martwego lodu. Dokonał klasyfikacji genetycznej form kemo-wych uwzględniającej obszar całego Peribalticum, która została przyjęta w licznych podręcznikach w kraju i za granicą. W badaniach form polodowcowych sporo uwagi poświęcił także sandrom oraz

ułożeniu głazików w glinie morenowej, co stało się m.in. podstawą dla wyróżnienia ich kilku typów genetycznych. W czasie badań na Spitsbergenie na przedpolu lodowca Aavatsmarka (równina Kaffiöyra) określił vistuliańskie i holoceńskie relacje pomiędzy formami i osadami glacialnymi a morskimi oraz skutki geomorfologiczne awansu tego lodowca typu szarży.

Profesor W. Niewiarowski zajmował się także genezą i rozwojem sieci dolinnej w Polsce Północnej ze szczególnym uwzględnieniem doliny Drwęcy, Kotliny Toruńskiej i Basenu Unisławskiego, a także dolin marginalnych na Kujawach i faz przeobrażeń rynien subglacialnych w doliny rzeczne. Badania te pozwoliły wykryć m.in. młode ruchy halotektoniczne na Kujawach. Badając ewolucję rynien subglacialnych stwierdził w nich szereg faz rozwoju oraz kilka generacji jezior, a także znaczne zmiany paleohydrologiczne, w tym wahania poziomu jezior pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych. W ramach projektu KBN przeprowadził kompleksowe badania przeobrażeń środowiska geograficznego w regionie Biskupina. Z szerokiej problematyki badawczej Profesora niewątpliwie największe osiągnięcia dotyczą geomorfologii glacialnej, geologii i paleogeografii czwartorzędu oraz geomorfologii fluwialnej. W tym względzie rozwinął i pogłębił znaną w kraju i poza jego granicami tzw. „Toruńską Szkołę Geomorfologiczną”, zapoczątkowaną przez wybitnego geomorfologa prof. dr. hab. Rajmunda Galona. O międzynarodowej pozycji i uznaniu Profesora Władysława Niewiarowskiego świadczą Jego liczne kontakty międzynarodowe z wieloma uniwersytetami i instytucjami naukowymi. Wygłaszał referaty na wielu konferencjach, sympozjach i kongresach międzynarodowych, a także odczyty naukowe m.in. w Kopenhadze, Lund, Sztokholmie, Leningradzie, Moskwie, Tallinie, Greisfaldzie, Oldenburgu, Sheffield, Exeter oraz Padwie. Prowadził wykłady jako visiting professor w Instytucie Badań Czwartorzędu Uniwersytetu w Lund (Szwecja).

Rozległa i owocna jest także działalność dydaktyczna Profesora. W czasie ponad pięćdziesięcioletniej pracy na UMK wypromował około 200 magistrów geografii oraz 7 doktorów. Wykonał wiele recenzji doktorskich, habilitacyjnych oraz opracowań

opinii w sprawie nadania tytułów profesorskich. Wiele czasu poświęcał pracom redakcyjnym, m.in. przez wiele lat był redaktorem seryjnego wydawnictwa *Acta Universitatis Nicolai Copernici*, *Geografia*. Wyrazem uznania za osiągnięcia naukowe, dydaktyczne i organizacyjne Profesora Władysława Niewiarowskiego są liczne nagrody, wyróżnienia i odznaczenia. Najwyższe z nich to: indywidualna nagroda II stopnia Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego i Techniki w 1979 r., zespołowa nagroda I stopnia WRN w Bydgoszczy, zespołowa nagroda II stopnia wojewody bydgoskiego w 1978 r. oraz kilkanaście nagród J.M. Rektora UMK. Profesor posiada tytuł honorowy „Zasłużony Nauczyciel PRL”,

Krzyż Kawalerski Polonia Restituta, Medal Komisji Edukacji Narodowej, Medal UMK za zasługi dla Uczelni, odznakę Zasłużony dla województwa toruńskiego, złotą odznakę PTG i złotą odznakę Ministerstwa Ochrony Środowiska i Zasobów Naturalnych.

Niezależnie od przytoczonych skrótowo, rozległych zasług i osiągnięć Profesora Władysława Niewiarowskiego, dla swoich licznych uczniów Profesor jest i pozostanie we wdzięcznej pamięci jako wspaniały uczyony, nauczyciel, wychowawca, wzór człowieka skromnego, uczciwego, godnego do naśladowania.

Leon Andrzejewski



Prof. dr hab. Władysław Niewiarowski

Wpływ wstrząsów sejsmicznych na współczesną aktywność stoków osuwiskowych w Karpatach

Anna Abramowicz, Ireneusz Malik, Małgorzata Wistuba

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Sosnowiec

abramowiczanna@gmail.com

Z zastosowaniem metod dendrochronologicznych przeanalizowano aktywność wybranych osuwisk z obszaru Karpat Polskich. Zastosowano metodę procentowego indeksu dekoncentryczności. Do analizy wybrano 5 osuwisk: (a) w masywie Grapy (Pogórze Spisko-Gubałowskie) położone w pobliżu epicentrów trzęsień ziemi na Podhalu, (b) w masywie Hołowca (Magura Spiska) położone w pobliżu epicentrów trzęsień ziemi na Podhalu, (c) w masywie Kamienia (Beskid Niski) położone w pobliżu epicentrów trzęsień ziemi w Beskidzie Sądeckim, (d) w masywie Prusowa (Beskid Żywiecki) oraz (e) w masywie Lysej hory (Beskid Morawsko-Śląski).

Na analizowanych stokach osuwiskowych pobrano próby z 20–37 drzew – świerków pospolitych (*Picea abies*) oraz jodeł pospolitych (*Abies alba*). Poprzez analizę sekwencji ich przyrostów rocznych metodą indeksu procentowego dekoncentryczności prześledzono zmienność czasową aktywności pięciu osuwisk w przeszłości. Uzyskane wyniki (liczbę sygnałów osuwania w poszczególnych latach) porównano z występowaniem wstrząsów sejsmicznych odno-

towanych przez sejsmografy na obszarze Polski. Stwierdzono, że często w latach trzęsień ziemi (np. 1956, 1992–1995, 2004–2005) występowało nasilone osuwanie na badanych stokach. Osuwiska reagowały nie tylko na trzęsienia ziemi o epicentrach z obszaru Karpat Polskich, ale także obszarów tak odległych jak Półwysep Bałkański. Wydaje się, że wpływ aktywności sejsmicznej na ruch osuwisk jest znaczący. Stwierdzono, że trzęsienia ziemi mogą doprowadzić do osuwania nawet w latach odznaczających się szczególnie niskimi opadami (np. rok 1992).

Porównanie badanych pięciu stoków wskazuje na znaczne różnice w reakcji osuwisk na trzęsienia ziemi. Wstrząsy najsilniej oddziałują na osuwiska położone najbliżej epicentrów – w analizowanym przypadku jest to osuwisko na Pogórzu Spisko-Gubałowskim. Silne oddziaływanie wstrząsów sejsmicznych na osuwanie odnotowano także w Beskidzie Niskim, a zdecydowanie najsłabsze w Beskidzie Morawsko-Śląskim.

Morfologia i geneza rynny byszewskiej w świetle analizy geoprzestrzennej GIS

Aleksander Adamczyk, Marcin Sobiech, Wojciech Wysota

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

ale.adamczyk@gmail.com

Rynny subglacjalne są powszechnie występującymi formami polodowcowymi w obszarze młodoglacjalnym północnej Polski. Ich charakterystyczne

cechy morfologiczne (wąskie, głębokie i podłużne obniżenia terenu, kręty przebieg, występowanie progów i przegłębień) jest według najnowszych

badania efektem skanalizowanych przepływów wód roztopowych pod lądolodem. Określenie charakteru drenażu subglacjalnego na linii takich obniżzeń jest ważne w kontekście funkcjonowania i dynamiki ostatniego lądolodu skandynawskiego w plejstocenie.

Rynna byszewska rozciąga się na długości około 45 kilometrów, między Cekcynem a Mroczą, w obszarze obejmującym Pojezierze Krajeńskie, dolinę Brdy, Wysoczyznę Świecką i Bory Tucholskie. Dotychczasowe badania tej rynny skupiały się na charakterystyce jej morfologii i wskazaniu jej przypuszczalnej genezy; nie obejmowały natomiast szczegółowej analizy jej geometrii. Wykorzystanie nowoczesnych narzędzi i metod analizy rzeźby terenu w środowisku GIS daje możliwość prowadzenia bardzo szczegółowej i kompleksowej analizy tej geometrii, a tym samym wyróżnienia większej ilości szczegółów w jej morfologii.

W pracy podjęto problem wykształcenia morfologicznego formy, określenia jej cech geometrycznych w kontekście funkcjonowania drenażu subglacjalnego oraz chronologii zdarzeń kształtujących rynnę byszewską. Kluczowym problemem badawczym jest rozstrzygnięcie genezy występujących w obrębie rynny poziomów morfologicznych oraz

pochodzenia charakterystycznych „węzłów” łączących poszczególne odcinki rynny byszewskiej.

Pierwsze wyniki analiz geoprzestrzennych rzeźby terenu wskazują na duże różnice wysokości pomiędzy przegłębieniami w dnie rynny, a otaczającą ją wysoczyzną morenową. Wstępne badania pokazują, że geneza formy przypuszczalnie jest dużo bardziej złożona niż pierwotnie zakładano. Analiza rzeźby terenu ukazuje różnice w morfometrii poszczególnych odcinków rynny między punktami węzłowymi, co jest istotne dla odtworzenia i określenia następstwa procesów kształtujących rynnę byszewską. Cechy morfologiczne południowego fragmentu rynny wskazują na przepływ wód subglacjalnych pod ciśnieniem hydrostatycznym. Świadczy o tym większa wysokość bezwzględna odcinka ujściowego rynny w stosunku do jej środkowej części. Tego typu warunki mogą funkcjonować jedynie pod stopą lądolodu, co potwierdza subglacjalną genezę ujściowej i środkowej części rynny byszewskiej. Jednak jej północny odcinek cechuje się odwrotną tendencją nachylenia profilu podłużnego, co może świadczyć o proglacjalnym przepływie wód roztopowych lub postglacjalnej ewolucji rynny.

Cechy osadów wypełniających paleomeandry w dolinie Liwca (wschodnie Mazowsze)

Emilia Bala

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

e.bala@student.uw.edu.pl

Liwiec jest rzeką niziną o długości 143,55 km, płynącą na pograniczu Mazowsza i Podlasia. Jego średni spadek wynosi 0,52‰, a wskaźnik krętości 1,32, co klasyfikuje go do rzek krętych. Wzdłuż biegu rzeki występują odcinki o różnej krętości oraz anastomozujące. Obecnie najbardziej kręty jest środkowy bieg rzeki od Pierzchał do Jarnic. Analiza archiwalnych map pokazała, że przed regulacją była to rzeka meandrowa, której krętość wynosiła 1,56–1,82. Zmniejszenie krętości zostało

spowodowane regulacją koryta polegającą na odcięciu zakoli, a miejscami całkowitym wyprostowaniu koryta. Dotychczas zostało przeprowadzone terenowe rozpoznanie środkowego odcinka rzeki, pomiędzy Pierzchałami a Liwem. W tym miejscu szerokość doliny wynosi od 400 do 1000 m. Promienie krzywizny współczesnych zakoli mieszczą się w przedziale od około 20 do 80 m, a paleozakoli od 17 do 50 m. Średni promień krzywizny wynosi odpowiednio 45 i 33 m.

Celem badań było rozpoznanie osadów wypełniających wybrane paleozakola w okolicy Jarnic i Liwa. Ich promienie krzywizny wynoszą 20,3; 37; 32; 26,4 m.

Osady rozpoznano próbnikiem żłobkowym Eijkelkampa. Wiercenia wykonano w profilu poprzecznym paleomeandrów, w jego osi oraz w ramionach. Rozpoznaniem objęto także równię zalewową, a w okolicy Jarnic również terasę nadzalewową. Wykonano analizy uziarnienia, obliczono standardowe wskaźniki sedimentologiczne (wg Folka i Warda). Zawartość materii organicznej określono metodą strat po prażeniu w temperaturze 550°C.

Rozpoznane osady w paleozakolach wskazują na występowanie 3 głównych serii o łącznej miąższości do 150 cm. W spągu są to piaski z zawartością drobnego żwiru. Ich miąższość nie przekracza 30 cm, przy czym piaski oraz gruby i drobny żwir stanowią nawet ponad 50%. Jest to bruk korytowy. Powyżej występują piaski i piaski z mułkiem z domieszką materii organicznej, a górna seria to muły mineralno-organiczne i namuły torfiaste. Muły zawierają od kilku do kilkunastu procent materii organicznej. Namuły torfiaste, w niektórych paleozakolach zapiaszczone torfy, zawierają 20–25% materiału organicznego, ku powierzchni przechodzą stopniowo w torf. W kierunku wypukłej części paleozakola piaski i piaski z mułkiem tworzą

jedną sekwencję odsypu zakolowego lub kilka rozdzielonych warstewkami o drobniejszym ziarnie oraz nagromadzeniem materii organicznej, najczęściej w postaci detrytus. Miąższość serii stanowiącej odsyp zwiększa się w kierunku wypukłej części zakola od 40 do 70 cm, sporadycznie jest większa. Taki zapis litologiczny wskazuje na rozwój zakola z bocznym przyrostem odsypu zakolowego. Osady mineralno-organiczne wypełniające paleozakole są najczęściej masywne. W okolicy Liwia cechą osadów wypełniających dawne zakola jest występowanie, poza osadami masywnymi, również osadów rytmicznych, cienko laminowanych.

Piaski z domieszką żwirów określone jako bruk korytowy mają średnią średnicę ziarna od 1,33 do 1,61 mm, są słabo wysortowane cechuje je rozkład ujemnie skośny lub symetryczny (-0,22 do 0,013). Osady odsypów to piaski średnio i drobnoziarniste, cechujące się umiarkowanym bądź słabym wysortowaniem oraz symetrycznym rozkładem.

Równię zalewową budują piaski gliniaste (mada piaszczysto-pylasto-ilasta) masywne o miąższości 50–80 cm. W ich spągu występuje wyraźny poziom próchniczny najlepiej widoczny w podcięciach brzegowych Liwca. Terasę nadzalewową tworzą piaski drobnoziarniste w górnej części przewiane (pochodzenia eolicznego) o miąższości ponad 1 m, podścielone piaskami ze żwirem.

Wpływ sufozji na rozwój dolin w górach średnich na przykładzie Bieszczadów

Anita Bernatek

Institut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

anita.bernatk@uj.edu.pl

Współczesny rozwój rzeźby gór średnich w klimacie umiarkowanym rozpatrywany jest przede wszystkim przez pryzmat ruchów masowych i spłukiwania. Sufozja jako proces działający pod powierzchnią terenu często bywa niedoceniana. Warto przy tym podkreślić, że sufozja rozumiana jako mechaniczne wymywanie cząstek gruntu przez

wodę płynącą pod powierzchnią terenu prowadzi do powstania nie tylko form podziemnych (kanałów sufozycznych), ale i powierzchniowych (m.in. studni, zapadlisk i dolinek sufozycznych). Dlatego też celem niniejszej pracy jest zwrócenie uwagi na rolę sufozji w rozwoju rzeźby gór średnich, zwłaszcza w kontekście powstawania i kształtowania dolin.

Obszar badań stanowią Bieszczady, które należą do Karpat Zewnętrznych, zbudowanych z fliszu. Szczegółowe analizy prowadzono w czterech wybranych zlewniach: dwóch w Bieszczadach Niskich (Cisowiec – 4,00 km², Bereźnica Wyżna – 2,8 km²) oraz dwóch w Bieszczadach Wysokich (Tyskowa – 5,2 km², Kińczyk Bukowski – 2,1 km²). W latach 2012–2013 przeprowadzono szczegółowe kartowanie geomorfologiczne kanałów sufozycznych za pomocą odbiornika GPS (GPSMap 62s Garmin, dokładność <3 m). Charakterystykę topograficzną zlewni sporządzono na podstawie numerycznych danych wysokościowych w formacie ESRI TIN z 2009 r. za pomocą narzędzi w programie ArcGIS 10.1. Dane te przekonwertowano do formatu rastrowego o rozdzielczości 10x10 m. Wyznaczono nachylenie stoków i sporządzono profile podłużne poszczególnych zespołów form sufozycznych. Następnie dokonano analizy powiązań między występowaniem form sufozycznych, a innymi formami terenu.

Zestawienie sieci dolinnej z zapadniętymi kanałami sufozycznymi wskazuje na wpływ sufozji na rozwój dolin w Bieszczadach. Kanały rozwijające się powyżej istniejących dolin ukierunkowują ich rozwój, jak również potwierdzają wpływ sufozji na ich powstanie i rozwój. Sufozja prowadzi także do pogłębiania już istniejących dolin, gdy kanały rozwijają się w ich dnach. Natomiast kanały sufozyczne rozwijające się niezależnie od istniejącej sieci dolinnej, po całkowitym zapadnięciu stropów kanałów utworzą nowe doliny. Proces ten przebiega stopniowo, o czym świadczy powstawanie najpierw studni i zapadlisk, a następnie nieciągłych dolin sufozycznych.

Podsumowując, można stwierdzić, że sufozja jest jednym z procesów geomorfologicznych kształtujących rzeźbę gór średnich, a głównym przejawem jej działalności jest wpływ na powstawanie dolin i ukierunkowywanie rozwoju już istniejących.

Projekt został sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2012/05/N/ST10/03926.

Współczesna morfodynamika wydm gwiaździstych na przykładzie Ergu Chebbi (południowe Maroko)

Katarzyna Biejał, Maciej Dłużewski

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

kbiejał@uw.edu.pl

Morfodynamika wydm gwiaździstych, określana jako krótkookresowa i długookresowa zmienność kształtu form, została przeanalizowana na podstawie cech morfometrycznych wydm, położenia oraz typu ramion głównych i ramion drugiego rzędu, a także bilansu osadów. Badania przeprowadzone zostały na 6 wydmach gwiaździstych znajdujących się w różnych fazach rozwoju, położonych na Ergu Chebbi w południowym Maroku. Pomiarów kształtu wydm wykonano czterokrotnie w okresie od marca 2011 do października 2012 roku.

Ramiona wydm gwiaździstych zostały podzielone na 3 typy, różniące się nachyleniem stoków oraz kształtem części wierzchowinowej. Typ I –

ramiona o ostrej krawędzi i nachyleniu stoków powyżej 30° po jej obydwu stronach (podtyp Ia) oraz o nachyleniu stoku zawietrznego powyżej 30°, natomiast stoku dowietrznego od 20° do 30° (Ib). Typ II – ramiona o ostrej krawędzi i różnym nachyleniu stoków, gdzie stok zawietrzny jest nachylony od 20° do 25°, natomiast nachylenie stoku dowietrznego wynosi od 0° do 20°. Typ III – ramiona o obłym kształcie części wierzchowinowej, bez wyraźnej krawędzi i niewielkim nachyleniu stoków. Typ ramion i ich przebieg porównano z reżimem wiatru analizując w poszczególnych okresach badawczych jego wpływ na wielkość i kierunek przemieszczania się ramion oraz zmienność ich typu.

Ramiona główne wydym gwiaździstych tworzących Erg Chebbi zaklasyfikowano do I oraz II typu, a ramiona drugorzędne głównie do II typu. Typ ramienia świadczy o tym, czy przemieszcza się ono poziomo czy też jego wysokość wzrasta. Położenie stoku zsykowego wskazuje na kierunek przemieszczenia poziomego.

Jednym z głównych wskaźników określających dynamikę form rzeźby, w tym form eolicznych, jest bilans osadów. Był on analizowany jako bilans całkowity oraz całkowity bilans powierzchniowy. Bilans całkowity określa różnicę pomiędzy całkowitą objętością wydmy mierzoną w dwóch okresach badawczych. Całkowity bilans powierzchniowy stanowi sumaryczną objętość materiału podlegającego zarówno erozji jak i depozycji, obliczoną na podstawie różnicy pomiędzy powierzchniami podstawowymi w dwóch okresach badawczych, liczoną w każdym m² powierzchni wydmy. Bilans całkowity, jak również całkowity bilans powierzchniowy, zostały przeanalizowane dla całej wydmy oraz powyżej 2/3 i 4/5 jej wysokości.

Typologia ramion oraz bilans osadów wydym gwiaździstych pozwoliły na określenie najważniejszych czynników decydujących o morfodynamice tych form.

Stwierdzono, że typ ramion wskazujący na ich morfodynamikę nie zależy od wielkości wydym gwiaździstych. Kierunek przemieszczenia ramienia głównego zależy od dominującego kierunku wiatru, jednak ze względu na dużą jego zmienność, w tym samym sezonie ramiona mogą przemieszczać się w różną stronę. Długookresowy, wypadkowy kie-

runek wiatru (RDD) nie zawsze wskazuje na kierunek przemieszczania się ramienia głównego wydmy gwiaździstej, zwłaszcza w obszarach o bimodalnym reżimie wiatru.

Głównym czynnikiem wpływającym na bilans osadów wydym gwiaździstych w obszarach o bimodalnym reżimie wiatru jest kształt formy, a nie energia wiatru. Wydmy o przebiegu ramion prostopadłym do dominującego kierunku wiatru mają dodatni bilans osadów (przewagę depozycji nad erozją), co wskazuje na wzrost objętości wydym o takim kształcie. Wydmy o zróżnicowanym przebiegu ramion mają bilans ujemny (przewagę erozji nad depozycją), co wskazuje na zmniejszanie się ich objętości. Całkowity średni bilans osadów wydym gwiaździstych w obrębie Ergu Chebbi jest nieznacznie dodatni, co świadczy o długookresowej niewielkiej przewadze depozycji nad erozją. Największy bilans osadów, a więc największa morfodynamika w obrębie wydym gwiaździstych, występuje w wyższych partiach wydym, bez względu na ich wielkość, co wynika z przyspieszenia przypowierzchniowego strumienia powietrza podczas jego przemieszczania się w górę stoku dowietrznego (*speed-up factor*). Krótkookresowy, całkowity bilans powierzchniowy jest większy, niż bilans długookresowy. Wynika to z sezonowego przemieszczania się krawędzi ramion w dwóch przeciwstawnych kierunkach. Oznacza to, że wydmy gwiaździste tworzące Erg Chebbi znajdują się w równowadze stacjonarnej (*steady-state equilibrium*).

Sedymentologiczne i geochemiczne zróżnicowanie osadów korytowych Wisły

Marta Bielawska

Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

mbiel@amu.edu.pl

Analiza zróżnicowania cech geochemicznych i sedymentologicznych osadów korytowych Wisły opierała się na badaniu 46 próbek na 3 charaktery-

stycznych odcinkach biegu rzeki. Odcinek naturalny (rzeka roztokowa) – okolice Wyszogrodu, odcinek obejmujący wpływ zapory – powyżej Torunia, odcinek

uregulowany – Grudziądz, poniżej mostu drogowego.

Badania obejmowały następujące analizy: uziarnienia metodą sitową i metodą laserową, strat prażenia w temperaturze 550°C i 925°C, pH i zawartość węglanu wapnia, zawartości wybranych metali ciężkich.

Pobrane osady charakteryzują się typowym dla tego rodzaju utworów uwarstwieniem, które uwiadczenia się przez zmianę barwy oraz uziarnienie frakcjonalne. W niektórych stanowiskach występują cienkie wkładki piasków drobnych; w strefie spągowej zaobserwowano obecność nierozłożonych części organicznych – kawałki drewna, pokru-

szone muszle. Zdeponowany materiał to w większości piaski średnio- i gruboziarniste, o barwie żółtej z przewarstwieniem, koloru szarego, w części spągowej. Laboratoryjna analiza uziarnienia potwierdziła stwierdzenie, iż w pobranych próbkach przeważa frakcja piaszczysta z dominacją piasków gruboziarnistych i średnioziarnistych.

Na posterze zaprezentowano przestrzenne zróżnicowanie sedymentologiczne osadów korytowych Wisły uzupełnione wynikami uzyskanymi z analiz geochemicznych. Uzyskane wyniki pozwalają wnioskować, iż każdy z badanych odcinków posiada charakterystyczne dla siebie parametry.

Zastosowanie analizy mikromorfologicznej do oceny cech litologicznych aluwiów korytowych Wisły

Marta Bielawska

Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

mbiel@amu.edu.pl

Analizy mikromorfologiczne należą do rzadko stosowanych w sedymentologii ze względu na skomplikowany i pracochłonny proces związany z przygotowaniem preparatów mikroskopowych w postaci szlifów i cienkich płytek (*thin sections*) poddawanych analizom mikroskopowym. Właściwa preparatyka pozwala na opis i interpretację komponentów, struktur i cech osadów o różnym wieku i genezie. Największą zaletą metody mikromorfologicznej jest możliwość obserwacji w powiększeniu osadów w nienaruszonym stanie, odzwierciedlającym charakter i warunki depozycji. Oprócz typowych cech morfologicznych, takich jak: kształt, wielkość, kulistość, stopień obtoczenia, można wyodrębnić morfologię powierzchni, stopień zwierzenia minerałów, iluwalne przemieszczanie frakcji łu koloidalnego, skład mineralny i chemiczny, struktury i koncentracje żelaziste bądź węglanowe, zmiany fizyczne (mrozowe, kompakcyjne itd.),

a także deformacje powstałe podczas transportu (Konecka-Betley, 1996; Kemp, 1998). Ocenic można także jak poszczególne składniki osadu korelują między sobą w wyniku naprężeń wewnętrznych i zewnętrznych oraz w wyniku procesów syn- i postdepozycyjnych (Menzies i in., 2010). Analiza makroskopowa nie zawsze dostarcza wystarczającej ilości informacji na temat warunków depozycji i deformacji, dlatego też została ona uzupełniona o wyniki badań przeprowadzonych przy pomocy analizy mikromorfologicznej (van der Meer, 1993).

Celem badań była próba określenia i oceny cech litologicznych charakterystycznych dla aluwiów korytowych Wisły oraz synteza wyników uzyskanych przy zastosowaniu analizy makroskopowej z analizą mikromorfologiczną, której największą zaletą jest określenie cech osadu o nienaruszonej strukturze.

Współczesne procesy sedymentacji i powstawania osadów warwowych w Jeziorze Żabińskim na Pojezierzu Mazurskim

Alicja Bonk¹, Wojciech Tylmann¹, Dirk Enters², Martin Grosjean³

¹*Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk,*

²*Uniwersytet w Bremie, Geomorphology and Polar Research (GEOPOLAR), Brema,*

³*Uniwersytet w Bernie, Oeschger Centre for Climate Change Research, Bern*

geoab@univ.gda.pl

Jezioro Żabińskie położone w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich (54°07'54,5"N; 21°59'01,1"E) jest od 2011 roku obiektem szczegółowych badań w ramach projektu CLIMPOL (Climate of northern Poland during the last 1000 years: Constraining the future with the past) ufundowanego przez Polsko-Szwajcarski Program Badawczy (PSPB-086/2010).

Morfologia misy jeziornej nie jest skomplikowana, z najgłębszym punktem zlokalizowanym w centralnej części (44,4 m). Podczas badań terenowych pobrano rdzenie obejmujące pełną sekwencję osadów limnicznych, na podstawie których stwierdzono laminowaną strukturę osadów.

Regularny monitoring fizycznych i chemicznych właściwości wody pozwoliły na rozpoznanie procesów limnologicznych, które bezpośrednio wpływają na procesy tworzenia się i zachowania laminacji w osadach. Zastosowanie pułapki sedymentacyjnej pozwoliło na ocenę sezonowej zmienności tempa sedymentacji i komponentów osadu, co pozwoliło na stworzenie rocznego modelu sedymentacji potwierdzającego, że obserwowana w osadach Jeziora Żabińskiego laminacja ma charakter roczny. Ma to kluczowe znaczenie w kontekście opracowywania warwochronologii dla tego stanowiska, co będzie kolejnym etapem prac w projekcie CLIMPOL.

Na początku sezonu wiosenno-letniego poza dużą ilością kalcytu, w osadzie przeważają głównie okrzemki pierzaste. Równocześnie podczas całego okresu wegetacyjnego występują również, w nieco mniejszej ilości, okrzemki centryczne. W drugiej części sezonu wiosenno-letniego zaczynają pojawiać się ziarna wiwianitu i piryty. Bardzo liczne są również cysty złotowiciowców, ale nie została zaobserwowana żadna sezonowość w ich występowaniu. W sezonie jesienno-zimowym przeważającym składnikiem osadu jest detrytus mineralny i amorficzna materia organiczna i tylko w niewielkiej ilości występują inne składniki osadu.

Badania te zostały poparte analizą cienkich szlifów oraz skanowaniem XRF wykonanym na zaimpregnowanych blokach osadu. Wykazują one, że dla powierzchniowych osadów Jeziora Żabińskiego charakterystyczne może być występowanie kilku warstw kalcytu w ciągu jednego roku. Skanowanie metodą XRF potwierdziło, że najwyższe stężenia Ca występują w sezonie wiosenno-letnim i są poprzedzone maksymalną koncentracją Fe i K. Rozkład koncentracji Mn, mimo miejscami znacznych stężeń, nie wykazuje regularnej zmienności sezonowej.

Timing and processes of postglacial basin development in northern areas of Germany and Poland

Andreas Börner¹, Mirosław Błaszczewicz²

¹*State authority for Environment, Nature protection and Geology Mecklenburg-Western Pomerania, State Geological Survey, Güstrow,* ²*Department of Environmental Resources and Geohazard, Polish Academy of Science, Toruń*

andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

In Northern Germany and Poland areas, which had been covered by Weichselian ice sheet has been found differences on the basis of the lowermost lacustrine sediments that indicates the start of lacustrine sedimentation started asynchronous. Permafrost degradation under an ice sheet is likely to be limited to the upper layer of the permafrost, in which circulation of subglacial water can take place. The permafrost forming from the surface downwards can be connected with deeper relict permafrost during ice sheet retreat. The melt-out of buried dead-ice blocks, under thermokarst conditions, was very fast regardless of how long that dead-ice had survived. Most lakes appeared in the Bölling/Alleröd period, but some "early" lakes had already formed before the Alleröd, e.g. the presented profiles of Dobbin basin in Mecklenburg and Boże Pole in Northern Poland. The main reason for the difference in the formation of the lakes is connected with the diversity of melt-out processes of the buried dead-ice blocks. The melting intensity differed after the time of ice sheet retreat and lasted even in some depressions until the beginning of Holocene. Particularly important for the preservation of blocks of dead-ice was the constant or interrupted character of the drainage of the depressions, especially for the depressions in the vicinity of a water course that was subject to downward erosion (down melting) during the Late Glacial. On the other hand, local isolation due to morphological conditions favored longer preservation of stagnant water, and the thermal effect of water above the dead-ice led to rapid melting and to the establishing of a lake basin at the beginning of the Late Glacial. The long-term preservation of the lake basins as a consequence of the presence of buried

dead-ice blocks not only indicates the presence of Late Glacial permafrost in the areas covered by the last ice sheet, but also provides evidence for the timing of its ultimate disappearance. The probable age of the final degradation of permafrost in the study area is the end of the Preboreal.

In NE-Germany vast areas between the terminal moraine belts of the Frankfurt/Chojna Phase and Pomeranian Phase were covered by numerous glaciolacustrine basins. Since deglaciation period around 17 kyr BP the basins were part of a glaciofluvial river system in combination with ice-dammed lake basins. The late-glacial basin development has been studied in cores, collected along the pipeline trench crossing the a former lake basin nearby village Dobbin. Palaeoecological investigations and radiocarbon dates indicate that this first peat formation started very soon with the begin of the Late Glacial period (Meiendorf interstadial). High resolution analysis of this basal peat layer indicates that initial organic and lacustrine sedimentation started in shallow ponding mires with Holartic *Dryas* flora. During Alleröd an extended lake connected with fluvial processes of Mildenitz river filled the basin. Several delta cones in lake sediments give evidence of still considerable fluvial influx during Alleröd.

A comparable sequence of Late Glacial lake development is known from profile Boże Pole Szlachekie in Wierzyca valley nearby Stara Kiszewa. The level includes a sand/mud/carbonate lacustrine succession on top of a sandy ablation till. The geological structure of the level records the full life cycle of a pre-Alleröd lake, from the shallow backwaters of a wetland character, through a gradual deepening of the lake basin as a result of melting of the ice in the substratum, to the shallowing of the

lake as a result of intensive supply of clastic material. Lack of pre-Alleröd sediments suggests that the functioning of these oldest lakes was limited to small spaces between the slopes of the depressions, and the blocks of dead ice filling most of the depressions. Moreover, such a situation indicates a time gap in lacustrine sedimentation between the accumulation in pre-Alleröd lakes and the successive

younger generation of lakes which developed at the lower morphological levels of the depressions. In the case of the marginal depression of Boże Pole, it lasted only until the middle Bölling. This study is a contribution to the Virtual Institute of Integrated Climate and Landscape Evolution (ICLEA) of the Helmholtz Association and National Science Centre, Poland (grant No. 2011/01/B/ST10/07367).

Zmienność obszarów alimentacyjnych zapisana w mikromorfologii ziaren kwarcu oraz minerałów ciężkich w osadach „preglacjalnych” w stanowisku Różce (Wysoczyzna Rawska)

Łukasz Bujak¹, Barbara Woronko², Bogusław Marcinkowski³, Hanna Winter³, Renata Stachowicz-Rybka⁴, Marcin Żarski³

¹*Wydział Geodezji i Kartografii, Politechnika Warszawska, Warszawa,*

²*Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa,*

³*Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa,*

⁴*Instytut Botaniki im. W. Szafera, PAN, Kraków*

lbujak@poczta.onet.pl

Według przyjętych poglądów osady preglacjalne Niziny Mazowieckiej budowały wielkie stożki napływowe, akumulowane w rozległym jeziorzysku funkcjonującym na tym terenie w górnym miocenie i dolnym plejstocenie. Transportowane one były z południa. Wiedza ta pochodziła głównie z nielicznych odsłonień oraz wierceń, wśród których jednym z najważniejszych było wiercenie Różce wykonane na potrzeby arkusza Grójec Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Na podstawie analiz palinologicznych wykonanych dla osadów z tego wiercenia dokonano podziału stratygraficznego preglacjału Polski, obowiązującego do dnia dzisiejszego.

W 2012 roku, w ramach projektu badawczego N N306 656740 finansowanego przez NCN, wykonano ponownie wiercenie w miejscowości Różce. Podobnie, jak w wierceniu historycznym, pomiędzy poziomem gliny zlodowacenia sanu I, a łałami górno-miocenскими na gł. 50,4–104,4 m, stwierdzono serię piaszczysto-mułkową.

Osady te poddano licznym, szczegółowym analizom wśród, których były m.in. analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziaren kwarcu frakcji piaszczystej (0,5–0,8 i 0,8–1,0 mm) wg Cailleux (1942) w modyfikacji Goździka (1980) oraz Myciel-skiej-Dowgiało i Woronko (1998), na graniformametrze spychaczowym Krygowskiego oraz charakteru powierzchni ziaren w mikroskopie elektronowym (SEM). Dla tych samych próbek wykonano również analizy zawartości minerałów ciężkich we frakcji 0,1–0,2 mm oraz składu mineralogicznego we frakcji 0,5–0,8 i 0,8–1,0 mm.

Otrzymane wyniki analiz pozwoliły podzielić badane osady na cztery główne serie, określone symbolami A, B, C i D. Przy czym analiza zawartości minerałów ciężkich pokazała różnice, których nie wykazały analizy charakteru powierzchni ziaren kwarcu.

Serię A (gł. 50,7–60,5 m) charakteryzuje ponad 90% udział ziaren reprezentujących środowisko wysokoenergetyczne wodne (EL i EM/EL), wśród

których zaznacza się bardzo wysoki udział ziaren bardzo dobrze obtoczonych (EL). Stanowią one od 21,3 do 55,4%. Statystykę uzupełniają ziarna typu INNE oraz pęknięte (C). W serii we frakcji piaszczystej dominuje kwarc, przy czym w porównaniu z seriami leżącymi niżej stwierdzono w niej kilkuprocentową zawartość skaleni. Z kolei biorąc spektrum minerałów ciężkich osady te można określić jako osady o cechach fluwioglacjalnych z przewarstwieniami osadów o cechach charakterystycznych dla środowisk zastoiskowych i pośrednich od fluwioglacjalnych do zastoiskowych.

W serii B (gł. 60,5–76,0 m) również zdecydowanie dominują ziarna EL i EM/EL, jednakże udział ziaren typu EL nie przekracza kilkunastu procent. Badania w skaningowym mikroskopie elektronowym pokazują, że w stropie tej serii większość ziaren podlegała obróbce w środowisku eolicznym, jednakże na tyle krótko, iż nie możliwe jest to rozpoznać w niewielkich powiększeniach. Nie zawierają one okruchów skał krystalicznych.

Pod względem mineralogicznym, serię tą można podzielić na trzy podserie. Wspólną ich cechą jest wysoki udział amfiboli, minerałów odpornych (gł. cyrkonów i staurolitów), pierwotnych tlenków żelaza (PTŻ) oraz prawie całkowity brak granatów. Różnicuje je natomiast zmienna zawartość węglanów żelazistych (dominują w górnej części serii, w pozostałych ich brak) oraz syderytów (pojawiają

się tylko w dolnej części serii). Taki skład sugerować może, że mamy do czynienia z osadami podłoża czwartorzędowego.

W serii C (gł. 80,3–82,45 m) stwierdzono w osadzie (do 43%) ziarna z obróbką w środowisku eolicznym (EM/RM). Wskazuje to na relatywnie krótkotrwałe procesy eoliczne na tym obszarze. Również tą serię minerały ciężkie dzielą na dwie części. Górną z dominacją węglanów żelazistych lub syderytów (51,4–97,7 %) i dolną z przewagą minerałów odpornych i PTŻ (do 53% składu frakcji ciężkiej).

Seria D pod względem charakteru powierzchni ziaren kwarcu jest podobna do serii B, przy czym ziarna są dużo słabiej obtoczone, co potwierdzają analizy na graniformametrze spychaczowym Krygowskiego. Ponadto badania w SEM pokazały, że większość z nich to kwarcce regeneracyjne. Spektrum minerałów ciężkich różni się od tych opisywanych wyżej, ale również zauważalne są różnice w obrębie tej serii. Górna jej część charakteryzuje się wysokim udziałem amfiboli, cyrkonów, rutyli, PTŻ oraz pojawieniem się większej ilości granatów (do 15%). W dolnej z kolei znacząco zmniejsza się udział minerałów odpornych i PTŻ, rośnie natomiast (do 42%) udział granatów oraz pojawia się piryty (do 61%).

W tym przypadku, przypuszczalnego źródła osadów można upatrywać w niszczących piaskowcach kwarcyticznych Gór Świętokrzyskich.

Identyfikacja rzeźby stoków Hrubého Jeseníka (Sudety Wschodnie) na podstawie numerycznego modelu terenu i kartowania geomorfologicznego

Kinga Chochół, Małgorzata Wistuba, Ireneusz Malik

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Sosnowiec

kinga.chochol@gmail.com

Dokonano analizy komputerowej numerycznego modelu terenu obszaru Hrubého Jeseníka (Sudety Wschodnie, Republika Czeska) pozyskanego na drodze sondowań LiDAR. W analizie uwzględniono

trzy główne masywy górskie obszaru: masyw Keprníka (w części zachodniej), masyw Praděda (w części południowej) oraz masyw Orlíka (w części wschodniej).

Obszar badań to góry średnie o podłożu zbudowanym ze skał krystalicznych – metamorficznych o potencjalnie zróżnicowanej rzeźbie stoków kształtowanej m.in. przez: ruchy masowe (spływy gruzowe, osuwiska), erozję liniową (bruzdy erozyjne i rynny) oraz działalność człowieka (terasy rolne, rozcięcia drogowe, rynny zrywki). Stoki obszaru badań potencjalnie posiadają także elementy odziedziczone po warunkach peryglacjalnych plejstocenu (klify mrozowe, blokowiska). Występowanie wyżej wymienionych elementów rzeźby analizowano na numerycznym modelu terenu. Ich przestrzenne

zróżnicowanie analizowano statystycznie w odniesieniu do budowy geologicznej podłoża skalnego.

W wybranych zlewniach potoków: Keprnický, Javořický, Černý, Šumný, Skalní, elementy rzeźby stoków zidentyfikowane na numerycznym modelu zostały zweryfikowane poprzez kartowanie terenowe. W terenie w szczególności analizowano elementy rzeźby osuwiskowej, jak dotąd nie opisywanej w terenie badań. Analiza numerycznego modelu terenu wykazała jej powszechność, a kartowanie terenowe dodatkowo ujawniło występowanie jeszcze większej ilości mniejszych form osuwiskowych.

Paraglacjalny rozwój mikrorzeźby wietrzeniowej (zastosowanie chropowatościomierza Handysurf E-35B)

Maciej Dąbski

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

mfdbski@uw.edu.pl

Rozwój mikrorzeźby wietrzeniowej zachodzący na powierzchniach skalnych poddanych uprzednio abrazji glacialnej, stanowi metodę określania wieku względnego form polodowcowych. Mierzonymi elementami mikrorzeźby są najczęściej zagłębienia wietrzeniowe (*weathering pits, gnammas*); rzadziej poddaje się analizie chropowatość (szorstkość) powierzchni skalnych. Metoda ta była dotychczas z powodzeniem stosowana do form rzeźby różniących się od siebie pod względem wieku, co najmniej o kilka tysięcy lat, a amplituda mikrorzeźby wynosiła zwykle, co najmniej kilka milimetrów.

Elektroniczny chropowatościomierz Handysurf E-35B daje możliwość liczbowego określenia różnic w chropowatości skał drobnodziarnistych w skali mikrometrów, co umożliwia określenie wieku względnego form polodowcowych powstałych w okresie zaledwie kilkudziesięciu lat. Jeżeli natomiast znany jest czas odsłonięcia powierzchni skalnych, to możliwe jest określenie inicjalnego tempa rozwoju mikrorzeźby wietrzeniowej.

Pomiar chropowatości przy użyciu Handysurf E-35B polega na automatycznym przeciągnięciu po badanej

powierzchni stożka diamentowego o średnicy 5 μm z naciskiem pomiarowym 4 mN. Maksymalna mierzalna amplituda mikrorzeźby wynosi 0,32 mm, a rozdzielczość pomiaru 0,01 μm . Automatycznie obliczane są różne parametry chropowatości, z których najprzydatniejsze to: R_a – średnie arytmetyczne odchylenie profilu chropowatości, R_z – średnia amplituda profilu, R_{sm} – średnia długość elementów profilu.

Analizie poddano neogeńskie i czwartorzędowe bazalty na przedpolach islandzkich lodowców wypływających na południe z czaszy lodowej Vatnajökull: Hoffellsjökull, Fláajökull, Skálafellsjökull i Virkisjökull oraz jurajskie wapienie masywne na przedpolu szwajcarskiego Lodowca Biferten w Alpach Glarneńskich. Strefy te dają możliwość dotarcia do całej sekwencji moren, od współcześnie deponowanych do tych z Małej Epoki Lodowej (maksymalny zasięg tych lodowców datowany jest w przybliżeniu na lata 1850–1890). Na przedpolu każdego z lodowców zaprojektowano od 2 do 8 różnowiekowych pól badawczych w zależności od wykształcenia przedpola. Chropowatość mierzono, w zależności od dostępności odpowiednich powierzchni skalnych,

w 30 lub 45 miejscach na każdym z pól badawczych, otrzymując od 60 do 270 pomiarów na każde przedpole.

Na wszystkich badanych przedpolach zaobserwowano istotny statystycznie wzrost wartości parametrów R_a i R_z , natomiast R_{sm} wykazuje statystycznie istotny wzrost jedynie dla przedpoli Skálafellsjökull i Lodowca Biferten. Średnie arytmetyczne odchylenie profilu chropowatości (R_a) wzrastało w tempie od $1,1 \mu\text{m}$ na 100 lat (Skálafellsjökull) do $2,7 \mu\text{m}$ na 100 lat (Hoffellsjökull). Dla wapieni tempo to wyniosło $1,4 \mu\text{m}$ na 100 lat. Średnia amplituda profilu (R_z), która w przybliżeniu odpowiada średniej amplitudzie mikrorzeźby, wzrastała w tempie od $4 \mu\text{m}$ na 100 lat (Skálafellsjökull) do $13,3 \mu\text{m}$ na 100 lat (Hoffellsjökull), natomiast dla wapieni (Lodowiec Biferten) R_z wzrastało w tempie $7,6 \mu\text{m}$ na 100 lat.

Wzrost podanych parametrów nie jest jednak liniowy i odbywa się przede wszystkim w ciągu

pierwszych kilkadziesiąt lat. W obrębie starszych moren (ponad 80 lat) brak jest statystycznie istotnych różnic w chropowatości, a w niektórych przypadkach (Skálafellsjökull i Lodowca Biferten) obserwuje się nawet lekki spadek mierzonych parametrów, za co prawdopodobnie odpowiadają wtórne procesy wietrzeniowe takie jak eksfoliacja. Z tego powodu Handysurf E-35B nie daje możliwości wnioskowania o wieku moren powstałych w maksimum zasięgu lodowców w Małej Epoki Lodowej lub starszych.

Podane wyniki dobrze korelują z pomiarami grubości otoczki wietrzeniowej oraz liczby odboju młotka Schmidta. Wydaje się, że pomiar chropowatości przy użyciu Handysurf E-35B stanowi uzupełnienie znanych już metod oceny wieku względnego form rzeźby, a nade wszystko umożliwia dokładne liczbowe określenie wybranych cech mikrorzeźby skał drobnoziarnistych.

Glebowe wskaźniki rozwoju procesów pedogenicznych jako narzędzie interpretacji ewolucji środowiska w czwartorzędzie

Marek Degórski

*Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego,
PAN, Warszawa*

m.degorski@twarda.pan.pl

Gleba jako integralny składnik geoekosystemów powstaje i kształtuje się pod wpływem pozostałych elementów środowiska przyrodniczego, oddziałując jednocześnie na właściwości wielu z nich. W ostatnich latach coraz powszechniejsze jest stosowanie badań glebowych do interpretacji paleośrodowisk i ewolucji rzeźby, szczególnie w rekonstrukcjach rozwoju środowiska geograficznego plejstocenu i holocenu. Wśród charakterystyk glebowych najczęściej stosowanych jako wskaźniki należą zawartości makro- i mikropierwiastków, czy też ilościowa i jakościowa zawartość próchnicy, jak również wiele innych, do określenia których niezbędna jest wyspecjalizowana wiedza interdyscy-

plinarna. Wśród nich duże znaczenie w interpretacji procesów zmian środowiska geograficznego mają geochemiczne wskaźniki zawartości poszczególnych form żelaza i glinu w glebie oraz ich wzajemne relacje. Do najczęściej stosowanych należą charakterystyki zawartości amorficznego żelaza i glinu w poziomie wzbogacania, przemieszczania amorficznego żelaza i glinu, przemieszczania wolnego żelaza, iluwiacji, zawartości kompleksów żelazisto-glinowo-próchnicznych i nieruchliwych kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w poziomie wzbogacania oraz relacji pomiędzy zawartością kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w poziomie próchnicznym, a ich zawartością w poziomach

diagnostycznych. Podobnie, bardzo pomocna przy interpretacji rozwoju paleośrodowisk jest analiza ultramorfoskopowa. Podstawą tej analizy są sklasyfikowane cechy wietrzenia fizycznego i chemicznego oraz cechy morfologiczne reliefu, kształtu i zmatowienia powierzchni ziarn piasku widoczne na mikrografach skaningowej mikroskopii elektronowej (SEM). Uzyskiwane na jej podstawie wyniki służą do określenia sekwencji zmieniających się

geomorfologicznych środowisk rozwoju badanych gleb w czasie i w przestrzeni współczesnych i dawnych pedomorfo-genetycznych krajobrazów.

Celem prezentacji jest przedstawienie możliwości wykorzystania wyników analiz zawartości poszczególnych form żelaza i glinu w glebie jak również SEM do interpretacji ewolucji warunków środowiska paleogeograficznego w jakich rozwijały się gleby bielicoziemne kilku regionów geograficznych Europy i Azji.

Geomorfologiczne uwarunkowania lawin śnieżnych w Tatrach

Michał Długosz¹, Zofia Rączkowska¹, Miroslav Žiak², Michał Kalafarski³, Elżbieta Rojan⁴

¹*Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN, Kraków,*
²*Prírodovedecká Fakulta, Univerzita Komenského, Bratislava, Slovensko,*
³*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec,* ⁴*Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa*

raczk@zg.pan.krakow.pl

Lawiny śnieżne należą do jednych z najważniejszych czynników wpływających na zmiany środowiska wysokogórskiego, w tym na zmiany systemu denudacyjnego. Prawidłowość ta dotyczy także masywu Tatr. Działalność lawin powoduje zmiany w strukturze krajobrazu geoeologicznych pięter: alpejskiego, subalpejskiego i leśnego. Powszechnie występują w nich tory lawinowe, które są zróżnicowane pod względem rozmieszczenia oraz cech morfometrycznych i morfologicznych.

Jedynym z rodzajów lawin śnieżnych są lawiny gruntowe. W obszarach wysokogórskich są one ważnym czynnikiem morfogenetycznym. Uruchamiają procesy erozji, transportu i akumulacji materiału mineralnego, powodując przemiany rzeźby stoków i den dolin, na których występują. Aktywność lawin śnieżnych zależy od uwarunkowań klimatycznych i geomorfologicznych.

Celem badań była ocena geomorfologicznych uwarunkowań działania lawin śnieżnych w Tatrach. Objęły one cały masyw, polską i słowacką część.

Opracowano mapę torów lawinowych w Tatrach bazując na zdjęciach satelitarnych, zdjęciach lotni-

czych, cyfrowym modelu terenu oraz mapach rejestrujących występowanie lawin w przeszłości (m.in. Kłapowa, 1976; Milan, 1981; Žiak, 2012). Zaznaczono na niej ponad 3700 torów lawinowych. W obrębie każdego toru wydzielono strefy: zrywu, tranzytową oraz akumulacyjną.

Wydzielone tory lawinowe oraz strefy w ich obrębie poddano analizie morfometrycznej w powiązaniu z mapami nachylenia i ekspozycji stoków. Analizę wykonano przy użyciu oprogramowania GIS. W jej wyniku stwierdzono, że widoczne są różnice w rozmieszczeniu torów lawinowych w poszczególnych częściach Tatr. Liczba torów lawinowych jest ponad dwukrotnie większa w Tatrach Wysokich niż w Tatrach Zachodnich, chociaż powierzchnia obu części Tatr jest podobna. W Tatrach Bielskich jest znacząco mniej torów niż w obu tych obszarach. Gęstość torów lawinowych w Tatrach Wysokich wynosi 7,1 toru na km², podczas gdy w Tatrach Zachodnich jest równa 3,1 toru na km², a w Tatrach Bielskich 2,4 toru na km². Tory lawinowe w Tatrach Wysokich położone są około 200 m wyżej (ich górny i dolny zasięg) niż w innych częściach Tatr. Długość

torów lawinowych waha się od 420 do 3138 m. Średnia długość toru lawinowego jest największa w Tatrach Bielskich. Jest ona o około 1/3 większa niż w Tatrach Wysokich. Najdłuższe tory występują w Tatrach Zachodnich, a najkrótsze w Tatrach Bielskich. Stwierdzono, że nie ma wyraźnej zależności pomiędzy ekspozycją stoków, a rozmieszczeniem torów lawinowych, jakkolwiek najmniej torów znajduje się na stokach o ekspozycji SE. Widoczny jest natomiast związek rozmieszczenia torów z nachyleniem stoków. Ponad 70% torów lawinowych występuje na stokach o nachyleniu 26–55°, z dominacją stoków o nachyleniu 37–55°. Ponadto w Tatrach Zachodnich wśród stoków, na których powstają lawiny, większy jest udział stoków o nachyleniu poniżej 25°, a w Tatrach Wysokich powyżej 55°.

Podobne prawidłowości stwierdzono w rozmieszczeniu stref akumulacji lawinowej. Najwięcej, bo 1092 strefy zidentyfikowano w Tatrach Wysokich,

podczas gdy w Tatrach Zachodnich tylko 649 i jedynie 69 w Tatrach Bielskich. Wielkość ich powierzchni średnio wynosi ok. 1 ha i waha się od 0,02 do 26 ha. Największe strefy akumulacji lawinowej występują w Tatrach Zachodnich, a najmniejsze w Tatrach Wysokich. Najmniejsze zróżnicowanie pod tym względem wykazują Tatry Bielskie. Rozmieszczenie stref akumulacji pod względem ekspozycji stoku jest w miarę równomiernie w całym masywie.

Wyniki analizy wskazują, że rzeźba Tatr tworzy sprzyjające warunki dla aktywności lawin. Są one jednak zróżnicowane przestrzennie, na co wskazuje rozmieszczenie torów lawinowych i zmienność ich cech morfometrycznych w poszczególnych częściach.

Badania w ramach projektu nr 2011/03/B/ST10/06115 finansowanego przez Narodowe Centrum Nauki.

Uwarunkowania współczesnych procesów rzeźbotwórczych w górach wysokich strefy suchej i półsuchej na przykładzie doliny Dades (Atlas Wysoki)

Maciej Dłużewski¹, Kazimierz Krzemień², Elżbieta Rojan¹

¹*Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa,*

²*Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków*

erojan@uw.edu.pl

W obszarach wysokogórskich strefy suchej i półsuchej współczesne procesy rzeźbotwórcze charakteryzują się dużą dynamiką, choć częstotliwość ich występowania jest zazwyczaj nieznaczna, wynikająca z epizodycznego charakteru krótkotrwałych i na ogół gwałtownych zdarzeń opadowych. Na wielkość zmian form rzeźby stokowej i fluwialnej wpływa także litologia, rzeźba terenu i szata roślinna.

Celem opracowania było określenie wpływu systemu stokowego na system fluwialny w zlewniach wysokogórskich o cechach klimatu suchego i półsuchego. Do jego realizacji wyznaczono trzy reprezentatywne zlewnie, w granicach których

w latach 2012–2014 prowadzono badania szczegółowe pozwalające na ocenę dynamiki stokowych i fluwialnych procesów rzeźbotwórczych w zróżnicowanych pod względem cech środowiska przyrodniczego obszarach testowych. Położone są one w różnych częściach zlewni górnego Dades rozciągającej się od 1526 do 3400 m n.p.m. Przeanalizowano wpływ budowy geologicznej, morfometrii i szaty roślinnej. Analizę przeprowadzono na podstawie wyników uzyskanych z 48 stanowisk pomiarowych, 27 na stokach i 21 w korytach I do V rzędu. Dokonano pomiarów materiału przemieszczonego i wielkości tego przemieszczenia. W sąsiedztwie każdej zlewni umieszczono stacje meteorologiczne

umożliwiający ciągły monitoring zdarzeń opadowych.

Uzyskane wyniki wskazują na silną zależność intensywności procesów stokowych i fluwialnych w górach wysokich strefy suchej i półsuchoj od typowych w tej strefie zdarzeń opadowych. Duża wydajność tych procesów wynika także z intensywnego wietrzenia fizycznego skał podłoża oraz małej gęstości szaty roślinnej.

Wartość progową opadu morfotwórczego określono na 2,6 mm/h (18 mm/6h) w czasie jednego zdarzenia, na stokach o nachyleniu powyżej 22° oraz w korytach od III rzędu. Opady o natężeniu powyżej tej wartości, występujące w południowej części Atlasu Wysokiego średnio 1–2 razy w roku powodują przemieszczanie na stokach materiału zwietrzelinowego, który częściowo dostaje się do koryt rzecznych oraz zmianę morfologii koryt, uruchamianie materiału w dolinach bocznych i jego transport do dolin walnych. W obrębie stoków nie stwierdzono istotnej statystycznie zależności pomię-

dzy nachyleniem stoków, a wielkością transportowanego w jego obrębie materiału frakcji żwirowej i kamienistej oraz wielkością transportowanego po stoku materiału frakcji żwirowej i kamienistej, a długością jego przemieszczenia.

Uzyskane wyniki pozwalają ponadto na stwierdzenie, że morfodynamika koryt rzek epizodycznych w obszarach wysokogórskich strefy suchej i półsuchoj zależy w większym stopniu od ilości wody transportowanej w korycie (rzędu koryta) niż od ich wykształcenia. Mimo znacznie większego spadku w korytach I i II rzędu, energia wody jest tam mniejsza niż w korytach III i wyższych rzędów, charakteryzujących się mniejszym spadkiem, w których w trakcie prowadzonych badań stwierdzono zdecydowanie większą intensywność procesów korytowych.

Badania zrealizowano w ramach projektu badawczego NCN nr 2011/01/B/ST10/07295.

Morfodynamika barchanów – mity i rzeczywistość

Maciej Dłużewski, Katarzyna Biejat

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

dluzewski@uw.edu.pl

Barchany są jednymi z najbardziej dynamicznych form akumulacyjnych tworzących się w środowisku eolicznym. Mimo tego mają bardzo podobny kształt we wszystkich obszarach, w których występują, niezależnie od zróżnicowania środowiska przyrodniczego tych obszarów. Są to formy charakteryzujące się silną wzajemną zależnością pomiędzy cechami morfometrycznymi.

Precyzyjne określenie kształtu form pozwala obecnie na znacznie dokładniejsze określenie kluczowych czynników decydujących o zmienności i zróżnicowaniu morfologii barchanów. Na morfodynamikę akumulacyjnych form eolicznych wpływają teoretycznie: kierunek i siła wiatru, rzeźba terenu, szata roślinna, cechy teksturalne i wilgotność materiału wydmowego, oskorupienie powierzchni wydmy.

W przypadku barchanów, dynamika form zależy głównie od reżimu wiatru, natomiast pozostałe cechy, mimo, że często wymieniane jako bardzo istotne w rozwoju tego typu wydmy, nie znajdują potwierdzenia w szczegółowych wynikach najnowszych badań.

Przepływ przypowierzchniowego strumienia powietrza po stronie dowietrznej akumulacyjnych form eolicznych może być różnicowany przez szorstkość podłoża, wynikającą z gęstości szaty roślinnej lub wielkości materiału budującego wydmy. W przypadku barchanów, z uwagi na ich dość szybkie przemieszczanie się, roślinność po stronie dowietrznej nie może występować, gdyż znajdujące się tam podłoże przez dłuższy czas przykryte jest przez wydmy. Zróżnicowanie składu mechanicznego materiału występującego na powierzchni

stoku dowietrznego nie jest istotne statystycznie. Oznacza to, że jego wpływ na przepływ przypowierzchniowego strumienia powietrza, ale także na zróżnicowanie wielkości transportu materiału w obrębie barchanów, jest niewielki. Z uwagi na bardzo małe zróżnicowanie średniego nachylenia stoku dowietrznego barchanów, cecha ta również nie różnicuje wzrostu prędkości przypowierzchniowego strumienia powietrza do jakiego dochodzi wraz z jego przemieszczaniem się w górę stoku.

Wilgotność powierzchniowej warstwy materiału budującego wydmy może się zwiększyć, gdy wystąpi opad deszczu lub kondensacja pary wodnej na jej powierzchni. Może to wpłynąć na wzrost kohezji materiału, a tym samym na wzrost wartości progowej prędkości wiatru, niezbędnej do poderwania ziarna. Wilgoć pochodząca z kondensacji pary wodnej, choć w niektórych obszarach występowania barchanów notowana jest w godzinach porannych przez ponad 6 miesięcy rocznie, rzadko zwiększa wagową osadów powierzchniowych powyżej 0,5%, tj. powyżej wartości uznawanej za progową dla transportu materiału eolicznego. Opad deszczu występuje natomiast w tych obszarach bardzo rzadko, często raz na kilka lat, a do tego krótkotrwałe i zazwyczaj, z uwagi na dużą przepuszczalność osadów wydmowych, łatwo infiltruje w głąb, mając bardzo krótkotrwały wpływ na wzrost wilgotności warstwy przypowierzchniowej.

Oskorupienie powierzchni wydm wynika najczęściej z szybkiego podniesienia się poziomu

zwierciadła wód podziemnych, najczęściej w obszarach, w których dochodzi do nadmiernej irygacji. W obszarach suchych taki proces, z oczywistych względów, ma jednak miejsce bardzo rzadko.

Można zatem stwierdzić, że morfodynamika barchanów jest związana głównie z reżimem wiatru i tylko w nieznacznym stopniu zależna od pozostałych cech środowiska przyrodniczego. Wykonywane obecnie szczegółowe pomiary kształtu barchanów wskazują jednak, że prędkość wiatru jest istotna jedynie dla szybkości przemieszczania się barchanów. Morfologia czy bilans osadów związane są przede wszystkim ze zmiennością kierunku wiatru wydmotwórczego. Zmienność ta może mieć wpływ zarówno w skali krótkookresowej (sezonowej) jak i w skali długookresowej (wieloletniej). Wyniki badań prowadzonych w obszarach o różnym reżimie wiatru dowodzą, że mimo dużej zmienności kierunku wiatru w danym sezonie, po jego ponownym ustabilizowaniu, kształt barchanów powraca do stanu „idealnego”, tj. do stanu, w którym wzajemna zależność cech morfometrycznych jest bardzo silna. Zaburzenia takiego cyklu mogą być związane ze zmniejszeniem lub zwiększeniem dostawy materiału wynikającym z długotrwałych naturalnych zmian środowiska przyrodniczego w danym regionie lub częściej z szybkich zmian wywołanych przez działalność człowieka. Gdy duża zmienność kierunku utrzymuje się przez dłuższy czas, barchany przekształcają się w wydmy poprzeczne, a następnie w wydmy gwiaździste.

Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego w Czermnie (Kotlina Hrubieszowska)

Radosław Dobrowolski¹, Jan Rodzik¹, Przemysław Mroczek¹, Piotr Zagórski¹, Krystyna Bałaga¹, Irena Agnieszka Pidek¹, Irka Hajdas², Marcin Piotrowski³, Marcin Wołoszyn⁴, Tomasz Dzieńkowski³

¹Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, ²Laboratory for Ion Beam Physics ETHZ, Zurich, ³Instytut Archeologii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, ⁴Instytut Archeologii i Etnologii, PAN, Warszawa

rdobro@poczta.umcs.lublin.pl

Ważny odcinek wczesnośredniowiecznego pogranicza polsko-ruskiego zajmują tzw. Grody Czerwieńskie – obszar o skomplikowanej historii i niejednoznacznej pierwotnej przynależności terytorialnej. Sam gród Czerwień, od którego wywodzi się nazwa Grodów, identyfikować najprawdopodobniej należy z zespołem umocnień w miejscowości Czermnio nad Huczwą w Kotlinie Hrubieszowskiej. Głównym elementem rozległego kompleksu osadniczego w Czermnie (pow. ok. 150 ha) jest grodzisko o wymiarach ok. 190x120 m, z zachowanymi wałami o wysokości ok. 6 m, oraz dwa podgrodzia i rozległa osada wczesnośredniowieczna z cementarzyskami szkieletowymi.

Szeroko zakrojone, interdyscyplinarne badania geoarcheologiczne, realizowane od 2013 r. w obrębie stanowiska Czermnio (projekt MNiSW nr 12H 12 0064 81) zakładały możliwie pełne, wieloaspektowe rozpoznanie kontekstu osadniczego, w tym także określenie środowiskowych uwarunkowań lokalizacji zespołu grodziskowego.

Główne cele podjętych badań paleogeograficznych obejmowały: (1) rekonstrukcję pierwotnych (przedosadniczych) warunków środowiska przyrodniczego (odtworzenie sytuacji morfologicznej i hydrologicznej) oraz (2) określenie głównych etapów holoceniowej ewolucji środowiskowej ze szczególnym uwzględnieniem faz *human impacts*,

zwłaszcza w okresie wczesnego średniowiecza. Wykorzystano w tym celu złożone procedury metodyczne obejmujące: (1) szczegółowe kartowanie geologiczno-geomorfologiczne w otoczeniu stanowiska; (2) analizę sedymentologiczną sekwencji osadowo-glebowych w profilach katen glebowych i w sondowaniach geologicznych; (3) analizę geoprzestrzenną stanowiska z wykorzystaniem technik GPS i GIS; (4) analizy paleobotaniczne osadów biogenicznych (palinologiczne i makrofosylne szczątków roślinnych); (5) analizy mikromorfologiczne osadów mineralnych; (6) analizy granulometryczne osadów mineralnych; (7) analizy geochemiczne (osady mineralne i organiczne); (8) akceleratorowe datowania radiowęglowe (AMS) osadów biogenicznych; (9) datowania termoluminescencyjne osadów mineralnych; (10) szczegółowe zdjęcie tachymetryczne stanowiska.

Uzyskane dotychczas wyniki pozwoliły na szczegółowe rozpoznanie kontekstu geologicznego, paleomorfologicznego i paleohydrologicznego związanego z posadowieniem i funkcjonowaniem zespołu osadniczego w Czermnie, a także na odtworzenie głównych etapów neoholoceniowej ewolucji środowiska (zmian warunków wilgotnościowo-termicznych oraz sukcesji szaty roślinnej), ze szczególnym uwzględnieniem okresu wczesnego średniowiecza.

Prawidłowości w rozkładzie przestrzennym wydm śródlądowych prawobrzeżnej części Polesia Ukraińskiego

Lidiya Dubis

Wydział Biotechnologii i Nauk o Środowisku KUL, Lublin oraz Wydział Geografii Narodowego Uniwersytetu Lwowskiego im. Iwana Franki, Lwów

dubis@mail.lviv.ua

W odróżnieniu od Polski i Zachodniej Europy, na terenie Polesia Ukraińskiego badania procesów eolicznych i wydm przez długi czas (jeszcze od prac A. Tytkowskiego z początku XX stulecia) pozostawały poza zainteresowaniem naukowców. Genezę form eolicznych wyjaśniano na różne sposoby, uznawano je za: formy poligenetyczne (Marynych, 1963, 1956; i inni), formy piaszczyste-liniowe utworzone w wyniku ruchów tektonicznych (Koszyk i in., 1976, 1977; Timofiejew, 1981; i inni), formy eoliczne utworzone pod wpływem pól elektrostatycznych (Pazynycz, 1994), formy fluwialne, utworzone wzdłuż dolin rzecznych (Liczkow, 1928; Pazynycz, 1994; i inni).

Polesie Ukraińskie jest bardzo słabo poznana częścią większej, ciągnącej się na znacznym obszarze Europy, strefy występowania wydm śródlądowych. Teren badań położony jest poza granicą zasięgu ostatniego zlodowacenia i obejmuje: Małe Polesie, Polesie Wołyńskie, Żytomierskie i Kijowskie (od granicy z Polską do Dniepru, na odcinku o długości około 480 km z W na E).

Wydmy prawobrzeżnej części Polesia Ukraińskiego na ogół są starsze od wydm Europy Środkowej i Zachodniej. Geneza tych form wiązała się ze zmianami warunków paleogeograficznych, zwłaszcza z rozwojem ostatniego zlodowacenia oraz zmianami jego zasięgu podczas transgresji i deglacjacji. Główna faza formowania omawianych wydm śródlądowych nastąpiła między 18 000 a 13 300 lat BP.

Analiza rozmieszczenia wydm, wykonana na podstawie opracowania 264 arkuszy map topograficznych w skali 1:50 000 oraz dostępnych zdjęć satelitarnych (QuickBird, Aster, EarthView i inne) z wykorzystaniem systemów informacji geograficznej, pokazała istnienie szeregu prawidłowości

w rozkładzie przestrzennym wydm śródlądowych prawobrzeżnej części Polesia Ukraińskiego.

Największa liczba wydm śródlądowych skoncentrowana jest w dolinach rzecznych i są to formy ciągnące się niemal równolegle do koryt rzecznych. Maksymalna ich koncentracja zaznacza się w górnym i dolnym odcinku doliny Prypeci, środkowych i dolnych odcinkach dolin Słuczy i Teterwi, a także dolnych odcinkach dolin Stubli i Horyni. Mechanizm powstania i rozwoju tych form był zbliżony do mechanizmu tworzenia wydm nadmorskich. Głównym źródłem materiału piaszczystego były osady aluwialne, utworzone wskutek funkcjonowania systemów rzecznych w późnym plejstocenie.

Znaczna liczba pojedynczych wydm śródlądowych występuje na osadach lodowcowych i wodnolodowcowych, w szczególności: między lewym brzegiem rzeki Stochód na WSW, a lewym brzegiem rzeki Horyń na NE, na międzyrzeczu Horyni i Słuczy na południe od miasta Sarny oraz na zachodnim skłonie Tarczy Ukraińskiej.

Wydmy śródlądowe „otaczają” w dolnej części zachodnie i północno-zachodnie stoki Wysoczyzny Słoweczańsko-Owrukszkiej. Rzadko spotykane są w dolnej części jej południowo-zachodnich zboczy, a na wschodnich – w ogóle nie stwierdzono ich obecności, co świadczy o dominacji zachodnich i północno-zachodnich wiatrów wydmotworczych.

Na Małym Polesiu wydm śródlądowe nie wykazują wyraźnego liniowego rozciągnięcia wzdłuż koryt w dolinach rzecznych, a tworzą pola wydmowe, na których dominują wydmy paraboliczne i złożone. Wyraźnie odmiennie cechy ma wschodnia część terenu, gdzie największy wpływ na rozkład przestrzenny form eolicznych miała rzeźba terenu, zwłaszcza w strefie zwężenia Małego Polesia.

Informacje o rozkładzie przestrzennym wydm śródlądowych i szczegółowa analiza zdjęć satelitar-nych zabagnionych dziś powierzchni późnoplejsto-ceńskich prawobrzeżnej części Polesia Ukraińskiego pozwoliły na wydzielenie miejsc prawdopodobnej przebudowy sieci rzecznej już po utworzeniu form eolicznych, w szczególności, w dolinach rzek Styr i Stubla. Występowanie wydm śródlądowych na

zabagnionych powierzchniach wodnolodowcowych zlodowacenia dniewprowskiego i aluwialnych powierzch-niach tarasów późnoplejstoceńskich świadczy, że procesy zabagnienia występowały już po powstaniu wydm. Jedną z prawdopodobnych przyczyn tego zabagnienia (oprócz zmiany klimatu, predyspozy-cji litologicznych itd.) była lokalna zmiana odpływu, która nastąpiła już po uformowaniu wydm.

Piaskowcowe bloki skalne na progach morfologicznych Gór Stołowych – zapis wieloetapowego rozwoju stoku

Filip Duszyński, Piotr Migoń, Mateusz Strzelecki

Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

filip.duszynski@uni.wroc.pl

Jednym z charakterystycznych elementów rzeźby Gór Stołowych (Sudety Środkowe) są wysokie progi morfologiczne, ze ścianą skalną w najwyższej części. Piaskowce tworzące ścianę skalną charakteryzują się znacznym uszczelinieniem i porowatością, podczas gdy podścielający je kompleks drobnodziarnisty jest znacznie słabiej przepuszczalny. W efekcie, na kontakcie obu kompleksów skalnych odpływ wody przybiera składową poziomą, a wzdłuż progów morfologicznych tworzą się strefy wydajnych wypływów. Zjawisko to, wespół z plastyczną deformacją skał drobnodziarnistych pod naciskiem wyżej leżącej sztywnej płyty piaskowca, jest odpowiedzialne za różnorodne ruchy masowe, takie jak przewracanie, obrywanie czy odpadanie bloków od skalnego odcinka progów. W wielu obszarach płytowych na świecie obserwuje się mniejsze bądź większe nagromadzenia bloków skalnych zalegających w środkowej i dolnej części stoku, postrzegając je jako świadectwo postępującej degradacji i cofania się progów morfologicznych. Choć źródło zalegającego na stoku materiału blokowego nie budzi wątpliwości – jest nim ściana skalna, to problematyczne są kwestie mechanizmu jego odsponienia i transportu, a szczególnie umiejscowienie tych procesów w czasie. W dotychczasowych opracowaniach, zarówno polskich, jak i zagranicznych,

prezentowano odmienne poglądy dotyczące wieku progów oraz warunków, w jakich były i są one kształtowane. Wielu informacji na ten temat może dostarczyć badanie bloków skalnych.

Podjęto próbę odpowiedzi na pytanie, czy zalegające w obrębie progów morfologicznych Gór Stołowych piaskowcowe bloki skalne mogą być zapisem wieloetapowego rozwoju stoku i czy pewne prawidłowości z tym związane można odnieść do większej liczby obszarów o budowie płytowej. Badania przeprowadzono w obrębie trzech poligonów badawczych rozmieszczonych na stokach Szczelińca Wielkiego, Narożnika oraz na północno-wschodnim progów Gór Stołowych. Stanowiska wybrano w oparciu o obserwacje terenowe rozmieszczenia dużych bloków oraz analizę modelu terenu o submetryjnej rozdzielczości (LiDAR). W celu określenia, czy przy współczesnej lokalizacji piaskowcowej ściany skalnej odpadające bloki mogły dotrzeć do miejsc swojego występowania w środkowej i dolnej części stoku zastosowano analizę w programie CONEFALL. Oprogramowanie to pozwala na określenie stref, do których mogą dotrzeć odpadające od progów skalnych bloki, biorąc pod uwagę empirycznie wyznaczony kąt, zwany *shadow* lub *reach angle*. Informacją wejściową był model terenu Gór Stołowych o rozdzielczości 5 m

oraz warstwa zawierająca ręcznie wyznaczone strefy potencjalnego odpadania bloków – ściany skalne o znacznym nachyleniu. W analizach zastosowano kąt shadow angle określony na 27°. Rezultaty analiz prowadzonych w programie CONEFALL wykazały, że odległość do jakiej mogą dotrzeć fragmenty skalne ze współczesnych ścian piaskowcowych jest znacznie mniejsza aniżeli wynikałoby to z rozmieszczenia najdalej położonych bloków. Wyniki te wskazują, że pochodzenie części bloków można wiązać ze (1) zdarzeniami geomorfologicznymi w odleglejszej przeszłości, gdy zasięg płyt piaskowcowych górnego i środkowego horyzontu morfologicznego Gór Stołowych był większy. Bloki skalne zalegające na stokach i u ich podnóży mogą być także efektem: (2) powolnego pełzania po stoku o niewielkim nachyleniu, (3) przetrwania w pozycji obniżonej szczególnie odpornych fragmentów płyty piaskowcowej, bez udziału ruchów masowych. Przesłanką za słusznością hipotezy (1) jest wygląd powierzchni bloków skalnych, z licznymi

przejawami wietrzenia selektywnego. Precyzyjniejszych danych na ten temat mogą dostarczyć planowane pomiary młotkiem Schmidta, które umożliwią określenie różnic w stopniu zwietrzenia, a zatem względnego wieku poszczególnych bloków. Jeśli najbardziej odległe z nich wykażą bardziej zaawansowany stopień zwietrzenia, to będzie można wnioskować o różnym wieku bloków w różnych położeniach na stoku. Za pomocą młotka Schmidta zostanie ponadto oceniona wytrzymałość ścian piaskowcowych w trzech badanych lokalizacjach. Pozwoli to na stwierdzenie, czy różna ilość i wielkość bloków skalnych na analizowanych stokach uwarunkowana jest zróżnicowaną odpornością w obrębie piaskowców. Na podstawie dotychczas przeprowadzonych obserwacji można przypuszczać, że ruchy masowe w obrębie progów morfologicznych Gór Stołowych w przeszłych okresach geologicznych przebiegały intensywniej, a dziś obserwuje się znaczne spowolnienie tych procesów.

Studium przemian szaty roślinnej na terenie Rezerwatu Meteoryt Morasko na podstawie analizy palinologicznej i historycznych źródeł kartograficznych

Magdalena Dworzyńska, Mirosław Makohonienko

Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im Adama Mickiewicza, Poznań

dworzynskam@wp.pl

Teren dla którego wykonano analizę palinologiczną położony jest w zachodniej Polsce, na Pojezierzu Wielkopolskim. Obszar ten od roku 1976 roku poddany jest ochronie ścisłej. Utworzony rezerwat chroni zarówno teren upadku meteorytu żelaznego, ale również fragment lasu grądowego wraz z rzadkimi gatunkami roślin na tym terenie występującymi. Sto lat temu dokonano pierwszego odkrycia materii pochodzenia poza ziemskiego. Od tego czasu obszar ten cieszy się niesłabnącym zainteresowaniem naukowców. Dzięki niemu powstały liczne prace dotyczące budowy geologicznej oraz

geomorfologicznej tego terenu (np. Dominik, 1976; Hurnik, 1976; Stankowski, 2001, 2002, 2008; Muszyński, 2013). Dzięki powstałym publikacją poznaliśmy lepiej charakterystykę oraz procesy zachodzące w obrębie odnajdywanej na terenie rezerwatu materii kosmicznej. Najmniej poznany aspekt Rezerwatu Meteoryt Morasko jest jego historia przyrodnicza. Celem pracy jest przybliżenie przemian środowiska przyrodniczego, które miały miejsce w okresie czwartorzędu. Odtworzenie zapisu szaty roślinnej powalające na wnioskowanie o przyrodniczej historii tego terenu.

Badania podzielone były na trzy etapy. Etap pierwszy – prace terenowe. Materiał organiczny został pobrany z zagłębień bezodpływowych znajdujących się na terenie rezerwatu. Poboru dokonano za pomocą próbnika Instorf o średnicy rdzenia 7 cm. Uzyskany w ten sposób materiał organiczny w trakcie etapu drugiego – prace laboratoryjne, został opróbowany w wysokiej rozdzielczości. Próbkę pobraną została co 3 cm. Objętość każdej jednostkowej próbki wynosiła 1cm³. Osady zawierające węglan wapnia poddano działaniu kwasu solnego. Natomiast osady bezwapienne i torfy poddano trawieniu 10% zasadą potasową. W przypadku próbek, w których zidentyfikowano frakcję łąkową wykonano ich oczyszczenie 40% HF. Dla próbek przeprowadzono acydolizę trwającą 2 minuty i 30 sekund. W celu obliczenia koncentracji sporomorf do próbek dodano zarodniki *Lycopodium*. Wszystkie uzyskane próbki zostały zmacerowane, zalane gliceryną oraz zabarwione przy pomocy fuksyny. Trzeci etap prac obejmował analizę mikroskopową oraz identyfikację ziarn pyłków. Zestawienie danych i obliczenia procentowe wykonano za pomocą programu Tilia 1.7.16 (Eric Grimm) oraz Tilia Graph w celu wykonania diagramów palinologicznych.

Konstrukcję procentowych diagramów pyłkowych oparto na sumie AP+NAP = 100%. Diagramy procentowe przedstawiono, zestawiając taksony pyłkowe w wydzielone grupy ekologiczne. Wyróżniono następujące grupy: drzewa i krzewy, pnącza, rośliny zielne, synantropijne, zboża, rośliny błotne, wodne. Obliczenia koncentracji sporomorf wykonano za pomocą tzw. wskaźników mianowanych w postaci tabletek *Lycopodium*. Diagramy koncentracji przedstawiono dla wybranych taksonów w postaci histogramów. Analiza palinologiczna wykonana dla wybranych zagłębień bezodpływowych wskazuje akumulację analizowanych osadów w młodszym holocenie. W wykonanych diagramach zaobserwować można ciągłą dominację sosy oraz brzozy. W zapisie wyraźna jest obecność lasów liściastych dębowo-leszczynowych z domieszkami wiązu i lipy. Wyraźne są również wahania w ilości leszczyny jak również wzrost zawartości pyłków brzozy. Zapis palinologiczny ukazuje gwałtowny wzrost zawartości grabu w okresie tworzenia się lasów grabowo-dębowych. Wyraźnie zarysowuje się również działalność człowieka poprzez zwiększenie zawartości zbóż uprawnych i występowania roślin ruderalnych. Uzyskane wyniki dla północnej części Poznania obrazują proces przekształcania się roślinności pogłębiany przez rozwój osadnictwa.

Znaczenie późnovistuliańskich sekwencji osadów organicznych dla interpretacji paleogeograficznych w obszarach ekstraglacjalnych (na przykładach z regionu łódzkiego)

Danuta Dzieduszyńska, Jacek Forsyjak

Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Łódź

dadziedu@geo.uni.lodz.pl

W ostatnich latach notuje się zwiększenie zainteresowania badaniami osadów zawierających szczątki organiczne, w kontekście pozyskiwania danych do rekonstrukcji paleogeograficznych. Obiektami najczęściej badanymi są zbiorniki akumulacji osadów

biogenicznych, głównie misy jezior i torfowisk, w których następuje konserwacja materiału geologicznego, a także rejestracja złożonego zespołu warunków wpływających na ich funkcjonowanie. Potencjalne możliwości zastosowania do badania tego

samego obiektu wachlarza analiz paleobiologicznych, w połączeniu z rozpoznaniem geologicznym, geomorfologicznym, archeologicznym oraz badaniami geochronometrycznymi, pozwala na dysponowanie szeregiem danych znacząco zwiększających rozpoznanie funkcjonowania paleosystemów.

Wybrane zostały stanowiska regionu łódzkiego, posiadające najpełniejszą dokumentację, opracowaną w ramach badań interdyscyplinarnych osadów biogenicznych. Są to torfowiska i niewielkie kopalne jeziora i mokradła, datowane na vistuliański późny glacjał. Geoarchiwa, jakimi są udokumentowane osady, deponowane były w okresie cechującym się dużą zmiennością klimatu, która towarzyszyła transformacji warunków peryglacialnych na umiarkowane. Zmienne i dynamiczne warunki środowiskowe pociągały za sobą aktywizację procesów morfogenetycznych.

Położenie regionu w strefie staroglacjalnej wyklucza możliwość istnienia zbiorników z osadami jeziornymi o dobrze zachowanej laminacji, które pozwalają na badania *high resolution* i bezpośrednie odniesienia do skali czasu lat kalendarzowych. Rozdzielczość czasowa w analizowanych profilach jest możliwa do osiągnięcia poprzez duże zagęszczenie poboru próbek.

Najszerszym zakresem badań objęte zostały stanowiska: Witów, Rąbień, torfowiska w dolinie Świętojanki (Wola Grzymalina), Ner-Zawada, Żabieniec i Koźmin Las. Miąższość analizowanych serii późnovistuliańskich, w skład których wchodzi: mułki, torfy, gytje, kreda jeziorna, wynosi od 0,5 do 3,5 m. Rozdzielczość opróbowania rdzeni do analiz paleobiologicznych wynosi od 2 do 5 cm. Wszystkie profile były analizowane pod względem litologicznym oraz posiadają dokumentację geochronologiczną (datowania radiowęglowe). Analizy paleoekologiczne obejmują zestaw proxies stosowanych do osadów ekosystemów terestrycznych i akwaticznych (palinologiczne, makroszczątków roślinnych, geochemiczne, paleopedologiczne, dendrologiczne, dendrochronologiczne, diatomologiczne, Cladocera, Chironomidae). W profilach Żabieniec, Koźmin Las

i Rąbień zrekonstruowano wartości paleotemperatur na podstawie zgrupowań kopalnych Chironomidae.

Osady poddane analizom w stanowiskach regionu łódzkiego wykazują różną jakość zachowanego materiału biogenicznego, a co za tym idzie ich różną wartość interpretacyjną; niemniej jednak zestawienie profili pozwala na wyróżnienie wszystkich późnovistuliańskich jednostek chronostratigraficznych, zarówno tych rejestrowanych w skali globalnej (*event stratigraphy*), jak i w lądowej stratygrafii regionalnej. Lokalizacja stanowisk w różnych sytuacjach morfologicznych: w dolinach rzecznych, wśród kompleksów eolicznych, w strefach wododziałowych, jest korzystna z punktu widzenia możliwości interpretacyjnych dynamicznych procesów przyrodniczych późnego vistulianu. W zbadanych profilach zapisane są skutki transformacji dolin rzecznych regionu (fazy erozji i agradacji den dolinnych), degradacja wieloletniej zmarzliny (z krótkotrwałymi epizodami regeneracji oraz ważnymi dla części zbiorników procesami termokrasowymi), fazy wydymotwórcze (przekształcenia zasięgu zbiorników oraz zmiany w składzie litologicznym osadów biogenicznych), a także efekty procesów stokowych. Największy zasięg czasowy i ciągły zapis w osadach mają torfowiska Żabieniec i Rąbień. W przypadku Witowa ciągłość akumulacji biogenicznej przerywana jest epizodami wzmożonej aktywności eolicznej. W stanowisku Koźmin Las udokumentowana została około 1600-letnia sekwencja zdarzeń na równinie zalewowej Warty podczas nagłego pogarszania się warunków klimatycznych, od schyłku allerödu do schyłku młodszego dryasu. Największą rozdzielczość uzyskano dotychczas w profilach z Witowa i Koźmina.

Zwrócić należy uwagę na pewną przewagę stanowisk regionu łódzkiego, w stosunku do stanowisk strefy młodoglacjalnej, która wynika nie tylko z dużego zróżnicowania warunków geomorfologicznych obniżen, ale też z wcześniejszego rozpoczęcia cyklu akumulacji jeziornej czy narastania torfów, często już w najstarszym dryasie, a nawet okresach go poprzedzających.

Daty radiometryczne w profilach lessowych Ukrainy

Stanisław Fedorowicz¹, Maria Łanczont²

¹*Instytut Geografii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk*, ²*Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin*

geosf@univ.gda.pl

Duża seria dat radiometrycznych (międzylaboratoryjne daty luminescencyjne – TL, daty radiowęglowe AMS, U-Th i Ar-Ar) została opracowana dla próbek pobranych w pięciu ukraińskich stanowiskach lessowych o dobrze rozpoznanej stratygrafii i dobrze udokumentowanych na podstawie szerokiego wachlarza badań prowadzonych w ramach projektu badawczego MNiSW N N306 474138 „Korelacja podstawowych profili lessowych Ukrainy na podstawie dat luminescencyjnych”, którego kierownikiem był S. Fedorowicz.

Idąc od zachodu na wschód i południowy wschód są to profile: Korsziw (Wyżyna Wołyńska), Wołoczysk (Wyżyna Podolska), Nagirne (Wyżyna Nadnieprzańska), Maksimiwka (Nizina Naddnieprzańska) oraz Roksolany (Nizina Czarnomorska). Celem prac było przeprowadzenie korelacji między tymi profilami, ustalenie ich chronostratygrafii oraz porównanie jej z chronologią lessów w Europie Środkowej. Datowania luminescencyjne (TL) wykonali: S. Fedorowicz (Uniwersytet Gdański), J. Kusiak (UMCS Lublin), S. Prylypko (Instytut Nauk Geologicznych w Kijowie). Łącznie laboratoria termoluminescencyjne wykonały 254 daty (w tym: Gdańsk – 125, Lublin – 85 i Kijów – 44). Ponadto wykonano 18 dat radiowęglowych (AMS-C-14), 7 dat U-Th i 2 daty Ar-Ar. Próbkę do datowań obejmowały: lessy, gleby kopalne, pył wulkaniczny i skorupki ślimaków.

Przedstawione stanowiska lessowe zawierają osady utworzone między MIS 7 a MIS 2, czyli w okresie ostatnich 250 tys. lat. Zastosowaliśmy dwa schematy stratygraficzne lessów i gleb kopalnych stosowane na Ukrainie – w części zachodniej schemat wg Boguckiego (1986), w części centralnej – wg Weklicza (1993). Zgodnie z nimi kolejne warstwy sekwencji lessowo-glebowych tworzyły się w przedziałach czasowych:

– less L3 (MIS 8) (Dniepr = odra) był starszy od 243 tys. lat;

– zespół gleb S2 (MIS 7) (Kajdaki/Korsziw = lubelski) przypadał na czas od 243–191 tys. lat;

– less L2 (MIS 6) (Tyasmyń = warta) przypadł na 191–130 tys. lat;

– zespół gleb S1 (MIS 5) (Pryluki/Gorochiw = eem i wczesny glacjał ostatniego zlodowacenia) przypadł na 130–71 tys. lat;

– less L1 (vistuliański) tworzył się później niż 71 tysiąca lat, z czego: w MIS 4 powstał less Udaj (71–57 tys. lat), w MIS 3 utworzyła się gleba (zespół gleb) interstadialna Witacziw/Dubno (57–29 tys. lat), w MIS 2 nastąpiła sedymentacja lessu Bugskiego (29–12,5 tys. lat).

Daty TL, jako jedyne umożliwiające w całym zakresie czasowym określenie czasu depozycji wszystkich osadów, w większości przypadków potwierdziły wcześniejsze przypuszczenia. Dobrą korelację międzylaboratoryjnych (Gdańsk–Lublin–Kijów) wyników datowania TL uzyskano dla profili Maksimiwka. W profilu Roksolany daty TL dla osadów najmłodszych (MIS 2, 3 i 4) były niezgodne z rozpoznaniem przyrodniczym i wszystkie były starsze niż 100 tys. lat. W osadach MIS 2 z tego profilu znaleziona została warstewka tefry. Pierwsze wyniki jej datowania metodą K-Ar wykazywały milionowe daty, co wskazuje na wtórną sedymentację pyłu wulkanicznego i nie oddaje czasu opadania bezpośrednio po wybuchu wulkanu. Badania tefry trwają. Na podstawie dat AMS C-14 dokonano rozpozniomowania najmłodszych osadów glebowych zawierających humus, które powstały w czasie sprzed 40 000 lat. Nie wszystkie z nich były zgodne z interpretacją stratygraficzną profili. Daty próbek zawierające skorupki ślimaków, pobrane w stanowisku Korsziw, należy potraktować wyłącznie jako wynik badań metodycznych. Tylko niektóre z 7 dat pojedynczych skorupki mieściły się w czasie tworzenia warstwy osadowej, w której występowały.

Skanning laserowy w badaniach morfologicznych małych i średnich dolin rzecznych (przypadek doliny Wieprzy i jej dopływów)

Wacław Florek, Iwona Tylman

Instytut Geografii i Studiów Regionalnych, Akademia Pomorska, Słupsk

wacflor@gmail.com

Badania morfologiczne, w tym i morfometryczne odgrywały i nadal odgrywają ważną rolę w rozpoznawaniu systemów dolin. W ciągu ostatnich ponad 100 lat podstawowe informacje morfologiczne czerpano z analizy treści hipsometrycznych map topograficznych, w ostatnich latach przetwarzanych do postaci numerycznych modeli terenu lub też ze zdjęć lotniczych i obrazów satelitarnych. W opracowaniach szczegółowych częste jest też pozyskanie danych przez pomiary geodezyjne.

Źródła te w badaniu małych dolin rzecznych okazują się mało przydatne, zwłaszcza, że wiele spośród nich jest w znacznym stopniu zalesiona, co stanowi istotną przeszkodę utrudniającą wykonywanie pomiarów geodezyjnych i ogranicza stosowanie zdjęć lotniczych i obrazów satelitarnych. W tej sytuacji pojawienie się nowych możliwości technicznych, w postaci skanningu laserowego, otworzyło nowe horyzonty badawcze.

Wykorzystane w opracowaniu materiały ze skanowania laserowego zostały udostępnione autorom przez Instytut Prahistorii Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu, za co autorzy składają serdeczne podziękowanie panu prof. dr hab. Włodzimierzowi Rączkowskiemu i mgr. Łukaszowi Banaszekowi. Skanowanie laserowe zostało wykonane w trakcie realizacji grantów ArcheoLandscapes Europe – 2010-1486/001-001 (Unia Europejska w ramach programu Culture 2007–2013), Przeszłe krajobrazy w kontekście danych przestrzennych. Współczesne technologie i możliwości interpretacyjne archeologii w studiach mikroregionu wczesnośredniowiecznego grodziska we Wrześnicy – N N109 106 140 (NCN) oraz ArcheoKrajobrazy Europy – 260/Kultura/2011/2012/2 (Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego) (por. Rączkowski, Banaszek, 2013).

Do analizy rzeźby dopływów Wieprzy autorzy wykorzystali mapę reliefu wygenerowaną z modelu LiDAR o rozdzielczości 0,5 m. W programie Global Mapper wykonano liczne profile poprzeczne dolin i profile podłużny małych cieków. Należy podkreślić, że sporządzenie tradycyjnymi metodami (przy użyciu pomiarów geodezyjnych) profili podłużnych tych cieków oraz profili poprzecznych ich dolin wymagałoby wielkiego nakładu pracy, a dokładność byłaby o wiele gorsza od obrazów uzyskanych z wykorzystaniem skanowania laserowego z użyciem samolotu.

Celem badań było wyodrębnienie elementów morfologicznych dna, teras i stoków doliny Wieprzy i jej lewobrzeżnych dopływów: Leśnej Strugi, Potoku Starokrakowskiego i Jarosławianki oraz porównanie osiągniętych rezultatów z wynikami badań przeprowadzonych w poprzednich latach z użyciem tradycyjnych metod badawczych (Florek, 1991; Kaczmarzyk, 2008).

Studia morfologiczne doliny Wieprzy i jej niewielkich dopływów, dzięki zastosowaniu naziemnego i lotniczego skanningu laserowego przyniosły wiele nowych informacji:

- obrazy rozmieszczenia form dolinnych o niespotykanej dotąd jakości i szczegółowości oraz umożliwiło ich precyzyjną lokalizację; ujawniono szereg form dolinnych o zróżnicowanej genezie, których rozpoznanie przy użyciu dotąd stosowanych metod było trudne, czy wręcz niemożliwe;
- określenie i pomiar cech morfometrycznych dolin Jarosławianki (Florek, Tylman, 2013), Strugi Leśnej i Potoku Starokrakowskiego, a także rozpoznanie innych form terenowych;
- skanning laserowy umożliwił pomiar parametrów morfometrycznych małych dolin: spadku podłużnego lustra wody w korycie rzeczonym, spadku

- podłużnego równiny zalewowej, spadku podłużnego teras rzecznych, spadków stoków doliny; umożliwił też dokonanie dowolnej liczby pomiarów wysokości względnej;
- skanning laserowy umożliwił detekcję licznych form pochodzenia antropogenicznego; część z nich było przedmiotem odrębnego rozpoznania archeologów (Banaszek, Wróblewska, 2013; Rączkowski, Banaszek, 2013), inne zostały rozpoznane przez autorów niniejszego opracowania;
- pełne wykorzystanie informacji płynących z analizy materiałów lidarowych będzie możliwe dopiero po ich uzupełnieniu i weryfikacji metodami geologicznymi i geomorfologicznymi; konieczne jest także sporządzenie katalogu form fluwialnych (oraz form o innej genezie), które dają się rozpoznać na obrazach lidarowych, a nie były obecne na mapach sporządzanych z wykorzystaniem dotąd stosowanych technik badawczych.

Znaczenie warunków geomorfologicznych dla funkcjonowania torfowisk regionu łódzkiego

Jacek Forsiak

Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Łódź

jacekfor@interia.eu

Region łódzki położony jest między strefą młodoglacjalnych pojezierzy, a strefą wyżyn. Ukształtowanie jego terenu jest konsekwencją przekształcenia pierwotnej rzeźby polodowcowej (postwarciańskiej) przez długotrwałą działalność procesów rzecznych, stokowych czy eolicznych, funkcjonujących w zmieniających się warunkach klimatycznych wistulianu i holocenu. Wpłynęło to na znaczne dysproporcje w rozmieszczeniu torfowisk w regionie łódzkim, które współcześnie zajmują od 2 do 4% jego powierzchni (Żurek, 1987), ale też na zróżnicowanie ich geologicznego i geomorfologicznego podłoża. Biorąc pod uwagę najczęściej stosowaną, ekologiczną klasyfikację torfowisk, niemal wszystkie badane przykłady z regionu łódzkiego zaliczyć należy do torfowisk niskich, co jest zgodnie ze strefowym układem torfowisk Europy. Torfowiska przejściowe i wysokie są na badanym obszarze bardzo rzadkie (m.in. Żurek, 1987, 1994; Jasnowski i in., 1994).

Badaniami geomorfologicznymi, a także geologicznymi i paleoekologicznymi objęto dotychczas 30 torfowisk regionu łódzkiego, ale kompleksowe analizy osadów biogenicznych (analizy: palinologiczna, makroszczałków roślinnych, okrzemek,

kopalnych muchówek, wioślarek, geochemii i datowania radiowęglowe) wykonano dotychczas dla kilkunastu obiektów. Zebrany materiał dokumentacyjny ukazuje znaczne zróżnicowanie budowy geologicznej i geomorfologii mis torfowisk w regionie, wyraźna jest także stratygraficzna oraz litologiczna niejednorodność udokumentowanych utworów biogenicznych. Analiza ukształtowania powierzchni torfowisk, ich otoczenia i podłoża pozwoliła na identyfikację form rzeźby terenu w jakich funkcjonują torfowiska oraz na określenie pochodzenia ich mis.

Misy torfowisk ukształtowane przez procesy glacialne i fluwioglacjalne stwierdzane są sporadycznie i spotykane jedynie w obszarach wysoczyzn. Noszą ślady silnego przekształcenia w warunkach periglacialnych. Jedynym w regionie, dobrze udokumentowanym tego typu obiektem, z miąższą serią biogeniczną, jest torfowisko Żabieniec. Doliny marginalne w większości zostały włączone do postglacialnych systemów rzecznych. Pozostały odcinki, które w okresie wistulianu zostały przekształcane przez procesy poprzeczne i wypełnione osadami stokowymi, eolicznymi oraz fluwioperyglacialnymi. Jednak zachowały się w nich fragmenty, które uległy zatorfowieniu w późnym wistulianie. Również

w niektórych kotlinach o glacialnych założeniach, które nie zostały całkowicie wypełnione osadami stokowymi w okresie schyłku zlodowacenia warty i w vistulianie, mogły powstać torfowiska.

Zagłębienia, powstałe w skutek procesów eolicznych, które stały się misami współczesnych torfowisk, znajdują się w położeniu wysoczyznowym oraz dolinnym. Wiele spośród nich ukształtowanych zostało poprzez procesy fluwialne lub denudacyjne, ale w wyniku działania transportu eolicznego piasków i ich akumulacji w postaci pokryw i wydm, uformowane zostały w formy bezodpływowe. Przykładami zatorfionych zagłębień przywielmowych są stosunkowo rozległe torfowiska Rąbień i Silne Błoto, jak również małe obiekty, jak: Czarny Ług, Niedźwiadne i Podgórze. Zamknięcie zagłębień przez formy eoliczne nastąpiło w trakcie faz wydmotwórczych późnego vistulianu (w większości przypadków) oraz w neoholocenie.

W obszarze objętym badaniami, podobnie jak w całej strefie staroglacjalnej, dominują torfowiska o położeniu dolinnym, w misach ukształtowanych przez procesy fluwialne. Torfowiska występują

w obrębie aktywnych den dolin rzecznych oraz na terasach nadzalewowych. Zajmują najczęściej fragmenty odciętych koryt rzecznych (m.in. Korzeń, Polesie), baseny powodziowe (Bartochów, Czarny Las), rzadziej – zabagnione dna dolin na całej ich szerokości (Bęczkowice, Świątniki). Mokradła powstałe w obrębie form fluwialnych, wyłączonych z aktywności rzecznej, zajmować mogą podobne zagłębienia jak w dolinach aktywnych – starorzecza i baseny powodziowe (Ługi, Józefka) oraz całe dna dolin (Święte Łąki–Lubiec–Przerębiec).

Dla powstania części mis współczesnych torfowisk bardzo istotne były procesy termokrasowe (aktywne w późnym vistulianie). Doprowadziły one do uformowania wielu zagłębień bezodpływowych, które powstały w wyniku wytapiania lodu segregacyjnego i szczelinowego w późnym vistulianie. Zagłębienia ulegały zatorfieniu, a w wielu przypadkach stały się zbiornikami jeziornymi.

Podkreślić należy, iż na badanym obszarze wiele mis torfowisk powstało w obrębie form poligenicznych.

Młodoczwartorzędowa ewolucja doliny Dniestru i Stryja w Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej (Wschodnie Przedkarpacie)

Piotr Gębica¹, Andrij Jacyszyn²

¹*Katedra Geografii, Wyższa Szkoła Informatyki i Zarządzania w Rzeszowie, Rzeszów,*

²*Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Narodowy Uniwersytet im. I. Franki we Lwowie, Lwów*

piotrgebica@wp.pl

Jedną z największych kotlin na przedpolu Wschodnich Karpat jest Kotlina Stryjsko-Żydaczowska. Szerokość kotliny, zajętej przez stożek napływowy rzeki Stryj, od doliny Kołodnicy do doliny Świcy wynosi około 40 km. Długość stożka wzdłuż koryta Stryja wynosi 45 km. Stożek rozdziela koryto Stryja na dwie części, północną obejmującą międzyrzecze Kołodnicy (Nieżuchiwki) i Stryja oraz południową z międzyrzeczem Stryja i Świcy. Dla

północnej części stożka charakterystyczny jest system teras aluwialnych włożonych, zbudowany z aluwioów żwirowo-piaszczystych miąższości około 20 m, datowanych (prawdopodobnie) od dolnego plejstocenu do holocenu. Miejscami aluwia nadbudowane są lessem miąższości maksymalnie do 5 m z górnego plejstocenu. W południowej części stożka rozwinięty jest system teras akumulacyjno-erozyjnych, zbudowany z aluwioów żwirowo-piaszczystych

miąższości około 10 m, datowanych na środkowy i górny plejstocen, a także holocen. Aluwia są przykryte w stropie lessu miąższości 5–10 m, wieku od środkowego do górnego plejstocenu. W małych dolinach rozcinających południową część kotliny brak pokrywy lessowej. U wylotu z Karpat do miejscowości Żydaczów stożek napływowy jest rozcięty roztokowym korytem Stryja. Wzdłuż tego koryta ciągnie się system włożonych teras żwirowych o wysokości 4 m i 2 m. W profilu 4-metrowego stożka górna pokrywa żwirowa leżąca na zwietrzałych żwirach pochodzi prawdopodobnie z ostatnich 150–200 lat. Od wschodu stożek ogranicza krawędź wysokości 15 m, powstała wskutek erozji Dniestru. Fakt głębokiego rozcięcia stożka nie został dotychczas wyjaśniony. Dno doliny tej rzeki wypełniają aluwia teras holocenijskich i fragmenty terasy nadzalewowej z późnego vistulianu. Poniżej Żydaczowa, ze względu na mały spadek Stryj posiada meandrowy układ koryta, któremu towarzyszą 2–3 stopnie równin zalewowych o wysokości 6 m, 4–5 m i 2–3 m oraz systemy różnowiekowych starorzeczy. Najstarsze kopalne koryto Stryja zostało wydatowane na późny vistulian (11 500–10 750 BP). Wielkie paleomeandry funkcjonowały na stożku Stryja we wczesnym holocenie. Młodsze włożenia i systemy starorzeczy zostały datowane na okres atlantycki, subborealny (5400–2800 BP), średniowiecze i małą epokę lodową.

Od wschodu i północnego-wschodu dolinę Dniestru ogranicza krawędź Wyżyny Południowopolskiej o wysokości od 15 do 80 m, maksymalnie 100–110 m. Dno doliny Dniestru wypełniają aluwia teras plejstoceńskich i holocenijskich. Terasy holocenijskie składają się z 2–3 stopni równin zalewo-

wych o zmiennej szerokości, od 4–5 km w rejonie Żydaczowa, do 0,3 km w rejonie Rozdołu.

W dnie doliny Dniestru najlepiej rozwinięty jest poziom równiny zalewowej o wysokości 4–5 m ponad koryto Dniestru i Stryja. Powierzchnia równiny jest gęsto porozcinana starorzeczami, a w północnej części kanałami i rowami melioracyjnymi. Miejscami nad równinę zalewową wznoszą się fragmenty pierwszej terasy nadzalewowej o wysokości 5,5–6 m nad koryto Dniestru i Stryja. Równinę zalewową budują w północnej części aluwia miąższości 8–10 m, natomiast w południowej części miąższość aluwiów wzrasta do 16–20 m. Dolną część profilu budują aluwia korytowe (żwiry i otoczaki) miąższości 8–17 m. W stropie aluwia korytowe są przykryte przez osady pozakorytowe (piaski, mułki i ropy) i osady starorzeczne (torfy) o łącznej miąższości 4–5 m. Koryto Dniestru ma kręty przebieg. Towarzyszą mu systemy różnowiekowych paleokoryt i włożonych aluwiów datowanych na późny vistulian (12 000–11 800 BP), schyłek okresu atlantyckiego i okres rzymski (2100–1700 BP).

Przeprowadzone badania pozwalają przypuszczać, że stożek Stryja był rozcięty korytem Dniestru i Stryja w późnym vistulianie. Po rozcięciu stożka powstała równina zalewowa Dniestru i Stryja składająca się z kilku serii włożonych aluwiów i systemów starorzeczy datowanych na alleröd – młodszy dryas, wczesny holocen, okres atlantycki, subborealny i subatlantycki. Stryj ze względu na większy spadek koryta i transport grubego materiału pozostał rzeką roztokową do wczesnego holocenu. Datowane włożenia aluwiów są synchroniczne z przebiegiem faz aktywności rzek na przedpolu Karpat Zachodnich.

Ewolucja układu koryt Wisły w zasięgu oddziaływania stopnia wodnego „Włocławek”

Piotr J. Gierszewski¹, Małgorzata Luc², Jacek B. Szmańda³

¹*Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN, Toruń,*

²*Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków,*

³*Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Kraków*

piotrg@geopan.torun.pl

Układ współczesnego koryta dolnej Wisły, nawiązując do klasyfikacji Brice'a (1975), można zaliczyć do złożonego systemu koryt rozgałęzionych (anastomozujących) składającym się z głównego koryta roztokowego z odsypami i wyspami, i oddzielonych od niego kępami, krętych koryt bocznych. Odwołując się do poglądów Smitha i Smitha (1980) system ten znajduje się w fazie transformacji z jednokorytowego systemu piaskodennej rzeki roztokowej do systemu anastomozującego. Faza transformacji koryta środkowej i dolnej Wisły z systemu rzeki roztokowej do anatomizującej mogła zacząć się na początku holocenu i trwać nieprzerwanie do czasów obecnych (Starkel, 2001). Aktualnie zmiana systemu fluwialnego Wisły w sąsiedztwie zapory wodnej i Zbiornika Włocławskiego odbywa się pod silnym wpływem antropopresji wywołanej jej funkcjonowaniem.

W celu przeanalizowania skutków tej transformacji wykonano badania zmian układu koryt posługując się metodą zaproponowaną przez Brice'a i Blodgetta (1978), zmodyfikowaną przez Szmańdę i Luc (2010). Analizując zdjęcia lotnicze dokonano pomiaru szerokości koryt (w), długości (L) i szerokości form (w') korytowych (odsypów) oraz międzykorytowych form dna doliny (utrwalonych przez roślinność wysp i obszarów międzykorytowych – kęp). Wyliczono także parametry bezwymiarowe form: L/w – długości, w'/w – szerokości, L/w' – kształtu.

Materiałem badawczym były zdjęcia lotnicze z okolic dwóch kęp położonych w dnie doliny Wisły – Kępy Bógpomóż (poniżej zbiornika) oraz Kępy Wykowskiej (powyżej zbiornika). Zdjęcia te pochodziły w obu przypadkach z dwóch okresów, przed i po budowie zapory we Włocławku.

Na podstawie przeprowadzonych badań sformułowano następujące wnioski: (1) Przeciętna szerokość koryta poniżej zapory nieznacznie zwiększyła się, natomiast powyżej zapory nieznacznie się zmniejszyła. (2) Pod względem liczebności najwięcej było utrwalonych przez roślinność wysp, natomiast pod względem wielkości powierzchni największy udział miały kępy. Większość form niezależnie od typu to formy wydłużone. (3) Zarówno powyżej jak i poniżej zbiornika nastąpił spadek liczby form korytowych i międzykorytowych. W korycie Wisły spadła liczba i powierzchnia odsypów. Utrwalone roślinnością międzykorytowe wyspy zwiększyły swoją powierzchnię ewoluując w kierunku obszarów międzykorytowych. Obszary międzykorytowe w efekcie zanikaniu bocznych ramion uległy włączeniu w obszar równiny. (4) W rezultacie wymienionych procesów powolnie utrwala się wielokorytowy system fluwialny, który w odróżnieniu od klasycznej rzeki anastomozującej, której koryta rozdzielają obszary międzykorytowe proponujemy nazywać rzeką rozgałęzioną (*anabanching*) za Kalickim i Szmańdą (2009).

Transformacja składowych transportu fluwialnego w górnym odcinku Kaskady Wołgi

Piotr J. Gierszewski¹, Michał Kaszubski¹, Wiktor W. Zakonnow²

¹*Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN, Toruń*

²*Instytut Biologii Wód Śródlądowych, Rosyjska Akademia Nauk, Borok*

piotrg@geopan.torun.pl

Najważniejszym skutkiem funkcjonowania zapór i związanych z nimi zbiorników zaporowych jest zmiana reżimu hydrologicznego rzeki, na której powstały te obiekty. Powyżej zapory w wyniku zmniejszenia spadku zwierciadła wody dochodzi do przekształcenia warunków środowiska i zachodzących w nim procesów z rzecznych w jeziorne. Wpływa to również na zmianę warunków transportu rumowiska rzeczno-jeziornego. W wyniku spowolnienia przepływu wody w cofce zbiornika zatrzymuje się całe rumowisko wleczone, które formuje piaszczysto-żwirową deltę. W dolnej części zbiornika, w warunkach sprzyjających dekantacji, osadza się natomiast znaczna część rumowiska unoszonego tworząc mułkowo-ilaste osady w profundalu zbiornika. Położenie granicy między strefą akumulacji rumowiska wleczonego i unoszonego jest zmienne i zależy między innymi od wielkości dopływających do zbiornika wód rzecznych, a także od przebiegu zjawisk lodowych. W kontekście przebiegu procesów sedymentacyjnych w zbiornikach zaporowych funkcjonuje tradycyjny podział na strefę akumulacji rzecznej, przejściowej i jeziornej. W granicach spiętrzenia dochodzi również do transformacji właściwości chemicznych wód rzecznych. Ilościowa i jakościowa transformacja wszystkich form rumowiska rzeczno-jeziornego jest proporcjonalna do stopnia przekształcenia warunków rzecznych w jeziorne.

Do skrajnego przekształcenia warunków środowiska rzeczno-jeziornego dochodzi w przypadku zabudowania rzeki kaskadą zbiorników zaporowych. Odpowiedź na pytanie czy w przypadku funkcjonowania kaskady zbiorników występuje, a jeśli tak, to jaki ma charakter zróżnicowanie właściwości wody i osadów w profilu podłużnym? – było głównym celem badań przeprowadzonych w sierpniu 2012 roku. Badania przeprowadzono

w górnym fragmencie kaskady Wołgi, obejmującym zbiorniki Iwankowski i Ugliczski. Reprezentują one dwa różne typy zbiorników zaporowych, tj. dolinno-kotlinowaty i dolinno-korytowy (Edelstein, 1995). Do badań włączono również odcinek Wołgi poniżej zapory w Ugliczu, który znajduje się w zasięgu cofki zbiornika Rybińskiego. Na tak wyznaczonym odcinku określono cechy litologiczne osadów dennych (200 próbek). W 23 punktach zlokalizowanych w profilu podłużnym kaskady oznaczono właściwości fizyczno-chemiczne wody oraz koncentrację zawiesiny. Średni miesięczny dopływ do zapory w Ugliczu w sierpniu 2012 r. był znacząco niższy od średniego wieloletniego (330 m³/s) i wynosił 113 m³/s. Charakterystyki opisujące właściwości wody i zawiesiny rejestrują, więc sytuację charakterystyczną dla warunków przepływów niżówkowych.

Zmiany uziarnienia osadów dennych wykazują tendencję polegającą na zmniejszaniu się średniej średnicy ziarna w kierunku zapory. W cofkowych częściach zbiorników osiągała ona wielkość około 0,35 mm, a w dolnych przyzaporowych partiach zbiorników 0,04–0,08 mm. W tym samym kierunku wzrastał (1,2–20%) udział materii organicznej zawartej w osadach zbiorników. Chociaż zmiany uziarnienia osadów w osi zbiornika, nawiązują do zróżnicowania średnich wieloletnich warunków hydrodynamicznych, to przestrzenny rozkład głównych typów osadów dennych jest bardziej złożony. Jego mozaikowy charakter świadczy o dużym wpływie lokalnych uwarunkowań morfometrycznych na przebieg sedymentacji osadów w zbiornikach kaskady.

Badania wielkości koncentracji materiału unoszonego nie wykazały, tak jak to miało miejsce w przypadku średniej średnicy ziarna, jednoznacznych zmian w profilu podłużnym kaskady. Do lokalnego

wzrostu koncentracji zawiesiny dochodziło poniżej niektórych dopływów oraz w miejscach koncentracji zakwitów fitoplanktonu. Koncentracja zawiesiny ogólnej zawierała się w granicach od 3,7 do 22,8 mg/l, średnio 7,9 mg/l. Wyniki analizy transportu roztworów są bardziej jednoznaczne. Dość wyraźny jest, bowiem spadek ogólnej mineralizacji wody w kierunku zapór poszczególnych zbiorników w kaskadzie. Zmiany te dokonują się jednak w dość wąskim zakresie stężeń soli rozpuszczonych w wodzie (201–258 mg/l). Tak jak w przypadku zawiesiny, istotny

wpływ na wielkość i kierunek zmian mineralizacji wód w kaskadzie zbiorników mają większe dopływy.

Wyniki przeprowadzonych badań wykazały, że w nizinnych zbiornikach zaporowych typu dolinnego, funkcjonujących w systemie kaskadowym, zachowuje się w przynajmniej w ograniczonym stopniu, klasyczna trójdzielność środowiska zbiornikowego. Znajduje ona wyraz w zróżnicowaniu cech osadów i zawiesiny oraz właściwości fizyczno-chemicznych wody w profilu podłużnym zbiorników.

Wpływ tam bobrowych na funkcjonowanie systemu fluwialnego na przykładzie górnej Wisłoki

Dorota Giriati¹, Elżbieta Gorczyca², Mateusz Sobucki²

¹Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa,

²Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

dagiriati@uw.edu.pl

W ostatnich latach obserwuje się w Polsce coraz większy wpływ działalności bobrów na przebieg procesów fluwialnych na wielu ciekach. Na dużych rzekach, np. nizinnych, zmiany procesów rzecznych mają charakter lokalny. Przegrodzenie rzeki tamą bobrową powoduje wzrost retencji wody w danym odcinku doliny, akumulację rumowiska rzeczno, lokalną zmianę spadku podłużnego koryta, zmniejszenie prędkości przepływu oraz ograniczenie procesu erozji bocznej w korytach krętych.

Autorzy przedstawiają wpływ działalności bobrów na parametry koryta rzeczno (spadek podłużny, profil poprzeczny) oraz dystrybucję osadów korytowych w górnym, źródłowym odcinku Wisłoki w Beskidzie Niskim. Celem badań jest określenie znaczenia tam bobrowych w przekształcaniu systemu fluwialnego rzeki górskiej.

Badany odcinek górnej Wisłoki zajmuje rozległą dolinę nieckowatą. Dno niecki jest szerokie (15–40 m) i od zboczy doliny oddzielone jest mało wyraźnymi krawędziami, co wynika z uwarunkowań podłoża (utwory pylasto-ilaste) i z długotrwałego użytkowania rolniczego. Całą szerokość dna zajmuje jedna

terasa zalewowa rozcięta korytem o szerokości 1–3 m i przebiegu krętym lub meandrowym.

Reintrodukcja bobrów (*Castor fiber*) po kilkusetletniej nieobecności miała miejsce w zlewni górnej Wisłoki w latach 80. XX w. Wypuszczono wówczas kilka par tych zwierząt do dopływów Wisłoki. Pod koniec lat 90. XX w. funkcjonowało na terenie Magurskiego Parku Narodowego siedem kolonii bobrów, a w 2007 roku już 11. Obecnie liczebność bobrów szacuje się na ponad 60 osobników, a ich populacja nadal rośnie.

W czasie badań w okresie 2009–2013 w źródłowym odcinku Wisłoki (do miejscowości Czarne) stwierdzono około 30 tam bobrowych różnej wielkości, z których część tworzyła zbiorniki, a część była przerwana i opuszczona. Jesienią 2012 roku, w okolicach Radocyny powstała tama bobrowa, która funkcjonowała do wiosny 2013 roku. W wyniku przerwania tej tamy oraz trzech kolejnych poniżej możliwe było wykonanie pomiarów geodezyjnych i sedymentologicznych, które wykazały istotne różnice w parametrach koryta oraz zmianę typu sedymentacji z korytowej na zbiornikową. W ciągu

jednego roku funkcjonowania w jednym tylko zbiorniku zakumulowana została warstwa 0,6 m osadów piaszczysto-pylasto-ilastych.

Zauważalna coraz większa sukcesja bobrów w dolinie Wisłoki i jej dopływów może istotnie zmienić warunki morfodynamiczne w korycie. Zmniejszenie spadku podłużnego, zmiana składu granulometrycznego rumowiska oraz wielkości jego transportu może doprowadzić do wzrostu energii kinetycznej

wody i zwiększenia intensywności erozji wgłębnej na odcinkach rzeki znajdujących się poniżej występowania tam bobrowych. Zrzezy po wyciętych drzewach oraz zgromadzony rumosz drzewny w pobliżu zbiorników bobrowych wpływają także na zmianę parametrów szorstkości i rozkładu prędkości przepływu wód wezbraniowych na terasie zalewowej, co w konsekwencji może doprowadzić do zmiany morfologii dna doliny górnej Wisłoki.

Rozwój strefy marginalnej lądolodu warty w międzyrzeczu Krzny i Bugu w świetle analizy litofacjalnej

Anna Godlewska

*Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin*

anna.godlewska@poczta.umcs.lublin.pl

W granicach różnie kreślonej linii maksymalnego zasięgu lądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu, przyjmowane były odmienne modele rozwoju jego strefy marginalnej (Mojski, 1972; Nowak, 1973; Falkowski i in., 1988; Nitychoruk, 1995; Brzezina, 2000; Dyjor, Brzezina, 2000; Terpiłowski, 2001). Skłoniło to autorkę do przeprowadzenia kompleksowych studiów zespołu form glaciogenicznych lobów: Liwca, Tocznej i Klukówki, z zastosowaniem analizy litofacjalnej. Badania te pozwoliły na wyciągnięcie szeregu wniosków.

Transgresja lądolodu na linię maksymalnego zasięgu następowała z NW i była diachroniczna, tj. kolejno nasuwały się: lob Liwca – lob Tocznej – lob Klukówki.

Zanik lądolodu był przestrzennie zróżnicowany: (1) Lob Liwca podlegał w przewadze recesji frontальной, o czym świadczą pagórki po wałach lodowo-morenowych oraz lokalnej oscylacji, czego świadectwem są moreny pchnięte; natomiast masy lobu Tocznej podlegały wyłącznie recesji frontальной, o czym świadczą moreny czołowe akumulacyjne i towarzyszące im sandry. (2) Powierzchniowy zanik lądolodu zachodził w dwóch fazach – inicjalnej i zaawansowanej. Inicjalna faza zana-

czyła się zarówno w lobie Klukówki, jak i Liwca. Jej wyrazem morfologicznym są ciągi kemów w układach poprzecznych i podłużnych. Faza zaawansowanego (bryłowego) rozpadu zaznaczyła się jedynie w lobie Klukówki. Jej wyrazem morfologicznym są terasy kemowe.

Wskazane stany dynamiczne lądolodu, w zestawieniu z morfologią i litologią podłoża podlodowego, pozwoliły na następujące stwierdzenia: (1) Szybszemu nasunięciu lobu Liwca sprzyjało obniżenie dolinne zorientowane zgodnie z kierunkiem jego ruchu, natomiast szczególne spowolnienie w transgresji lobu Klukówki warunkowane było morfologicznym garbem zorientowanym poprzecznie do jego ruchu. (2) Lokalnej (wzdłuż kopalnej doliny wypełnionej osadami plastycznymi) oscylacji czoła lobu Liwca i uformowaniu moreny pchniętej, mogło sprzyjać nagromadzenie znacznej ilości wody w strefie subglacialnej i wytworzenie tzw. filmu wodnego, wywołującego poślizg. (3) W obu fazach powierzchniowego zaniku lądolodu, kształtowaniu form martwego lodu (kemów, teras kemowych) sprzyjała struktura lodu (obecność szczelin i wzbogacenia lodu w materiał mineralny) odziedziczona z okresu transgresji lądolodu, a warunkowana nierównościami

podłoża podlodowego. W lobie Klukówki na ukształtowanie takiej struktury lodu istotny wpływ miał silnie rozczłonkowany garb o orientacji poprzecznej do kierunku jego nasunięcia, a w lobie Liwca – zgodna z kierunkiem jego nasunięcia strefa kontaktu zbiega kopalnej doliny i obszaru pozadolodowego.

Z otrzymanego obrazu zaniku lądolodu warty można wnioskować, że jego przestrzenne zróżnicowanie warunkowane było podłożem podlodowym. Zależność ta najwyraźniej odzwierciedla się w skrajnie odmiennych mechanizmach zaniku lobu Liwca i Klukówki – obniżenie dolinne wypełnione osadami zastoiskowymi stwarzało sprzyjające warunki dla oscylacji czoła lobu Liwca (por. Kasprzak, 1988),

a morfologiczny garb determinował rozpad mas lodowych lobu Klukówki na bryły martwego lodu (por. Eyles i in., 1999).

Uzyskany obraz dynamiki lądolodu warty w jego strefie marginalnej na międzyrzeczu Krzny i Bugu, w sposób zasadniczy odbiega od dotychczas przyjmowanych koncepcji. Był to lądolód o wybitnie zróżnicowanej dynamice, tak w fazie transgresji, jak i recesji. W obu tych fazach, główny wpływ na dynamikę lądolodu miała morfologia oraz lokalnie litologia podłoża prewarciańskiego. Wyróżnia to w sposób istotny strefę marginalną lądolodu warciańskiego na międzyrzeczu Krzny i Bugu na tle plejstoceńskich stref marginalnych we wschodniej Polsce.

Zmiany koryta Wisły na odcinku między Goczałkowicami i Puławami wywołane pracami regulacyjnymi w XIX i XX wieku

Jadwiga Gorajska

Wydział Geograficzno-Biologiczny, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Kraków

jadwiga.gorajska@gmail.com

Procesy korytowe, rozumiane jako zmiany koryta pod wpływem wód płynących, uważane są za jedne z najbardziej dynamicznych zjawisk na powierzchni Ziemi. Podstawowym czynnikiem ich rozwoju jest klimat. W ostatnich wiekach jednak decydującą rolę w kształtowaniu koryt odgrywa gospodarcza działalność człowieka, która prowadzi często do modyfikacji reżimu odpływu rzek, a w efekcie wywołuje nadal trwające zmiany w geometrii ich koryta.

Wisła jest najdłuższą rzeką Polski o długości 1047 km i odwadniająca obszar o powierzchni 194 424 km². Jej górny bieg na przedpolu Karpat między Goczałkowicami i Puławami, zlokalizowany pomiędzy Karpatami Zachodnimi, a Pasem Wyżyn Środkowopolskich ma długość ponad 400 km, co stanowi około 40% całego biegu rzeki. Odcinek ten zasilany jest przez dopływy górskie, wyżynne i tylko w znikomym stopniu przez nizinne, a największy udział w dostawie wody i materiału unoszonego mają dopływy karpackie.

Regulacja Wisły przedgórskiej, pomijając niewielkie prace lokalne, rozpoczęła się w pierwszej połowie XIX w. i była kontynuowana z różnym nasileniem w XX w. Jej celem było przygotowanie Wisły jako drogi wodnej. Polegała ona na prostowaniu koryta przekopami odcinającymi zakola, na jego zwięźaniu za pomocą kamiennych ostróg oraz zabezpieczaniu brzegów kamiennymi opaskami. Budowano także wały przeciwpowodziowe, zapory, stopnie wodne i kanały lateralne doprowadzające wodę, np. do elektrowni w Skawinie. Zasadniczym błędem regulacji było wykonanie zbyt wielkiej liczby przekopów nadmiernie prostujących koryto i skracających bieg Wisły, co doprowadziło do zachwiania pionowej stabilności tej rzeki.

Usunięcie licznych meandrów skróciło omawiany odcinek Wisły o około 19%. Największe ścięcie meandrowego koryta zaobserwowano na odcinku pomiędzy zaporą w Goczałkowicach, a ujściem Soły – 42%. W dalszym biegu rzeki stopień skrócenia

stopniowo maleje i najmniejsze wartości osiąga ona na docinkach pierwotnie roztokowego przebiegu koryta. Wzrost nachylenia koryta dał impuls do pogłębiania, które objęło prawie cały bieg Wisły na przedpolu Karpat. Jedynie na krótkim odcinku w Kotlinie Oświęcimskiej i na odcinku od Zawichostu po Puławę, koryto nie pogłębia się, a nawet ulega wypłycaaniu. Ostrogi brzegowe zwiężając strefę nurtu przyczyniają się do zmniejszenia szerokości koryta. Średnio zostało ono zwiężone dwukrotnie, a w przypadku odcinka pomiędzy ujściem Wisłoki i Sanu trzykrotnie, z 830 m do 280 m. W efekcie dużym zmianom uległ parametr geometryczny, nazywany współczynnikiem zwartości, decydujący o prędkości przepływu wód korytowych.

Kolejnym elementem zmian w geometrii koryta Wisły jest zwiększająca się wysokość brzegów rzeki. Jest ona skutkiem nie tylko pogłębiania koryta, ale także wzrostu miąższości aluwii w strefie koryta z ostrogami i strefie równiny zalewowej ograniczonej wałami przeciwpowodziowymi. Śred-

nia miąższość zdeponowanych tu osadów została oszacowana na 2 m. Prawdopodobnie tempo sedymentacji było największe w okresie początkowym, bezpośrednio po rozpoczęciu prac regulacyjnych. Uogólniając wysokość brzegów Wisły przedgórskiej zwiększyła się w wyniku pogłębiania koryta i nadbudowy brzegów średnio o 3,5 m, a na krótszych odcinkach nawet powyżej 4 m.

Hydrologicznym skutkiem geometrycznych zmian koryta badanego odcinka Wisły są duże różnice w czasie trwania ponadpełnokorytowych stanów wody w profilu podłużnym rzeki. Odcinki z korytem agradującym są średnio w roku nawet kilkadziesiąt razy dłużej zatapiane niż odcinki z korytem najbardziej pogłębnym, co oznacza, że największe zagrożenie powodziowe występuje powyżej przełomu Wisły przez Wyżyny Polskie i szczególnie w tym przełomie. Wyrazem tego było długotrwałe zatopienie doliny Wisły koło Sandomierza i w Kotlinie Chodelskiej w maju 2010 roku.

Nieciągłości w systemach fluwialnych na przykładzie Skawy i Czarnego Dunajca

Elżbieta Gorczyca, Kazimierz Krzemień, Mateusz Sobucki

Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

elzbieta.gorczyca@uj.edu.pl

Nieciągłości w systemach fluwialnych występują w warunkach naturalnych i zmienionych antropogenicznie. W warunkach naturalnych nieciągłości wynikają przede wszystkim z cech podłoża (uwarunkowania litologiczne i tektoniczne) i rozwoju rzeźby (np. osuwiska i dopływy). Takie nieciągłości to na przykład skokowe zmiany szerokości koryta lub spadku podłużnego. W warunkach antropopresji nieciągłości wynikają bezpośrednio z obecności zabudowy koryta, ponieważ budowle regulacyjne podłużne i poprzeczne sprzyjają fragmentacji koryta. Problem nieciągłości w systemach fluwialnych występuje w różnych skalach przestrzennych. Mogą to być zarówno progi skalne lub tamy bobrowe, jak

również strefy oddziaływania osuwisk lub przełomy.

Współczesne zróżnicowanie koryt Czarnego Dunajca i Skawy jest wynikiem ich długotrwałej ewolucji. Od XIX wieku koryta te ulegały stopniowym przeobrażeniom pod wpływem antropopresji od typowych koryt roztokowych i płytko wciętych do jednokanałowych i głęboko wciętych. Autorzy przeprowadzili kilkukrotne kartowanie koryt polegające na zbieraniu informacji o morfometrii koryta, formach korytowych i osadach. W efekcie uzyskano informacje o nieciągłościach i związanej z nimi zróżnicowanej strukturze odcinkowej, która w dużym stopniu modyfikuje naturalny rozwój koryt.

Koryto Czarnego Dunajca ma szerokość 30–50 m, lokalnie do 200 m. Na równinie zalewowej o szerokości 100–500 m i wysokości 1–3 m występują systemy starych koryt. W latach 70. XX w. przeprowadzana była intensywna regulacja koryta Czarnego Dunajca na całej długości. Zmieniony został układ poziomy głównie poprzez wyprostowanie koryta. Zabudowę poprzeczną stanowiło sześć systemów progów betonowych o wysokości 2,5 m. Ponadto w korycie Czarnego Dunajca prowadzono intensywną eksploatację rumowiska.

Koryto Skawy zostało przebadane pomiędzy Makowem Podhalańskim, a Suchą Beskidzką. Koryto zostało uregulowane w znacznym stopniu w latach 70. XX wieku. Z systemu wielokorytowego powstało wówczas koryto jednonurtowe, wyprostowane, o szerokości nie przekraczającej 40 m.

Szerokość koryta jest obecnie zróżnicowana od 35 m w odcinku skalnym do 150 m w odcinku aluwialnym, co jest efektem powrotu do naturalnej tendencji rozwoju.

Autorzy pragną zwrócić uwagę na duże znaczenie nieciągłości w rozwoju badanych systemów fluwialnych. Po wpływie antropopresji nastąpił wzrost liczby nieciągłości w różnych skalach. W związku z pogłębieniem koryt odsłonięte zostało podłoże skalne z wypreparowanymi progami i ostrogami. Chociaż współczesne koryta uległy znacznemu pogłębieniu i zwężeniu, to jednak nadal występuje w nich tendencja do dziczenia. W efekcie współczesna struktura systemów fluwialnych Skawy i Czarnego Dunajca charakteryzuje się dużą złożonością, która wykształciła się w wyniku nałożenia nieciągłości o genezie naturalnej i antropogenicznej.

Planowane geoparki w północno-zachodniej Polsce

Maria Górska-Zabielska

Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Poznań

gorska@man.poznan.pl

Dziedzictwo geologiczne Polski północno-zachodniej cechuje duża georóżnorodność. Obiekty przyrody nieożywionej zawdzięczają swe powstanie przede wszystkim oddziaływaniu najmłodszego lądolodu skandynawskiego i topniejących z niego wód fluwioglacjalnych. Na omawianym terenie nie brak jednak form innych środowisk, jak np. fluwialnego, limnicznego, krenologicznego. Wiele z nich podlega geochronie w postaci: parku narodowego, parku krajobrazowego, stanowiska dokumentacyjnego, rezerwatu czy pomnika przyrody. Są jednak takie, które czekają na objęcie nadzorem konserwatorskim i włączeniem na listę obiektów dziedzictwa przyrodniczego rangi krajowej, jakim są obecnie geoparki.

W referacie omówione zostaną dwa planowane geoparki, tj. „Polodowcowa kraina Drawy i Dębnicy” oraz „Kraina polodowcowa nad Odrą”. Uwaga skupiona będzie na uwarunkowaniach przyrodni-

czych, które sprzyjały przeprowadzeniu pierwszych już prac dokumentujących i inwentaryzujących liczne i bardzo zróżnicowane obiekty abiotyczne, zwane geostanowiskami.

Obok stanowisk bezsprzecznie przyrodniczych, zaprezentowane zostaną również stanowiska antropogeniczne, wykazujące ścisły związek działalności człowieka ze środowiskiem abiotycznym. Obiekty kulturowego dziedzictwa świeckiego i sakralnego świadczą o ciekawej historii cywilizacji w tym regionie.

Do najciekawszych obiektów dziedzictwa przyrody nieożywionej należy zaliczyć: Karpaty Moryńskie, Jezioro Morzycko i Dolinę Słubi. Obiektami dziedzictwa kulturowego w Moryniu i okolicy bezsprzecznie są romańskie kościoły sięgające nawet XIII w. (np. w Moryniu, Mętynie) oraz mury miejskie w Moryniu. Wszystkie te obiekty zbudowane z materiału narzutowego, wśród których nietrudno zidentyfikować eratyki przewodnie.

Na Pomorzu Środkowym warto zwrócić uwagę na: Dolinę Pięciu Jezior, głązy narzutowe, w tym głąz graniczny między Marchią Brandenburską a Rzeczpospolitą, Lapidarium w Żurawcu, wododział I rzędu Drawy i Dębnicy na Wzgórzach Chłopowskich oraz przełom rzeki Dębnicy. Do najcenniejszych obiektów dziedzictwa kulturowego planowanego geoparku tego regionu należy zaliczyć: Zamek Drahim z II poł. XIV w., neoromańskie kamienne kościoły (m.in. w Czarnem Wielkim), w których dostrzec można kolejne etapy rozwoju pomorskiego warsztatu kamieniarskiego, ruiny młyna na Dębnicy przy jeziorze Dębno, czy w końcu osadę ceramiczną w Sikorach.

Oba zaplanowane geoparki posiadają duży

potencjał geoturystyczny, który wynika nie tylko z bogatych walorów młodoglacjalnego krajobrazu, ale także ze słabo przekształconej antropogenicznie przyrody oraz atrakcji kulturowych.

Przeprowadzona inwentaryzacja i waloryzacja wskazuje, że możliwy jest rozwój turystyki kwalifikowanej i geoturystyki w regionie. W tym celu należy jednak wprowadzić ochronę unikatowych walorów geologicznych i geomorfologicznych z równoczesnym rozwojem infrastruktury turystycznej umożliwiającej udostępnianie terenu geoparków w celach poznawczych, edukacyjnych, naukowych i wypoczynkowych.

Wpływ środowiska glacialnego na obróbkę ziarn frakcji żwirowo-głazowej budujących moreny czołowe na przykładzie lodowca Waldemara (NW Spitsbergen)

Katarzyna Greń

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

katarzyna_gren@wp.pl

Głównym celem badań było określenie wpływu środowiska glacialnego na cechy teksturalne osadów gruboklastycznych. Analizie poddano ziarna frakcji żwirowej oraz głazowej, pochodzące z 7 stanowisk zlokalizowanych w obrębie moren czołowych w strefie marginalnej lodowca Waldemara (NW Spitsbergen).

Zróznicowanie cech teksturalnych osadów zostało określone na podstawie wskaźników kształtu i stopnia obtoczenia ziaren, w pięciu przedziałach frakcyjnych (3–5 cm, 7–10 cm, 15–17 cm, 20–25 cm oraz 27–30 cm). Wykonano pomiary długości trzech osi ziaren, będące podstawą do analizy ich kształtu metodą Sneed'a i Folka (1958). Obtoczenie ziaren zostało określone metodą makroskopową według wzorca podczas prac terenowych. W interpretacji paleośrodowiskowej osadów lodowca Waldemara wykorzystano analizy zmian wartości

wskaźników C40 i RA, zawartości ziaren obtoczonych oraz pękniętych. Dodatkowo rozpatrywano diagramy *co-variance analysis* (C40/RA) oraz MR-Cr.

Wyniki badań wskazują, że długość transportu glacialnego miała wpływ na cechy teksturalne osadów. Zmianom podczas nawet krótkiego transportu glacialnego (około 300 m) ulegał głównie kształt ziaren (poprzez pękanie w poprzek najdłuższej osi) i stopień ich obtoczenia, co bezpośrednio wpływa na zróżnicowanie wartości wskaźników C40 i RA. Ze względu na szerokość strefy marginalnej przypuszcza się, że głównym czynnikiem modelującym osady nie była odległość od źródła osadów, lecz ukształtowanie podłoża lodowca.

Wpływ wielkiego wezbrania na morfologię koryta, fizyczne warunki siedlisk rzecznych i infrastrukturę dna doliny na przykładzie Białej Tarnowskiej

Hanna Hajdukiewicz¹, Bartłomiej Wyżga¹, Paweł Mikuś¹, Joanna Zawiejska², Artur Radecki-Pawlik³

¹*Instytut Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, Kraków,*

²*Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Kraków,*

³*Katerda Inżynierii Wodnej i Geotechniki, Uniwersytet Rolniczy, Kraków*

hanahaj@gmail.com

Biała Tarnowska jest żwirową rzeką odwadniającą Beskid Niski, Pogórze Ciężkowickie oraz Kotlinę Sandomierską. W XX wieku rzeka została znacznie przekształcona w wyniku regulacji koryta oraz powszechnej eksploatacji żwiru. W wyniku tych oddziaływań doszło do znacznego wcięcia się rzeki, pogorszenia się fizycznego stanu siedlisk rzecznych i zwiększenia zagrożenia powodziowego w niższym biegu rzeki. W celu zmniejszenia niekorzystnych skutków zmian koryta zaproponowano utworzenie korytarza swobodnej migracji rzeki w dwóch odcinkach o długości 14,5 km oraz 5,9 km, zlokalizowanych w górskim i pogórskim biegu Białej Tarnowskiej. W obu częściach korytarza dłuższe odcinki swobodnie kształtującego się koryta przeplatają się z krótkimi odcinkami uregulowanymi zlokalizowanymi w sąsiedztwie mostów. W czerwcu 2010 roku, miało miejsce wezbranie o około stuletniej powtarzalności, które znacząco wpłynęło na fizyczny stan siedlisk rzecznych, morfologię koryta rzeki oraz infrastrukturę dna doliny. Przeprowadzone latem 2009 i 2010 roku badania 10 par sąsiadujących przekrojów swobodnych i skrzepowanych umożliwiły ocenę zmian fizycznego stanu siedlisk w korycie rzeki wywołanych wielkim wezbraniem. Porównanie planarnej geometrii koryta przed (2009) i po (2012) wezbraniu pozwoliło na ocenę stopnia poszerzenia się aktywnego koryta

rzeki oraz zmian szerokości poszczególnych elementów strefy aktywnej rzeki w 8 odcinkach. Wpływ wielkiego wezbrania na infrastrukturę dna doliny odniesiono do stopnia poszerzenia się rzeki w przekrojach swobodnych oraz uregulowanych.

Przed wezbraniem swobodne przekroje rzeki charakteryzowały się większą liczbą koryt małej wody, drobniejszym ziarnem materiału dennego oraz większym zróżnicowaniem prędkości wody niż przekroje uregulowane. Efektem wezbrania było zatarcie się różnic głównych parametrów fizycznego stanu siedlisk pomiędzy przekrojami swobodnymi i uregulowanymi. Poszerzenie się aktywnego koryta rzeki w wyniku wezbrania zostało głównie odzwierciedlone we wzroście powierzchni łąk żwirowych, natomiast szerokość koryt małej wody wzrosła w mniejszym stopniu. Głęboko wcięte, niżej zlokalizowane odcinki rzeki uległy poszerzeniu w mniejszym stopniu niż odcinki o niewielkim stopniu wcięcia się rzeki zlokalizowane w jej górnym biegu. Szerokość aktywnego koryta rzeki wzrosła średnio o połowę w przekrojach swobodnych oraz o 1/3 w przekrojach uregulowanych. Uszkodzenia infrastruktury dna doliny ograniczały się jednak do odcinków uregulowanych, co wskazuje na niekompetentne zarządzanie terenami nadbrzeżnymi jako główny powód strat gospodarczych zaistniałych w trakcie wezbrania.

Degradacja rzek wielonurtowych polskich Karpat w XX wieku

Hanna Hajdukiewicz, Bartłomiej Wyźga

Instytut Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, Kraków

hanahaj@gmail.com

Na przykładzie Soły, Sanu i Dunajca przedstawiono porównanie współczesnej oraz istniejącej w drugiej połowie XIX wieku planarnej geometrii koryta rzek odwadniających zachodnią i wschodnią część polskich Karpat fliszowych oraz rzek wypływających z wysokogórskiego masywu tatrzańskiego. W wyniku różnic w sposobie przedstawienia rzek na austriackich mapach sztabowych i polskich mapach topograficznych porównano jedynie szerokość i liczbę koryt małej wody analizowanych rzek. Obliczenia wykonano dla odcinków rzek wydzielonych w nawiązaniu do zróżnicowania rzeźby, obecności zbiorników zaporowych oraz ujść większych dopływów.

Koryto Dunajca na przeważającej części biegu rzeki było roztokowe, a koryto jednonurtowe występowało jedynie w odcinkach przełomowych, natomiast w Sanie występowanie koryta wielonurtowego było ograniczone do odcinków rzeki w obrębie kotlin. W ciągu XX wieku doszło do niemal całkowitego przekształcenia roztokowych koryt rzek karpackich w koryta jednonurtowe. Odcinki wielonurtowe zachowały się jedynie w górnym biegu Dunajca, ale na skutek zmian środowiskowych

w zlewni morfologia rzeki uległa tu przekształceniu z wielonurtowej z łachami na wielonurtową z kępami. Szerokość koryt(a) małej wody znacznie zmalała, nawet do 33% wielkości historycznej, czemu towarzyszyło znaczne ograniczenie zróżnicowania szerokości koryt(a) małej wody. Zmianom planarnej geometrii koryt rzek karpackich towarzyszyło znaczne wcięcie się rzek. W pogórskich odcinkach rzek wystąpiło ono zasadniczo wcześniej, a jego skala była większa niż w odcinkach górskich. W ostatnim stuleciu nastąpiła radykalna zmiana facjalnego charakteru osadów korytowych rzek karpackich, prowadząca do wzrostu średniej średnicy ziarna i stopnia wysortowania tych osadów oraz do rozwoju opancerzenia dna koryt. W wielu odcinkach potoków i rzek karpackich doszło do przekształcenia aluwialnego koryta w koryto skalne. Przyczyną powyższych zmian rzek karpackich była bezpośrednia ingerencja człowieka w postaci regulacji koryt, eksploatacji żwiru oraz przegradzania rzek zbiornikami zaporowymi. Efektem zaistniałej degradacji rzek karpackich jest zdecydowane pogorszenie się warunków bytowania organizmów rzecznych.

Modelowanie wcięcia erozyjnego rzek na terenie Karpat Polskich

Maciej Hajdukiewicz

Wydział Inżynierii Środowiska, Geomatyki i Energetyki, Politechnika Świętokrzyska, Kielce

mhajdukiewicz@tu.kielce.pl

Na terenie polskich Karpat, w ciągu ostatnich 130 lat, daje się zaobserwować tendencję do zwiększenia intensywności erozji wgłębnej. Wielkość wcięcia erozyjnego jest możliwa do oszacowania, a także przestrzennego wymodelowania metodą interpolacji z zadanymi ograniczeniami, na podstawie danych z posterunków wodowskazowych o odpowiednio długich ciągach obserwacyjnych. Do badań wybrano łącznie 31 takich posterunków: 11 na obszarach przedgórskich, 10 na obszarze pogórzy i 10 na obszarze o rzeźbie górskiej. Dla każdego z nich, na podstawie trendu zmian minimalnych rocznych stanów wody, określono wcięcie w ciągu całego XX wieku, a także osobno dla jego pierwszej i drugiej połowy. Ograniczenia zostały przyjęte na podstawie numerycznego modelu terenu i mapy hydrograficznej, przyjmując że wartość wcięcia na grzbietach górskich i wododziałach jest równa 0,

czyli są one traktowane jako linie graniczne (*break line*) dla modelowania. Zastosowano szereg algorytmów interpolacyjnych, m.in.: liniowy, kriging, kwadratu odwrotności odległości i minimalnej krzywizny. Wyniki modelowania, zróżnicowane w zależności od przyjętych parametrów i stopnia generalizacji linii ograniczających, zweryfikowano porównując otrzymane wartości z wielkością wcięcia zmierzonego względem paleokoryt datowanych metodami kartograficznymi z użyciem numerycznego modelu terenu lub metodą radiowęglową. Wykazano, że przestrzenne dane otrzymane przez modelowanie pozwalają określić wielkość wcięcia erozyjnego na obszarach nie kontrolowanych bezpośrednio posterunkami wodowskazowymi, jednakże metoda ta wymaga dalszej kalibracji w oparciu o badania terenowe i pomiary fotogrametryczne.

Rozwój torfowiska Rakowskie Bagno (Kotlina Sandomierska)

Joanna Jarosz

*Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin*

jarosz.joa@gmail.com

Rakowskie Bagno (nazywane również Rakowe, Wielkie Bagno lub Błoto Rakowskie) położone jest w województwie lubelskim, w powiecie Janów Lubelski, w odległości około 3 km na południe od miejscowości Frampol. Unikatowość obiektu badań wynika przede wszystkim z faktu, iż jest ono jednym

z bardziej naturalnych, w niewielkim stopniu zmienionym przez gospodarkę ludzką torfowiska regionu lubelskiego. Torfowisko ma charakter torfowiska przejściowego, kształt wydłużonej niecki o kierunku NE-SW, powierzchnię ponad 85 ha, długość zagłębienia około 3,7 km, szerokość miejscami do

600 m. Rakowskie Bagno położone jest na międzyrzeczu Rakowej i Bukowej i wchodzi w skład kompleksu Parku Krajobrazowego Lasy Janowskie. Rakowskie Bagno porasta niezbyt zwarty, kilkudziesięcioletni skarłały drzewostan sosnowy. Roślinność obiektu nie jest jednak jednolita na całym jego obszarze, duże fragmenty wykazują kępową strukturę powierzchni. Torfowisko otoczone jest piaszczystymi utworami, porośniętymi borem sosnowym.

Nieckę torfowiska wypełniają osady biogeniczne o maksymalnej miąższości 3,50 m. W spągu zalega gytia, na której powstała 2,90 m warstwa torfu. Analiza pyłkowa osadów biogenicznych wypełniających nieckę zagłębienia pozwoliła prześledzić zmiany jakie zachodziły w obrębie badanego obiektu, jak i w bezpośrednim jego otoczeniu.

Rozwój zbiornika datowany jest na schyłek późnego glacjału. Jego geneza związana jest z procesami deflacyjnymi i tektoniką podłoża (Maruszczak, 1972; Buraczyński, 2002). Początkowo, w młodszym dryasie, dzięki korzystnym warunkom hydrologicznym, badany obiekt funkcjonował jako jezioro. Epizod ten trwał aż do okresu preborealnego, kiedy to rozpoczęła się akumulacja torfu. Preboreał jest bardzo dobrze reprezentowany przez miąższą warstwę osadów torfowych, powyżej której zaznacza się chronozona borealna i hiatus obejmujący prawdopodobnie osady okresu atlantyckiego. Brak w zapisie palinologicznym tego okresu może się wiązać ze zmianami warunków klimatycznych. Spektra pyłkowe stropowej części badanej serii osadów reprezentują okres subborealny.

Lito- i chronostratygrafia późnoplejstoceńskich sekwencji lessowo-glebowych południowo-zachodniej Polski

Zdzisław Jary¹, Piotr Moska², Jerzy Raczyk¹

¹*Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław,*

²*Instytut Fizyki, Politechnika Śląska, Gliwice*

zdzislaw.jary@uni.wroc.pl

W 1991 roku z inicjatywy profesora Henryka Maruszczaka została opublikowana książka „Podstawowe profile lessów w Polsce”. Znalazły się w niej opisy 5 profili lessowych z południowo-zachodniej Polski – cztery późnoplejstoceńskie stanowiska położone na Płaskowyżu Głubczyckim oraz plenivistuliański profil lessów z Trzebnicy. Nieobecność stanowisk z innych obszarów lessowych południowo-zachodniej Polski wynikała w głównej mierze z nieuzasadnionego przekonania, że lessy na tych terenach cechują się nieznaczną miąższością (1–4 m) i są „nieme” stratygraficznie, ponieważ nie zawierają w sobie gleb kopalnych.

Takie postrzeganie lessów południowo-zachodniej Polski zmieniło się radykalnie w ciągu ostatnich kilkunastu lat, kiedy to rozpoczęto badania kilku nowych sekwencji lessowo-glebowych na tym

obszarze w stanowiskach: Księginice Małe (Masyw Ślęży), Tłumaczów (Sudety Środkowe), Henryków, Biały Kościół i Dankowice (Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie), Złotoryja (Pogórze Kaczawskie) oraz Skarszyn i Zaprężyn (Wzgórza Trzebnickie). Dotychczasowe wyniki tych badań były prezentowane na kilku konferencjach międzynarodowych i wielokrotnie publikowane.

Ważną cechą wielu tych stanowisk jest to, że stanowią one pewnego rodzaju laboratorium terenowe, ponieważ są przygotowane w formie pionowych ścian i są ciągle dostępne do badań. Można w nich zatem testować i modyfikować różne metody prac terenowych oraz weryfikować rezultaty badań laboratoryjnych.

Sekwencje lessowo-glebowe południowo-zachodniej Polski stanowią istotne archiwum umożliwiające

rekonstrukcję ważniejszych zdarzeń paleogeograficznych w ostatnim cyklu interglacjalno-glacjalnym. Jest w nich zapisany globalny rytm zmian klimatycznych, który jest rozpoznawalny w innych sekwencjach lessowych Europy i świata.

W kompletnej sekwencji lessowo-glebowej południowo-zachodniej Polski można wyróżnić dwie jednostki litostratygraficzne i trzy jednostki pedostratygraficzne: zespół gleb kopalnych S1 korelowany z interglacjałem eemskim i wczesnym vistulianem (MOIS 5), lessy L1L2 korelowane z dolnym plenivistulianem (MOIS 4), zespół gleb

kopalnych L1S1 korelowany ze środkowym plenivistulianem (MOIS 3), lessy L1L1 korelowane z górnym plenivistulianem (MOIS 2) oraz glebę współczesną S0.

Chronostratygrafia nowych stanowisk lessowych południowo-zachodniej Polski opiera się na datowaniach metodami radiowęglowymi, TL i OSL. Podstawowe znaczenie dla weryfikacji badań chronostratygraficznych mają badania sekwencji lessowo-glebowej w Białym Kościele. Wykonano tam datowania dla 21 próbek metodami OSL i IRSL oraz 6 datowań radiowęglowych techniką AMS.

Geochemiczne i sedymentologiczne zróżnicowanie osadów dennych jeziora Gopło

Włodzimierz Juśkiewicz¹, Włodzimierz Marszelewski¹, Wojciech Tylmann²

¹*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń,*

²*Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk*

wwj@umk.pl

Jezioro Gopło położone jest na granicy trzech mezoregionów: Pojezierza Gnieźnieńskiego, Pojezierza Kujawskiego i Równiny Inowrocławskiej. Należy do jezior typu przepływowego; Noteć, która zasila je od południa, wypływa w jego północnej części. Pozostałe dopływy Gopła to drobne cieką, które wraz z Notecią stanowią źródła zanieczyszczeń uchodzących do jeziora. Zlewnia bezpośrednia Gopła jest obszarem intensywnie wykorzystywanym rolniczo. Niedużą powierzchnię zajmują obszary miejskie, w ramach których wydzielono zabudowę miejską i tereny przemysłowe.

Jezioro stanowi obiekt badań w ramach projektu pt: „Geochemiczne i sedymentologiczne zróżnicowanie osadów jeziora Gopło na tle modelowania komputerowego i metod geostatystycznych wspierających rozpoznanie i interpretację zmienności cech ilościowych i jakościowych osadu w czasie i przestrzeni” (nr N N306 722640).

Podjęte badania zmierzają do określenia stopnia zróżnicowania składu chemicznego, osadów dennych Gopła, będącego wynikiem procesów natural-

nych i antropogenicznych ze szczególnym naciskiem na ocenę wpływu działalności człowieka w okresie od rewolucji przemysłowej po dzień dzisiejszy.

Pobrano 20 rdzeni osadów, które zostały podzielone co 2,5 cm (500 próbek) i poddane analizom. Oznaczono materię organiczną, węglan wapnia oraz pozostałość mineralną. Dokonano szczegółowej analizy osadu pod względem wielkości cząstek. Wybrane rdzenie datowano izotopem ołowiu (210Pb), m.in. w celu określenia tempa sedymentacji. W przypadku analiz geochemicznych próbki poddano analizie pod kątem obecności metali ciężkich (Cu, Ni, Cd, Pb, Cr, Zn, As, Hg) oraz toksyczne związki chemiczne WWA i PCB.

Zastosowanie metod sedymentologicznych, geochemicznych i fizycznych przyczyniło się do zobrazowania przemian zachodzących w środowisku jeziornym będącym odbiciem procesów występujących w całej zlewni. Dotychczasowe prace pozwalają na wyznaczenie, co najmniej 3–4 etapów sedymentacji:

- z okresu sprzed oraz od początku rewolucji przemysłowej do lat 50. XX w.;
 - intensywnej antropopresji obejmującej okres wczesny – lata 60., oraz późny – lata 70. i 80.;
 - umiarkowanej antropopresji – lata 90. do dziś.
- Wyraźny jest także podział na bardziej zanie-

czyszczoną część północną oraz mniej zanieczyszczoną część południową jeziora. Jednak ze względu na przepływowy charakter Gopła i znaczną ilość dopływów rozkład zanieczyszczeń nie zachowuje liniowego charakteru, tj. ciągłego zmniejszania się ilości zanieczyszczeń z północy na południe.

Przestrzenna i sezonowa zmienność koncentracji i składu rumowiska unoszonego w Wiśle na odcinku od Wyszogrodu do Chełmna

Michał Kaszubski

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN, Toruń

mkaszubski1@wp.pl

Zasadniczym celem przeprowadzonych badań jest wyjaśnienie przyczyn zróżnicowania koncentracji, cech uziarnienia i składu rumowiska unoszonego w korycie dolnej Wisły na odcinku od Wyszogrodu do Chełmna. Badania prowadzono w siedmiu przekrojach mostowych (trzech powyżej zbiornika wrocławskiego oraz czterech poniżej). W każdym przekroju pobierano 3 próbki wody, w wybranych częściach koryta. Od lipca 2012 r. przeprowadzono 15 serii pomiarowych. Podczas każdej serii pomiarowej pobierano 22 próbki wody, w których określono ogólną koncentrację rumowiska unoszonego, udział części organicznych oraz uziarnienie frakcji mineralnej.

Zróżnicowanie koncentracji i cech rumowiska unoszonego badano zarówno w profilu podłużnym, jak i przekrojach poprzecznych koryta Wisły. Badania koncentrują się przede wszystkim na ustaleniu jakościowego i ilościowego zróżnicowania właściwości rumowiska unoszonego w przekrojach poprzecznych koryta, położonych na odcinkach różniących się typem morfologicznym, stopniem jego zagospodarowania hydrotechnicznego, w tym funkcjonowania zbiornika wrocławskiego oraz zróżnicowania warunków przepływu wody. Badano zależności występujące pomiędzy wielkością koncentracji rumowiska unoszonego, a natężeniem

przepływu i prędkością przepływu w punktach poboru próbek wody. Określono również wpływ zróżnicowania morfologicznego koryta Wisły (głębokości koryta, lokalizacja pionu pomiarowego w stosunku do mezoform korytowych) na wielkość koncentracji, strukturę składu oraz uziarnienie rumowiska unoszonego.

Sesje pomiarowe dobrano w taki sposób, aby uwzględnić możliwie najszersze spektrum warunków przepływu wody w korycie Wisły. Oprócz przepływów niżówkowych i średnich uchwycono również zmienność koncentracji w trakcie przepływów wezbraniowych różnego typu (zatorowych, roztopowych i opadowych).

Wyniki badań wykazały, że zróżnicowanie koncentracji rumowiska unoszonego w profilu podłużnym związane jest przede wszystkim z funkcjonowaniem stopnia wodnego we Wrocławku. Stwierdzona w okresie badań redukcja koncentracji zawiesiny w zbiorniku wrocławskim wynosiła średnio 70%. Wyniki badań wykazały, że średnia wielkość koncentracji rumowiska unoszonego w przekroju mostowym w Chełmnie nie osiągnęła ani razu poziomu zmaczenia z odcinka powyżej zbiornika wrocławskiego.

Problem zróżnicowania koncentracji rumowiska unoszonego w Wiśle, analizowanego w przekrojach

poprzecznych jej koryta nie był dotychczas przedmiotem bardziej szczegółowych badań. Obserwacje przeprowadzone przez autora wykazały, że zróżnicowanie koncentracji, składu i uziarnienia materiału unoszonego, analizowanego w przekrojach poprzecznych koryta było niejednokrotnie

większe niż na całym analizowanym odcinku Wisły. W trakcie okresu badawczego zanotowano różnice zmaczenia w przekrojach poprzecznych, które dochodziły maksymalnie do: 83% w Wyszogrodzie, 74% w Płocku, 40% we Włocławku, 53% w Toruniu, 35% w Bydgoszczy oraz 34% w Chełmnie.

Holocenijski zapis zmian paleośrodowiskowych w rocznie laminowanych osadach jeziora Szurpiły

Małgorzata Kinder¹, Dirk Enters², Mirosława Kupryjanowicz³, Christian Ohlendorf²,
Wojciech Tylmann¹, Bernd Zolitschka²

¹*Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk*, ²*Instytut Geografii, Uniwersytet w Bremie, Brema*, ³*Wydział Biologiczno-Chemiczny, Uniwersytet w Białymstoku, Białystok*

dokmkin@ug.edu.pl

Zmienność środowiska przyrodniczego znajduje swoje odzwierciedlenie w osadach jeziornych, określanych mianem naturalnego archiwum informacji paleośrodowiskowych. Szerokie spektrum analiz: sedymentologicznych, geochemicznych, izotopowych i biologicznych umożliwia wieloaspektową rekonstrukcję zmian środowiska, a rocznie laminowane (warwowe) osady jeziorne zapewniają umiejscowienie rekonstrukcji w precyzyjnej skali czasu. Niewiele polskich stanowisk z osadami laminowanymi zostało rozpoznanych i kompleksowo opracowanych pod tym kątem. W ramach prezentowanej pracy dokonano rekonstrukcji paleośrodowiskowej na podstawie laminowanych osadów jeziora Szurpiły (Pojezierze Wschodniosuwalskie), przy zastosowaniu warwochronologii oraz interdyscyplinarnych analiz wielowskaźnikowych.

Efektorem korelacji rdzeni pobranych w 2007 roku jest profil o głębokości 12,38 m i zasięgu czasowym do późnego glacjału. Obecne prace obejmują główną część profilu, reprezentującą zmiany holocenijskie, które zrekonstruowano przy wykorzystaniu szeregu analiz geochemicznych (fluorescencja rentgenowska, CNS), mikroskopowych (miąższość i struktura warw), biologicznych (palinologia) oraz statystycznych. Otrzymane wyniki osadzono na

warwowej skali czasu, zweryfikowanej niezależnymi metodami datowania (Pb-210, Cs-137 oraz C-14).

Zmiany składu chemicznego wynikały w głównej mierze od zmian produktywności jeziora, warunków tlenowych i dostawy materiału terygenicznego ze zlewni. Fluktuacje klimatyczne były podstawową przyczyną zmian środowiskowych w okresie 11 550–3000 BP. Zasadniczym zaburzeniem spokojnej sedymentacji jeziornej był podwodny wpływ materiału na początku okresu atlantyckiego (8350±100 BP), który spowodował erozję około 925 warw. Pierwsze ślady działalności człowieka pojawiły się według danych palinologicznych ok. 8000 BP, jednak istotny wzrost wartości wskaźników gospodarki człowieka cechuje ostatnie 3000 lat. W tym okresie zauważalne jest współdziałanie czynników naturalnych i antropogenicznych. Przykładem może być mała epoka lodowa oraz średniowieczne optimum klimatyczne, które zaznaczyły się w miąższości warw, zmienności podstawowych komponentów osadu oraz koncentracji pyłku i udziału gatunków.

Badania sfinansowano w ramach grantów MNiSW: N N306 275635 i N N306 009337. Stanowią one kontynuację polsko-niemieckiego projektu „Northern Polish Lake Research” (NORPOLAR).

Przemiany rzeźby na obszarze stanowiska archeologicznego w Smółsku na Pojezierzu Kujawskim w warunkach antropopresji pradziejowej

Piotr Kittel¹, Błażej Muzolf², Piotr Papiernik², Renata Stachowicz-Rybka³, Dominik Pawłowski⁴, Monika Lutyńska⁴, Anna Budek⁵, Daniel Okupny⁶

¹Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Łódź, ²Muzeum Archeologiczne i Etnograficzne, Łódź, ³Instytut Botaniki im. W. Szafera, PAN, Kraków,

⁴Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań,

⁵Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN, Warszawa,

⁶Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Kraków

pkittel@wp.pl

Stanowisko znajduje się we wschodniej części Pojezierza Kujawskiego przy krawędzi Kotliny Płockiej. Wyróżnionych zostało na nim kilka poziomów chronologiczno-kulturowych, z których najstarszy jest schyłkowo paleolityczny. Drugi, podstawowy poziom wyznaczają obiekty i zabytki ludności kultury ceramiki wstęgowej rytej. Trzeci tworzą obiekty i materiały kultury ceramiki wstęgowej kłutej. Czwarty – osadnictwo grupy brzesko-kujawskiej kultury lendzielskiej. Piąty – osadnictwo kultury pucharów lejkwatych. Poziomy szósty i siódmy związane są z epizodami osadnictwa kultur iwieńskiej oraz trzcinieckiej wczesnej epoki brązu. Poziom ósmy, drugi co do istotności, przynależy do kultury łużyckiej. Dziewiąty wyznaczają dwa groby z okresu przedrzymskiego ludności kultury przeworskiej.

Wielokulturowa osada zajmuje lokalną kulminację wysoczyzny morenowej, a w części południowej wkracza na stok schodzący ku obniżeniu wytopiskowemu. Wysoczyznę morenową od terasy pradolinnej w Kotlinie Płockiej oddziela krawędź morfologiczna o wysokości ok. 10 m. Na obszarze stanowiska wysokości bezwzględne dochodzą do 82 m n.p.m. Powierzchnię wysoczyzny urozmaicają niewielkie obniżenia bezodpływowe, zagłębienie wytopiskowe i rynny subglacjalne wypełnione osadami biogenicznymi. Obniżenia bezodpływowe, współcześnie nieczytelne w mikroreliefie wysoczyzny, tworzyły pierwotnie powszechny element krajobrazu strefy wysoczyznowej, ku któremu ciążyły obiekty pradziejowe, zwłaszcza wczesno-neolityczne.

Najbliższe otoczenie stanowiska cechowało się znaczną georóżnorodnością. Użytkownicy osady mieli łatwy dostęp (w odległości mniejszej niż 2 km od centrum osady) do: gliniastej powierzchni morenowej z niewielkimi obniżeniami bezodpływowymi, piaszczystych teras pradolinnych, równin torfowiskowych (ew. jezior) w dnie rynny subglacjalnej, równiny torfowiskowej (ew. jeziora) w dnie zagłębienia wytopiskowego, erozyjnej, ilasto-mułkowej terasy pradolinnej, dna doliny niewielkiego ciekłu – Lubienki.

Pracowni archeologicznym towarzyszyły badania z zakresu archeologii środowiskowej i paleogeograficzne. Na południowym stoku wysoczyzny stwierdzono występowanie mięjszej (do 2,5 m) pokrywy osadów stokowych z poziomami gleb kopalnych. Najniższy poziom próchniczny gleby hydrogenicznej jest przykryty deluwiami akumulowanymi około 5,0–4,0 tys. lat p.n.e. Ponowne uruchomienie procesów stokowych prowadzących do przykrycia młodszego poziomu próchnicznej gleby kolejną warstwą utworów deluwialnych miało miejsce około 4,0–3,8 tys. lat p.n.e., a następne we wczesnej epoce brązu i wczesnej epoce żelaza. Deluwia z glebami kopalnymi przykrywa pokrywa diamiktonu rolnego.

Badania prowadzone w obrębie zagłębienia wytopiskowego wypełnionego gytiami i torfami, prowadzone zarówno w strefie brzegowej, jak i w jego centralnej części, dowiodły zmian poziomu wody w zbiorniku mających swe przyczyny w czynnikach lokalnych i globalnych.

Wyniki badań historii osadnictwa na obszarze stanowiska oraz badań geoarcheologicznych i paleoekologicznych pozwoliły na wyróżnienie etapów ewolucji rzeźby obszaru w warunkach antropopresji pradziejowej:

- ca 5000–4000 p.n.e. – uruchomienie procesów stokowych, akumulacja deluwiów glebowych w warunkach rozluźnienia szaty roślinnej spowodowanej procesami osadniczymi we wczesnym neolicie;
- ca 4000–3800 p.n.e. – ustanie procesów stokowych, procesy pedogenetyczne, związane z hiatusem osadniczym między kulturami linearnymi i kulturą pucharów lejkowatych oraz odbudowa pokrywy roślinnej;
- ca 3650 p.n.e. – uruchomienie procesów stokowych i akumulacja deluwiów korelowane z rozluźnieniem szaty roślinnej w wyniku procesów osadniczych KPL w środkowym neolicie;
- ca 3400–3100 p.n.e. – zaburzenie i redepozycja utworów organogenicznych w zbiorniku, (okre-

sowa) sedentacja torfowiskowa, akumulacja osadów stokowych przechodzących w deltę, intensyfikacja osadnictwa KPL w środkowym neolicie;

- po ca 3000–2900 p.n.e. – pogłębienia zbiornika, intensyfikacja procesów stokowych i akumulacja deluwiów, rozwój osadnictwa późnoneolitycznego lub wczesnobrązowego;
- ca 900–800 p.n.e. – znaczne osłabienie procesów morfologicznych oraz spłylenie zbiornika i (okresowe) przechodzenie w torfowisko, rozwoju zwartej pokrywy roślinnej, procesy pedogenetyczne, hiatus osadniczy w młodszej epoce brązu;
- między 900–800 p.n.e. a 50 p.n.e. – 60 n.e. – podniesienie poziomu wody w zbiorniku, uruchomienie procesów stokowych, akumulacja deluwiów, intensywne osadnictwo KŁ.

Około przełomu er ustają intensywne procesy morfologiczne.

Morfologia dna doliny Luciąży w otoczeniu grodziska w Rozprzy w świetle badań geofizycznych

Piotr Kittel¹, Jerzy Sikora², Piotr Wroniecki³

¹*Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Łódź,*

²*Wydział Filozoficzno-Historyczny, Uniwersytet Łódzki, Łódź,* ³*ProDIGI, Warszawa*

pkittel@wp.pl

Gród w Rozprzy stanowił jeden z ważniejszych ośrodków wczesnośredniowiecznych w Polsce Środkowej. Położony jest w dolinie Luciąży na Równinie Piotrkowskiej. Obiekt funkcjonował w IX–XIV w., jako ośrodek plemienny, następnie w ramach państwa Piastów, w XIII w. stanowił siedzibę kasztelańską, w XIV w. był obronną siedzibą rycerską, a centrum osadnicze przesunęło się wówczas na zbocze doliny w rejon miasta lokacyjnego.

W 2013 r. realizowano program badań nieinwazyjnych otoczenia grodu. Wykonano m.in. badania: magnetyczne na obszarze 4 ha, elektrooporowe na obszarze 0,7 ha i sondowania geologiczne

na obszarze 1,5 ha, misje lotnicze i serię zdjęć lotniczych uzyskując ortofotomapy w dużej skali, pomiary geodezyjne. Wyniki integrowano w środowisku GIS.

Badania geomorfologiczne J. Goździka i L. Wachekiej-Kotkowskiej pozwoliły na ogólne poznanie budowy geologicznej doliny Luciąży i rozpoznanie zasadniczych etapów jej ewolucji. Uzyskane wyniki badań geofizycznych oraz analizy fotografii lotniczej umożliwiają precyzyjne zidentyfikowanie elementów dna doliny w najbliższym otoczeniu obiektu. Kartowanie geologiczne, obejmujące ponad 160 wierceń o głębokościach 1,0–2,5 m, doprowadziło

do szczegółowego rozpoznania dna doliny w otoczeniu grodziska w Rozprzy na obszarze około 2 ha.

Ośrodek grodowy zlokalizowany jest w środkowej części doliny Luciąży, w miejscu rozszerzenia dna doliny. Stanowisko zajmuje powierzchnię ostańca terasy plenivistuliańskiej w obrębie holocenińskiej równiny zalewowej. Morfologia dna doliny zatarta została w wyniku akumulacji nowożytnej pokrywy osadów pozakorytowych.

Badania nieinwazyjne pozwoliły na zarejestrowanie dwu ciągów wałów grodziska oraz dwu koncentrycznych fos, a także reliktyw dwóch grobli (dróg?), z których jedną potwierdzono odwiertami. Sondowania geologiczne potwierdziły istnienie fos z wypełnieniem osadami organiczno-mineralnymi z fragmentami drewna. Po zachodniej stronie grodziska potwierdzono obecność, doskonale czytelnego w wynikach badań geofizycznych, rozległego, wielkopromiennego paleokoryta wypełnionego osadami organicznymi. Utwory biogeniczne paleokoryta osiągają 2,5 m miąższości i znajdują się w nich dobrze zachowane fragmenty drewna. Bez szczegółowych badań trudno jest określić jego wiek. Najprawdopodobniej funkcjonowało ono w późnym vistulianie. Po wschodniej stronie grodziska odnotowano sieć licznych niskopromiennych paleokoryt widocznych na zdjęciach lotniczych oraz w wynikach badań geofizycznych. Zostały one wypełnione osadami organiczno-mineralnymi oraz utworami organicznymi z fragmentami drewna, a nawet orzechami leszczyny. Część z nich może być śladem kanałów pozakorytowych przepływów wezbraniowych. Mogą one stanowić również w części pozostałości układu wielokorytowego kształtowanego w rozszerzeniu dna doliny w okresie małej epoki lodowej.

Rozwój ośrodka grodowego i osadnictwa wczesnośredniowiecznego prowadził do przeobrażania elementów środowiska geograficznego. Procesy te mogły przyczynić się do zmian warunków hydrologicznych mikroregionu, które spowodowały konieczność opuszczenia w początkach późnego średniowiecza dotychczasowej lokalizacji w dnie doliny i przeniesienia się centrum ośrodka na jej zbocze. Procesy inicjowane antropogenicznie nakładały się na naturalną ewolucję elementów środowiska od Wczesnośredniowiecznego Optimum Klimatycznego po początki Małej Epoki Lodowej. Dobry stan zachowania osadów biogenicznych pozwala na rozpoznanie paleoekologiczne o dużej rozdzielczości średniowiecznej ewolucji środowiska. Opracowanie paleogeograficzne fragmentu doliny pozwoli na rozpoznanie warunków morfologicznych i paleohydrologicznych lokalizacji grodu oraz czynników sprzyjających rozwojowi tego ośrodka i ograniczających jego rozwój.

Wyniki badań geofizycznych stanowią bardzo ważne źródło informacji zarówno o podziemnych strukturach antropogenicznych jak i zróżnicowaniu budowy geologicznej obszaru, a w konsekwencji o występowaniu i rozprzestrzenieniu elementów morfologicznych dna doliny, a zwłaszcza: paleokoryt, równin zalewowych i teras rzecznych oraz ostańców terasowych. Uzyskane wyniki badań nieinwazyjnych muszą być każdorazowo weryfikowane sondowaniami lub odkrywkami geologicznymi, których rozplanowanie w znacznym stopniu ułatwiają. Kompleksowe rozpoznanie obszaru z wykorzystaniem danych geofizycznych stanowi dobrą podstawę dla planowania dalszych badań geologicznych, geomorfologicznych, paleoekologicznych i paleogeograficznych.

Badania prowadzone w ramach projektu MKiDN.

Ewolucja rzeźby Tatr Zachodnich w późnym glacie i holocenie

Piotr Kłapyta

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

woytastry@gmail.com

Tatry stanowią najdalej ku północy wysunięty obszar wysokogórski wchodzący w skład europejskich Alpidów, który był zlodowacony podczas czwartorzędu. Jednocześnie jest to najwyższej wzniesiona grupa górską w całych Karpatach położona w centralnej części kontynentu europejskiego w zasięgu oddziaływania klimatu oceanicznego i kontynentalnego. Podczas plejstocenu w Tatrach rozwinęło się zlodowacenie górskie. Obszar ten znajdował się w strefie przejściowej między południową granicą lodolodu skandynawskiego, a zlodowaconym masywem Alp. Wysokogórski system morfogenetyczny Tatr był bardzo podatny na długo- i krótkofalowe zmiany klimatu oraz na antropopresję, przez co stanowi on swoiste archiwum informacji paleogeograficznych, dokumentujących z dużą wiarygodnością zróżnicowanie czasowo-przestrzenne środowiska abiotycznego i biotycznego. Sekwencja form i osadów glacialnych i peryglacialnych oraz facje osadów postglacialnych stanowią zapis rytmu wahań klimatu i dynamiki procesów morfogenetycznych, który umożliwia odtworzenie ewolucji środowiska Tatr podczas późnego czwartorzędu.

Badania geomorfologiczne przeprowadzone w Tatrach Zachodnich umożliwiły poznanie prawidłowości w rozmieszczeniu oraz wykształceniu form glacialnych i peryglacialnych podczas późnego glaciału. Relacje morfostratygraficzne, potwierdzone wynikami testu zwietrzenia materiału gruzowego metodą młotka Schmidta, pozwoliły na wydzielenie form i pokryw morenowych odpowiadających maksymalnemu rozprzestrzenieniu lodowców, które najprawdopodobniej miało miejsce podczas globalnego maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM, ok. 30–19 ka), oraz trzech generacji form późnoglacialnych (LG-1, LG-2, LG-3). Najmłodszy etap deglacjacji (LG-3) na obu skłonach Tatr Zachodnich

wyznacza wyłącznie zespół form peryglacialnych (lodowców gruzowych i lobów podstokowych), których aktywność miała miejsce najprawdopodobniej podczas gwałtownego ochłodzenia młodszego dryasu (12,7–11,7 ka BP). We wczesnym i środkowym holocenie (preboreał/atlantyk) w dnach cyrków lodowcowych oraz w piętrze leśnym na skłonie N Tatr Zachodnich panowały stabilne warunki klimatyczne, powodujące modelowanie stoków przez procesy o relatywnie małej intensywności. Wyraźny wzrost dynamiki tych procesów stokowych miał miejsce podczas subboreału i w okresie subatlantyckim. Podczas ostatnich 2 ka rytm dynamiki środowiska Tatr był zbliżony do zmian zarejestrowanych w Alpach i Europie Środkowej. W strukturze osadów zostały zapisane uwarunkowane zmianami klimatu okresy: spokojnej sedymentacji podczas okresu optimum rzymskiego (do roku 300), epizod wzrostu aktywności spływów gruzowych ok. roku 400, wyraźny wzrost dynamiki procesów stokowych ok. X i XI w. oraz odpowiadający małej epoce lodowej w drugiej poł. XV w. i w drugiej poł. XIX w. wyraźny wzrost tempa, skali i dynamiki procesów stokowych (głównie spływów gruzowych). Odnosnie końcowego okresu małej epoki lodowej (II poł. XIX – początek XX w.) istnieje problem z jednoznaczną interpretacją epizodów zwiększonej dynamiki procesów stokowych, gdyż wówczas skutki procesów naturalnych i antropogenicznych nakładały się na siebie. Rozpoznany w większości stanowisk najmłodszy kompleks osadów żwirowych bądź piaszczysto-gliniastych o miąższości 0,5–2,0 m był efektem najbardziej intensywnych procesów w skali całego holocenu. Świadczy on o powszechnej tendencji do modelowania stoków położonych powyżej górnej granicy lasu przez procesy o dużej energii i dynamice.

Datowania osadów spływów gruzowych wskazują, że faza tych intensywnych procesów stokowych rozpoczęła się wcześniej w piętrze alpejskim

Tatr (ok. X–XI w.), niż w niższych częściach cyrków i w piętrze leśnym (ok. drugiej połowy XV w.).

Wpływ brył martwego lodu na wykształcenie osadów i rzeźby sandru Wdy w pobliżu rezerwatu „Jezioro Martwe” (Bory Tucholskie)

Jarosław Kordowski, Michał Słowiński

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN, Toruń

jarek@geopan.torun.pl

Bory Tucholskie to w przewadze obszar sedymentacji fluwioglacjalnej. Miejscami następowała ona w warunkach zalegania dużej ilości brył stagnującego lub martwego lodu pozostawionych przez wycofujący się na linię moren pomorskich lądolód ostatniego zlodowacenia. Jednoczesne kształtowanie się rzeźby fluwioglacjalnej i wytopiskowej spowodowało, miejscami, znaczne zróżnicowanie hipsometryczne terenu oraz osadów.

Szczegółowe studia nad tym zagadnieniem przeprowadzone zostały w okolicach rezerwatu torfowiskowego „Jezioro Martwe”, około 5 km na zachód od miejscowości Tleń. Rezerwat ten ma powierzchnię 3,56 ha, z czego powierzchnia zbiornika wodnego stanowi 1,74 ha.

Badania terenowe objęły tu obszar w kształcie kwadratu o długości boku około 1 km. Obejmowały one: sondowania ręczne, kartowanie geologiczne, geomorfologiczne, gleboznawcze oraz analizy strukturalne i teksturalne osadów. Łącznie wykonano 112 sondowań ręcznych o sumarycznej długości 460,7 m. Osady biogeniczne rozpoznano dodatkowo za pomocą 50 sondowań próbnikiem typu Instorf o łącznej długości 141,1 m; najgłębsze sięgnęły 8 m. Z dna jeziora pobrano 10-metrowy rdzeń osadów dennych. Z głębokości 10,85 m od lustra wody, metodą C-14 AMS, określono wiek gałązki tkwiącej w mineralnym dnie jeziora (*trash layer*), która dała wynik kalibrowany 11 980±80 lat BP (Gd-1452). Depozycja osadów jeziornych

rozpoczęła się zatem w böllingu.

Analizy sedymentologiczne przeprowadzono w sześciu wkopach, w których analizowano uziarnienie osadu, barwę, struktury sedymentacyjne, elementy kierunkowe, w tym analizę kierunku ułożenia i pochylenia klastów żwirowych wraz z analizą petrograficzną oraz analizą ich kształtu. Analizy uziarnienia wykonano metodą sitową (osady gruboziarniste powyżej 90 µm) jak i na laserowym analizatorze Analysette 22 (osady drobnoziarniste – mułki i ropy). Przeprowadzono też analizy zawartości węglanów metodą Scheiblera. Uziarnienie osadów zanalizowano według wskaźników Folka i Warda. Wartości te uzyskano zarówno z odsłoneń, gdzie próbki były pobierane, co 5 cm jak też powierzchniowo, dzięki poborowi z warstw próchnicznych ze wszystkich 112 sondowań w osadach mineralnych.

Najstarszy element rzeźby stanowią tu, przetrwałe ze starszych etapów morfogenezy: plateau kemowe, moreny martwego lodu i formy szczelinowe. Stopniowe wytapianie się brył martwego lodu oraz odsuwanie się aktywnej krawędzi lądolodu przyczyniło się do powstania dwu poziomów sandrowych: wyższego o wysokości 118 m n.p.m. i niższego o wysokości 116–113 m n.p.m., urozmaiconego licznymi wytopiskami. Część z nich zajęta jest przez torfowiska z oligotroficzną florą mchów, która na obszarze rezerwatu tworzy pło jeziorne.

Skomplikowany przebieg morfogenezy tego obszaru ma odzwierciedlenie w zróżnicowanych

osadach, na które składają się: gliny zwałowe; piaski, żwiry mułki, iły i gliny plateau kemowych; piaski, mułki, żwiry, gliny, głązy wypełnień form szczelinowych; piaski fluwioglacjalne, sandrowe, piaski, mułki i gliny spływowo-wytopiskowe, piaski teras jeziornych, torfy, gytie i deluwia.

Przestrzenna analiza parametrów uziarnienia wykazała podobieństwo osadów sandrowych niezależnie od wysokości bezwzględnej. Pierwotnie większość dzisiejszej powierzchni terenu stanowiła jedną płaszczyznę, kształtowaną w zbliżonych warunkach hydrodynamicznych. Jednomodalność zaznaczyła się w dnach zagłębień i wyleżysk po martwym lodzie. Wielomodalność ujawniła się w osadach moren martwego lodu, osadach spływów błotnych i wypełnień szczelin lodowych oraz plateau kemowych. Wyszortowanie było lepsze

w wytopiskach i wyleżyskach po martwym lodzie, gorsze zaś w morenach martwego lodu, plateau kemowych i wypełnieniach szczelin lodowych. Analiza skośności wskazała, że w chwili depozycji występowała tendencja do erozji bądź erozja i akumulacja była zrównoważona. Dominacja erozji miała miejsce w dzisiejszych wytopiskach i wyleżyskach po martwym lodzie. Kurtoza wykazała powszechne mieszanie frakcji osadowych.

Zebrane, w badanym obszarze, dane pozwalają przyjąć tezę o arealnym zamarcu lodolodu. Jego szczeliny były początkowo zablokowane (wypełnienie osadami spływowo-wytopiskowymi), w innych przepływy odbywał się swobodnie (wypełnienie osadami fluwioglacjalnymi). Ich rozwój odbywał się jednocześnie z depozycją osadów sandrowych.

Oceny georóżnorodności rzeźby terenu i ich relacje przestrzenne na przykładzie krajobrazu młodoglacjalnego w okolicach Torunia (Kotlina Toruńska, Pojezierze Chełmińskie)

Rafał Kot

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

rafalkot@umk.pl

Georóżnorodność rozumiana jest jako zmienność wszystkich abiotycznych komponentów krajobrazu (geologii, rzeźby terenu, gleb, wód i klimatu). Determinuje ją wszelkiego rodzaju działalność człowieka. Częścią georóżnorodności krajobrazu jest georóżnorodność rzeźby terenu, określana także w literaturze jako: *landform geodiversity*, *geomorphodiversity*, *geomorphological diversity* lub *relief geodiversity*. Jest ona rozumiana jako „aktualne zróżnicowanie powierzchni Ziemi w zakresie stref morfogenetycznych, typów rzeźby, zespołów form i oddzielnych form rzeźby terenu”.

Istotnym problemem badawczym jest określenie i ocena georóżnorodności w ujęciu przestrzennym. W tym zakresie wypracowano różne metody.

Celem badań jest wykonanie ocen georóżnorodności rzeźby terenu przy użyciu wybranych metod, np. bonitacji punktowej, metryk krajobrazowych, czy indeksu georóżnorodności. Uzyskane wyniki zostaną zwizualizowane na mapach, co umożliwi wyznaczenie obszarów o największym i najmniejszym zróżnicowaniu rzeźby terenu. Pomiedzy tymi obszarami zostaną określone relacje przestrzenne.

Obszar badań położony jest w krajobrazie młodoglacjalnym w okolicach Torunia. Obejmuje on fragment Kotliny Toruńskiej i Pojezierza Chełmińskiego, a jego powierzchnia wynosi 288 km².

Wpływ gospodarki leśnej na morfologię i zróżnicowanie osadów w źródłowych odcinkach dolin w Karpatach

Robert Kowalski

Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Kraków

robert.kowal89@gmail.com

Jedną z form działalności człowieka mającą wpływ na morfologię koryt cieków w górach oraz na osady zdeponowane w dnach dolin, jest gospodarka leśna. Celem badań autora jest ustalenie, w jaki sposób gospodarka leśna intensywnie rozwijająca się od połowy XIX w. doprowadziła do zmian w ukształtowaniu koryt oraz do zmian w charakterze osadów w wybranych źródłowych odcinkach potoków w Beskidzie Żywieckim (Zachodnie Karpaty).

Na formowanie koryt tych potoków wpływ wywiera m.in. gęsta sieć dróg leśnych, które stanowią drogi transportu drewna. Zależnie od nachylenia tych dróg oraz od ich długości, jeżeli łączą się one z potokami, szybkość dopływu wody ze stoków do koryt, a także wielkość dostawy zwietrzliny może być szybsza lub wolniejsza. Z badań w innych obszarach w polskich Beskidach wiadomo, że drogi polne i leśne dostarczają nawet 80% materiału transportowanego w potokach górskich w zawiesinie. W ciągu ponad 150 lat funkcjonowania dróg leśnych doszło do zasadniczych zmian w obiegu wody w źródłowych zlewniach potoków beskidzkich, czego skutkiem jest zmieniona morfologia koryt, zmiana charakteru osadów zdeponowanych w dnach dolin, i co najważniejsze zwiększone ryzyko powodzi począwszy od źródłowych odcinków cieków w górach. Z gospodarką leśną związana jest także budowa w XIX w. tam ziemnych w źródłowych odcinkach potoków w Beskidach, mających na celu okresowe magazynowanie wody

potrzebnej do spławu drewna. W tamach zbudowane były drewniane kłauzy (l. poj. kłauza), których podnoszenie powodowało gwałtowny spływ wody ze spiętrzenia, co umożliwiała wodny transport kłód drewna wzdłuż potoku. Czynność ta powtarzana wielokrotnie w roku w ciągu wielu lat aż do lat 20. lub 30. XX w., spowodowała duże zmiany w morfologii koryt potoków i den dolin. Powyżej zapór wodnych funkcjonowały w przeszłości miniaturowe zbiorniki wodne, w których zakumulowane zostały duże ilości materiału, w zdecydowanej przewadze pylasto-ilastego. Poniżej zapór koryta potoków uległy natomiast pogłębieniu przez często generowane „sztuczne” powodzie.

Choć od zaprzestania tej formy gospodarki leśnej minęło ponad 80 lat, skutki geomorfologiczne i sedymentologiczne są nadal widoczne. Jednym z celów badań autora jest ustalenie tempa akumulacji materiału w dawnych miniaturowych zbiornikach wodnych, co pośrednio wskazuje na rozmiary transportu zawiesiny. Wstępne badania granulometrii tych osadów wskazują, że nawet w obszarach źródłowych potoków beskidzkich dominuje transport zawiesiny, chociaż koryta potoków są zbudowane z gruboklastycznego materiału. Badania autora pomogą lepiej zrozumieć funkcjonowanie koryt źródłowych odcinków potoków w Beskidach, na co do tej pory nie zwracano większej uwagi.

Dawne górnictwo w Masywie Śnieżnika – skala i trwałość przekształceń powierzchni terenu

Agnieszka Latocha

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

agnieszka.latocha@uni.wroc.pl

Sudety są jednym z najstarszych miejsc na terenie Polski, gdzie na dużą skalę rozwinęła się działalność poszukiwawcza i wydobywczą związana z bogactwem zasobów surowców mineralnych i skalnych. Działalność górnicza prowadzona była na tym terenie od średniowiecza, z fazami głównego nasilenia w wiekach: XVI, XVIII i XIX. Jednym z obszarów, gdzie natężenie prac eksploatacyjnych było szczególnie intensywne, jest Masyw Śnieżnika. Wiele wsi w tym rejonie założonych zostało jako osady górnicze, w tym centrum zagłębia wydobywczego, które miało stanowić miasto górnicze, Bolesławów. W początkowym okresie poszukiwano przede wszystkim złota i srebra, w kolejnej fazie eksploatacji podlegały głównie rudy żelaza, przerabiane w kilku miejscowych hutach, z kolei po II wojnie światowej w kilku miejscach podjęto prace poszukiwawcze i wydobywcze rud uranu. Ponadto eksploatacji podlegały surowce skalne, w tym głównie wapień krystaliczny wypalane w lokalnych wapieniakach. Ze względu na ograniczoność zasobów mineralnych prac wydobywczych nie kontynuowano po wojnie i wiele dawnych terenów górniczych

popadło w zapomnienie. W rzeźbie terenu nadal jednak czytelne są ślady po dawnych pracach poszukiwawczych i wydobywczych – są to zagłębienia i zapadliska po dawnych sztolniach, szurfach i rowach poszukiwawczych, hałdy skał płonnych zlokalizowane obecnie najczęściej w lesie, ściany skalne dawnych kamieniołomów.

Celem prac terenowych prowadzonych w Masywie Śnieżnika była inwentaryzacja obiektów związanych z dawnym górnictwem, ich pomiary morfometryczne oraz określenie stopnia przekształceń tych form od czasu zaprzestania eksploatacji. Do analizy wykorzystano również archiwalne mapy topograficzne 1:25 000 z końca XIX w. oraz numeryczny model terenu uzyskany na podstawie danych LiDAR. Dane cyfrowe w połączeniu z danymi terenowymi pozwoliły na uzyskanie przestrzennego obrazu rozmieszczenia form po dawnym górnictwie, co dało podstawy do określenia natężenia stopnia przekształceń antropogenicznych rzeźby stoków w Masywie Śnieżnika oraz klasyfikacji form ze względu na ich stan zachowania.

Rekonstrukcja zmian struktury i dynamiki koryt rzecznych przy użyciu algorytmu statystycznego

Maciej Liro

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

maciej.liro@uj.edu.pl

Rekonstrukcja zmian struktury i dynamiki koryt rzecznych daje możliwość poznania sposobu reakcji koryta na występujące w czasie zmiany srodo-

wiskowe oraz na zaburzenia wywołane oddziaływaniem człowieka.

W prezentowanej pracy do rekonstrukcji zmian

struktury i dynamiki koryta wykorzystano algorytm statystyczny wyszukujący odcinki koryta jednorodne pod względem danego parametru i wartości progowe pomiędzy nimi. Badania przeprowadzono na przykładzie koryt Dunajca i Białki powyżej Zbiornika Czorsztyńskiego. Jako parametrów wejściowych użyto informacji o szerokości oraz nasileniu erozji bocznej i akumulacji w korycie. Informacje te zbierano przy użyciu oprogramowania GIS z pięciu zestawów zgeorektyfikowanych zdjęć lotniczych i ortofotomap z lat 1977–2009.

Czasowo-przestrzenny układ zmian struktury i dynamiki koryta zidentyfikowany przez algorytm statystyczny pokazuje, że odcinki o określonej strukturze (np. szerokości) pokrywają się z odcinkami o określonej dynamice (np. nasileniu erozji bocznej). Metoda umożliwiła także precyzyjne określenie zasięgu odcinków koryta o strukturze i dynamice zmienionej na skutek ingerencji człowieka (regulacja i zabudowa brzegów koryta, wpływ cofki zbiornika zaporowego).

Model ewolucji koryta aluwialnego powyżej zbiornika zaporowego

Maciej Liro

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

maciej.liro@uj.edu.pl

Większość badań geomorfologicznych dotyczących oddziaływania zbiorników zaporowych koncentruje się na ich wpływie na koryta poniżej tych budowli. Natomiast, niewiele wiadomo na temat ewolucji koryt powyżej nich (w cofkach).

W pracy przedstawiono model do określania trajektorii zmian koryt aluwialnych w cofce. W modelu założono 3 stany koryta, które mogą występować w cofkach w okresie *pre-dam*. Są to deficyt, równowaga i nadmiar dostawy osadów w stosunku do zdolności transportowej rzeki. Stany te mogą wzmacniać się, słabnąć lub być stabilne. Może to wpływać na zmiany przebiegu parametrów koryta

oraz długość jego reakcji i dostosowywania w cofce. Dostosowanie poszczególnych parametrów koryta zależy także od uwarunkowań lokalnych, typu rzeki i odcinka, rodzaju pracy zbiornika oraz wielkości i częstości wezbrań. Dlatego, nieodłączną częścią modelu jest stosowanie odpowiedniego odcinka referencyjnego. Model sugeruje możliwość zahamowania w cofce niektórych negatywnych zmian w korytach zdegradowanych wcześniej przez regulacje. Model bazuje na zasadzie równowagi Lane'a. Może być on przydatny do wyjaśniania i prognozowania zmian koryt powyżej zbiorników.

Przemiany naturalnego krajobrazu wydm nadmorskich w Polsce w ostatnich 20 latach w badaniach projektu FoMoBi

Tomasz Arkadiusz Łabuz, Sylwia Wochna-Bartnik

Instytut Nauk o Morzu, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

labuztom@univ.szczecin.pl

Naturalne środowisko wydm przednich polskiego wybrzeża zanika w wyniku zmian klimatycznych i działalności człowieka. Jest to obszar wielu siedlisk roślinnych o dużej bioróżnorodności, wpisany do priorytetów ochronnych Natura 2000. Ponadto stanowi cenny walor turystyczny, a także strategiczny z punktu widzenia ochrony nadbrzeża i brzegu morskiego przed spiętrzeniami sztormowymi. W ostatnich latach w tym dynamicznym środowisku nie prowadzono badań nad dynamiką wydm i zmianami siedlisk roślinnych. Obecnie, w latach 2011–2014 w Zakładzie Geomorfologii Morskiej Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Szczecińskiego realizowany jest projekt pt. „Rozmieszczenie i morfodynamika środowiska wydm przednich i fluktuacje roślinności – bioróżnorodne siedlisko polskiego wybrzeża (FoMoBi)” (www.fomobi.pl). Projekt finansowany jest z programu LIDER sponsorowanego przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju (NCBiR).

W trakcie badań ustalono zasięgi występowania wydm przednich – związanych z odcinkami akumulacyjnymi wybrzeża, ich długość nie przekracza 90 km wybrzeża. Określono miejsca występowania cennych i unikatowych gatunków roślin oraz pionierskich siedlisk roślinności wydmowej. Określono rejon żerowania i bytowania ptaków związanych z wybrzeżem, rejon występowania gadów i cennych owadów. Są to rejon oddalone o co najmniej

5 km od miejscowości nadmorskich, w tym pojedyncze gniazda siewek obrożnych. Należy podkreślić, że działania Urzędów Morskich podejmowane intensywnie od 2009 r. mające powstrzymać procesy erozji i cofania polskiego wybrzeża powodują degradację środowiska. Rozwój turystyki i poszerzające się rejon eksploracji w sposób drastyczny wpływają na omawiane środowisko. Obszary naturalne w ostatnich 15 latach skurczyły się o około 10%. Od 2009 r. przybyło 15 km sztucznych zabetonowanych brzegów wydmowych i ponad 10 km plaż sztucznie refulowanych. W tym czasie wydano 880 mln zł na tzw. ochronę brzegu. We wszystkich miejscowościach nadmorskich, gdzie zachodzi erozja brzegu, refulacja plaż odbywa się co 2 lata na odcinku od 1 do 2 km długości i pochłania jednorazowo do 5 mln zł. W tym czasie projektów środowiskowych na ochronę środowiska przyrodniczego nie realizowano poza rejonami, gdzie przesadzano lub dosadzano gatunki w związku z istniejącymi inwestycjami: gazoport LNG w Świnoujściu, betonowanie kanału ujścia jeziora Jamno, budowa terminala kontenerowego w Gdańsku, czy drobne projekty Krajobrazowego Parku Nadmorskiego i Parku Krajobrazowego Mierzeja Wiślna. Czynna ochrona stosowana jest bez wątpienia w Słowińskim i Wolińskim Parku Narodowym – to jedyne rejon, gdzie dba się o ochronę środowiska wydmowego.

Metody analizy ilościowej dynamiki wydym nadmorskich w badaniach projektu FoMoBi

Tomasz Arkadiusz Łabuz

Instytut Nauk o Morzu, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

labuztom@univ.szczecin.pl

W pracy przedstawiono wyniki badań prowadzonych nad zmianami rzeźby akumulacyjnych odcinków wydym nadmorskich w Polsce, realizowanych w projekcie FoMoBi (www.fomobi.pl). Badania realizowane są przy użyciu typowej metody profilowań niwelacyjnych oraz za pomocą nowoczesnej aparatury do pomiarów geodezyjnych w oparciu o satelitarną lokalizację badanych miejsc. W pracach stosowano: skaner laserowy (TLS), teodolit elektroniczny (TS), przenośną bazę i GPS RTK (DGPS), przenośny rover GPS RTK. Zastosowanie technik GPS RTK pozwala z wysoką dokładnością pozyskać dane morfometryczne form występujących w morskiej strefie brzegowej. Służą do obliczeń zmian objętości i parametrów form eolicznych.

Celem podjętych badań morfometrycznych jest określenie dynamiki współczesnej rzeźby najmłodszych wydym na odcinkach akumulacyjnych polskiego wybrzeża. Badania krótkookresowych przekształceń ukształtowania wydym nadmorskich i plaż są istotnym elementem prognoz rozwoju rzeźby wybrzeża i analiz skali oddziaływania czynników i uwarunkowań morfolitodynamicznych. Badania realizowane są na ponad 60 km z 90 km odcinków akumulacyjnych polskiego wybrzeża wydymowego. Wynikiem są dane ilościowe zmian wysokości, objętości i szerokości form w różnych skalach czasowo przestrzennych.

Postwarciańskie przekształcenia rzeźby obszarów wododziałowych na Wysoczyźnie Łódzkiej (na przykładzie międzyrzecza Mrogi i Mrożycy)

Aleksandra Majecka

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

a.majecka@uw.edu.pl

Problematyka badawcza obejmowała przekształcenia rzeźby obszarów wododziałowych na Wysoczyźnie Łódzkiej w okresie postwarciańskim, w świetle funkcjonowania w ich obrębie obszarów bezodpływowych (systemów zamkniętych). Do badań wybrano teren położony około 25 km na NE od Łodzi, obejmujący bezodpływowe obniżenie zlokalizowane na wododziale Mrogi i Mrożycy, a także sąsiadującą z nim dolinę denudacyjną (jej górny

odcinek). Teren badań ze względu na niewielką powierzchnię jaką obejmował, jednorodny charakter rzeźby oraz poprzez zastosowane wieloaspektowego ujęcia badawczego, spełniał kryterium studium przypadku, stąd poruszane zagadnienia i wnioski postawione odnośnie morfogenezy postwarciańskiej mogą dotyczyć także innych obszarów wododziałowych na Wysoczyźnie Łódzkiej (Majecka, 2012).

Wykonane wiercenia geologiczne uzupełnione o analizy litologiczne osadów pozwoliły na rozpoznanie wypełnienia badanego obniżenia stanowiącego ślad kopalnego wytopiska. Misę wytopiska stanowiły pierwotnie trzy odrębne baseny sedymentacyjne o różnych rozmiarach i kształcie, izolowane progami zbudowanymi z utworów glacialnych. W ich obrębie znajdowały się mniejsze kociołki, dłużej wypełnione bryłami lodu. Osady glacialne stadiału warty stanowią dno wytopiska. Utwory wypełniające jego misę stanowią mułki mineralne warciańskie, utwory organiczne interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu (rozpoznane w małych stromościennych kociołkach wytopiskowych) oraz vistuliańskie osady peryglacialne. Analiza pyłkowa wypełnienia kopalnego kociołka w stanowisku Żabieniec Południowy pozwoliła na wyróżnienie 11 L PAZ dowodzących sukcesji roślinnej od schyłku stadiału warty, sukcesji interglacjału eemskiego do końca wczesnego vistulianu, stadiału rudunki.

W świetle przeprowadzonych analiz w obrębie obniżenia można uznać, że jego współczesna łagodna rzeźba powierzchni jest cechą wtórną.

Wynika z zaawansowanego przekształcenia wytopiska poprzez prawie całkowite wypełnienie jego misy osadami w okresie polodowcowym. Na podstawie rozpoznanych osadów i form, odtworzono przekształcenia pierwotnej rzeźby glacialnej badanego fragmentu wododziału. Rozwój rzeźby w obrębie wytopiska podzielono na trzy zasadnicze etapy morfogenetyczne: warciański etap deglacjacji, eemsko-wczesnovistuliański etap agradacji i vistuliański etap agradacyjno-denudacyjny. Procesem odpowiedzialnym za rozwój i przeobrażenie rzeźby, w zimnych okresach klimatycznych (stadia warty, plenivistulian i późny vistulian), było przede wszystkim spłukiwanie. Akumulacja biogeniczna stanowiła ważny czynnik rzeźbotwórczy w warunkach klimatu umiarkowanego (interglacjał eemski i wczesny vistulian).

Przeprowadzone „studium przypadku” postwarciańskiej ewolucji kopalnego wytopiska na międzyrzeczu Mrogi i Mrożyca może świadczyć o poligeniezie rzeźby obszarów wododziałowych na Wysoczyźnie Łódzkiej i zaniku jej pierwotnego, glacialnego, charakteru.

Morfologia i ewolucja glacialnych zagłębień bezodpływowych w regionie łódzkim

Aleksandra Majecka¹, Zbigniew Rdzany²

¹*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa*

²*Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Łódź*

zbigniew.rdzany@uni.lodz.pl

W równoleżnikowym pasie Polski Środkowej, na obszarze występowania warciańskiej rzeźby staroglacjalnej, charakterystyczne jest występowanie licznych glacialnych zagłębień bezodpływowych. Są one zwykle ledwie widoczne na tle łagodnych zarysów współczesnej morfologii. Wiele z nich występuje tylko w postaci kopalnej, po całkowitym wypełnieniu osadami mineralnymi i organicznymi. Pozbawione są one naturalnych zbiorników wodnych, choć zdarzają się obiekty wyjątkowe, jak czynne torfowisko Żabieniec (Twardy i in., 2010;

Forysiak, 2012; Majecka, 2012).

Na pozadolinnych obszarach wysoczyzn podłódzkich autorzy prowadzą analizę zachowanych w rzeźbie i całkowicie kopalnych zagłębień bezodpływowych. Baza danych o zagłębieniach bezodpływowych jest w trakcie tworzenia. Przeprowadzono kwerendę literatury, różnorodnych dokumentacji, materiałów kartograficznych oraz zebrano szereg innych danych przyrodniczych o tych obiektach. Dane o morfologii zagłębień i innych cechach środowiska przyrodniczego są gromadzone, oprócz analiz

w terenie m.in. na podstawie: zdigitalizowanych map topograficznych w skali 1:10 000, numerycznych modeli terenu, map – geologicznych, hydrograficznych, sozologicznych oraz ortofotomap. Prowadzone są różnorodne analizy wypełnień wybranych form.

Stwierdzono znaczne różnice zarówno w gęstości występowania zagłębień, ich morfologii, uwarunkowaniach podłoża, a przede wszystkim w wykształceniu ich wypełnień. Zdecydowana większość ze znanych zagłębień analizowanego obszaru powstała wskutek wytapiania brył martwego lodu w schyłkowym etapie zanikania lądolodu warciańskiego. Mniejsze znaczenie miały procesy nierównomiernej akumulacji glacialnej, a wyjątkowe – glacictonika – z uwagi na ograniczone występowanie jej przejawów na analizowanym terenie (m.in. Kłatkowa, 1997). Część zagłębień została w znacznym stopniu, bądź nawet całkowicie wypełniona osadami w wyniku procesów glacialnych, paraglacialnych i peryglacialnych jeszcze u schyłku zimnego piętra warty. W szczególności zauważono znaczący wpływ na zanik zagłębień procesów morfogene-

tycznych paraglacialnych (w znaczeniu – French, 2007), które nie były już sensu stricto glacialne, lecz także nie powinny być wiązane ze środowiskiem peryglacialnym.

W interglacjale eemskim, w warunkach klimatu umiarkowanego, liczne zagłębienia bezodpływowe funkcjonowały jako charakterystyczny element ówczesnego młodoglacialnego krajobrazu postwarciańskiego. Rozwijała się wydajna sedymentacja organiczna limniczna oraz sedimentacja torfów. Także we wczesnym vistulianie, w zagłębieniach nadal funkcjonowały zbiorniki jeziorne i torfowiska, co udokumentowano już w bogatej literaturze przedmiotu. W vistulianie, zwłaszcza w późnym, dużego znaczenia w wypełnianiu opisywanych obniżień nabrała akumulacja eoliczna, która często była bardziej wydajna od procesów stokowych (np. w stanowisku Ossowice – Rdzany, 1997). Holocen stanowi kolejną fazę wypełniania obniżień, głównie za sprawą agrokultury i naturalnej akumulacji organicznej.

Wstępna analiza budowy geologicznej dolinek erozyjno-denudacyjnych w okolicach Czarnówka (Pradolina Łeby-Redy)

Marek Majewski

Institut Geografii i Studiów Regionalnych, Akademia Pomorska, Słupsk

marekmajo@o2.pl

Obszar badań znajduje się 5 km na północny-zachód od Łęborka, w Czarnówku, położonym w Pradolinie Łeby-Redy. Strefa krawędziowa pradoliny porozcinana jest tu licznymi, suchymi dolinkami o genezie erozyjno-denudacyjnej, których początek powstania sięga przełomu późnego vistulianu i holocenu.

Z racji korzystnych warunków osadniczych rejon ten zasiedlany był na znaczną skalę już od epoki brązu aż po wczesne średniowiecze. Świadczą o tym odkryte w rejonie Czarnówka liczne stano-

wiska archeologiczne reprezentowane przez takie obiekty jak: cmentarzyska, pojedyncze groby, jamy gospodarcze, paleniska czy piece. Znaczna część obiektów została rozpoznana w stopniu umożliwiającym określenie przynależności kulturowo-chronologicznej (Krzysiak, 2013).

W obrębie przebadanych dolinek erozyjno-denudacyjnych rozpoznano w ich dnach i dolnych partiach zboczy serie deluwiów. Ich miąższość i uziarnienie określone na podstawie badań terenowych i laboratoryjnych są zmienne wzdłuż profili poprzecznych

form i wskazują na ich transport wzdłuż zboczy, a w mniejszym stopniu na transport wzdłuż dna dolinek. Pozycje stratygraficzne deluwii pozwalają sądzić, że są one głównie wieku neholoceńskiego.

W nawiązaniu do podobnych przykładów z Polski Północnej i wyników badań archeologicznych prowadzonych w Czarnówku, można przypuszczać, że deluwia te są przede wszystkim efektem i zapisem

ingerencji człowieka w środowisko przyrodnicze związanej z prowadzeniem działalności gospodarczej. Rozpoznane liczne poziomy zawierające węgle drzewne mogą być następstwem działalności człowieka, a określenie ich wieku umożliwi precyzyjne odtworzenie etapów ewolucji badanych dolinek.

Analiza prawdopodobieństwa i skutków wystąpienia katastrofy osuwiskowej w Bardzie (Góry Bardzkie) i w Łaskach (Beskid Mały)

Ireneusz Malik¹, Janusz Badura², Małgorzata Wistuba¹, Alicja Biesmer¹, Dawid Cupiał¹

¹*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Sosnowiec,*

²*Państwowy Instytut Geologiczny, Wrocław*

irekgeo@wp.pl

Badano dwa osuwiska położone w Bardzie (Sudety Środkowe, podcinane przez rzekę zbocze doliny Nysy Kłodzkiej) oraz z Łaskach (Karpaty Zachodnie, stok masywu Góry Żar ponad Zbiornikiem Międzybrodzkim). Oba badane osuwiska podlegały przyspieszonym przemieszczeniom w ostatnich latach (osuwisko w Bardzie w 1997 roku, osuwisko w Łaskach w 2010 roku).

Z drzew porastających osuwiska pobrano próby dendrochronologiczne (rdzenie), które analizowano pod kątem występowania dekoncentryczności przyrostów rocznych – cechy diagnostycznej wskazującej na aktywność osuwiskową podłoża w danym roku. Analiza sekwencji przyrostów rocznych pozwoliła określić przebieg aktywności badanych osuwisk w przeszłości (odpowiednio przed 1997 i przed 2010 rokiem) oraz określić ich współczesny stan i współczesne zagrożenie uruchomieniem osuwania (na

podstawie krzywych indeksu dekoncentryczności).

Stwierdzono, że oba stoki wykazywały w przeszłości i wykazują obecnie wysoką aktywność osuwiskową, a zagrożenie wystąpieniem katastrofy osuwiskowej jest wysokie. W oparciu o numeryczny model terenu (dane LiDAR, CODGiK) oraz wyniki sondowań geofizycznych (pomiaru oporności), wglębnych (pomiaru inklinometrem, piezometrem) oraz pomiarów GPS (PIG, Ministerstwo Środowiska) w połączeniu z wynikami badań dendrochronologicznych przeanalizowano dynamikę i prędkość ruchu osuwisk oraz oszacowano ich kubaturę. Przeanalizowano skutki dostawy masy koluwiów do dna doliny Nysy Kłodzkiej w Bardzie, tj. określono zasięg możliwego podpiętrzenia wód rzecznych i zagrożenie dla infrastruktury. Podobnie w Łaskach przeanalizowano zagrożenia związane z dostawą koluwiów do Zbiornika Międzybrodzkiego.

Drzewa jako źródło informacji o częstotliwości spływów gruzowych oraz narzędzie przeciwdziałania ich negatywnym skutkom (Syczuan, Chiny)

Ireneusz Malik¹, Yongbo Tie², Piotr Owczarek³, Małgorzata Wistuba¹

¹*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Sosnowiec, ²Chengdu Centre of China Geological Survey, State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu, ³Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław*

irekgeo@wp.pl

Katastrofalne, częste spływy gruzowe w obrębie osadów morenowych w zlewni Moxi (Prowincja Syczuan, Chiny) niszczą infrastrukturę oraz powodują śmierć mieszkańców regionu. Ludność w wysokogórskiej zlewni Moxi zasiedla głównie płaskie powierzchnie stożków spływów gruzowych, które są także najbardziej przydatne dla rolnictwa. Są one jednak także najbardziej zagrożone przez spływy gruzowe wzbudzone opadami sezonów monsunowych, które niszczą zabudowania i zagrażają ludności. Tradycyjnym zabiegiem ochronnym przeciwko negatywnym skutkom spływów jest sadzenie olsz (*Alnus nepalensis*) u wylotów szlaków spływów oraz na stożkach. W badanym stanowisku stwierdzono liczne przypadki przechwytywania fragmentów skalnych frakcji gładzowej przez pojedyncze pnie drzew. Poprzez zatrzymywanie najgrubszych frakcji transportowanych w spływach

olsze zmniejszają energię spływów gruzowych oraz chronią mieszkańców i infrastrukturę.

Pnie olsz są zdolne przechwytywać rumosze transportowane w spływach dzięki biologicznemu przystosowaniu gatunku do wzrostu w warunkach stresu powodowanego transferem i depozycją materiału gładzowego. Liczne zranienia, przechylenie i wyginanie pni tych drzew bardzo rzadko powoduje ich obumarcie.

Poprzez datowanie zranień i datowanie czasu pochylenia pni drzew (wspomnianych olsz oraz jodeł) rosnących w zasięgu spływów określono ponadto częstotliwość występowania spływów gruzowych w jednej z rynien spływowych (dolina Daozhao). W latach 1980–2012 w badanej rynnie wystąpiły dwa duże epizody spływów (1996, 2005) oraz liczne mniejsze wzbudzone prawdopodobnie co 2–3 lata.

Próba rekonstrukcji procesów erozyjno-denudacyjnych na szlakach turystycznych Pojezierza Brodnickiego w świetle badań dendrogeomorfologicznych

Paweł Matulewski

Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Poznań

matul@amu.edu.pl

Współcześnie rzeźba obszarów młodoglacjalnych jest kształtowana przez zespół procesów erozyjno-denudacyjnych, modyfikowanych w dużym stopniu w wyniku działalności człowieka, w tym turystykę. Zjawisko antropogenicznego przekształcenia rzeźby zaznacza się szczególnie w obrębie górskich obszarów chronionych, gdzie na rzeźbę terenu silnie oddziałują różne formy działalności człowieka, w tym szczególnie turystyka piesza (Kotarba, 1958; Krzemień, 1991; Gorczyca, 2000; Łajczak, 2003; Krzemień, Gorczyca, 2005; Wałdykowski, 2006; Ewertowski, Tomczyk, 2007; Fidelus, 2008; Buchwał, 2010). Problem turystyki i jej oddziaływania na środowisko widoczny jest również w badaniach nad skutkami jej oddziaływania na obszarach nizinnych (Marsz, 1972; Kostrowicki, 1970; Dysarz, 1980; Cichoń, 2011).

Jedne z najintensywniejszych przekształceń rzeźby terenu zachodzą w obrębie szlaków turystycznych, stanowiących formy antropogeniczne o charakterze liniowym. W ich obrębie zachodzi skoncentrowane oddziaływanie ruchu turystycznego, który inicjuje zmiany w pokrywie roślinnej i glebowej, a często także i w rzeźbie danego obszaru. Wydeptywanie, przy współdziałaniu naturalnych procesów geomorfologicznych, takich jak erozja wodna, prowadzi do powolnego ubytku materiału mineralnego z nawierzchni szlaków turystycznych i tworzenia form erozyjnych. Na samym szlaku i w jego otoczeniu widoczne jest powszechne odsłanianie korzeni drzew, które zapisują w swojej budowie anatomicznej zmiany zachodzące w środowisku glebowym, w którym przyrastają (LaMarche'a, 1963, 1968; Alestalo, 1971; Fayle, 1968; Schweingruber, 1978; Malik, 2005; Gärtner, 2006). Na podstawie metody dendrogeomorfologicznej istnieje

możliwość określenia tempa przekształceń rzeźby oraz procesów morfogenetycznych zachodzących w środowisku, które potęguje udział człowieka (Bodoque et al., 2005; Pelfini, Santilli, 2006; Rubiales et al., 2008; Buchwał, 2010).

Do przeprowadzenia szczegółowej analizy wpływu ruchu turystycznego na przekształcenia rzeźby szlaków turystycznych Pojezierza Brodnickiego zastosowano metodę dendrogeomorfologiczną. Metoda ta wywodzi się z nurtu badań dendrochronologicznych i wykorzystuje zmiany przyrostów rocznych komórek drewna w pniach lub korzeniach drzew do analizy tempa oraz przebiegu procesów geomorfologicznych. Analiza zmian cech anatomicznych komórek drewna korzeni odsłanianych z pokrywy glebowej pozwala wyznaczyć konkretny moment wystąpienia i działania procesu, który doprowadził do ich odsłonięcia. Możliwe jest to dzięki analizie makro- i mikroskopowej drewna korzeni odsłoniętych w obrębie badanych form. Niewątpliwą zaletą użycia metody dendrogeomorfologicznej jest uchwycenie procesów geomorfologicznych w sekwencji przyrostów rocznych drewna korzeni, a więc w rocznej skali czasowej.

Głównym celem badań było określenie momentu odsłonięcia korzenia, rodzaju procesu powodującego odsłonięcie, impulsów mechanicznych oddziałujących na korzeń w tym wiek blizn oraz analiza zmian anatomicznych drewna.

Metoda dendrogeomorfologiczna została zaadoptowana do badań na szlakach turystycznych terenów pojeziernych po raz pierwszy. W celu określenia roku wystąpienia procesu, jak również jego przebiegu, przeanalizowane zostały zasłonięte oraz eksponowane części korzeni bocznych sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris* L.), znajdujące

się w obrębie szlaków turystycznych oraz ich najbliższego sąsiedztwa. Stanowiska badawcze znajdowały się na szlakach turystycznych po pół-

nocno-wschodniej części otoczenia jeziora Bachotek w okolicach Stancji Wodnej PTTK Bachotek.

Wpływ denudacji antropogenicznej na pokrywę glebową zlewni zanikających jezior (Jeziora Sumowskie, Pojezierze Brodnickie)

Łukasz Mendyk, Maciej Markiewicz, Iwona Krześlak, Wojciech Gamrat

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

mendyk.geo@gmail.com

Na terenie Polski Północnej, a szczególnie dawnych Prus Wschodnich, pod koniec XVIII i w XIX w. intensywnie osuszano zbiorniki wodne w celu uzyskania obszarów do wykorzystania rolniczego, w szczególności pod użytki zielone (Srokowski, 1930). Na Warmii i Mazurach przykładem tego typu działań są rozległe gytiowiska, jak np. Łąki Staświńskie i Łąki Dymerskie. Jednak z powodu częstej niedrożności sieci melioracyjnej spowodowanej specyficznymi właściwościami gytii (szczególnie organicznej) ulegają one często wtórnemu zabagnieniu stanowiąc cenne przyrodniczo obszary podmokłe (Łachacz i in., 2009). Pozyskiwanie nowych obszarów rolnych wiązało się także z intensyfikacją procesów denudacji antropogenicznej (m.in. Sinkiewicz, 1998; Świtoniak, 2014)

Wspomniane prace melioracyjne objęły również cały obszar Pojezierza Brodnickiego, przyczyniając się do obniżenia poziomu wód w jeziorach i prowadząc w konsekwencji do zmniejszenia ich powierzchni (poza nielicznymi jeziorami spiętrzonymi). Działania te przebiegały wieloetapowo, skupiając się początkowo na obszarach mokradeł oraz cieków odwadniających jeziora, później obejmując również grunty orne otaczające obszary podmokłe (Churski, 1988).

Celem badań było określenie udziału denudacji antropogenicznej w przemianach pokrywy glebowej w zlewni bezpośredniej zanikających Jezior Sumowskich.

Obszar badań położony jest w obrębie Pojezierza Brodnickiego, leżącego około 70 km na północny

wschód od Torunia. Jeziora Sumowskie są zbiornikami wytopiskowymi, będącymi w przeszłości jednym akwenem. Powierzchnia ich wynosi obecnie około 15,1 ha w przypadku większego, północnego jeziora i około 10,3 ha dla mniejszego, południowego. Cała zlewnia zajmuje obszar 1858 ha. Powierzchnia Jezior Sumowskich, m.in. w wyniku wspomnianych prac melioracyjnych, znacznie zmniejszyła się w ciągu ostatnich 100 lat (Marszelewski, 2005). Według Churskiego (1988) ubytek ten mógł wynieść nawet 130 ha.

Prace terenowe polegały na wykonaniu 175 wierceń i 8 odkrywek na obszarze zlewni. W terenie dokonano opisu morfologii profili glebowych i pobrano próbki o naruszonej oraz nienaruszonej strukturze z każdego wydzielonego poziomu genetycznego. Niniejsza praca skupia się na analizie pięciu profili glebowych tworzących sekwencję zlokalizowaną w południowo-wschodniej części dawnego jeziora, obejmującą jego dawne dno i przyległe plateau kemowe.

W ramach prac laboratoryjnych na pobranym materiale glebowym wykonano podstawowe analizy zgodne z normami obowiązującymi we współczesnym gleboznawstwie.

Warunkiem powstania i rozwoju gleb znajdujących się na terenie dawnego dna Jezior Sumowskich było częściowe osuszenie i zmeliorowanie fragmentów niecki jeziornej. Różny stopień odwodnienia, a także charakter skały macierzystej (zróżnicowanie dennych osadów jeziornych) wpłynął na

morfologię, właściwości fizyczne i fizykochemiczne badanych gleb.

Antropopresja jest głównym czynnikiem warunkującym obecny rozwój pokrywy glebowej w całej zlewni Jezior Sumowskich. Przejawia się ona

w postaci sieci melioracyjnej odwadniającej oba rozległe zagłębienia wytopiskowe oraz w denudacji antropogenicznej zachodzącej w obrębie otaczających je stoków form użytkowanych rolniczo.

Georóżnorodność Karkonoszy i obszarów przyległych – w 100-lecie dzieła Georga Güricha

Piotr Migoń

Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

piotr.migon@uni.wroc.pl

Pierwszym krokiem w działaniach na rzecz rozwoju geoturystyki i szerzej – popularyzacji wiedzy z zakresu nauk o Ziemi, w tym geomorfologii – jest inwentaryzacja obiektów dziedzictwa Ziemi, a kolejnym ich ocena (waloryzacja) pod kątem atrakcyjności (geo)turystycznej. W literaturze pochodzącej z ostatniej dekady, zarówno polskiej, jak i zagranicznej, można znaleźć bardzo liczne przykłady podejmowanych działań tego typu. Kompleksowe podejście do zasobów i walorów dziedzictwa Ziemi jest niekiedy przedstawiane jako nowatorskie, zwłaszcza gdy równocześnie są formułowane wnioski i rekomendacje dla działań w zakresie ochrony przyrody i rozwoju funkcji edukacyjno-turystycznych w regionie. Rzeczywiście, w wielu regionach Polski oceny stanu zasobów środowiska abiotycznego zostały po raz pierwszy sporządzone w ostatnich latach. Nie należy jednak zapominać, że niektóre obszary doczekały się pierwszych tego typu opracowań znacznie wcześniej. W 2014 r. mija setna rocznica ukazania się pracy Georga Güricha, poświęconej obiektom przyrody nieożywionej Karkonoszy i obszarów przyległych. Praca ta może być śmiało uznana za prekursora dzisiejszych inwentaryzacji przyrodniczych, stąd warto ją przypomnieć, a równocześnie spojrzeć na nią przez pryzmat dzisiejszej wiedzy geologiczno-geomorfologicznej i obecnego zagospodarowania turystycznego regionu zachodniosudeckiego.

Praca G. Güricha – niemieckiego geologa urodzonego na Śląsku i pracującego w trakcie jej przygo-

towywania w Hamburgu – jest zatytułowana „Geologiczne pomniki przyrody Karkonoszy” i została opublikowana w serii „Beiträge zur Naturdenkmalpflege”. Jest dziełem bardzo obszernym, liczy 184 strony, w tym 55 ilustracji. Jej trzonem jest opis 115 miejsc zlokalizowanych, wbrew tytułowi, nie tylko w Karkonoszach, ale także w Kotlinie Jeleniogórskiej i w sąsiadujących z tymi dwoma regionami częściach Rudaw Janowickich, Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego. Dla zdecydowanej większości miejsc (104 – 90%) wspólnym mianownikiem jest położenie w granicach masywu granitowego karkonosko-izerskiego. Opracowanie dotyczy wyłącznie obszaru położonego w ówczesnych granicach Prus (Niemiec). Pod względem tematycznym katalog jest bardzo różnorodny, niemniej najwięcej miejsca zajmują w nim opisy form rzeźby terenu różnej wielkości, tak więc tytuł znów okazuje się częściowo nieściśły. Zestawienie obejmuje obiekty różnego rodzaju. Najwięcej miejsca zajmują opisy skałek (59 obiektów) oraz mikroform wietrzeniowych na ich powierzchniach (57), przy czym często dotyczą one tego samego obiektu. Praca zawiera ponadto opis 23 stanowisk stricte geologicznych (reprezentatywne wychodnie różnych typów skał lub kontaktów między nimi), 7 form rzeźby polodowcowej, 6 wodospadów i gardzieli skalnych oraz 4 miejsc występowania form eworsyjnych, a także kilku dalszych stanowisk. Opisy są zróżnicowane objętościowo, od kilkunastu wierszy po obszerne, wielostronicowe prezentacje.

Ocena dzieła G. Güricha po 100 latach od jego wydania musi być podejmowana z uwzględnieniem realiów czasów, w których powstawała. Wiedza o budowie geologicznej, a zwłaszcza o rozwoju rzeźby Karkonoszy była w załączku i kluczowe, nowatorskie prace na te tematy dopiero miały się ukazać, aczkolwiek znane było już znakomite opracowanie Josepha Partscha o glacialnej historii Karkonoszy. W naukach przyrodniczych dominowały opisy obiektów i zjawisk, stąd nieunikniona była przewaga opisu i w tym opracowaniu. Nieznane były wówczas metody waloryzacji, zwłaszcza ilościowej, stąd brak uwypuklonych elementów oceny poszczególnych miejsc i wskazania obiektów najcenniejszych. Zastanawia także wybór miejsc do opisu. O ile dla Karkonoszy katalog może być uznany za w miarę wyczerpujący, to w odniesieniu

do Kotliny Jeleniogórskiej jest mocno selektywny, a jej niektóre fragmenty (południowa część Wzgórz Łomnickich, okolice Maciejowej, Wzgórza Karpnickie) zostały całkowicie pominięte. Mimo tych słabości praca Güricha okazała się niezwykle przydatna podczas prac dokumentacyjnych w trakcie tworzenia krajowego geoparku Karkonosze, zwłaszcza, że omówione są w niej liczne obiekty dziś praktycznie zapomniane, a przyrodniczo cenne. Szczególnie aktualne pozostają stwierdzenia wypowiedziane w zakończeniu pracy, gdzie autor wskazuje na znaczenie obiektów dziedzictwa Ziemi dla kształtowania tożsamości lokalnej, podkreśla konieczność nie tylko ich ochrony, ale i popularyzacji wiedzy o nich oraz zaznacza, że troska o nie jest powinnością miejscowych społeczności.

Wybrane izotopy Pu jako nowe znaczniki wykorzystywane w badaniu dynamiki erozji wąwozowej

Marta Morawska

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa

mmora@pgi.gov.pl

Radionuklidy sztuczne zostały wprowadzone do środowiska jako skażenie promieniotwórcze związane przede wszystkim z próbami jądrowymi, których największa liczba przypada na lata 50. i na początek lat 60. XX w. Do innych (lokalnych) źródeł pochodzenia radionuklidów w środowisku należą katastrofy lotnicze oraz awarie elektrowni jądrowych (w Polsce – awaria elektrowni jądrowej w Czarnobylu, 1986 r.). Radioizotopy takie jak ^{137}Cs czy ^{238}Pu , ^{239}Pu i ^{240}Pu są silnie związane przez przypowierzchniowe warstwy gruntu, co przy założeniu równomiernego skażenia opadem promieniotwórczym pozwala na wykorzystanie badań ich stężenia masowego czy koncentracji jako metody do wnioskowania o dynamice procesów erozyjno-akumulacyjnych na przestrzeni ostatnich 50. lat.

Obecnie powszechnie wykorzystywanym w badaniach geomorfologicznych radioizotopem jest

^{137}Cs . Jednak ze względu na stosunkowo krótki czas połowicznego zaniku ($T_{1/2} = 30,07$ lat) jego zawartość w środowisku zbliża się do ok. 30% pierwotnego opadu globalnego i 50% opadu czarnobylskiego (dla Polski), co w perspektywie kilku dekad wprowadzi znaczne ograniczenia w stosowaniu metody. Zmniejszająca się ilość ^{137}Cs w środowisku każe szukać innych radioizotopów, które mogłyby zostać wykorzystane do badania procesów erozyjno-akumulacyjnych. Zastosowanie izotopów Pu, których czas połowicznego zaniku jest wielokrotnie większy niż ^{137}Cs stwarza możliwości prowadzenia długotrwałych badań procesów geomorfologicznych z wykorzystaniem metod radiometrycznych.

Celem prowadzonych badań była weryfikacja przydatności radionuklidów Pu jako markerów erozji wąwozowej. Do badań wybrano wąwóz położony w dolinie rzeki Błędzianki (Polska NE). Jest to

forma współcześnie aktywna, z wyraźnie wykształconym dwupoziomowym stożkiem napływowym, rozwinięta na stokach wysoczyzny polodowcowej. Na podstawie analizy koncentracji radioizotopów w 12 profilach badawczych (zbocza formy, stożek) oraz w 2 stanowiskach reperowych (wysoczyzna polodowcowa) określono potencjalne drogi migracji materiału w obrębie wąwozu i w zlewni oraz określono średnie tempo akumulacji osadów na

stożku. Analizę wykonano zarówno dla radionuklidów ^{137}Cs i wybranych izotopów Pu. Analiza porównawcza koncentracji obu radionuklidów w poszczególnych profilach badawczych wykazała znaczną zgodność w ich rozkładzie pionowym, co pozwala uznać radioizotopy Pu, jako perspektywiczne w dalszych badaniach procesów geomorfologicznych.

Sekwencyjna analiza geomorfolineamentów polodowcowych jako narzędzie rekonstrukcji paleogeograficznych

Marcin Morawski

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa

mmor@pgi.gov.pl

Obecnie obserwowana polodowcowa rzeźba terenu w krajobrazie młodoglacjalnym została ukształtowana w wyniku złożonych procesów geomorfologicznych w obrębie różnych środowisk sedymentacyjnych i systemów depozycyjnych, tworząc zróżnicowane i złożone zespoły form rzeźby polodowcowej. Współwystępowanie form polodowcowych, powstałych w różnych etapach glacjacji i deglacjacji analizowanego obszaru, dodatkowo utrudnia rekonstrukcje paleogeograficzne i paleogeologiczne, których głównym celem jest odtworzenie zmiennej w czasie i w przestrzeni dynamiki lądolodu, jako głównego czynnika rzeźbotwórczego.

Metoda sekwencyjnej analizy geomorfolineamentów polodowcowych stanowi autorskie narzędzie do zintegrowanej (ponad)regionalnej analizy paleogeomorfologicznej i paleogeograficznej. Wykonywana w środowisku GIS, wykorzystuje cyfrowe dane wysokościowe oraz kartograficzne dane geologiczne i geomorfologiczne jako dane wejściowe. W aspekcie oceny dynamiki mas lodowych zastosowano założenia paleoglacjologicznych modeli inwersyjnych weryfikowane dostępnymi wynikami

badań terenowych. Do poszczególnych etapów analizy należą:

- wyznaczenie morfolineamentów polodowcowych – (prosto)liniowych elementów form rzeźby polodowcowej (główne osie morfologiczne, krawędzie) – analiza danych wysokościowych;
- geomorfologiczna klasyfikacja morfolineamentów – przypisanie elementom liniowym cech określonych form rzeźby polodowcowej – analiza danych geologicznych i geomorfologicznych;
- zbiorcza analiza ukierunkowania geomorfolineamentów polodowcowych w obrębie podsystemów (powiązanych genetycznie i chronologicznie zespołów form) rzeźby polodowcowej oraz łącznie w obrębie subregionów;
- interpretacja paleogeograficzna – modelowanie przebiegu glacjacji/deglacjacji obszaru, wydzielenie zindywidualizowanych pod względem dynamiki mas lodowych sektorów w obrębie lądolodu.

Prezentowana metoda posłużyła do kompleksowej rekonstrukcji dynamiki lądolodu vistuliańskiego w centralnej Wielkopolsce, skąd zaprezentowane zostaną przykłady jej zastosowania.

Metodyka oceny georóżnorodności – analiza porównawcza dla krajobrazów górskich Polski i Szwajcarii

Alicja Najwer, Zbigniew Zwoliński

Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

alijas@amu.edu.pl

Jednym z nowszych przykładów zastosowania geomorfologicznych wyników badań w opracowaniach krajobrazowych oraz ochronie środowiska przyrodniczego jest problem georóżnorodności rzeźby. Dotychczas nie poczyniono jednak wielkich postępów w wypracowaniu metodyki obiektywnej oceny wartości georóżnorodności.

Głównym celem prezentacji jest ukazanie metody służącej charakterystyce i waloryzacji georóżnorodności rzeźby przy wykorzystaniu możliwości oferowanych przez systemy informacji geograficznej. Na kanwie uzyskanych wyników przedstawiono porównanie oceny georóżnorodności krajobrazów górskich w Polsce i Szwajcarii. Obszar badań stanowią dwie doliny w Alpach Szwajcarskich – Illgraben i Derborence, a także podobne do nich – zlewnia Suchej Wody w Tatrach oraz Wrzosówki w Karkonoszach. Wszystkie wybrane obszary badań znajdują się pod prawną ochroną.

Podstawą algorytmu analitycznego jest dobór odpowiednich parametrów geomorfometrycznych, które mogą charakteryzować georóżnorodność obszarów o wysokiej energii rzeźby. W efekcie, do analizy wybrane zostały następujące atrybuty: krzywizny, otwartość, dopływ potencjalnego promieniowania słonecznego, topograficzny indeks pozycji (TPI), topograficzny wskaźnik wilgotności

(TWI), indeks konwergencji oraz wysokości względne. Mapy czynnikowe zostały poddane standaryzacji, a następnie analizie wielokryterialnej przy wykorzystaniu ważonej liniowej kombinacji (WLC). Wagi dla poszczególnych parametrów wejściowych zostały obliczone metodą porównań parami Saaty'ego. Ostatni krok pozyskania mapy georóżnorodności stanowiła reklasyfikacja otrzymanych wartości metodą podziału naturalnego Jenksa do 5 klas wartości georóżnorodności.

Mapy finalne georóżnorodności rzeźby utworzone zostały przy zastosowaniu tej samej metody oraz nadaniu tych samych wartości wag dla każdego z parametrów wejściowych. Jednakże zauważalne są pewne istotne różnice pomiędzy poszczególnymi mapami wynikowymi dla analizowanych obszarów badań. Weryfikacja terenowa utworzonych map georóżnorodności dała jednak pozytywne wyniki, co jest podstawą do stwierdzenia, iż przyjęta metodyka jest poprawna i może z powodzeniem być stosowana do innych terenów charakteryzujących się dużym zróżnicowaniem energii rzeźby. W przyszłości konieczna jest jednak uniwersalizacja podjętej metodyki, aby możliwe było jej wykorzystanie do oceny georóżnorodności dowolnych obszarów badań, także i takich o znacznie niższej energii rzeźby, np. obszarów nizinnych.

Analizy paleoekologiczne w badaniach Profesora Władysława Niewiarowskiego nad rozwojem środowiska geograficznego

Agnieszka M. Noryskiewicz

Instytut Archeologii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

agnieszka.noryskiewicz@umk.pl

Działalność naukowa Profesora dr. hab. Władysława Niewiarowskiego koncentruje się na problematyce geomorfologii i geologii osadów polodowcowych na terenie Polski Północnej, a także wybranych obszarach polarnych. Ważny kierunek badań stanowi paleogeografia późnego czwartorzędu, a znaczące osiągnięcia w tej problematyce dotyczą rozwoju i czasu powstawania jezior oraz prześledzenia w nich wahań poziomu wody.

Profesor Władysław Niewiarowski przy rozwiązywaniu naukowych zagadnień w dużym stopniu opierał się na badaniach paleobotanicznych. Wyniki analizy pyłkowej Profesor wykorzystał pod koniec lat 60. XX wieku przy opracowywaniu zagadnienia rozwoju pradoliny i doliny dolnej Drwęcy, w celu rozstrzygnięcia wieku ostatecznego wytopienia się brył martwego lodu w dolinie Drwęcy. W latach następnych badania paleoekologiczne w tym również analiza pyłkowa były wykorzystane przy rozważaniach nad wahaniami poziomu wód w Jeziorze Pakoskim. Ważnym etapem współpracy z botanikami był udział Profesora, w połowie lat 80. XX wieku, w programie IGCP Projekt nr 158 koordynowanym przez palinologa prof. dr. hab. Magdalenę Ralską-Jasiewiczową. W ramach tego projektu analizie poddane zostały osady jeziora Strażym na Pojezierzu Brodnickim, a jednym z efektów końcowych

było sporządzenie krzywej wahań poziomu wody w tym zbiorniku w ciągu ostatnich 12 tysięcy lat. Kolejne badania, w których Profesor wykorzystał wyniki analizy pyłkowej, zostały podjęte przy współpracy z archeologami. Ważnym stanowiskiem badawczym w południowej części ziemi chełmińskiej był rejon wczesnośredniowiecznego grodziska w Gronowie. Przez następnych kilka sezonów (przełom lat 80. i 90. i pierwsza poł. lat 90. XX w.) Profesor skupił się z kolei nad badaniem środowiska przyrodniczego w rejonie Biskupina. W celu prześledzenia zmian środowiska przyrodniczego pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych szczegółowym analizom poddanych zostało aż 13 rdzeni osadów biogenicznych. Efektem, kierowanych przez Profesora interdyscyplinarnych badań, była między innymi rekonstrukcja krajobrazu w rejonie Biskupina w kilku horyzontach czasowych oraz sporządzenie na skali czasowej krzywej wahań poziomu wody w Jeziorze Biskupińskim dla ostatnich 12 tysięcy lat.

W ogólnej dyskusji nad historią formowania się jezior oraz prześledzenia w nich wahań poziomu wody prowadzone przez Profesora badania, z racji rozumienia ich wielowątkowości, nadal są bardzo aktualne.

Różnorodność geologiczna miasta Dąbrowa Górnicza

Michał Nowakowski, Ryszard Chybiorz

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Sosnowiec

ryszard.chybiorz@us.edu.pl

Dąbrowa Górnicza to największe powierzchniowo miasto w województwie śląskim (9. w kraju). Obszar miasta położony jest we wschodniej części Wyżyny Śląskiej – na Wyżynie Katowickiej i Garbie Tarnogórskim. Zajmuje on międzyrzecze Białej i Czarnej Przemszy. Jest to miasto kontrastów, gdzie obok huty stali ArcelorMittal Poland oddział Dąbrowa Górnicza (dawna Huta Katowice) występują tereny cenne przyrodniczo.

Główną przyczyną bogactwa przyrody jest różnorodność pojawiających się na powierzchni utworów geologicznych: karbonu, permu, triasu, jury i czwartorzędu. Dąbrowa Górnicza położona jest w strefie granicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW). Wydobycie węgla kamiennego wieku górnokarbońskiego na obszarze miasta rozpoczęło się w końcu XVIII w. i było prowadzone do 1995 r. Już w latach 20. XX w. próbowano objąć ochroną rezerwatową odkrywkę największego w Europie pokładu węgla kamiennego „Reden”. Jednak inicjatywa ta nie została nigdy zrealizowana. Z tego samego okresu pochodzi Kopalnia Ćwiczebna pełniąca funkcje edukacyjne do 1994 r. W 2010 r. obiekt – część Muzeum Miejskiego „Sztęgarka” – zaadaptowano na potrzeby turystyczne. Sztolnia udostępnia zwiedzającym dwa pokłady węgla kamiennego, urządzenia górnicze, maszyny służące do urabiania i transportu węgla. W kolonii Laski, na SW od huty ArcelorMittal Poland, występuje stanowisko paleontologiczne znane jako „piaskowce z Gołonoga”. Jest to jedyne w GZW odsłonięcie osadów górnego karbonu z morskim poziomem faunistycznym o dużej wartości naukowej i dydaktycznej. Osady triasu nie tworzą ciągłej pokrywy na obszarze miasta, lokalnie zachowały się jedynie jako izolowane „wyspy”. Nad miastem góruje Wzgórze Gołonoskie, chronione jako zespół przyrodniczo-krajobrazowy. W Strzemieszycach, w zachodniej części wzgórza Srocza Góra, znajduje

się stanowisko dokumentacyjne utworzone w celu zachowania odsłonięcia wapieni triasowych i śladów ich dawnej eksploatacji. W południowej części góry, widoczne są dobrze zachowane ruiny wapiennika, a w północnej dwie jaskinie będące wynikiem eksploatacji wapienia. Na terenie wyrobiska została wytyczona ścieżka dydaktyczna z tablicami informacyjnymi. Sztuczne odsłonięcia geologiczne skał triasowych, nie objęte ochroną, znajdują się również w Łęce, Ząbkowicach, Ujejskach i Trzebieśławicach. Wydobywany w nich wapień wykorzystywano na cele budowlane lub wypalano na miejscu. Dwa wapienniki zachowały się w Ząbkowicach i jeden na Górze Bordowicza w Strzemieszycach Wielkich. W epigenetycznych dolomitach kruszczońskich środkowego triasu występują rudy Zn-Pb oraz Fe, eksploatowane do przełomu XIX/XX wieku w rejonie Trzebieśławic, Ujejsca, Ząbkowic oraz Strzemieszyc. W ostatniej z wymienionych dzielnic znajduje się pomnik przyrody „Wywierzyska w Strzemieszycach Wielkich” i użytek ekologiczny „Źródlika w Zakawiu”. W XIX wieku źródła te były wykorzystywane do płukania rud. W Dąbrowie Górniczej i jej okolicach, od Kuźnicy Warężyńskiej przez Pustynię Błędowską aż po Jaworzno i Sosnowiec, znajduje się największy w kraju obszar eksploatacji piasków podsadzkowych, służących do sporządzania podsadzki hydraulicznej, wykorzystywanej do wypełniania wyeksploatowanych wyrobisk górniczych. Zalane wyrobiska piasku podsadzkowego w widłach rzeki Pogoria i Czarna Przemsza tworzą zespół czterech zbiorników wodnych „Pogoria” (I–IV), wykorzystywanych w celach turystycznych i rekreacyjnych. We wschodniej części miasta znajduje się bardzo interesujący, przełomowy odcinek Białej Przemszy. Między Okradzionowem a Sławkowem rzeka rozcina zbudowany ze środkowotriasowych wapieni i dolomitów Garb Ząbkowicki (wschodni fragment Garbu Tarnogórskiego).

Przełom ma duże walory geomorfologiczne, krajo-
brazowe i hydrologiczne.

Przegląd różnorodności geologicznej Dąbrowy
Górnicy wskazuje, że w dużych zespołach miejsko-

-przemysłowych występują interesujące obiekty
dziedzictwa geologicznego, mogące przyczynić się
do poznania walorów przyrody nieożywionej, historii
geologicznej regionu i historii eksploatacji kopalni.

Dendrochronologiczny i geomorfologiczny zapis dynamiki procesów fluwioglacjalnych w zlewniach polarnych (SW Spitsbergen)

Piotr Owczarek¹, Adam Nawrot²

¹*Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław,*
²*Instytut Geofizyki, PAN, Warszawa*

piotr.owczarek@uni.wroc.pl

Niewielkie, częściowo zlodowacone zlewnie polarne są bardzo wrażliwe na współczesne zmiany klimatyczne. Obecny wzrost temperatury obserwowany w Arktyce i zmieniające się warunki hydrologiczne w obrębie zlewni wpływają na przebieg ruchów masowych na zboczach dolin i w strefach podstokowych oraz szybkie tempo cofania się lodowców. Aktywność i dynamika tych procesów oraz zmienność w czasie decyduje o wielkości dostawy osadów do koryt rzecznych, a tym samym o szybkiej ich agradacji lub degradacji.

Celem prowadzonych badań jest ocena dynamiki przebiegu procesów fluwioglacjalnych w ciągu ostatnich 100 lat w niewielkich zlewniach polarnych. W pracach terenowych i kameralnych użyto szeregu metod, głównie dendrochronologicznych, wspomaganych przez tradycyjne metody geomorfologiczne i sedymentologiczne. Do badań dendrochronologicznych użyto krzewinki z rodziny Salicaceae: wierzbę polarną (*Salix polaris*) oraz wierzbę żyłkowaną (*Salix reticulata*). Posiadają one dobrze widoczne, policzalne przyrosty roczne, które pozwoliły na określenie wieku form. Do badań wytypowano dwie niewielkie zlewnie Brattegg i Arie położone na Ziemi Wedela Jarlsberga w SW Spitsbergenie. Ich górne części zajmują niewielkie lodowce dolinne charakteryzujące się bardzo szybką recesją. W dnach dolin stwierdzono występowanie szeregu form fluwialnych i fluwioglacjal-

nych (stopnie terasowe, paleokoryta o układzie roztokowym i meandrującym), które świadczą o dużej dynamice procesów fluwialnych i fluwioglacjalnych w przeszłości. Wykorzystanie szeregu metod pozwoliło na rekonstrukcję przebiegu tych procesów w czasie i przestrzeni oraz wskazanie głównych czynników morfotwórczych. Od początku XX wieku obserwuje się dominację procesów erozyjnych w analizowanych korytach rzecznych, choć w tym czasie miały miejsce dwie fazy agradacji. Z tych okresów pochodzą wyższe poziomy terasowe oraz opuszczone paleokoryta o układzie roztokowym. O zmianach przebiegu procesów fluwialnych w tak krótkim czasie świadczą również opuszczone koryta meandrujące w dolinie Brattegg, które funkcjonowały w latach 50. ubiegłego wieku. Współczesna tendencja do erozji wiąże się z brakiem dostawy do systemu korytowego osadów mineralnych. Jest to spowodowane zarówno rozwojem szerokiej strefy depozycji stożków gruzowych jak i rozwojem jezior morenowych na przedpolach lodowców, które stały się pułapkami sedymentacyjnymi dla osadów lodowcowych. Pomimo dużej aktywności ruchów masowych rozwijają się współcześnie strefy buforowe, niesprężone, w których nie obserwuje się bezpośredniego kontaktu zboczy dolin z korytem rzeczonym. Badania wykazały bardzo szybkie „dostosowywanie” się koryt rzecznych do zmieniających się

warunków morfodynamicznych w niewielkich zlewniach polarnych. Użycie wielu metod badawczych pozwoliło na całościowe spojrzenie na system sto-

kowo-dolinny małych zlewni, a tym samym na rekonstrukcję przebiegu procesów morfotwórczych i wnioskowanie o ich dynamice w przyszłości.

Geneza form wklęsłych rozcinających południowe zbocze Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej w okolicach Ujścia

Renata Paluszkiewicz, Magdalena Ratajczak-Szczerba

Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

magdarat@amu.edu.pl

Celem badań była charakterystyka geomorfologiczna form wklęsłych wykształconych na południowym zboczu Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej na wschód od Ujścia. Podstawę badań stanowiło szczegółowe kartowanie geomorfologiczne form. Na długości około 1 km zinwentaryzowano 18 form wklęsłych. W badaniach wykorzystano materiały źródłowe, tj. mapy topograficzne w skali 1:10 000 i mapy geologiczne w skali 1:50 000 (Bartczak, 2006; Chmal, 2006). Ze względu na wielkość niecek oraz niewystarczającą dokładność map topograficznych konieczne było wykonanie bezpośrednich pomiarów terenowych analizowanych form. Pomiar przy wykorzystaniu odbiornika GPS zostały uzupełnione przez pomiary tachymetryczne. Szczegółowe badania geomorfologiczne wykonane w obrębie jednej z form pozwoliły na określenie jej parametrów morfometrycznych (m.in.: długość, szerokość, nachylenie zboczy) oraz rozpoznanie cech wypełniających ją osadów. Na tej podstawie oraz literaturze przedmiotu określono genezę form wklęsłych i przedstawiono procesy odpowiedzialne za ich ukształtowanie.

Za podstawowe procesy odpowiedzialne za ukształtowanie analizowanych form uznano spłukiwanie i spełzywanie (Paluszkiewicz, Ratajczak, Szczerba, 2014). W literaturze przedmiotu znane są liczne formy wklęsłe występujące na obszarach wysoczyzn, powierzchni sandrowych czy krawędzi

rynien jeziornych, gdzie za główne procesy modelujące formy wklęsłe uznaje się obok procesów spłukiwania i spełzywania także erozję (m.in.: Marsz, 1964, 1995; Churska, 1965; Szupryczyński, 1967; Klatkova, 1963; Kostrzewski, 1963, 1971; Gołębiowski, 1981; Florek, 1999; Smolska, 2005; Majewski, 2008; Paluszkiewicz, 2008, 2009). Ze względu na podobny obszar badań dużą uwagę zwrócono na opracowanie Churskiej z 1965 dotyczące późnoglacialnych form denudacyjnych na zboczach pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy. Badania prowadzone przez Churską (1965) w obrębie północnych zboczy Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej pozwoliły na rozpoznanie form erozyjno-denudacyjnych takich jak: suche dolinki denudacyjne, niecki denudacyjne i nisze wód zmarzlinowych.

Szczegółowe rozpoznanie geomorfologiczne form na południowym zboczu pradoliny pozwoliło na wskazanie możliwości gromadzenia większych ilości śniegu w zagłębieniu, a północna ekspozycja krawędzi warunkuje powolne jego wytapianie. Formy powstałe w wyniku procesów niwalnych opisywane były m.in. przez Thorna i Halla (2001). Biorąc pod uwagę charakterystykę form denudacyjnych przeprowadzoną przez Churską (1965) na północnym zboczu pradoliny autorki skłaniają się do stwierdzenia, że badane przez nie formy można zaklasyfikować do grupy niecek denudacyjnych,

a charakter wykształcenia górnych ich części (zaokrąglone zbocza zamykające nieckę) wskazuje na podgrupę niecek niwalnych. Geneza form potwierdzona została przez struktury sedimentacyjne zaobserwowane w górnej części niecki wykształcone w postaci inwolucji fałdowych bądź tzw. *pillow structures* (Goździk, 1972). Tego typu

deformacje w ruchomych układach niestatecznego warstwowania gęstościowego są wynikiem m.in. powierzchniowych ruchów soliflukcyjnych. Potwierdzałoby to założenia auterek o formowaniu się badanych form w klimacie zimnym przy dominacji wietrzenia oraz soliflukcji i spłukiwania.

Korelacja osadów fluwioglacjalnych środkowej części Pomorza

Ryszard Paluszkiewicz

*Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza,
Poznań*

paluch66@amu.edu.pl

Cechą charakterystyczną stref marginalnych lodowców jest ich znaczne zróżnicowanie tak pod względem morfologicznym jak i litogenetycznym. Depozycja materii mineralnej w takich obszarach jest procesem złożonym, co wyraża się w zapisie litofacjalnym osadów budujących poszczególne formy terenu. Znaczne zróżnicowanie tych obszarów związane jest z akumulacją osadów zarówno w trakcie ablacji lodowcowej jak i z dostawą materiału ciekami proglacjalnymi. Okresy stagnacji i recesji lądolodu dodatkowo przyczyniają się do wzmożonej erozji starszych powierzchni depozycyjnych i akumulacji w ich miejscu, szczególnie przy dużym odpływie wód proglacjalnych, materiału piaszczysto-żwirowego pod postacią rozległych powierzchni sandrowych. Określenie etapów kształtowania danego obszaru w odniesieniu do interpretacji litostratygraficznej, jednorodnych i homogenicznych osadów piaszczysto-żwirowych jest wielokrotnie niejednoznaczne. Interpretacja litogenetyczna i litostratygraficzna dokonywana jedynie w oparciu o analizę tego typu osadów w odsłonięciach badawczych może doprowadzić do powstania uproszczonego i niepełnego obrazu kształtowania się stref marginalnych lodowców.

Wydaje się, że jako uzupełnienie klasycznych badań litofacjalnych przydatne może być wykorzy-

stanie metody geotechnicznej – sondowania statycznego (CPTU – *Cone Penetration Test*) w badaniach geomorfologicznych (Wierzbicki i in., 2011). Badania te mogą pomóc w interpretacjach litogenetycznych, jak i przy wydzieleniach stratygraficznych (rozumianych jako następstwa zdarzeń). Możliwe jest również przedstawienie korelacji homogenicznych osadów fluwioglacjalnych z różnych obszarów badawczych.

Obszar na którym prowadzono badania zlokalizowany jest w centralnej części strefy marginalnej fazy pomorskiej zlodowacenia wisły w rejonie tzw. lobu Parsęty. W ujęciu regionalnym Kondracki (1998) zalicza ten obszar do Pojezierza Drawskiego. Według Karczewskiego (1989) obszar ten zlokalizowany jest w obrębie strefy zewnętrznej moreny martwego lodu i moreny kemowej, na kontakcie ze strefą kotlin wytopiskowych. Odwodnienie z czoła lądolodu oraz wytapianych brył martwego lodu doprowadziło do porozcinania i zróżnicowania morfologicznego poziomu sandrowego. W obrębie wykonanych, zarówno na przedpolu jak i zapleczu strefy marginalnej lobu Parsęty, profili badawczych wyróżnić można osady pochodzenia fluwioglacjalnego, deponowane w warunkach zróżnicowanego natężenia przepływu. Występują tu osady o genezie rzeczno-lodowcowej, żwirowe,

piaszczysto-żwirowe, jak i serie mułkowe deponowane w niewielkich zbiornikach lub korytach o niewielkim lub zanikającym przepływie (H, F, Src, St, SGt, GSt, i inne: za Zieliński, Pisarska Jamroży, 2012). Brak wyraźnego zróżnicowania litologicznego miąższach serii glacyfluwialnych w znacznym stopniu utrudnia interpretacje litostratygraficzne tych osadów.

Zastosowanie i interpretacja wyników sondowania statycznego CPTU daje możliwość podjęcia próby odtworzenia historii naprężeń oddziałujących na poszczególne partie materiału mineral-

nego w badanych profilach. Określenie cech osadów oraz historii naprężeń umożliwić może z kolei interpretację litogenetyczną osadów. Podobieństwo parametrów geotechnicznych sondowania statycznego oraz wartości przekonsolidowania w homogenicznych osadach fluwioglacjalnych odległych profili badawczych, wykonanych na zapleczu i przedpolu strefy marginalnej, umożliwiło korelację stratygraficzno-genetyczną serii mineralnych występujących w różnych częściach (zaplecza i przedpola) strefy marginalnej lobu Parsęty.

Hydrometeorologiczne uwarunkowania aktywności osuwiska na górze Kamień (Beskid Niski)

Tomasz Papciak¹, Ireneusz Malik¹, Kazimierz Krzemień², Małgorzata Wistuba¹,
Elżbieta Gorczyca², Dominika Wrońska-Wałach², Mateusz Sobucki²

¹Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Sosnowiec,

²Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

t.papciak20@gmail.com

Celem badań było przeanalizowanie zmian aktywności osuwiska w masywie góry Kamień (708 m n.p.m., Beskid Niski) w czasie i przestrzeni oraz próba wskazania zasadniczych hydrometeorologicznych czynników wpływających na przebieg osuwania.

Analizę przeprowadzono w oparciu o badania dendrochronologiczne – zastosowano metodę indeksu dekoncentryczności, wykorzystującej różnicę szerokości przyrostów rocznych między częściami odstokowymi i dostokowymi pochylonych pni drzew. Dekoncentryczność analizowano w próbach (rdzeniach) pobranych z 42 jodeł pospolitych (*Abies alba*). Wyniki datowań dendrochronologicznych osuwania porównano z danymi z posterunku opadowego w pobliżu osuwiska (Barwinek – 18 km na SE od stanowiska badawczego). Analizowano przebieg 3-dniowych, 10-dniowych i 30-dniowych sum opadów w latach 1956–2011. Analizowano ponadto

przebieg sum opadów sezonu wegetacyjnego oraz przebieg stanów wody w pobliskim korycie Wisłoki.

Badania pozwoliły na wyznaczenie kilku wyraźnych epizodów osuwiskowych. Wyraźne uruchamianie osuwania na stoku jest zauważalne w związku z intensywnymi opadami letnimi w latach 1957, 1996, 2010. Epizod osuwiskowy z 1957 roku jest prawdopodobnie związany także z wystąpieniem w tym roku trzęsienia ziemi, na którego oddziaływanie nałożyły się znaczne sumy opadów w lecie tego roku. Przeprowadzona analiza potwierdziła, że opady atmosferyczne są najistotniejszym czynnikiem wywołującym osuwanie w Karpatach fliszowych. Uzyskane wyniki powodują, że rodzi się pytanie o możliwość odróżniania wpływu różnych czynników spustowych (opady, erozja boczna cieków, wstrząsy sejsmiczne, itd.) na aktywność osuwisk na podstawie zapisu dendrochronologicznego.

Morfodynamika stref zabezpieczonych przeciwerozojnie w Karkonoszach w świetle monitoringu geomorfologicznego

Krzysztof Parzoch, Anna Solarska

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

krzysztof.parzoch@uni.wroc.pl

Intensywnie rozwijająca się w ostatnich latach antropopresja górskich obszarów chronionych jednocześnie poddawana jest monitoringowi przyrodniczemu, zarówno ze strony inwestora (przepisy ochrony środowiska) jak i ze strony zarządzającego terenem chronionym (przepisy ochrony przyrody). Takie działania mają na celu zmniejszyć lub zniwelować skutki antropopresji oraz zbadać skuteczność zabezpieczeń przeciwerozojnych w obrębie stref zabezpieczonych.

W Karkonoszach do głównych antropogenicznych czynników degradujących środowisko abiotyczne należą ruch turystyczny oraz zrywka drewna. Powodują one rozwój liniowych stref degradowanych, przyspieszających krążenie wód stokowych oraz materiału skalnego na stokach. W efekcie mogą one stanowić zagrożenie dla ruchu turystycznego. Przykładem są znane w Karkonoszach przypadki spływów gruzowych, aktywnych w pobliżu szlaków turystycznych.

Od 1995 roku strefy zdegradowane lub zagrożone degradacją w Karkonoskim Parku Narodowym (KPN) objęte są projektami przeciwdziałającymi skutkom antropopresji. W obrębie spływów gruzowych oraz innych form erozyjnych instalowane są różnego rodzaju zabezpieczenia w celu

zatrzymania procesów degradacji, a w efekcie przywrócenia stabilności systemu geomorfologicznego. Przykładem takich urządzeń są drewniane zapory, montowane w obrębie stref degradowanych.

Monitoringi geomorfologiczne terenów zabezpieczonych przeciwerozojnie prowadzone są w Karkonoszach od 1998 roku. Obejmują one m.in. zabezpieczenia powstałe w obrębie szlaków zrywki drewna, rynien korazyjnych spływów gruzowych, szlaków turystycznych oraz w rejonie rozbudowy infrastruktury turystyczno-narciarskiej na stokach Szrenicy.

Monitoring przyrodniczy zabezpieczeń przeciwerozojnych stosowanych w KPN wykazał ich dużą skuteczność w kontekście aktywności procesów rzeźbotwórczych. Drewniane zapory umieszczone w obrębie liniowych form erozyjnych (rynien erozyjnych i korazyjnych) spowalniają spływ stokowy oraz wymuszają akumulację materiału skalnego w ich obrębie. W efekcie, stopniowo przywracana jest pierwotna morfologia stoków. Podobnie, na zamkniętych i zabezpieczonych przeciwerozojnie szlakach turystycznych, w krótkim czasie następuje zmniejszenie aktywności spłukiwania i procesów kriogenicznych. Umożliwia to szybką sukcesję roślinności na tych silnie zdegradowanych powierzchniach.

Wpływ procesów peryglacjalnych na cechy obróbki ziaren kwarcu (na przykładach z regionu łódzkiego)

Joanna Petera-Zganiacz, Jacek Forysiak

Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Łódź

jap@geo.uni.lodz.pl

Analiza obróbki ziaren kwarcu jako jedna z metod charakteryzujących cechy teksturalne osadów stosowana jest do analizy utworów czwartorzędowych z regionu łódzkiego od ponad 50 lat. Pierwsze opublikowane wyniki ukazywały analizy osadów ze środowiska eolicznego (Goździk, 1980; Manikowska, 1985). W dalszej kolejności analizom obróbki poddawano osady glacialne, rzeczne i stokowe, także utwory deponowane i przekształcane w warunkach peryglacjalnych (m.in. Klatkowa, 1976; Manikowska, 1985; Nalewajko, 1982).

Prezentowane badania przeprowadzono w ciągu ostatnich dziesięciu lat w stanowiskach położonych w różnych sytuacjach morfologicznych – w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej (Rosanów, Żabieniec), w dolinie Warty (Koźmin, Bór) oraz pradolinie warszawsko-berlińskiej (Tum, Polesie). Analizowano osady glacialne, rzeczne, stokowe oraz eoliczne.

Warunki klimatu peryglacjalnego vistulianu zaznaczyły się zmianami cech ziaren kwarcu, przede wszystkim zwiększonym udziałem ziaren eolizowanych, wzrostem udziału ziaren pękniętych i świeżych. Ponadto intensywniejszym, niż w warunkach klimatu umiarkowanego, włączaniem do transportu oraz wietrzenia mechanicznego ziaren już wcześniej poddanych działaniu warunków peryglacjalnych oraz nowego materiału z podłoża. Najbardziej charakterystycznymi efektami działalności procesów peryglacjalnych w regionie łódzkim są: szczeliny kontrakcji termicznej, piaszczyste serie kongeliflukcyjne, poziomy kamieniste oraz piaski eoliczne.

W spektrum obróbki ziaren kwarcu w analizowanych osadach zdeponowanych w środowisku eolicznym bezwzględnie dominują ziarna zaokrąglone matowe, przekraczając 50%. Znaczny jest

udział ziaren pośrednich, noszących ślady wstępnej obróbki w środowisku eolicznym, sięgający około 40%, przy niewielkim, kilkuprocentowym zaledwie udziale ziaren błyszczących, obrabianych w środowisku wodnym. Nie występują ziarna świeże, nieobrobione, a zawartość ziaren pękniętych jest bardzo niewielka. Podobne wyniki uzyskiwano dla piasków pokryw eolicznych i piasków wydmowych regionu łódzkiego jak również całej strefy staroglacjalnej (Goździk, 1973, 1991, 2007; Manikowska, 1992, 1993, 1995). W niektórych przypadkach stopień eolizacji ziaren kwarcu jest nieco niższy niż w wypełnieniach klinów piaszczystych. Manikowska (1993) tłumaczy takie zjawisko uwarunkowaniami lokalnymi, które pozwoliły na to aby deflacja sięgnęła osadów słabo lub wcale nie przekształconych w środowisku eolicznym.

Materiał kwarcowy zawarty w osadach wypełniających struktury kontrakcji termicznej, wykazuje znaczny, około 50%, udział ziaren eolizowanych (Goździk, 1973, 1991; Manikowska, 1992, 1993). Stwierdzono jednak struktury gdzie ich udział sięga ponad 60%, ziarna typu M osiągają niespełna 30%, natomiast ziaren błyszczących (EL) i pękniętych (C) jest zaledwie po kilka procent. Efektem intensywnej deflacji była stopniowa koncentracja frakcji żwirowej i kamienistej w obrębie poziomego kamienistego, który izolował niżej położone osady przed wywiewaniem. W takich warunkach ziarna piasku były przenoszone na duże odległości i podlegały bardzo intensywnej obróbce, a część z nich została zatrzymana w powstających w górnym plenivistulianie klinach z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym (Goździk, 1991, 2007).

Duża zawartość ziaren typu RM i M w materiale znajdującym się wewnątrz klinów jest kwestią oczywistą, jednak warto zwrócić uwagę na ziarna

pęknięte (C), które mogą przysporzyć informacji o oddziaływaniu wietrzenia, ze szczególnym uwzględnieniem wietrzenia mrozowego (Klatkova, 1990; Mycielska-Dowgiało, Woronko, 2001). Ziarna typu C w przypowierzchniowych warciańskich osadach gliniastych stanowią znaczny odsetek, ich średnia wartość przekracza 25%. Podobnie duże wartości spotykane były w przypadku stokowych osadów vistuliańskich, podlegających krótkiemu transportowi, dla których źródłem materiału były starsze utwory lodowcowe (Forysiak, 2005; Forysiak, Twadry, 2010). Tak duża ilość pękniętych

ziaren może być wynikiem nałożenia się pierwotnych cech teksturalnych oraz dwukrotnego oddziaływania warunków peryglacjalnych na osad, jak też i nałożenia się procesów wietrzenia mrozowego z okresu schyłku zlodowacenia warty i z vistulianu. Wyniki analizy obróbki ziaren kwarcu w osadach glacialnych, które zostały przykryte młodszymi osadami przed nastaniem kolejnego etapu panowania środowiska peryglacjalnego zawierają zazwyczaj nie więcej niż kilkanaście procent ziaren pękniętych (Klatkova, 1993; Czubla i in., 2013).

Zróżnicowanie paleomorfologiczne mis torfowisk węglanowych Bagno Bubnów i Bagno Staw (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie)

Jarosław Pietruczuk

*Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin*

j.pietruczuk@onet.pl

Badaniami objęty został kompleks torfowiskowy Bagno Bubnów i Bagno Staw w Poleskim Parku Narodowym. Oba obiekty stanowią rzadką grupę torfowisk alkalicznych, definiowanych najczęściej jako torfowiska o znacznie podwyższonej zawartości węglanu wapnia w torfach i w konsekwencji wyraźnie alkalicznym ich odczynie (Zawadzki, 1958). Źródło pochodzenia węglanów oraz geneza samych torfowisk jest przedmiotem stałej dyskusji. Wyjaśnienie tych problemów wydaje się możliwe jedynie po szczegółowym rozpoznaniu sytuacji geologicznej i paleomorfologicznej torfowisk oraz ich zlewni.

Bagna Bubnów i Staw zajmują rozległe kotlinowate obniżenie w górnym, źródłiskowym odcinku doliny Włodawki (rzeka II rzędu, lewobrzeżny dopływ Bugu). Ich misy wypreparowane są bezpośrednio w skałach węglanowych górnej kredy, odsłaniających się powszechnie w otoczeniu obu obiektów. Nadbudowę węglanowego podłoża stanowią miejscami cienka pokrywa osadów glacialnych

(głównie fluwioglacjalnych) ze zlodowacenia odry oraz rzeczno-peryglacjalnych ze zlodowacenia wisły. Torfowiska rozdziela wał ozu ze zlodowacenia odry o orientacji NE-SW, wznoszący się na wysokość około 15 m ponad powierzchnię równiny torfowej. Przedmiotem badań były zbiorniki akumulacji biogenicznej oraz wypełniające je osady, zarówno biogeniczne jak i mineralne.

W tym celu niezbędne było przeprowadzenie rozpoznania geologiczno-łożowego torfowisk. Wykonano kilkadziesiąt wierceń na Bagnie Staw oraz przeanalizowano blisko 600 archiwalnych wierceń z Bagna Bubnów wykonanych w latach 50. XX w. Uzyskane wyniki wskazują na występowanie bardzo dużej liczby kopalnych, drobnych zagłębień bezodpływowych (wertebów), stanowiących odrębne, elementarne baseny sedymentacyjne. Dodatkowo, część z nich układa się w wyraźne linearne ciągi nawiązujące orientacją do przebiegu struktur tektonicznych (uskoków oraz spękań ciosowych)

w kompleksie mezo-kenozoicznym. Większe z kopalnych zagłębień charakteryzują się obecnością w spągu osadów limnicznych, wykształconych głównie w postaci gytii wapiennych, świadczących o pierwotnym epizodzie jeziornym, poprzedzającym sukcesję osadów torfowych. Torfy wykazują małe zróżnicowanie genetyczne. W stropowych warstwach zaznacza się wyraźna dominacja torfów turzycowych i trzcinowych. W sumie miąższość osadów biogenicznych sięga maksymalnie 8,5 m na Bagnie Bubnów i 7,5 m na Bagnie Staw.

Obecny stan rozpoznania wskazuje na niezwykle rozwiniętą konfigurację podłoża obu torfowisk. Kluczowym wyznacznikiem występowania w ich podłożu dużej ilości drobnych zagłębień bezodpływowych jest obecność skał górnokredowych. Wykształcone są one głównie w facji kredy piszącej i margli. Obecność w podłożu skał szczególnie podatnych na krasowienie wskazuje, że obecność licznych zagłębień jest przejawem procesów krasowych, zaś ich rozmieszczenie nawiązuje wyraźnie do planu tektoniczno-strukturalnego masywu górnokredowego.

Zróżnicowanie typów rzeźby i ochrona georóżnorodności dorzecza Giełczwi (Wyżyna Lubelska)

Monika Pietruczuk

*Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin*

monika_pietruczuk@wp.pl

W pracy przedstawiono zróżnicowanie typów rzeźby zlewni rzeki Giełczew (Wyżyna Lubelska) w skali regionalnej oraz w wytypowanych powierzchniach badawczych (Piaski i Pilaszkowice), zlokalizowanych w obrębie dna doliny. Wydzielone typy rzeźby stały się następnie głównym kryterium delimitacji ekotopów, będących podstawą dalszych prac mających na celu przywrócenie i wzbogacenie wartości ekologicznych i krajobrazowych doliny rzeki Giełczew poddanej długotrwałej antropopresji. Zadaniem dodatkowym było również określenie jednostek architektoniczno-krajobrazowych (JARK), zróżnicowanych pod względem zasobów przyrodniczych i kulturowych.

Przeprowadzone badania pokazują również potrzebę wprowadzenia dodatkowych form ochrony przyrody i georóżnorodności doliny Giełczwi. Obecny

stan i funkcjonujące formy ochrony przyrody są niezadowolające i celowe wydaje się wprowadzenie np. użytków ekologicznych i stanowisk dokumentacyjnych, w tym geostanowisk. Wskazano również obiekty przyrody nieożywionej, np. odsłonięcie opok (Piaski), które mogą być obiektem turystyki edukacyjnej i geoturystyki. Zaproponowano utworzenie szlaku turystycznego związanego z eksploatacją surowców naturalnych na obszarze zlewni.

Badania pokazały duże zróżnicowanie rzeźby terenu i duży potencjał geoturystyczny dorzecza Giełczwi. Zaproponowane działania wzmocnią potencjał przyrodniczy oraz mogą przyczynić się do aktywizacji społeczno-gospodarczej regionu. Działania te dobrze wpisują się w nurt przedsięwzięć podejmowanych przez Lokalną Grupę Działania Dolina Giełczwi.

Wykształcenie koryt potoków I–III rzędu w Tatrach Zachodnich

Eliza Płaczkowska

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

eliza.placzkowska@uj.edu.pl

Koryta potoków od I do III rzędu (wg Hortona-Strahlera) stanowią ważne źródło odpływu podczas opadów o dużym natężeniu oraz roztopów, pełnią zatem istotną rolę w kształtowaniu się fali wezbraniowej w zlewni górskiej. Koryta te są najliczniejsze w systemie fluwialnym, a jednocześnie stan poznania ich wykształcenia i funkcjonowania jest najmniejszy.

Celem badań jest poznanie morfometrii koryt I–III rzędu w Tatrach Zachodnich. Do badań wybrano cztery doliny I–III rzędu (wg Hortona-Strahlera) w obrębie Doliny Chochołowskiej, położone w części średniogórskiej i wysokogórskiej. W terenie pomierzono następujące parametry morfometryczne w profilu podłużnym wybranych koryt: szerokość koryta, głębokość koryta, wysokości progów rumowiskowych, odległości między progami rumowiskowymi, głębokość kotłów eworsyjnych, szorstkość dna koryta. Następnie użyto analiz statystycznych w celu wykazania istotnych zależności między parametrami koryta.

Koryta tatrzańskie cechują się dużą zmiennością parametrów morfometrycznych w profilu podłużnym. W korytach wysokogórskich, w których nie występuje ingerencja człowieka, można zauważyć pewne prawidłowości. W odcinkach, gdzie lokalny spadek koryta maleje, szerokość i głębokość koryta z reguły rośnie. Natomiast tam, gdzie lokalny spadek koryta wzrasta, koryto jest węższe i ma mniejszą głębokość. Ogólna prawidłowość jest jednak taka, że w dół koryta spadek i szorstkość koryta maleje, natomiast szerokość i głębokość koryta wzrasta. W przypadku koryt średniogórskich zależności między parametrami morfometrycznymi są bardziej złożone. W tej części Doliny Chochołowskiej prowadzona jest intensywne zwózka drewna wzdłuż koryt, co w znaczący sposób modyfikuje strukturę koryta. Koryta w części średniogórskiej są szersze, głębsze i mają większą szorstkość dna niż koryta wysokogórskie.

Dendrochronologiczna rekonstrukcja aktywności osuwiska w Łąpszance (Magura Spiska) jako podstawa do określenia zagrożenia osuwiskowego

Marta Polowy, Małgorzata Wistuba, Ireneusz Malik

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Sosnowiec

mpolowy@us.edu.pl

Badaniami dendrochronologicznymi objęto osuwisko na granicy polsko-słowackiej w Łąpszance, w Magurze Spiskiej. Osuwisko znajduje się na

południowo-wschodnim stoku góry Hołowiec (Kopylec; 1034,8 m n.p.m) zbudowanym z fliszu podhalańskiego. Datowania radiowęglowe torfu drzewnego

wypełniającego zagłębienia w dolnej części osuwiska wskazują, że ostatni katastrofalny epizod jego ruchu na dużą skalę miał miejsce przed 4060 ± 50 BP. Wyniki badań dendrochronologicznych wskazują, że jest ono aktywne także współcześnie.

Na powierzchni osuwiska przy użyciu świdra Presslera pobrano 40 rdzeni z 20 świerków pospolitych i jodeł pospolitych. W pobranych próbach pomierzono szerokości przyrostów rocznych. Na podstawie pomiarów wykonano analizę dekoncentryczności przyrostów (metodą indeksu procentowego) oraz wydatowano ruchy koluwiów na stoku.

Przeanalizowano czasową i przestrzenną zmienność aktywności osuwiska. Stwierdzono, że w ostatnim wieku osuwisko wykazywało znaczną aktywność, szczególnie pod koniec lat 40. XX wieku, w połowie lat 70. XX wieku oraz od 1993 do 2011 roku. Ana-

liza dendrochronologiczna pozwoliła określić frekwencję epizodów ruchu koluwiów w różnych częściach osuwiska i wyznaczyć obszary mniej i bardziej stabilne. Zmienność czasowa osuwania została dodatkowo porównana z danymi opadowymi oraz czasem występowania trzęsień ziemi na Podhalu w celu określenia czynników spustowych uruchamiających osuwanie na stoku.

Badane osuwisko jest współcześnie aktywne i może stanowić zagrożenie dla ludzi i infrastruktury. Analizy dendrochronologiczne pozwalają jednak na dokładne określenie częstotliwości osuwania, ryzyka wystąpienia przemieszczeń koluwiów w różnych partiach osuwiska oraz potencjalnych warunków/czynników prowadzących do uruchomienia ruchów masowych na badanym stoku.

Przekształcenia morfometrii i pokrywy glebowej zagłębień bezodpływowych w efekcie oddziaływania erozji wodnej i denudacji antropogenicznej

Bogusława Przewoźna

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN, Warszawa

b.przewozna@twarda.pan.pl

Penieplenizacja obszarów młodoglacjalnych jest jednym z najważniejszych współczesnych procesów geomorfologicznych. Zrównywanie terenu zachodzi nie tylko pod wpływem czynników naturalnych, ale również antropogenicznych. Szczególnie zagrożone są obiekty o zróżnicowanej morfometrii, w tym zagłębienia bezodpływowe. Te charakterystyczne dla obszarów młodoglacjalnych formy terenu, ze względu na depozycję materiału erodowanego w obrębie ich zamkniętych zlewni, stanowią doskonałe źródło wiedzy na temat dawnych oraz współczesnych procesów zachodzących w ich obrębie.

Badania zmian morfometrii oraz pokrywy glebowej, w wyniku oddziaływania erozji wodnej i denudacji antropogenicznej, przeprowadzono w obrębie trzech różnie użytkowanych zagłębień bezodpły-

wowych (Drawsko – las, Siemczyno I – łąka, Siemczyno II – pole uprawne) zlokalizowanych w rejonie Czaplinka na Pojezierzu Drawskim, w obrębie granic Drawskiego Parku Krajobrazowego i jego otuliny. Udokumentowana miąższość osadów zlodowacenia wisły w rejonie jeziora Drawsko wynosi średnio około 35–45 m, lokalnie dochodząc do 60–70 m (Lewandowski i in., 2008). Profile licznych wierceń geologicznych potwierdzają występowanie na obszarze badawczym dwóch kompleksów glacialnych zlodowacenia wisły, reprezentujących fazy – leszczyńsko-poznańską i pomorską. Z tego względu charakterystyczne jest powszechne występowanie dwudzielnych glin. Z okresu zlodowacenia wisły zachowały się głównie serie osadów piaszczystych i żwirowych genezy wodnolodowcowej, mułki i ily

zastoiskowe, piaski i żwiry moren martwego lodu i moren czołowych, piaski kemowe i sandrowe oraz gliny zwałowe o miąższości od 2 do 20 m (Paluszkiwicz, 2004). Na stanowiskach badawczych do głębokości 50 cm utworem dominującym są piaski gliniaste lekkie oraz piaski gliniaste mocne. Głębiej natomiast zalegają gliny, piaski słabogliniaste, piaski luźne oraz utwory organiczne (torfy). Największy areal stanowią gleby płowoziemne oraz rdzawoziemne, w tym gleby płowe typowe, płowe zerodowane oraz gleby rdzawe. Rzeźbę terenu charakteryzuje duże zróżnicowanie zarówno litologiczne, jak i hipsometryczne. Analizowane zagłębienia bezodpływowe znajdują się w obrębie wysoczyzny morenowej falistej (Drawsko) oraz rozległego zagłębienia wytopiskowego (Siemczyno I, Siemczyno II) sięgającego od Zatoki Henrykowskiej (jezioro Drawsko) po wschodnią część jeziora Wilczkowo. Deniwelacje terenu w obrębie zlewni badanych zagłębień bezodpływowych sięgają maksymalnie 46 m, zaś spadki terenu wahają się w granicach od 0° do powyżej 35°, przy czym dominują wartości z przedziału 6–25°.

Wielkość i zakres modyfikacji zarówno rzeźby terenu, jak i pokrywy glebowej zagłębień bezodpływowych, zależy przede wszystkim od typu użytkowania, stopnia pokrycia terenu przez roślinność, uziarnienia utworów powierzchniowych oraz stopnia nachylenia stoków. Największe przekształcenia zanotowano na stanowisku Siemczyno II, które od co najmniej 400 lat jest użytkowane rolniczo. Z wyni-

ków datowań radiowęglowych wynika, że główna faza przekształceń, związanych przede wszystkim z procesem denudacji antropogenicznej, miała miejsce w średniowieczu. Powierzchniowe warstwy torfowiska w zagłębieniu Siemczyno II powstały najprawdopodobniej w okresie subatlantyckim (2390±35 BP), natomiast osady deluwialne znajdujące się w ich stropie są dużo młodsze (560±30 BP), co świadczy o ich depozycji w okresie wzmożonej działalności człowieka na tym obszarze. Obecność osadów allochtonicznych w dnie basenu sedymentacyjnego oraz miąższość osadów deluwialnych u podstawy ich stoków stanowi podstawowy wskaźnik stopnia przekształceń zarówno morfometrii, jak i pokrywy glebowej. W zależności od typu użytkowania terenu, miąższość pokryw deluwialnych jest zróżnicowana i wynosi od 10 cm do 120 cm. Do oceny przekształceń profili gleb płowych i rdzawych zastosowano skalę według Świtoniaka (2007), w której poszczególne stopnie zerodowania wydzielane są na podstawie zachowania pierwotnej sekwencji poziomów genetycznych charakterystycznych dla wyróżnionych typów gleb.

Badania erozji gleb prowadzone w zlewniach o dużych powierzchniach pozwalają na wydzielenie trzech stref systemu deluwialnego: zasilania, transportowej i depozycyjnej (Janicki i in., 1999). Rozpatrywanie tego zagadnienia w mikroskali powoduje, że strefy te mają znacznie mniejsze zasięgi, a ich cechy mieszają się ze sobą nie tworząc klasycznego systemu deluwialnego.

Zanik młodoglacjalnej rzeźby warciańskiej – przekształcenia peryglacjalne czy paraglacjalne?

Zbigniew Rdzany

Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Łódź

zbignew.rdzany@uni.lodz.pl

Rzeźba warciańska w Polsce tworzy pas terenu o szerokości od kilku do ponad dwustu kilometrów, towarzyszący od południa strefie młodoglacjalnej. W rozwoju poglądów na temat jej ewolucji zazna-

czyły się tendencje przypisywania różnym środowiskom morfogenetycznym kluczowej roli w ukształtowaniu obecnej, staroglacjalnej postaci krajobrazu geomorfologicznego.

W wyjaśnianiu przyczyn odmienności krajobrazowych strefy warciańskiej w stosunku do obszaru młodoglacjalnego, duże znaczenie miała koncepcja morfogenezy peryglacjalnej Jana Dylika (1953), której echa trwają do dziś (np. Turkowska, 2006). Jednakże już od lat 60. ubiegłego stulecia pojawiają się poglądy kwestionujące większe zmiany rzeźby w okresie postwarciańskim na obszarach wysoczyznowych. Opierają się one na przykładach zachowanych niemal w pierwotnej postaci form glacicogenicznych, zwłaszcza kemów (Klajnert, 1966, 1978; Klatkova, 1972; Krzemiński, 1974; Rdzany, 1997).

Obecny stan wiedzy o przekształceniach pierwotnej rzeźby glacicogenicznej nie daje podstaw do przyjmowania stanowiska skrajnego. Nie da się bowiem udowodnić istnienia np. rozległych zrównań denudacyjnych typu peryglacjalnego ani na powierzchniach wysoczyznowych, ani w rozległych pradolinach i dolinach rzecznych. Nie jest także możliwe wskazanie obszaru, gdzie wszystkie cechy warciańskiego krajobrazu młodoglacjalnego byłyby zachowane. Ocena rozmiarów procesów odpowiedzialnych za ewolucję rzeźby początkowej nie jest jeszcze możliwa w ujęciu ilościowym. Można jednak udoskonalić opisowy model tej ewolucji. Pewne przewartościowanie jest niezbędne, ponieważ w literaturze występuje wiele przykładów zbyt uproszczonych opinii na ten temat.

Badania autora dowodzą zasadności modelu ewolucji rzeźby warciańskiej, w którym przyjmuje się dominację pierwotnych, glacialnych rysów rzeźby na obszarach wysoczyznowych. Należy uwzględnić także specyfikę rzeźby warciańskiej, która – zwłaszcza w odcinku środkowopolskim – charakteryzuje się znaczną rozległością form glacialfluwalnych. Postwarciańska morfogeneza nie zmieniła ich istotnie w obrębie żadnej formy pierwszego rzędu (płatów wysoczyznowych). Biorąc pod uwagę zapis schyłkowowarciańskich procesów peryglacjalnych oraz paraglacjalnych należy przypisać większe znaczenie morfogenetyczne proce-

som paraglacjalnym. Procesy te wywołały zmiany w rzeźbie, które można określić jako mozaikowe; były intensywne, różnorodne i charakteryzowały się lokalnym zasięgiem. Były to m.in.: sedymentacja limniczna w licznych, lecz niewielkich zbiornikach, ruchy mas i spłukiwanie. Występowały one już po ustąpieniu bezpośredniego oddziaływania lądolodu lub jego wód roztopowych. Wiele z tych procesów miało miejsce jeszcze przed interglacjalnym ociepleniem eemu. Zapis ich w osadach nie wykazuje cech typowych dla środowiska peryglacjalnego. Należy je zaliczać do kategorii procesów paraglacjalnych, zgodnie ze współczesnym pojmowaniem tego pojęcia (French, 2007; Slaymaker, 2011).

Przekształcenia peryglacjalne u schyłku piętra warty występowały, lecz mają zapis bardzo ograniczony; jeśli występowała agradacja wieloletniej zmarzliny, na co mogą wskazywać rzadko występujące pseudomorfozy po klinach lodowych syngenetycznych, to miała charakter jedynie wyspowy.

Przekształcenia rzeźby w eemie mają w uproszeniu wymiar liniowy i punktowy; ograniczają się przede wszystkim do erozji wgłębnej w dolinach rzecznych, a na wysoczyznach – do częściowego wypełnienia osadami jeziornymi i torfami zagłębień bezodpływowych.

Zapis środowiska peryglacjalnego w vistulianie jest niemal powszechny, lecz jednocześnie ograniczony przestrzennie do płytkich, przypowierzchniowych zmian cech strukturalnych i teksturalnych osadów. W przypadku rzeźby, należy dostrzec umiarkowaną ewolucję ówczesnych den dolinnych, a także powstanie zespołów rzeźby eolicznej w dolinach i na wysoczyznach, gdzie doszło do lokalnego zwiększenia urozmaicenia terenu.

W ocenie autora, przemiany peryglacjalne rzeźby warciańskiej były mniej intensywne niż skutki procesów paraglacjalnych na początku tej ewolucji, a także mniej intensywne od krótkotrwałych zmian w rzeźbie pod wpływem antropopresji w holocenie (por. Twardy, 2008).

Wpływ działalności człowieka neolitycznego na rozwój rzeźby w dolnej części dorzecza Bystrej (Płaskowyż Nałęczowski, Wyżyna Lubelska)

Jan Reder, Jan Rodzik, Józef Superson

*Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin*

janreder@onet.eu

Rolnicza działalność człowieka wpływała na ukształtowanie terenu już od początku neolitu. Szczególnie podatne na antropogeniczną degradację jest środowisko obszarów lessowych. W związku z tym, celem opracowania jest uchwycenie początków antropogenicznych przemian rzeźby dolnej części lessowego dorzecza Bystrej. Badania przeprowadzono w obrębie wytypowanych zlewni wąwozowych i związanych z nimi stożków aluwialnych. Zlewnie wybrano sugerując się obecnością w ich obrębie śladów osadnictwa neolitycznego, potwierdzonych badaniami archeologicznymi.

Płaskowyż Nałęczowski na powierzchni zbudowany jest z lessów o miąższości dochodzącej do 26 m. W ich obrębie w późnym glacie i wczesnym holocenie rozwinęła się typowa rzeźba lessowa falistego płaskowyżu z licznymi systemami dolin erozyjno-denudacyjnych. Na powierzchni utworzyły się brunatnoziemne gleby płowe o miąższości około 1,2 m. Płaskowyż rozcięty jest uchodzącą do Wisły doliną Bystrej i dolinami jej dopływów, a deniwelacje na zboczach dolin dochodzą do 60 m.

We wczesnym neolicie na teren Płaskowyżu Nałęczowskiego przybyły grupy ludności rolniczej, migrujące z południa wzdłuż dolin rzecznych. Na podstawie wykopaliskowych badań archeologicznych oraz inwentaryzacji AZP można tu wydzielić trzy fazy osadniczo-gospodarcze: (1) starszą – z rolnictwem typu kopieniaczego w bezpośrednim sąsiedztwie dolin; (2) środkową – z rolnictwem

typu żarowego na rozległych spłaszczeniach wierzchowinowych; (3) młodszą – nomadyczno-pasterską. Rozpoczęta w neolicie działalność człowieka doprowadziła do wielkoskalowych przemian rzeźby terenu, których efektem są:

- utworzenie sieci młodych rozcięć erozyjnych, uformowanych przede wszystkim w dnach i na zboczach dolin erozyjno-denudacyjnych;
- utworzenie stożków napływowych, występujących u wylotów systemów dolinno-wąwozowych oraz częściowe zasypanie dolnych partii wąwozów;
- zmiany w profilach stoków połączone z redukcją poziomów glebowych;
- depozycja w dnie doliny Bystrej antropogenicznych osadów aluwialnych transportu podłużnego.

Na podstawie analiz litologiczno-stratygraficzno-glebowych osadów budujących stożki i wypełniających dna wąwozów stwierdzono, że początki erozji w niektórych zlewniach można wiązać z neolitem. Rozwój stożków odbywał się wielofazowo i metachronicznie. Sugeruje to, że procesy erozyjne w zlewniach były powiązane bardziej z intensywnością użytkowania terenu niż z fazami klimatycznymi. Decydujące znaczenie dla depozycji osadów miała erozja liniowa (zapewne podczas większych ulew czy roztopów), a nie denudacja stoków. Uwarunkowania tej erozji autorzy wiążą przede wszystkim z użytkowaniem dróg i ścieżek, biegnących pomiędzy dnem doliny, a wierzchowiną lessową.

Komunikacyjne uwarunkowania rozwoju wąwozów na lewym zboczu doliny Bystrej koło Celejowa na Płaskowyżu Nałęczowskim (Wyżyna Lubelska)

Jan Rodzik, Józef Superson, Jan Reder, Piotr Demczuk, Przemysław Mroczek

*Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin*

jan.rodzik@poczta.umcs.lublin.pl

W obszarach lessowych o dużych spadkach i deniwelacjach występują wąwozy w dużym zagęszczeniu. Ich rozwój wiązany jest zwykle z rolniczym użytkowaniem terenu, co warunkuje dużą częstość spływu powierzchniowego i jego koncentrację wzdłuż bruzd i miedz. Największa częstość spływu powierzchniowego notowana jest jednak na drogach gruntowych, które, jeśli są prowadzone na stokach, ulegają intensywnej erozji. Wąwozy o genezie drogowej, jakkolwiek występujące powszechnie, są zwykle stosunkowo krótkimi, pojedynczymi formami bez rozgałęzień. Jednak w sprzyjających erozji warunkach lokalnych i klimatycznych, intensywne użytkowanie szlaków komunikacyjnych wiązało się ze zmianami przebiegu erodowanych dróg, co skutkowało rozwojem systemów wąwozowych.

Paleogeograficzne badania rozwoju wąwozów przeprowadzono w obrębie dwóch zlewni suchych dolin, o powierzchni 19 i 74 ha, położonych na lewym zboczu doliny Bystrej i rozciętych przez systemy wąwozowe. Deniwelacje (różnice wysokości między wierzchowiną, a dnem doliny) przekraczają tu 60 m. Ekspozowane ku NE, „zimne” zbocze doliny Bystrej jest nachylone pod kątem 10–20°, a w niektórych fragmentach nawet 30°, dlatego pozostało zalesione pod lasem grądowym, zaś użytkowanie rolnicze zboczy górnych odcinków suchych dolin datuje się dopiero od końca XIX w. Jednak w badanych zlewniach eksploatowano drewno oraz użytkowano drogi gruntowe, prowa-

dzące od brodu na Bystrej na wierzchowinę i dalej w kierunku Kazimierza Dolnego. Szlak ten funkcjonował od wczesnego średniowiecza i związany był z rozwojem folwarków i wsi po drugiej stronie doliny Bystrej. Największe natężenie ruchu było w okresie rozwoju gospodarki folwarcznej w celu uprawy zbóż na eksport i „złotego wieku” Kazimierza – od połowy XVI w. do połowy XVII w. Szlak ten przestał funkcjonować od XVIII w., kiedy wytyczono nową drogę, biegnącą dnem doliny Bystrej, podniesionym i osuszonym przez akumulację osadów z wąwozów.

Intensyfikacja ruchu drogowego w badanych zlewniach zbiegła się w czasie z ochłodzeniem klimatu w małej epoce lodowej, skutkującym częstymi ulewami i intensywnymi roztopami. Z powodu silnej erozji przebieg szlaku drogowego był często zmieniany, co spowodowało rozwój wąwozów o układzie widlastym, typowym dla systemów wąwozowych o genezie drogowej. Zagęszczenie wąwozów w tych dwóch zlewniach wynosi ok. 10 km/km². Tylko nieliczne, mniejsze formy powstały wskutek rozcinania krawędzi głównych wąwozów przez spływy z pól. Na podstawie badań sekwencji osadowo-glebowych na zboczach i dnach wąwozów oraz w profilach stożków napływowych, a także datowań radiowęglowych, określono czas rozwoju poszczególnych wąwozów, związany z funkcjonowaniem odpowiednich odcinków szlaku drogowego.

Kinetostratygrafia w rekonstrukcji zdarzeń glacialnych na przykładzie lobu płockiego

Małgorzata Roman

Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Łódź

mroman@geo.uni.lodz.pl

Kinetostratygrafia jest ważnym narzędziem w badaniach osadów zaburzonych glacitektonicznie. W przypadku utworów wielokrotnie deformowanych i niemożności zastosowania standardowych metod, stanowi podstawę ustalenia liczby i kolejności zdarzeń glacialnych. Kinetostratygrafia polega na wydzieleniu generacji struktur odpowiadających etapom deformacji zależnym od określonego kierunku nasunięcia lądolodu i ustalenia względnego ich następstwa (Berthelsen, 1978). Kompleks zaburzonych osadów oraz glina złożona przez lądolód zaburzający tworzą jednostkę kinetostratygraficzną. Jej wyodrębnienie wymaga wyznaczenia kierunku transportu glacitektonicznego (analiza mezostrukturalna) i wykazania jego zgodności z kierunkiem transportu glacialnego (wskaźniki sedymentologiczne, geomorfologiczne).

W obszarze lobu płockiego wyróżniono dwie jednostki kinetostratygraficzne obejmujące odrębne generacje zaburzeń. Starszą (I), odpowiadającą nasunięciu lądolodu w stadiale warty zlodowacenia odry, i młodszą (II), reprezentującą zlodowacenie wistły (Roman, 2010, 2013).

Jednostka I dotyczy fałdów i nasunięć o zasięgu wgłębnym, co najmniej kilkunastu metrów, angażujących gliny i utwory glaci-fluwialne zlodowaceń środkowopolskich. W rejonie Izbicy Kujawskiej jednostka I tworzy cokół izolowanego, wałowego wzgórza morenowego osiagającego wysokość ok. 40 m. Przebieg osi struktur deformacyjnych jest skośny do orientacji osi wału. Podobne formy, zawierające w jądrze starsze struktury glacitektoniczne jednostki I, stwierdzono na obszarze Pojezierza Dobrzyńskiego, w Rogozinie (Roman, 2010, 2013). W rzeźbie obszaru lobu płockiego struktury jednostki I są elementem przetrwałym, włączonym w młodsze formy polodowcowe.

Istotne znaczenie interpretacyjne dla rekonstrukcji nasunięcia lądolodu w lobie płockim ma młodszą jednostką strukturalną (II), obejmującą zdeformowane osady vistuliańskie, a sporadycznie utwory starsze. Analiza strukturalno-kinematyczna wykazała znaczące różnice w rozwoju deformacji, uzasadniające wydzielenie dwóch podjednostek, tj. proglaclalnej – IIp i subglaclalnej – IIs.

Podjednostka IIp to struktury powstałe w polu kompresji horyzontalnej, wyrażone jako złuskowane fałdy, nasunięcia i stożki imbrykacyjne uskoków odwróconych. Deformacje rozwijały się w wyniku proglaclalnej kompresji, a silnemu skróceniu uległy osady marginalne złożone uprzednio przez lądolód zaburzający (Paruszewice, Otmianowo, Izbica Kujawska-Pustynia, Korzeń Królewski, Przedecz). W strefie paleoskłonu Kotliny Płockiej (Kretki, Zawada Nowa) deformacjom uległy utwory fluwialne kompleksu zlodowaceń środkowopolskich. Pionowy zasięg struktur kompresyjnych IIp nie przekracza 12 metrów, zaś ich rozprzestrzenienie jest strefowe, ograniczone do pasm moren pchniętych przekoczonych przez lądolód (Paruszewice, Otmianowo, Korzeń Królewski), znaczących jego maksymalny zasięg (Przedecz) oraz do miejsc występowania poprzecznie zorientowanych przeszkód w topografii przedpola transgredującego lądolodu (Józefowo-1, Kretki, Zawada Nowa). Tylko w przypadku moren pchniętych struktury IIp tworzą pozytywne formy glacitektoniczne.

Podjednostkę IIs stanowią drobne struktury deformacyjne, wskaźnikowe dla ścinania prostego pod poruszającym się lodem. Struktury IIs obejmują stropowe partie podjednostki IIp, tworząc wówczas progresywną sekwencję (Paruszewice, Otmianowo, Korzeń Królewski, Kretki, Zawada Nowa), bądź występują niezależnie, angażując

osady kontaktu najmłodszej gliny lodowcowej z podłożem (Piotrów, Gole, Kowal). Struktury IIs sięgają płytko, do 1m poniżej spągu gliny. Ich kontinuum jest laminacja ze ścinania (Otmianowo, Zawada Nowa) oraz facja gliny deformacyjnej.

Zgodnie z założeniami kinetostratygrafii i koncepcją sekwencji deformacji glaciektonicznych (Berthelsen, 1978; Pedersen, 1993) udokumentowane w obszarze lobu płockiego glaciektonity (IIP

i IIs) oraz związana z nimi glina, tworzą spójną jednostkę kinetostratygraficzną złożoną z progresywnej sekwencji struktur pro- i subglacialnych, dokumentującą pojedyncze nasunięcie lądolodu. Co istotne, sekwencja taka dotyczy również pasm marginalnych występujących na zapleczu maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu w lobie płockim i dowodzi ich transgresywnego charakteru.

Formy dna Zatoki Usteckiej

Stanisław Rudowski, Łukasz Gajewski, Maciej Kałas, Jarosław Kapiński, Radosław Wróblewski, Kazimierz Szefler

Zakład Oceanografii Operacyjnej, Instytut Morski, Gdańsk

starud@im.gda.pl

Na podstawie analizy wyników badań archiwalnych Zakładu Oceanografii Operacyjnej Instytutu Morskiego w Gdańsku, prowadzonych w latach 1998–2013, opracowano, dla głębokości 10–25 m, występowanie bogatego i zróżnicowanego inwentarza form dna Zatoki Usteckiej. Wyróżniono i scharakteryzowano fale piaszczyste, megariplemarki, wstęgi piaszczyste, ławice piaszczyste, obszary równego płaskiego dna i strefy wynosu rumowiska. Przedstawiono i opracowano mapę geomorfologiczną oraz litodynamiczną typów dna.

Uzyskane wyniki wskazują, między innymi, na występowanie na obszarze dna centralnej i wschodniej części Zatoki Usteckiej, o głębokościach 10–25 m, transportu rumowiska dennego ogólnie z kierunku

NE na SW. Świadczy to, o istotnym znaczeniu szczegółowego rozpoznania charakteru i litodynamiki dna poza strefą rew (do głębokość przynajmniej 15–20 m) dla oceny stanu i rozwoju brzegu. Szczególne znaczenie mają tu dane o zróżnicowanym charakterze transportu rumowiska wzdłuż i poprzecznie do brzegu oraz o bilansie osadów w czynnej strefie brzegowej.

W badaniach stosowano głównie zintegrowany system metod bezinwazyjnych, w tym zdjęcie batymetryczne echosondą wielowiązkową, zdjęcie sonarowe dna i profilowanie sejsmiczne. Interpretacja wyników bezinwazyjnych była prowadzona z wykorzystaniem danych z analiz prób rdzeniowych i czerpakowych.

Mapy geologiczno-turystyczne pięciu parków krajobrazowych Polski północnej

Joanna Rychel

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa

joanna.rychel@pgi.gov.pl

W pierwszym półroczu bieżącego roku została wydana przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy pierwsza seria map geologiczno-turystycznych parków krajobrazowych: Mazurskiego Parku Krajobrazowego, Nadmorskiego Parku Krajobrazowego, Parku Krajobrazowego „Mierzeja Wiślana”, Parku Krajobrazowego Puszczy Rominckiej i Welskiego Parku Krajobrazowego. Zostały one wykonywane na zlecenie Ministerstwa Środowiska i finansowane ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. Mapy te nawiązują w konwencji do wcześniejszych tego typu wydawnictw seryjnych dotyczących parków narodowych. Mapy te konstruowane są według wypracowanego schematu w środowisku GIS przy zastosowaniu najnowszej wersji oprogramowania ArcGIS firmy ESRI.

Wydawnictwa te składają się z awersu z mapą geologiczno-turystyczną w skalach 1:40 000

i 1:60 000 i rewersu z tekstem objaśniającym podzielonym na części tematyczne: wiadomości ogólne, historyczne, przyrodnicze i turystyczne dotyczące omawianego obszaru oraz wiadomości geologiczne podzielone na opis budowy węgłnej i powierzchniowej, rekonstrukcję procesów, które wpłynęły na współczesne ukształtowanie terenu oraz szczegółowy opis wybranych stanowisk geologicznych, miejsc charakterystycznych dla geologii omawianego obszaru, np. klifowe wybrzeże nadmorskie okolic Jastrzębiej Góry czy gład narzutowy na Półwyspie Kusnort w rejonie Mikołajek. Mapy geologiczno-turystyczne są formą popularyzacji geoturystyki wizualnie przyjazną czytelnikowi bo zawierają podstawowe elementy informacyjne i edukacyjne. Mapy geologiczno-turystyczne udostępniane są nieodpłatnie w formie wydrukowanych map papierowych, interaktywnej mapy na płycie CD oraz w internecie jako usługa WMS.

Zróznicowanie spływu i splukiwania – wyniki badań poletkowych na wybranych obszarach w Polsce

Ewa Smolska¹, Jerzy Rejman², Jan Rodzik³, Krzysztof Stępniewski³, Józef Szpikowski⁴,
Jolanta Świąchowicz⁵

¹Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa,
²Instytut Agrofizyki, PAN, Lublin, ³Roztoczańska Stacja Naukowa, Uniwersytet Marii
Curie-Skłodowskiej, Lublin, ⁴Stacja Geoekologiczna UAM w Storkowie, Uniwersytet
im. Adama Mickiewicza, Poznań, ⁵Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej,
Uniwersytet Jagielloński, Kraków

e.smolska@uw.edu.pl

Głównym celem pracy było określenie wielkości spływu i erozji wodnej gleby w wybranych obszarach Polski na podstawie pomiarów prowadzonych metodą poletkową.

Badania prowadzono w latach 2007–2009 w ramach projektu KBN „Przyrodnicze i antropogeniczne uwarunkowania splukiwania w Polsce (na przykładzie wybranych obszarów)” (nr 2 P04E 05330). Monitoring spływu powierzchniowego i zmywu gleby prowadzono w 4 różnych regionach Polski: na Pojezierzu Zachodniopomorskim (Storkowo – piasek gliniasty), Pojezierzu Suwalskim (Udziejek – piasek luźny), Wyżynie Lubelskiej (Bogucin – pył gliniasty i Guciów – piasek gliniasty) oraz na Progu Pogórza Karpat (Łazy – pył ilasty). Pomiarów prowadzono na standardowych poletkach wg USLE (2x22,1 m), z których jedno było utrzymywane bez roślin, a pozostałe – z uprawami typowymi dla regionów: zbożem (pszenica, żyto, owies), ziemniakami lub burakami cukrowymi oraz trwałym zadarnieniem (Guciów i Łazy) na stokach o nachyleniu od 4 do 8°. W tych samych warunkach terenowych wykonano pomiary rozbryzgu z zastosowaniem zestawu kubków o zróżnicowanej średnicy.

Na poszczególnych obiektach i w kolejnych latach badań opady były zróżnicowane. Suma ich wynosiła od 453 mm w Udziejku (2008 r.) do 814 mm w Łazach (2007 r.), a erozyjność opadów – od 567 w Udziejku (2008 r.) do 1828 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ w Bogucinie (2007 r.). Ogólnie obiekty położone na zachodzie i południu Polski cechowały się wyższymi opadami, natomiast erozyjność opadów była mniejsza w części północnej.

Relacje między opadem, spływem i rodzajem użytkowania odzwierciedla współczynnik spływu. Dla ugoru i okopowych kształtował się on w zakresie od 0,4% (piaski luźne) do 16% (pył ilasty), dla zboża od poniżej 0,1% (piaski luźne) do 2,5% (pył gliniasty i pył ilasty). Erozja gleby na czarnym ugorze i w uprawie okopowych była wyraźnie zróżnicowana w zależności od rodzaju gleby i wyniosła średnio rocznie od 2,4–3 t/ha na piasku gliniastym i piasku do 20–30 t/ha na pyłach. Zboża znacznie ograniczały erozję. Najmniejszą zanotowano na pyle ilastym: 0,061 t/ha, na glebach piaszczystych wyniosła od 0,21 do 0,24 t/ha, nieco większa była na pyle gliniastym: 1,3 t/ha. Zarówno spływ jak i straty gleby znacznie lepiej są skorelowane z czynnikiem erozyjności opadów niż z ich sumą. Na wielkość zmywu znacznie większy wpływ miało maksymalne 30-minutowe natężenie opadu niż jego wydajność, a dla gleb piaszczystych natężenie 10–15-minutowe. Różnice w sezonowej intensywności procesu związane są z występowaniem ulew oraz rozwojem szaty roślinnej. Największa erozja występowała zazwyczaj późną wiosną i wczesnym latem przy słabej okrywie roślinnej, podczas opadów nie tylko o dużej, ale także średniej intensywności. Wystąpienie intensywnego opadu w tym czasie (EI₃₀>200 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹) skutkowało stratami gleby sięgającymi 16 t/ha (ziemniaki – Łazy), a nawet 72 t/ha (buraki cukrowe – Bogucin).

Empirycznie wyznaczono takie parametry równania USLE jak czynnik okrywy roślinnej (C) i podatność gleby na erozję (K), które w Polsce

w warunkach terenowych nie były weryfikowane. Badane gleby pod względem podatności na erozję można uszeregować kolejno od najbardziej do najmniej podatnych: pył gliniasty (0,059 – Bogucin), pył ilasty (0,037 – Łazy), piasek gliniasty (0,013 – Guciów; 0,011 – Storkowo) i piasek luźny (0,004 Mg·ha·h·MJ⁻¹·mm⁻¹·ha⁻¹ – Udziejek). Czynniki okrywy roślinnej dla okopowych wyniosł średnio rocznie 1,4–2,9 na piaskach i 0,9–0,96 na pyłach, dla zbóż odpowiednio 0,09–0,13 i 0,001–0,04. Wskazuje on na znaczenie ochronne roślinności w erozji stoków; gleby bardziej podatne na erozję były lepiej chronione przez roślinność (niższe wartości wskaźnika C).

Do wyznaczenia wartości rozbryzgu zastosowano model kalibracyjny Van Dijka i in. (2002). Stwierdzono, że rozbryzg gleby był w znacznie większym stopniu skorelowany z energią kinetyczną opadu aniżeli jego wielkością, a najlepiej dopasowaną była funkcja liniowa. Najmniejszą odpornością na rozbryzg charakteryzowały się gleby o składzie piasku gliniastego (296), większą – piasku luźnego (428), a największą – pyłu gliniastego (675 J·kg⁻¹). Wykazano, że wielkości rozbryzgu i zmywu gleby są silnie skorelowane ze sobą dla gleb pyłowych, natomiast takiego związku nie stwierdzono dla gleb piaszczystych.

Ewolucja systemów rzecznych w ostatnim glacie i holocenie na terenie Polski

Leszek Starkel

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN, Kraków

starkel@zg.pan.krakow.pl

Niemal cały obszar Polski leży w dorzeczu Wisły i Odry płynących z gór na południu do Bałtyku na północy. Równocześnie rozciągłość równoleżnikowa zachód-wschód powoduje wzrost kontynentalizmu, a za tym zmianę typu powodzi. Podstawowym czynnikiem zmieniającym typ procesów fluwialnych były zmiany klimatu. Pierwsza fala akumulacji zarejestrowana we wczesnym wistulianie kontynuowana w dolnym pleniglacie na przedpolu gór wiąże się z obniżaniem górnej granicy lasu, pierwszym wtargnięciem lądolodu. Długi okres interpleniglacialny (30 tys. lat) częstych wahań klimatu znaczą mięzsze serie deluwiów i aluwiów w formie 2–3 włożeń. Inwazję lądolodu i podparcie dolin poprzedza wzrost

kontynentalizmu i faza erozji. Etapowej recesji lądolodu towarzyszy rozwój pradolin i potem przedarcie się rzek do tworzącego się basenu Bałtyku.

W obszarach uwolnionych od lodu tworzy się nowa sieć rzeczna. Etapy jej rozwoju są synchroniczne z wahaniami opadów i reżimu rzeczno-ego w dawnej strefie peryglacialnej. Od późnego neolitu, a jeszcze wyraźniej od okresu rzymskiego w przebiegu działalności rzek na czoło czynników wysuwa się degradacja szaty roślinnej przez gospodarkę człowieka. Ostatnie stulecia to okres bezpośredniej ingerencji człowieka w funkcjonowanie systemów rzecznych różnej wielkości (regulacja koryt, budowa zbiorników itp.).

Uwarunkowania i intensywność erozji wąwozowej w piaskach na przykładzie wąwozu w Trzepiecinach (Roztocze Środkowe)

Krzysztof Stępniewski, Piotr Demczuk, Waldemar Kociuba, Paweł Zieliński

*Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin*

k.step@poczta.umcs.lublin.pl

Wąwozy są na ogół młodymi formami erozyjnymi, których rozwój wspomagany jest działalnością człowieka. Z licznych opracowań można odnieść wrażenie, że na Lubelszczyźnie występowanie wąwozów pokrywa się z zasięgiem pokryw lessowych. Tymczasem w sprzyjających warunkach morfologicznych i współdziałaniu czynnika klimatycznego i antropogenicznego, erozja wąwozowa występuje także w utworach piaszczystych, osiągając imponującą intensywność, a powstające rozcięcia mają typowe cechy wąwozów. Przykładem takiej formy jest wąwóz w Trzepiecinach na Roztoczu Środkowym, rozcinający płat piasków, zalegający na prawym, stromo nachylonym ($13\text{--}14^\circ$) zboczu doliny Wieprza. Regularne obserwacje i pomiary rozpoczęto tam latem 2006 roku po wystąpieniu intensywnych procesów erozyjnych, zaś wiosną 2013 roku przeprowadzono pomiary geodezyjne (ciąg niwelacyjny z przekrojami poprzecznymi), będące podstawą do obliczenia kubatury i oceny intensywności rozwoju tej formy.

Nowy wąwóz wtórnie rozcina dno szerokiej (9–14 m) formy o pierwotnej głębokości 3 m i regularnym, trapezowym przekroju, powstałej w wyniku poprowadzenia tędy drogi dojazdowej do pól położonych na wierzchowinie. Bezpośrednim impulsem do rozwoju nowego wąwozu był skoncentrowany spływ wody wzdłuż drogi po ulewie 23 czerwca 2006 r. W Guciowie, odległym o ok. 2 km od wąwozu, spadło wówczas 37,9 mm deszczu w ciągu 70 minut. W dniu starej głębocznicy, powstała żłobina o szerokości i głębokości do 80 cm i długości blisko 100 m. Po tym epizodzie przejazd udrożniono. Kolejną

fazę rozwoju zagłębienia zapoczątkowały rekordowo wysokie (231 mm) opady deszczu w maju 2010 r., które uruchomiły erozję na wielu roztoczańskich stokach. Towarzyszący opadom spływ wody spowodował ponowne, głębokie rozcięcie drogi, tym razem skutecznie wyłączając ją z ruchu. Formowanie wąwozu zachodziło poprzez intensywną erozję wsteczną czoła formy przy jednoczesnym jej pogłębianiu i nieznacznym poszerzaniu. Kolejne wydłużenie, i miejscami pogłębienie, było wynikiem spływu po szeregu opadów deszczu w ostatniej dekadzie maja i na początku czerwca 2013 r., których łączna suma wyniosła ponad 140 mm (w tym 6 dni z opadem 10–30 mm na dobę).

Po tych opadach wykonano pomiary nowo powstałego wąwozu, którego dno poniżej czoła sięgnęło kredowego podłoża. Długość wąwozu wyniosła blisko 90 m, szerokość 2–13 m, zaś głębokość wcięcia 1–5 m. Kubatura wąwozu przekroczyła 850 m^3 , więc średni roczny przyrost jego objętości wynosił ponad 120 m^3 . Jest to kilkakrotnie więcej od średniej objętości wynoszonego materiału z lessowej głębocznicy na przeciwnym, równie stromym zboczu doliny Wieprza.

Płat piasków na zboczu doliny Wieprza rozcinają podobne, utrwalone i porośnięte lasem formy, sąsiadujące z badanym wąwozem. Pojawiają się także nowe, inicjalne. Świadczy to o dużej podatności na erozję wąwozową piasków w tej części Roztocza Środkowego, zaś dynamika tego procesu może znacząco przewyższać dynamikę erozji w obszarach lessowych.

Szarże lodowców doliny Wandź (Pamir Zachodni) – przyczyny i cechy

Artur Stokowski, Elżbieta Rojan

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

erojan@uw.edu.pl

Szarże lodowcowe są jednym z najbardziej dynamicznych zjawisk, jakie występują w środowisku lodowców górskich. Szybki ruch wielkich mas lodu podczas ich trwania powoduje cykliczne odmładzanie rzeźby przedpola. Przekształceniom ulega ponadto obszar będący w zasięgu penetracji wód roztopowych. Tereny znajdujące się więc w zasięgu oddziaływania lodowców szarżujących podlegają bardzo intensywnym procesom rzeźbotwórczym.

Na świecie istnieje kilkanaście rejonów, gdzie występują lodowce szarżujące. Zdecydowana większość z nich leży w strefie okołobiegunowej. Poza nią jedyna duża koncentracja tego typu lodowców ma miejsce w górach Azji Środkowej. Najlepiej poznane lodowce szarżujące tego regionu znajdują się w północno-zachodniej części Pamiru, gdzie położona jest dolina Wandź – obszar niniejszego opracowania. Celem przeprowadzonych tam badań było porównanie cech szarż lodowcowych czterech lodowców: Niedźwiedziego, Rawak, Abdukagor i Lodowca Rosyjskiego Towarzystwa Geograficznego (RGO) ze szczególnym uwzględnieniem jego ostatniej szarży mającej miejsce w latach 2001–2009. Do tego celu wykorzystano wyniki interpretacji zdjęć lotniczych i satelitarnych, kartowania geomorfologicznego oraz badań sedymentologicznych frakcji kamienistej i pylastej.

Szarże lodowców w dolinie Wandź wykazują duże zróżnicowanie przede wszystkim pod względem długości ich trwania i synchroniczności występowania. Okresy szarż Lodowca RGO są dość długie (kilku-kilkunastoletnie), z okresami wyciszenia trwającymi ok. 30–60 lat. Jego ostatnia szarża (lata 2001–2009) szczególnie wyróżniła się spośród innych. W jej początkowej fazie wystąpił spływ lodowo-błotny, który zaznaczył się na

powierzchni 4,5 km² i miał objętości około 8 mln m³. Źródło jego znajdowało się pod lodowcem. Wyniki badań wskazują na to, iż wystąpienie badanej szarży było bezpośrednio związane z tym spływem morenowym, który miał miejsce tuż przed ujawnieniem się pierwszych symptomów szarży zarejestrowanych na zdjęciach satelitarnych. Spływ ten spowodował zmianę warunków przepływu lodu poprzez obniżenie się podłoża pod lodowcem, a przemieszczone osady mogły zablokować odpływ wód roztopowych. Najprawdopodobniej te dwa powiązane ze sobą czynniki doprowadziły do powstania szarży Lodowca RGO.

Szarże lodowca Niedźwiedziego trwają zwykle kilka miesięcy i zawsze mają bardzo dynamiczny przebieg. Fazy o spokojnym przepływie lodu są relatywnie krótkie i trwają od 10 do 12 lat. Szarże lodowca Rawak w ciągu ostatnich 80 lat odnotowano dwukrotnie – pod koniec lat 60. XX w. oraz na początku XXI w. Pierwsza z nich była krótka, ale bardzo szybka, w czasie której doszło do oderwania końcowej części jezora i zejścia potężnej lawiny lodowo-błotnej. Z kolei druga osiągnęła nieznacznie mniejsze rozmiary niż poprzednia, ale miała o wiele spokojniejszy przebieg, trwała około 15 lat. Podczas obu szarż długość lodowca wzrastała o ok. 1 km, co stanowi aż 1/3 jego całkowitej długości. Lodowiec Abdukagor szarżował w latach 40. i 70. XX w., lecz były to zdarzenia dość powolne.

Na podstawie uzyskanych wyników trudno jednoznacznie stwierdzić, czy istnieje ogólna tendencja do zwiększania bądź zmniejszania się zasięgu kolejnych szarż badanych lodowców. Zarysowuje się niewielka tendencja do zmniejszania się ich zasięgu, choć kolejne szarże każdego z lodowców mogą wyraźnie różnić się od siebie zasięgiem (od 100 m do ponad 3 km).

Ważną cechą badanych lodowców są też powolne zmiany kształtu czół (nabrzmiwanie lub spłaszczenie) w czasie tzw. fazy wyciszenia w cyklu szarżowania. Takie zmiany trwają zwykle przez kilka kolejnych sezonów. Mogą one wskazywać na ciągłą, a nie występującą tylko w trakcie szarż, niestabilność w przepływie lodu.

Uzyskane wyniki dowodzą ponadto, że cechy szarż lodowców występujących na niewielkim obszarze

mogą wykazywać bardzo duże zróżnicowanie oraz wskazują na możliwość występowania różnych przyczyn powstania zjawiska szarż lodowcowych. Potwierdza to wnioski innych autorów o braku zależności epizodów szarż lodowcowych od procesów globalnych, takich jak zmiany klimatu czy trzęsienia ziemi.

Uwarunkowania rozwoju późnoglacialnych stożków napływowych u wylotu suchych dolin w dnie doliny Bystrej (Płaskowyż Nałęczowski)

Józef Superson, Jan Rodzik

*Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin*

jozef.superson@poczta.umcs.lublin.pl

Badania nad holocenijskimi stożkami napływowymi w dolinie Bystrej wykazały, że u wylotu systemów suchych dolin i wąwozów występują kopalne stożki napływowe, pochodzące z ostatniego glacjału (Superson, red., 2012). Stożki te są zbudowane z laminowanych osadów pyłowych i pyłowo-piaszczystych. Strop tych osadów zajmuje dobrze rozwinięta holocenijska gleba płowa. Zasięg późnoglacialnych stożków napływowych jest mniejszy niż stożków holocenijskich, natomiast nachylenie ich powierzchni jest większe.

Późnoglacialne stożki napływowe powstały z materiału, który pochodził z erozji liniowej w dnach suchych dolin i spłukiwania na ich zboczach. Wiązało się to z degradacją zmarzliny w późnym glacialu i obniżeniem bazy erozyjnej w dolinach rzecznych (Maruszczak, 1968; Superson, 1996). W końcowej fazie, przed utrwaleniem powierzchni przez roślinność leśną, w dnach suchych dolin powstały nieckowate formy, kontynuujące się na stożkach. W holoceniu zostały one w różnym stopniu rozcięte wąwozami, zaś na stożkach zasypane materiałem z erozji wąwozowej.

Cykliczność szarż lodowców Spitsbergenu – zapis w rzeźbie stref marginalnych

Joanna Ewa Szafranec

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Sosnowiec

joannaewa.szafranec@gmail.com

Politermalne lodowce szarżujące stanowią istotny element pokrywy lodowcowej Spitsbergenu. Jak wykazują obserwacje, są jednym z etapów pośrednich w jej ewolucji jako odpowiedź na ocieplenie klimatu, gdzie na jednym biegunie lokalizują się rozległe, zwarte w kształcie czapy i pola lodowe, na drugim – małe, również kompaktowe pod względem geometrii lodowce górskie o „zimnym” lodzie niemal w całej masie. Ze względu na swoją najbardziej złożoną geometrię na tle innych form zlodowacenia lodowce szarżujące wpisują się w *constructal theory*, zgodnie z którą jest to przystosowanie się systemów przyrody do zachwianej równowagi dynamicznej. Szarża lodowcowa jest reakcją lodowca na takie zaburzenie, gdzie istotnym czynnikiem wyzwalającym jest sygnał klimatyczny.

Jednym z ważniejszych mechanizmów uruchamiających szarżę jest niestabilność дренаżu wód podlodowcowych, której sprzyjają m.in. dostawy wody roztopowej do wnętrza lodowca w trakcie sezonu ablacyjnego. Po okresach szczególnie ciepłych sezonów letnich (lata 30., pierwsza połowa lat 50., pocz. lat 60., pierwsza połowa lat 70. oraz lata 90. do teraz) wystąpiła największa liczba przypadków szarż.

Efektom szarży jest przyspieszony ruch lodowca po podłożu, a faza aktywna kończy się spektakularnym „buchnięciem” wód lodowcowych, obciążonych osadami, na przedpolu. Zarówno dynamiczne oddziaływanie lodowca na podłoże w trakcie awansu, jak i ekstremalnych w natężeniu wpływów wód, odciska piętno na strefie marginalnej w postaci kompleksu form: wał moren czołowych, często spiętrzonych – przełomy w wale w miejscach wylotu tunelowego systemu дренаżu – stożki sandrowe na przedpolu u wylotu przełomów. Zainicjowanie formowania się przełomu, a nawet nadsypanie

stoków wału morenowego osadami fluwioglacjalnymi wiąże się z faktem, że w momencie awansu w stromym czole lodowca powierzchnie ekwipotencjalne mogą rozkładać się pionowo, a zatem i wyloty tuneli podlodowcowych mogą być nieco wyżej zlokalizowane.

W fazie uspokojenia kształtuje się kolejny kompleks form wewnętrznej strefy marginalnej. Na płatach martwego lodu lodowcowego po okresie awansu, przykrytych cienką warstwą moreny dennej, deponowane są osady fluwioglacjalne zwykłego, typowego systemu дренаżu proglacjalnego. Obniżenie wylotów tuneli subglacjalnych (efekt rozkładu powierzchni ekwipotencjalnych w cofającym się, spłaszczonym czole, które są wówczas odchyłone od pionu) oraz obniżanie się obszaru zaplecza moren czołowych wskutek dezintegracji pogrzebanego lodu, prowadzi do formowania sandru dziurawego i jego rozcinania. Powstają kolejne poziomy sandrowe.

Następstwo kompleksów form strefy marginalnej i jednocześnie współwystępowanie procesów deglacjacji frontalnej i arealnej przyjęto jako geomorfologiczną przesłankę ku zaklasyfikowaniu danego lodowca zakończonego na lądzie do lodowców szarżujących. Do analizy wykorzystano sceny satelitarne Terra ASTER (NASA) z lat 2001–2006. Ponadto interpretację wsparto najnowszymi zdjęciami lotniczymi (Norweski Instytut Polarny) dostępnymi na portalu TopoSvalbard, z lat 2008–2013. Do opracowania klucza fotointerpretacyjnego wykorzystano publikowane materiały kartograficzne. Spośród przeanalizowanych 990 lodowców zakończonych na lądzie (w tym nowo odseparowanych odnóg) wyodrębniono 63 lodowce, które charakteryzują się występowaniem kompleksów form charakterystycznych zarówno dla fazy aktywnej, jak i fazy uspokojenia.

Połowa z nich charakteryzowała się naprzemiennością kompleksów, co można interpretować wystąpieniem więcej niż jednego epizodu szarży. Wśród tej grupy są także lodowce, dla których szarżę wykazano wcześniej na podstawie zmian geometrii i cech powierzchni lodowca. Są to głównie duże lodowce dolinne o stosunkowo słabym nachyleniu powierzchni, co sprzyja gromadzeniu się wód w obrębie i pod stopą lodowca. Mają rozległe, złożone systemy akumulacyjne oraz stosunkowo wąskie strefy ablacji. O roli wody w ich ewolucji, jako wskaźnika ich całorocznego krążenia w obrębie

systemu, pośrednio świadczy zjawisko nalodzi, występujące w 75% przypadków lodowców potencjalnie szarżujących. Zjawisko nalodzi zaobserwowano ponadto dla 40–50% przypadków lodowców, które weszły z morza na ląd (formowanie nowej strefy proglacialnej) oraz tylko w 10% przypadków, jeżeli chodzi o małe, bardziej strome lodowce górskie. Jest to prawdopodobny moment transformacji struktury hydrotermicznej lodowca od politermalnej w kierunku występowania lodu „zimnego” w niemal całej objętości.

Porównanie układów koryt i warunków sedymentacji mad w systemach wielokorytowych Dunaju na Słowacji i dolnej Wisły

Jacek B. Szmańda¹, Piotr J. Gierszewki², Jarosław Kordowski², Milan Lehotský³, Małgorzata Luc⁴, Ján Novotný³

¹*Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Kraków,*

²*Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN, Toruń,*

³*Instytut Geografii, Słowacka Akademia Nauk, Bratysława,*

⁴*Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków*

jzszmanda@up.krakow.pl

Systemy fluwialne Dunaju na Słowacji i dolnej Wisły są przykładami, wielokorytowych systemów rzecznych należących do typu DA (*anastomosing*) wyróżnionego przez Rosgena (1994). Nawiązując do klasyfikacji Nansona i Kingthona (1996), pierwszy z nich reprezentuje wielokorytowy system rozgałęzionych (*anabranched*) stabilnych koryt uformowanych w aluwiach z dominacją żwirów, w którym liczba obszarów międzykorytowych jest równa liczbie utrwalonych przez roślinność i aluwia mułkowo-ilaste wysp (Szmańda i in., 2012), drugi to system rozgałęzionych koryt, rozdzielonych głównie wyspami, które stanowiąca 70% form dna doliny (Szmańda i in., 2012). Wyspy i równina zalewowa środkowej i dolnej Wisły są zbudowane z aluwii z dominacją frakcji piaszczystej (Szmańda, 2011). Mady dunajskie to głównie mułki, mułki-piaszczyste i piaszki-mułkowe (łącznie 81%), natomiast mady dolnej

Wisły, to przede wszystkim piaski, piaski mułkowe i mułki piaszczyste (łącznie 83%).

Z analizy litodynamicznej wynika, że aluwia pozakorytowe Dunaju powstały przede wszystkim z materiału transportowanego w ładunku zawieszonym, 90% z nich lokuje się w segmentach Q-R-S i polu T na diagramie CM wg Passegi (1964). Natomiast udział osadów zdeponowanych z ładunku zawieszonych na równinie zalewowej Wisły osiąga 70% (w segmentach Q-R-S i polu T). Wynika z tego, że przepływy wód na równinie zalewowej Dunaju są mniej energetyczne niż na równinie zalewowej Wisły. Natomiast na podstawie maksymalnych wartości pierwszego percentyla i analizy rozmieszczenia próbek na diagramie zależności średniej średnicy ziarna (M1) i wysortowania (M2) oraz średniej średnicy ziarna i skośności (M3), według propozycji interpretacji reżimu przepływu

Sły'a i in. (1983) zmodyfikowanej przez Szymańdę (2011), wynika, że w aluwiach dunajskich zarejestrowane zostały przepływy o większej prędkości niż w aluwiach wiślanych. Z interpretacji rozkładu próbek badanych aluwiów dolnej Wisły na diagramach zależności nie wynika, żeby zostały zarejestrowane w nich przepływy wody o reżimie nadkrytycznym, natomiast w ok. 5% próbek mad dunajskich była deponowana w warunkach górnego ustroju przepływu. Ponadto prędkość przepływu wody niezbędna do transportu najgrubszych ziaren w badanych madach Dunaju, wyliczona z wzoru Kostera (1978) na podstawie wartości $C = -8,5 \phi$ wynosi ok. 6 m/s. Natomiast dla najgrubszych ziaren w aluwiach Wisły prędkość przepływu wyliczona z $C = -1,4 \phi$ wynosi 0,6 m/s. Wyjątek stanowią przepływy o prędkości ok. 2 m/s, zapisane w aluwiach zdeponowanych w Świniarach, po przerwaniu wału przeciwpowodziowego

w czasie powodzi w 2010 r. O odmiennych, bardziej energetycznych warunkach sedymentacji osadów na równinie zalewowej Dunaju niż w dolinie dolnej Wisły świadczy także większy udział ziaren deponowanych z trakcji. Interpretacja kształtu krzywych kumulacyjnych metodą Visher (1969) wykazała, że 25–54% ziaren, o średnicy większej od 0,5 mm w madach osadzonych na równinie zalewowej Dunaju przy przepływach nadkrytycznych w momencie depozycji przemieszczała się trakcyjnie, podczas gdy udział ziaren o tych rozmiarach deponowanych z trakcji w aluwiach Wisły nigdy nie przekroczył 15%.

Układy koryt Dunaju i Wisły różnią się istotnie. Ponadto, warunki depozycji mad na równinie zalewowej Dunaju są generalnie mniej energetyczne niż w dnie doliny dolnej Wisły, ale zanotowane w aluwiach Dunaju maksymalne prędkości przepływu są wyższe niż na równinie zalewowej Wisły.

Wyniki datowania luminescencyjnego wybranych profili mad środkowej i dolnej Wisły

Jacek B. Szymańda¹, Alicja Chruścińska², Piotr J. Gierszewski³, Jarosław Kordowski³,
Edyta Łokas⁴, Anna Michno⁵, Krzysztof Przegiętka², Piotr Szwarczewski⁶,
Przemysław Wachniew⁷

¹*Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Kraków,*
²*Instytut Fizyki, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń,* ³*Instytut Geografii
i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN, Toruń,* ⁴*Instytut Fizyki Jądrowej
im. H. Niewodniczańskiego, PAN, Kraków,* ⁵*Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej,
Uniwersytet Jagielloński, Kraków,* ⁶*Instytut Geografii Fizycznej,
Uniwersytet Warszawski, Warszawa,* ⁷*Wydział Fizyki i Informatyki Stosowanej,
Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków*

jszmanda@up.krakow.pl

Datowanie luminescencyjne aluwiów pozakorytowych Wisły z profilu wykonanego na Kępie Bazarowej w Toruniu (Szymańda i in., 2004) było pierwszym datowaniem mad wiślanych w Polsce wykonanym metodą Optycznie Stymulowanej Luminescencji (OSL). Jego wyniki wykazały, że wiek OSL osadów nie jest starszy niż 1,8 ka; daty tych samych próbek uzyskane metodą OSL są od

kilku do kilkunastu tysięcy lat starsze od dat termoluminescencyjnych (TL), co stawiało w wątpliwość przydatność datowań luminescencyjnych mad.

Prezentowane tu nowe badania wieku mad wiślanych prowadzono w strefie międzywala w środkowym i dolnym biegu rzeki pobierając próbki z profili zlokalizowanych w odległości kilkadziesiąt metrów od aktywnych koryt rzeki, za

wyjątkiem profil z Kępy Wykowskiej wykonanego w brzegu bocznego koryta. Pobrano łącznie 13 próbek z pięciu profili. Wymieniając z biegiem rzeki były to: (1) profil w okolicy Ciszycy Przewozowej (Przełom Małopolski), gdzie pobrano 3 próbki; trzy profile w zachodniej części Kotliny Warszawskiej; (2) w okolicy Wyszogrodu – 2 próbki; (3) w okolicy Nowego Troszyna – 2 próbki; (4) z Kępy Wykowskiej – 3 próbki. Ponadto pobrano 3 próbki z profilu 5, wykonanego w południowej części Kępy Bazarowej w Toruniu. Próbki do analiz pobierano z różnej miąższości warstw piaszczystych (Sm, Sr), piaszczysto-mułkowych (SFm, SFf, SFrt).

Datowania wykonano metodą SARA w dwóch laboratoriach: (1) laboratorium Interdyscyplinarnego Zespołu Metod Datowania Bezwzględne Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu (10 próbek) oraz (2) Laboratorium Datowania w Risø w Danii (3 próbki z Torunia). Wstępne wyniki analiz luminescencyjnych badanych osadów z laboratorium toruńskiego były już publikowane (Chruścińska, 2012).

Uzyskane dane z laboratorium toruńskiego charakteryzowały się dużym rozrzutem wyników dawek równoważnych, odpowiadających całkowitej dawce pochłoniętego promieniowania luminescencyjnego. Wartości odchylenia standardowego sięgały 50%, co praktycznie uniemożliwia precyzyjne określenie wieku. Duży rozrzut pomiarów, może świadczyć o niejednorodnym wygaszeniu sygnału luminescencji w osadzie podczas transportu fluwialnego. Transport ziaren w czasie powodzi odbywa się bowiem w warunkach wysokiej koncentracji transportowanego materiału i dużego

zmętnienia, co może przyczyniać się do różnic w ekspozycji na światło dzienne poszczególnych ziaren. Przyczyną mniej efektywnego wygaszenia osadów wielofrakcyjnych (SFm) niż monofrakcyjnych (Sm) może być inwersja dat w jednym z badanych profili. Starsza warstwa osadów litofacji SFm jest położona w nim powyżej warstwy osadów litofacji Sm.

Problemem inwersji dat w profilach, może także wynikać z trudności w precyzyjnym oznaczeniu dawki rocznej dla rytmicznie warstwowanych wielofrakcyjnych aluwii (SFrt). Wartość dawki rocznej osadów mułkowych kilkakrotnie przewyższają wartości dawki rocznej osadów piaszczystych (Oczkowski i in., 2000). Z tego powodu w zróżnicowanych litologicznie warstwach trudno określić jednoznacznie wartość rocznej dawki promieniowania pochłoniętego. Najprawdopodobniej z tego powodu należy upatrywać przyczynę inwersji dat w dwóch profilach, w których wiek osadów rytmicznie warstwowanych (SFrt) lub warstw piaszczystych (Sm) o małej miąższości (kilka cm) jest starszy niż wiek leżących poniżej bardziej miąższych (kilkadziesiąt cm) i jednorodnych litologicznie warstw piaszczystych (Sm, Sr).

Pomijając wspomniane problemy interpretacyjne należy stwierdzić, że maksymalny wiek badanych aluwii z Przełomu Małopolskiego i z okolic Wyszogrodu nie przekracza 720 lat. Mady z Nowego Troszyna i z Kępy Wykowskiej nie są starsze niż 300 lat, a z Kępy Bazarowej w Toruniu nie starsze niż 450 lat. Można też uznać przydatność aluwii pozakorytowych do datowania metodą OSL, co potwierdza opinie Murraya i in. (1995).

Wpływ działalności bobrów na przemiany krajobrazowe doliny Kłudy (Pojezierze Drawskie)

Grażyna Szpikowska¹, Józef Szpikowski²

¹Stacja Geoekologiczna UAM w Storkowie, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań,

²Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

grania@amu.edu.pl

Obecność bobrów w środowisku geograficznym prowadzi do różnorodnych zmian w geoekosystemach. W szeregu opracowań zwraca się uwagę na przemiany korzystne dla środowiska: zwiększenie retencji wodnej, spowolnienie obiegu wody, oczyszczanie wód z cząstek stałych, retencję nutrientów oraz zwiększenie bioróżnorodności.

Rozwój populacji i związane z tym migracje tego gatunku w Polsce sprawiły, że ślady bytowania bobrów zauważono w roku 2001 w okolicach jeziora Wielatowo, a od roku 2009 również w zlewni górnej Parsęty na Pojezierzu Drawskim. Od tego czasu przystąpiono do badań skoncentrowanych w dolnym odcinku rzeki Kłudy, prawobrzeżnym dopływie Parsęty, gdzie osiedliły się bobry.

Dolny odcinek Kłudy wykorzystuje obniżenie genezy wytopiskowej, w kształcie łuku skierowanego ramionami na południe o długości 1,3 km i szerokości do 250 m. W wyniku prac melioracyjnych na przełomie XIX i XX w. meandrujące w dnie obniżenia koryto rzeczne zostało przekształcone w rów wcięty na głębokość 1–1,5 m poniżej poziomu dna doliny. Powstały również liczne rowy melioracyjne odprowadzające wody z dna obniżenia do koryta Kłudy.

Nadrzędne cele podjętych badań to:

- rozpoznanie składu chemicznego wód w obrębie rozlewisk bobrowych, w tym wód powierzchniowych i podziemnych w strefie dolinnej oraz wód podziemnych systemu stokowego;
- poznanie procesów biogeochemicznych, które w podmokłych obszarach rozlewisk bobrowych prowadzą do redukcji nutrientów w wodach rzecznych.

Istotnym elementem prowadzonych badań jest również określanie kierunków i stopnia przemian krajobrazowych wywoływanych bytowaniem bobrów w geoekosystemie młodogłajalnej doliny rzecznej.

Pięcioletni okres obecności bobrów w dolnym odcinku Kłudy (lata 2009–2014) i prowadzone systematyczne badania pozwalają na przedstawienie następujących wniosków:

- zwiększyła się populacja bobrów i w ślad za tym wzrosła przestrzeń ich oddziaływania na środowisko;
- liczba tam bobrowych zwiększyła się z trzech do sześciu, czemu towarzyszyło niewielkie przesunięcie obszaru działania zwierząt w dół rzeki oraz zagęszczenie zabudowy koryta dodatkowymi zaporami;
- znacznie powiększył się obszar rozlewisk bobrowych z 0,2 ha do 2,1 ha;
- zwiększyła się głębokość zalewów i w roku 2014 w obrębie koryta rzeki dochodzi do 2 m, natomiast poza korytem do 1 m;
- krajobraz doliny Kłudy stał się bardziej otwarty – postąpiło odlesienie wywołane ścinaniem drzew przez bory jak i zamieraniem i usychaniem drzew z powodu podniesienia poziomu wód w strefie rozlewisk;
- zmniejszyła się dynamika wahań przepływu wody w Kłudzie poniżej zalewów jak i w profilu zamykającym całą zlewnię górnej Parsęty (Kłuda jest jednym z większych dopływów górnej Parsęty), co wynika ze zwiększonych możliwości retencji przepływu rzecznej w strefie rozlewisk bobrowych;
- krajobraz dolnego odcinka doliny Kłudy podlega stopniowej renaturyzacji: zaniknęła gospodarka łąkarska, przestała pełnić swą wcześniejszą funkcję gęsta sieć rowów melioracyjnych w dnie doliny, woda odpływa szeroką strefą dna doliny, podobnie jak przed pracami melioracyjnymi.

Terasy rolne w krajobrazie młodoglacjalnym – metodyka i wyniki badań

Józef Szpikowski

*Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań*

szpiko@amu.edu.pl

Antropogeniczne zmiany rzeźby terenu wraz z rozwojem cywilizacyjnym w coraz większym stopniu wpływają na stan krajobrazu. Badania zmian rzeźby pod wpływem działalności człowieka zmierzają w kierunku wskazania przemian jakościowych geosystemów jak i wskaźników ilościowych, np. wielkości powierzchni antropogenicznych form terenowych (Podgórski, 2001). Pod tym względem stosunkowo łatwo można wydzielić formy związane z przemysłową, urbanizacyjną, militarną czy kulturową dziedziną oddziaływania człowieka. Trudno natomiast określać wielkość i stopień przekształcenia powierzchni ziemi w wyniku działalności rolniczej. Liczne badania wpływu rolnictwa na procesy erozyjne i denudacyjne jak i rezultatów erozji uprawowej są z reguły ograniczone do małych powierzchni doświadczalnych lub stanowisk obserwacyjnych.

Elementami rzeźby, które w krajobrazie są jednoznacznie związane z oddziaływaniem rolnictwa na powierzchnię Ziemi są terasy (tarasy) rolne (Podlasiński, 2001). Ich obecność, wielkość, zagęszczenie, rozmieszczenie w stosunku do innych form rzeźby świadczy z reguły o długotrwałym i efektywnym wpływie uprawy ziemi na morfologię terenu (Sinkiewicz, 1993, 1998). Są dowodem na zmiany rzeźby w profilu stokowym – denudację stoku powyżej teras rolnych i agradację materiału w obrębie tych form (Szpikowski, 2010).

Celem podjętych badań jest opracowanie w skali regionalnej (krain geograficznych, Polski) wskaźnika denudacji rolniczej na podstawie obecności w krajobrazie teras rolnych. Przyjęto, że źródłem informacji o rozmieszczeniu i wielkości teras rolnych mogą być mapy topograficzne w skali 1:10 000, na których terasy rolne o wysokości powyżej 1 m są

zaznaczane symbolem umownym – linią ząbkowaną. Należy zwrócić uwagę na możliwe trudności interpretacyjne wynikające m.in. z tego, że: terasy rolne są przez topografów zaliczane zarówno do form naturalnych jak i form sztucznych, nie są zaznaczane formy o wysokości poniżej 1 m, na części arkuszy brakuje informacji o maksymalnej wysokości skarp. Konieczne jest wypracowanie metody, która umożliwi na mapie odróżnianie znaków teras rolnych od innych skarp terenowych typu wcięcia drogowe, krawędzie wzdłuż cieków, itp. Terasa rolna winna być potwierdzona obecnością na jej zapleczu stoku, uwidocznionego w rysunku poziomowym mapy.

Pomimo przedstawionych ograniczeń wydzielenie na mapie teras rolnych umożliwi ich różnorodną charakterystykę, w tym: morfometryczną (lokalizacja, długość, maksymalna wysokość względna) oraz topologiczną (położenie względem nachylenia stoku, długości stoku, form użytkowania ziemi i pokrycia terenu). Opracowanie w środowisku GIS pozwala na podanie wskaźników ilościowych: gęstości maksymalnej i średniej form w odniesieniu do przyjętych jednostek krajobrazowych, długości i zajmowanej powierzchni, udziale w różnych formach użytkowania ziemi, odniesieniu do większych form rzeźby terenu oraz do jednostek litologiczno-genetycznych. Podjęte badania wymagają weryfikacji w oparciu o wytypowane stanowiska terenowe, która pozwoli na wskazanie stopnia błędów interpretacyjnych.

Na obecnym etapie badań wydzielono na mapach topograficznych terasy rolne w czterech zlewniach położonych w strefie młodoglacjalnej Polski:
– Doszenica, dopływ Wieprzy, zlewnia 30,7 km²,
Pojezierze Bytowskie i Wysoczyzna Polanowska;

- górna Parsęta, zlewnia 73,8 km², Pojezierze Drawskie;
- Runica, dopływ Drawy, zlewnia 134,3 km², Pojezierze Wałeckie i Równina Drawska;
- górna Chodeczka, dopływ Zgłowiączki, zlewnia 83,0 km², Pojezierze Kujawskie.

Charakterystycznym elementem rzeźby badanych zlewni są wysoczyzny morenowe, a dla zlewni Runicy również równiny piaszczyste.

W badanych zlewniach terasy rolne są częstym elementem rzeźby, a ich rozmieszczenie przestrzenne jest mocno powiązane z elementami rzeźby o większych spadkach (stoki rynien jeziornych, strefy krawędziowe rzeźby). Wybrane wskaźniki morfo-

metryczne teras rolnych w badanych zlewniach potwierdzają ich indywidualność krajobrazową:

- Doszenica: 301 teras rolnych, długość całkowita 32 km, średnia gęstość teras rolnych 1,1 km/km², maksymalna gęstość 12,0 km/km²;
- górna Parsęta: 467 teras rolnych, długość całkowita 41 km, średnia gęstość teras rolnych 0,6 km/km², maksymalna gęstość 6,9 km/km²;
- Runica: 341 teras rolnych, długość całkowita 44 km, średnia gęstość teras rolnych 0,3 km/km², maksymalna gęstość 11,9 km/km²;
- górna Chodeczka: 437 teras rolnych, długość całkowita 54 km, średnia gęstość teras rolnych 0,7 km/km², maksymalna gęstość 12,4 km/km².

Drenaż subglacjalny podczas zlodowacenia odry na Wyżynie Woźnicko-Wieluńskiej

Mariusz Szubert

Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Kraków

m.szubert@up.krakow.pl

Podczas zlodowacenia odry Wyżyna Woźnicko-Wieluńska zlodowacona była w stadiale maksymalnym (Kamiennej) i stadiale warty. Środkowa część tego regionu, położona pomiędzy Porajem, Lublińcem, Krzepicami i Miedźnem znalazła się w zasięgu lądolodu stadiału maksymalnego. Podczas glacjacji lądolód wkraczał na niewyrównany obszar wznoszący się do ok. 300 m n.p.m. Bariera dla lądolodu były niewiele wyższe (360–400 m n.p.m.) garby Woźnicki i górnójurajski (Sokole Góry) na Wyżynie Częstochowskiej, pomiędzy które, w dolinę górnej Warty, niemal aż po Myszaków wpłynął strumień lodowy. Grubość lodu wyliczona z równania Patersona wynosiła ok. 70 m w okolicach Poraja, w pobliżu czoła lądolodu i ok. 300 m w rejonie Krzepic (ok. 50 km od czoła).

W środkowej części wyżyny, w podłożu lądolodu znajdowały się utwory górno- i środkowojurajskie oraz górnotriasowe, na których zalegały cienkie płyty utworów wcześniejszego zlodowacenia (sanu 2), a w obniżeniach osady interglacjalna mazowieckiego.

Pośród utworów mezozoicznych dominują: wapień, iły, piaskowce, piaski i żwiry – skały o różnych właściwościach istotnych dla drenażu subglacjalnego, takich jak przepuszczalność i porowatość. Monoklinalny układ tych skał warunkuje pasowość ich wychodni o biegu NW-SE oraz naprzemianległość warstw przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych zapadających w kierunku północno-wschodnim. Taka budowa geologiczna podłoża lądolodu warunkowała funkcjonowanie dwóch systemów drenażowych – rozproszonego i kanałowego.

Drenaż rozproszony – odpływ gruntowy (*groundwater flow*) rozwinął się w strefach podłoża lądolodu zbudowanych ze skał przepuszczalnych, przede wszystkim wapieni. Skrasowiałe i spękane wapienie penetrowane były przez wody subglacjalne do głębokości co najmniej 220 m, na co wskazują utwory plejstocenyjskie wypełniające pustki krasowe stwierdzone na głębokości 227 m. Należy wziąć pod uwagę, że prócz odpływu gruntowego w wapieniach funkcjonował też drenaż poprzez podziemne kanały (*pipe flow*).

Wapienie podścielone nieprzepuszczalnymi łożami były też wydajnym drenem (formacja wodonośna) dla zalegających na nich glin piaszczystych, mułków, piasków i żwirów (formacja słaboprzepuszczalna). W tym przypadku drenaż subglacjalny zależny był od spadku ciśnienia wody przepływającej przez formację słaboprzepuszczalną, ciśnienia potencjalnego wody w stropie formacji wodonośnej oraz ciśnienia nadkładu lodu. Zgodnie z modelem drenażu subglacjalnego G.S Boultona i K.E Dobbiego można złożyć, że woda roztopowa ze strefy subglacjalnej w całości odprowadzana była przez utwory słaboprzepuszczalne do ich wapiennego podłoża, gdy spadek ciśnienia wody przepływającej przez formację słaboprzepuszczalną do wapiennej formacji wodonośnej był mniejszy od różnicy ciśnienia nadkładu lodu i ciśnienia potencjalnego w stropie formacji wodonośnej. W przeciwnym wypadku rozwijały się inne systemy drenażu, np. warstwowy (*water film*).

W obrębie nieprzepuszczalnego, nieskonsolidowanego, ilastego podłoża funkcjonował drenaż roz-

proszony – powierzchniowy w postaci cienkiej warstwy wody pomiędzy skałą i lodem (*water film*). Był on jednak mało efektywny w sytuacji intensywnej ablacji i wzrostu masy wody roztopowej oraz zwiększonego ciśnienia w strefie subglacjalnej. Wzrost ciśnienia wody mógł być też związany z dopływem wody z wapiennej formacji wodonośnej. Jeśli drenaż powierzchniowy nie zapewniał stabilności piezometrycznego zwierciadła wody w lodowcu, rozwijał się bardziej wydajny drenaż kanałowy.

Woda subglacjalna przepływająca w kanałach typu R była istotnym czynnikiem kształtujących ilaste podłoża lodolodu. Świadectwem erozyjnej działalności wód subglacjalnych są rynny subglacjalne ukształtowane w łożach. Genezę takich form w osadach nieskonsolidowanych wiąże się z rozwojem drenażu kanałowego. Zgodnie z modelem G.S. Boultona i R.C.A. Hindmarscha można przyjąć, że najlepiej ukształtowane rynny subglacjalne uformowane były wzdłuż dużych, wysokoaktywnych kanałów, przez które przepływało dużo wody pod wysokim ciśnieniem.

Denudacja mechaniczna i chemiczna w zlewni młodoglacjalnej na przykładzie lewobrzeżnego dopływu dolnej Wieprzy

Celestyna Śmielak

Institut Geografii i Studiów Regionalnych, Akademia Pomorska, Słupsk

celestyna.princ@gmail.com

We współczesnym systemie denudacyjnym zlewni rzek Pobrzeża Bałtyku przyjęto założenie, że transport fluwialny, tj. zawiesiny i materiału rozpuszczonego, jest w pewnym stopniu odbiciem procesów morfologicznych i hydrochemicznych zachodzących w obszarze zlewni rzecznej. Ilościowe ustalenie rozmiarów transportu fluwialnego daje możliwość określenia tempa denudacji mechanicznej i chemicznej zlewni.

Badania prowadzone były w zlewni Jarosławianki, lewobrzeżnego dopływu dolnej Wieprzy, uchodzą-

cego do niej na zachód od Starego Krakowa. Zlewnia znajduje się na obszarze zastoiskowym i ma powierzchnię 9,95 km² (według Atlasu Hydrograficznego Polski, 2005). Cechą charakterystyczną zlewni jest nieznaczne zróżnicowanie hipsometryczne jej powierzchni, liczne zagłębienia bezodpływowe występujące w jej górnej części oraz znaczny spadek i głębokie wcięcie dolnego odcinka doliny w płaskie podłoża utworzone przez osady zastoiskowe, spoczywające na glinach zwałowych. W obrębie zlewni występuje silnie rozwinięta sieć

hydrologiczna. W latach hydrologicznych 2010–2012 badania prowadzone były raz na tydzień. Mierzono natężenie przepływu w ciekach oraz pobierano próbki wody do analiz w 4 profilach badawczych zamykających zlewnie cząstkowe i całą zlewnię Jarosławianki. Koncentrację zawiesiny określano standardową metodą sączkową. Aby zilustrować chemizm wód badanego obszaru, przedstawione zostaną stężenia Na, K, Ca, Mg, NO₃, NO₂, NH₄, PO₄, Cl z punktu pomiarowego usytuowanego w odcinku ujściowym badanego cieku.

W ciągu trzech lat badań zaobserwowano silne zróżnicowanie wielkości przepływu wody w ciekach. Wartości minimalne odnotowano w okresie letnim, zaś maksymalne w okresie jesienno-zimowym. Wyniki badań dotyczące ładunku zawiesiny, a także dobowych ładunków zawiesiny wskazywały na współcześnie małą intensywność procesów denudacji w obrębie badanych zlewni. Transport zawiesiny wahał się od kilku do kilkudziesięciu kg/dobę, co dla zlewni liczących po kilka km² jest wartością niewielką. W czasie wezbrań w dolinie rzecznej

można zaobserwować zwiększoną ilość odprowadzanego ładunku zawiesiny. Na obszarach niemal płaskich wysoczyzn polodowcowych mają miejsce procesy, których intensywność i rola w kształtowaniu dolin rzecznych są znaczące. W bilansie rocznym materii wynoszonej poza zlewnię podstawowe znaczenie dla badanych zlewni ma okres wezbrania. Badane parametry osiągnęły najwyższą koncentrację w czasie letnich i zimowych niżówek, natomiast najniższe stężenia zanotowano w styczniu oraz w lutym. W miesiącach zimowych można było zaobserwować większe natężenie przepływu, co wpływało na zmniejszenie stężenia substancji rozpuszczonych w wodzie. Stąd spadek stężenia badanych jonów, a w szczególności Ca²⁺, Na⁺. Stężenia badanych jonów wykazują zależności odwrotne proporcjonalne do wzrostu natężenia przepływu. Podobne zależności zaobserwowano w innych zlewniach położonych na obszarze młodoglacjalnym między innymi w wodach górnej Parsęty.

Plejstocenińska rzeźba stoków masywu Ślęży (Przedgórze Sudeckie) – reinterpretacja na podstawie danych LiDAR oraz pomiarów elektrooporowych (ERT)

Andrzej Traczyk, Marek Kasprzak

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

andrzej.traczyk@uni.wroc.pl

Masyw Ślęży, będący najwyższym wniesieniem wyspowym Przedgórze Sudeckiego, znalazł się w okresie plejstocenu w zasięgu lądolodów skandynawskich, które dwukrotnie dotarły do krawędzi Sudetów. W tym czasie wierzchołek Ślęży (717 m) miał charakter nunataka. Pionowy zasięg lodu w masywie wyznaczono już w pierwszej połowie XX w. na podstawie wystąpień materiału eratycznego oraz osadów polodowcowych zalegających na lokalnych spłaszczeniach. Wysokość tę określono na 550–600 m. Ślęża była także źródłem gabro-

wego materiału pseudoeratycznego, który zalega na krawędzi Sudetów w Górach Sowich. Po ustąpieniu lądolodów w zimnych fazach plejstocenu powstawały na Ślęży rozległe pokrywy gładzowo-blokowe sięgające aż do jej podnóża. Na północnym skłonie Ślęży w pokrywie takiej zarysowują się stopnie, loby, a nawet języki (strumienie) gładzowo-blokowe wypełniające suche doliny denudacyjne. Osobliwymi formami akumulacji stokowej są jezory o złożonych kształtach i przebiegu oraz skomplikowanej mikrorzeźbie, zbudowane z mieszaniny

grubofrakcyjnego rumoszu skalnego oraz materiału piaszczysto-pylastego. Występują one głównie na południowym skłonie Ślęży zbudowanym z gabra. W latach 20. ubiegłego wieku formy te opisane zostały jako moreny boczne lodowca skandynawskiego (Finckh, 1924). W późniejszych publikacjach klasyfikowano je jako efekt peryglacialnych ruchów masowych (Schott, 1931), spływy geliflukcyjne zwane mylnie „warpiami” (Szczepankiewicz, 1958), spływy gruzowo-błotne (Horwath, 1981), a ostatnio jako fosylne lodowce skalne (Żurawek, 2002).

Celem pracy była weryfikacja wcześniejszych poglądów dotyczących genezy form akumulacji stokowej, które występują na południowym skłonie Ślęży. Posłużono się przy tym metodami kartowania terenowego, analizą danych LiDAR oraz profilowania georadarowego i tomografii elektrooporowej (ERT – *electrical resistivity tomography*). Obiektem szczególnego zainteresowania była forma położona u południowo-zachodniego podnóża Ślęży w rejonie przełęczy Tąpadła. Analizowana forma posiada w górnej części wyraźną niszę o wysokości ściany dochodzącej do ok. 17 m. Nisza ta oddziela znajdujący się niżej jezior (strefę akumulacji) od stoku z pokrywą głazów gabrowych, rozciągającą się poniżej ścianek i klifów skalnych w kształcie amfiteatralnej niszy o szerokości ok. 750 m. U podnóża stoku strefa jeziora ograniczona jest wyraźnymi, poprzecznymi do spadku terenu wałami (skarpami), z których końcowy ma wysokość 3–6 m. Na zapleczach tych wałów występują pasy i nieregularne nagromadzenia luźnych głazów gabrowych. Po stronie proksymalnej niektórych wałów występują podłużne niecki z zagłębieniami bezodpływowymi. Wiercenia ręczne w jednym z nich, sięgające do głębokości 2,7 m, wykazały, że zagłębienia te wypełnione są materiałem deluwialnym

naniesionym z górnych partii stoku. Osad ten zalega na mułkach jeziornych. W spągu wspomnianych depresji występuje materiał gliniasto-piaszczysty z gruzem skał miejscowych oraz eratykami.

Przeprowadzone pomiary georadarowe i ERT wykazały, że miąższość utworów budujących badany jezior przekracza u podstawy stoku 20 m i maleje w górę stoku. Analiza profilów ERT pozwala rozróżnić także powierzchnię litej skały osłoniętej regolitem i materiałem koluwalnym. W górnej części badanej formy, poniżej widocznej w morfologii niszy, kształt powierzchni skalnej wskazuje na rotacyjny charakter inicjalnego ruchu masowego. Poniżej tej strefy w głębszym podłożu znajduje się stopień między utworami o odmiennych cechach geoelektrycznych. Sytuacja ta może być identyfikowana z istnieniem uskoku tektonicznego lub istotnej zmiany cech strukturalnych skały.

Uzyskane dane pozwalają na weryfikację wcześniejszych teorii na temat typu i genezy ruchów masowych na stokach Ślęży. Obraz uzyskany z wysokorozdzielczego DEM (1×1 m) otrzymanego z przetwarzania danych LiDAR, wykonane pomiary geofizyczne oraz obserwacje cech osadów wskazują na osuwiskowy charakter badanych form. Formy te mają wyraźne strefy odkłucia w swojej górnej partii i strefę akumulacyjną u podstawy stoku. Powstawały zapewne w efekcie dostosowania się stoków Ślęży do nowych warunków środowiska paraglacialnego. Wydaje się przy tym, że istotnymi czynnikami warunkującym rozwój ruchów masowych było odpowiednie przygotowanie podłoża, w tym wymuszona depozycja materiału zwietrzelinowego w strefie trimline oraz usunięcie przez procesy egzaracji części materiału zwietrzelinowego i obnażenie świeżych powierzchni skalnych narażonych na intensywne wietrzenie mechaniczne.

Morfologiczne uwarunkowania reżimu termicznego i cykli mrozowych w karach polodowcowych i pokrywach blokowych Karkonoszy

Andrzej Traczyk, Krzysztof Migąła, Marek Kasprzak

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

andrzej.traczyk@uni.wroc.pl

Celem pracy było wykazanie w jakim stopniu czynniki morfologiczne wpływają na zróżnicowanie warunków termicznych oraz liczbę cykli mrozowych w wysokogórskim piętrze Karkonoszy. W strefie powyżej 1200 m n.p.m. występują w Karkonoszach rozległe pola blokowe oraz kary polodowcowe. Powstały one w okresie plejstocenu w efekcie działania peryglacialnych procesów denudacyjnych oraz lokalnego zlodowacenia karowodolinowego. Badania terenowe przeprowadzone zostały na stokach z pokrywami blokowymi oraz w dnach karów polodowcowych. Polegały one na monitorowaniu temperatury gruntu (GST) przy pomocy rejestratorów Onset Hobo Pro w dwóch rocznych cyklach (lata 2008–2009). W oparciu o DEM o rozdzielczości 10x10 m, który pozyskano z danych ALS (LiDAR), przeprowadzono w programie SAGA GIS analizę, której celem było wyznaczenie podstawowych parametrów geomorfometrycznych rzeźby w otoczeniu stanowisk pomiarowych oraz określenie potencjalnych warunków oświetleniowych i radiacyjnych.

Rezultaty przeprowadzonych badań wskazują, że w strefie wysokościowej 1250–1450 m n.p.m. liczba dni z GST poniżej 0°C waha się od 143 do 162. Dla porównania na jednej z kulminacji grzbietu głównego Karkonoszy na wysokości 1505 m n.p.m. wynosi ona 121 dni. Liczba cykli mrozowych dla analizowanego okresu wynosiła od 19, na stromych wypukłych stokach o ekspozycji północnej, do 5 na wierzchołkach kulminacji oraz w obrębie wklęsłych form stokowych, w których w okresie zimowym zalega mięzsza pokrywa śnieżna.

Pomiary GST oraz modelowanie GIS warunków radiacyjnych wykazało, że współcześnie najbardziej

sprzyjające warunki dla rozwoju procesów mrozowych występują na stokach eksponowanych w kierunku E i NE, w strefie wysokościowej 1250–1350 m n.p.m. Mniej korzystnymi warunkami dla działania tych procesów charakteryzują się natomiast zrównania wierzchowinowe i kulminacje powyżej 1450 m n.p.m. Rozmieszczenie stref podatnych na rozwój zjawisk mrozowych dobrze koresponduje z położeniem pól blokowych. Czynnikiem sprzyjającym działaniu mrozu jest heterogeniczna budowa pokryw i ich struktura typu *open-work*. Mniejsze zróżnicowanie termiczne obserwowano w obrębie pokryw jednorodnych pod względem granulometrycznym niż w pokrywach składających się z mieszaniny dużych bloków i głazów.

Znaczna liczba dni mroźnych i cykli mrozowych w strefie powyżej górnej granicy lasu na północnych stokach Karkonoszy warunkuje aktywność procesów wietrzenia i pęcznienia mrozowego. Efektem ich działania są zaobserwowane na dnie Śnieżnych Kotłów na wysokości 1245 m n.p.m. formy tworzących się współcześnie gruntów strukturalnych. Rozwój tych form warunkowany jest czynnikami reologicznymi (wilgotność gruntu, skład granulometryczny) oraz warunkami mikroklimatycznymi panującymi na dnie karów. Duże znaczenie dla ich powstania ma stan i wielkość pokrywy śnieżnej oraz brak trwałej pokrywy roślinnej. Fakt występowania tego typu form w warunkach naturalnych wskazuje, że dolna granica zasięgu wysokościowego form pęcznienia i sortowania mrozowego w Karkonoszach w większym stopniu zależy od czynników geoeologicznych niż bezpośrednich oddziaływań klimatycznych.

Wpływ podłoża na tempo infiltracji na stokach starasowanych (na przykładzie Wysp Egejskich i Kreta)

Irena Tsermegas, Maciej Dłużewski, Lech Wysokiński

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

argiro@uw.edu.pl

Tarasы rolne, powstałe w większości w ciągu ostatnich 300–400 lat, są formami występującymi powszechnie na wyspach Morza Egejskiego. Najczęściej tworzą je na stokach o nachyleniu 8–17°. Materiał budujący tarasy to lokalne zwietrzliny przemieszczone na niewielką odległość (do kilku, maksymalnie kilkunastu metrów) w stosunku do miejsc ich naturalnego zalegania. Konstrukcja tarasów wymagała usunięcia najgrubszych okruchów skalnych, które wykorzystano do budowy murów podtrzymujących stoki tych form. Uzyskano powierzchnie płaskie lub o nachyleniu do 5°, w sporadycznych przypadkach przekraczającym 10°, zwykle malejącym w kierunku muru podtrzymującego.

Degradacja stoków starasowanych jest współcześnie istotnym problemem na wielu obszarach śródziemnomorskich. Zachodzi ona głównie pod wpływem działalności wody spływającej po stoku, a jej ilość zależy między innymi od przepuszczalności gruntu.

Badania terenowe przeprowadzono na stokach trzech wysp: Ikarii, Thiry i Kreta. Wybrano powierzchnie, których podłoża stanowiły powszechne w omawianym regionie skały: granitoidy, gnejsy, marmury dolomitowe, wapienie i tufy wulkaniczne. Wodnoprzepuszczalność gruntu określono stosując uproszczoną wersję metody zalewania studni, pozwalającą na wykonywanie pomiarów bez naruszania struktury podłoża. Na tej podstawie obliczono współczynnik filtracji, którego wartość wynosi średnio od około $3,5 \cdot 10^{-6}$ m/s na tarasach utworzonych w obrębie powierzchni zbudowanych z gnejsów do około $7,9 \cdot 10^{-5}$ m/s na zwietrzelinie silnie skrasowiactwa wapieni.

Niespodziewanie najbardziej przepuszczalne okazały się zwietrzliny zawierające ponad 70%

pyłu i względnie mało (poniżej 10%) każdej z pozostałych frakcji (bez frakcji kamienistej). Nieznacznie niższy współczynnik filtracji uzyskano dla zwietrzelin o ponad 45 procentowym udziale żwirów i 30 procentowym udziale pyłu. Znacznie wolniej, nawet o rząd wielkości, woda wsiąkała w materiał, w którego składzie dominował piasek i żwir (łącznie ponad 67%, a w przypadku jednego z obszarów nawet 85%), a zawartość łu wynosiła jedynie 1–2%. W obrębie tarasów, na których stwierdzono największą przepuszczalność, właściwości pylasto-ilastego materiału powstającego w wyniku wietrzenia skał węglanowych, sprzyjają zmianie struktury podłoża na gruzełkową, a w związku z tym wzrostowi jego uszczelnienia. Tworzeniu się takiej struktury sprzyja również intensywne parowanie wilgoci znajdującej się w osadach przypowierzchniowych. Przy braku użytkowania tych tarasów (orki) od ponad 30 lat, gruzełkowa struktura przypowierzchniowej warstwy gleby zostaje zachowana, a jej zmiana może zachodzić wyłącznie pod wpływem intensywnego, długotrwałego opadu deszczu.

Uzyskane wartości współczynnika filtracji, przy uwzględnieniu podparcia tarasów przepuszczalnymi suchymi murami i silnego spękania litego podłoża skalnego, potwierdzają określoną w trakcie badań terenowych znaczną stabilność omawianych tarasów rolnych. Nawet grunty o najmniejszej przepuszczalności są tam w stanie wchłonąć w ciągu godziny ponad 12 mm opadu, w związku z czym, jedynie podczas ekstremalnych zdarzeń meteorologicznych dochodzi do formowania się spływu powierzchniowego i rozcinania tarasów. Szybka filtracja wody w silnie spękanym materiale tarasowym, przy długotrwałym i intensywnym opadzie deszczu, może zwiększyć parcie wody na

mur podtrzymujący stok tarasu, co w skrajnym przypadku może prowadzić do zniszczenia jego dolnej części, zwłaszcza, gdy przestrzenie między elementami tworzącymi mur ulegną kolmatacji pylasto-ilastym materiałem.

Można zatem stwierdzić, że duża przepuszczalność osadów budujących podłoże zapobiega spływowi i erozji na powierzchni tarasów, lecz może

doprowadzić do zniszczenia muru, a gdy tarasy są porzucone i nieodnawiane, do szybkiej degradacji całego systemu tarasów.

Badania terenowe przeprowadzono w ramach grantu MNiSW/NCN nr N N306 469238 „Degradacja stoków sterasowanych w obszarach śródziemnomorskich (na przykładzie Grecji)”.

Wartość interpretacyjna analizy morfometrycznej tarasów morskich na SE wybrzeżu Ikarii (Grecja)

Irena Tsermegas¹, Kalliopi Gaki-Papanastassiou², Dimitris Papanastassiou³

¹*Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa,*
²*Faculty of Geology and Geoenvironment, Department of Geography and Climatology,*
University of Athens, ³*Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens*

argiro@uw.edu.pl

Badania tarasów morskich stanowią ważny aspekt geomorfologii wybrzeży. Formy te są zwykle dobrze czytelne w rzeźbie, mimo to stosunkowo niedawno, bo dopiero w latach 70. XX w., stały się obiektem szczegółowych rozważań geomorfologicznych. Rozpoznano je w różnych regionach świata, a prowadzone badania służyły głównie rekonstrukcji zmian poziomu morza lub odtworzeniu kierunków i tempa pionowych ruchów skorupy ziemskiej.

Tarasы morskie są formą powszechną również na greckich wybrzeżach. Występują głównie na obszarach szczególnie aktywnych tektonicznie i stanowią zapis postorogenicznego etapu podniesienia fragmentów lądu.

Ikaria jest średniej wielkości wyspą położoną na wschodzie Morza Egejskiego. Stanowi podłużny zrąb rozdzielający dwa głębokie zapadliska – głębokość akwenu położonego na północy przekracza 1000 m, a na południu 500 m. Uwagę na osady budujące ikaryjskie tarasy morskie zwrócono już w latach 20. XX w. przy okazji kartowania geologicznego wyspy, jednak formy te opisano po raz pierwszy dopiero w 1953 r., ale nigdy nie były one przedmiotem szczegółowych badań morfotektonicznych. Współczesne ruchy pionowe stosunkowo najbli-

żej Ikarii próbowano szacować na NW wybrzeżu sąsiedniej wyspy Samos, na podstawie położenia i wieku podniesionych podcięć brzegowych.

Największym problemem w badaniach ikaryjskich tarasów morskich jest brak osadów pozwalających na wydatowanie tych form. Podniesione platformy abrazyjne rozwinięte są głównie w skałach neogeńskich i lokalnie w mezozoicznych, jednak pierwotna rzeźba litoralna uległa zaburzeniu w plejstocenie, gdy nałożyły się na nią stożki torencjalne, których pozostałości tworzą obecnie skonsolidowane fanglomeraty o miąższości do kilkunastu metrów, zalegające niezgodnie na starszym podłożu. Czoła stożków znajdowały się kilkaset metrów na SE od dzisiejszej linii brzegowej i zostały zniszczone w wyniku postglacjalnego podniesienia poziomu morza. Dziś formy te są ograniczone klifami o wysokości 15–20 m i ich obecność utrudnia korelację wysokościową tarasów morskich. Autorzy niniejszego opracowania podjęli próbę przeprowadzenia takiej korelacji na podstawie kartowania terenowego i analizy map topograficznych w skali 1:5000.

Na SE wybrzeżu Ikarii, w strefie o długości ok. 10 km i szerokości od kilkudziesięciu do kilkuset

metrów, zachowane są skrawki od 1 do 4 poziomów tarasów morskich, położone na wysokościach od kilku do ponad 100 m n.p.m. Ich powierzchnia jest nachylona w kierunku morza pod kątem od kilku do kilkunastu stopni. Najwięcej wątpliwości budzi geneza poziomów leżących najwyżej.

Badania wykazały, że najlepiej wykształcone trzy stopnie tarasów są wycięte w mezozoicznych marmurach budujących podłoże wschodniego skraju omawianego obszaru. Na zachodzie kartowanego terenu stwierdzono obecność co najmniej 4 poziomów. Wykształcone są one głównie w plioceńskich, węglanowych osadach morskich i częściowo przykryte zostały zlepieńcami i brekcjami plejstoceńskich stożków torencjalnych. Na obu wymienionych obszarach zachowane są także fragmenty dawnych klifów. W środkowym, wąskim odcinku

badanego wybrzeża występują głównie pojedyncze powierzchnie tarasowe rozcięte dolinami współczesnych rzek, silniej nachylone niż opisane powyżej. Nigdzie na badanych powierzchniach nie stwierdzono obecności młodszych osadów morskich.

Analiza morfometryczna spłaszczeń występujących w dolnej części SE stoków Ikarii wykazała, że nie można przeprowadzić jednoznacznej korelacji wysokościowej wszystkich badanych form, ponieważ duży udział w ich formowaniu miały lokalne ruchy blokowe, związane z aktywnością uskoków poprzecznych do linii brzegowej. Pozwoliła też na wskazanie przypuszczalnej lokalizacji tych uskoków, mimo iż są one trudne do wyznaczenia w terenie i umożliwiła częściowe odtworzenie poziomów tarasowych przykrytych osadami plejstoceńskimi.

Mapa geomorfologiczna regionu łódzkiego w skali 1:200 000 – koncepcja mapy analogowej i próba jej cyfrowej adaptacji

Krystyna Turkowska, Aleksander Szmidt

Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Łódź

kturkow@wp.pl

Mapa geomorfologiczna regionu łódzkiego w skali 1:200 000 powstała jako załącznik do monografii *Geomorfologia regionu łódzkiego* (Turkowska, 2006). Celem opracowania było podsumowanie badań geomorfologicznych i paleogeograficznych w świetle analizy możliwie pełnych wyników badań i studiów zrealizowanych w ciągu 60 lat na obszarze nazwanym morfogenetycznym regionem łódzkim. Podjęto próbę znalezienia pełniejszego wyjaśnienia poligenezy i złożoności rzeźby zarejestrowanych m.in. w cechach i wzajemnym układzie form o różnych genezie i wieku, zależnie od czasu powstania i położenia.

Mapa jest próbą syntezy poglądów przedstawionych w *Objaśnieniach do SMGP* oraz w autorskich opracowaniach geomorfologicznych i paleogeograf-

icznych, rozważonych i częściowo reinterpretowanych pod kątem wysuniętej koncepcji ewolucji rzeźby terenu. Wykonano ją w skali szkiców do mapy geologicznej (1:100 000), a po ujednoczeniu zmniejszono do skali 1:200 000.

Legenda mapy ma charakter morfogenetyczny i morfochronologiczny, chociaż zarówno pod jednym jak i drugim względem jest uproszczona i daje tylko ogólne wyobrażenie o typie procesów rzeźbotwórczych oraz okresie i warunkach ich działania, w wielu wypadkach dalekie od stanu aktualnego rozpoznania. Oczywiście jest, że przy konstruowaniu mapy nie było możliwe stosowanie sygnatur wiernopowierzchniowych – najmniejsze formy opuszczono lub powiększono, formy występujące zespołowo łączono, a te o zbliżonej genezie/wieku

zaznaczano tą samą szrafurą i/lub barwą. Układ legendy podporządkowano czterem umownym cyklom (okresom) morfogenetycznym. Za pierwszy, najdłuższy i najbardziej złożony przyjęto „okres przedplejstoceni” (przedczwartorzędowy), podczas którego morfogeneza w warunkach klimatu ciepłego/gorącego była silnie uwarunkowana procesami endogenicznymi – kolejnymi fazami młodopalpejskimi, a w strefie przedalpejskiej ich reperkusjami. Interpretowane co najmniej od pół wieku w analizowanym obszarze ukształtowanie podłoża przedczwartorzędowego i jego dynamika – tzw. półwysp łódzki w morzu plejstoceni (Różycki, 1961, 1968; Dylík, 1972) nie były dotychczas uwzględniane jako czynnik wpływający na rozwój i zróżnicowanie rzeźby w czwartorzędzie. Efekty pierwszego okresu morfotwórczego są widoczne w postaci ukształtowanej pod koniec neogenu i przetrwałej do dzisiaj makrorzeźby regionu łódzkiego wyrażonej w postaci położonego w części centralnej, na wale metakarpackim, wyniesienia (Wyżyna Łódzka i garb łódzki w tradycyjnym nazewnictwie i Wzniesienia Łódzkie w podziale geomorfologicznym), i peryferycznych obniżzeń, leżących w obrębie depresji środkowopolskiej. Oprócz makroform, przedczwartorzędowe mezo- i mikroformy mają na ogół charakter kopalny, a na powierzchni występują tylko na południu regionu, w strefie płytkiego zalegania podłoża (strop >200 m n.p.m.) i występowania ostańców mezozoicznych, jurajskich i kredowych (np. Góra Zelce, Wzgórza Radomszczańskie, Wzgórza Przedborskie).

Dalsze cykle wyróżniono w legendzie mapy zgodnie z koncepcją poligenezy rzeźby środkowej Polski wg Dylíka (1953), tj. cyklowi glacialnemu, peryglacialnemu i normalnemu (umiarkowanemu). Trzem cyklom morfogenetycznym przypisano odrębne gamy kolorów: glacialnemu – brązowy i pomarańczowy, peryglacialnemu – zielony i żółty, umiarkowanemu – szary i czarny. Kolor określa więc typ (genezę) i wiek (piętro lub stadiał) form (np. forma wodnolodowcowa, warciańska). Elementy rzeźby wytworzone przez te same procesy

morfogenetyczne, powtarzające się w różnych cyklach, oznaczone są przy pomocy szrafury. Na przykład wszystkie terasy akumulacyjne oznaczone są szrafurą poziomą, terasy erozyjne szrafurą ukośną, formy eoliczne kropkowaniem itd. Przyjęta droga postępowania i względnie duża skala opracowania, a przede wszystkim rozwój badań spowodowały, że przedstawiony obraz miejscami wyraźnie odbiega od poprzednich interpretacji, chociaż wciąż nie jest do końca spójny wewnętrznie. Sytuacje szczególnie kontrowersyjne, w których zastosowano arbitralne ujednoczenie różnych poglądów, starano się zasygnalizować w tekście monografii (Turkowska, 2006).

W związku z aktualnymi pracami nad cyfrową mapą geomorfologiczną Polski w skali 1:500 000 i 1:100 000 dokonano próby cyfrowej adaptacji przedstawionej analogowej Mapy geomorfologicznej regionu łódzkiego. W pierwszym etapie nadano georeferencję mapie w programie ArcGIS. Jako punkty odniesienia wybrano treść ze szkiców geomorfologicznych do SMGP. Następnie dokonano digitalizacji treści mapy przy uwzględnieniu danych z numerycznego modelu terenu. Dla każdego wydzielenia dokonywano odpowiedniego wpisu w tabeli atrybutów. W oparciu o tak przetworzone dane, dokonano ponownej kompozycji mapy.

Celem prac było porównanie koncepcji i treści niezależnie wykonanych geomorfologicznych map cyfrowych, których istotnym źródłem są szkice geomorfologiczne do SMGP, przy czym jako autorka Mapy geomorfologicznej regionu łódzkiego uważam, że szkice geomorfologiczne do SMGP są dalece niewystarczającą podstawą do konstrukcji map geomorfologicznych. Równocześnie wyrażam przekonanie, że planowana treść cyfrowych map geomorfologicznych jest zbyt zubożona w stosunku do obecnego stanu wiedzy i dotychczas wypracowanych koncepcji – na przykład (szczególnie w strefie staroglacjalnej Niżu Polskiego?) nie powinna być ona w ogóle pozbawiana aspektu morfochronologicznego i nie brać pod uwagę poligenezy rzeźby Polski.

Strukturalne uwarunkowania występowania jaskiń niekrasowych w górnourajskich wapieniach Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej

Andrzej Tyc

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Sosnowiec

andrzej.tyc@us.edu.pl

Jaskinie są jednym z najbardziej charakterystycznych przejawów zjawisk krasowych Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Jaskinie krasowe będące efektem procesów rozpuszczania wapieni górnourajskich stanowią tylko część znanych obiektów jaskiniowych tego regionu. Do form krasowych zaliczyć można ponadto liczne relikty jaskiń, występujące w obrębie ścian skalnych. Szczególnie liczne schroniska skalne i niewielkie formy korozyjne, które ze względu na rozmiary nie można zaliczyć do jaskiń, występują w najwyższych częściach Wyżyny Częstochowskiej.

Wśród ponad 1700 poznanych jaskiń i schronisk skalnych Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej znaczną grupę stanowią jednak formy niekrasowe. Są to zarówno nisze podskalne, będące efektem wietrzenia fizycznego, głównie mrozowego, jak również niewielkie schroniska w przestrzeniach między zaklinowanymi blokami skalnymi – jaskinie blokowskie, nazywane również zboczowymi (*talus type*). Osobną, szczególnie interesującą grupę form niekrasowych stanowią jaskinie szparowe i szczelinowe (odpowiednio *crevice* oraz *fissure types*), powstałe zarówno jako formy grawitacyjne, jak i tektoniczne.

Jakkolwiek formy wietrzeniowe, blokowskie oraz szparowe związane z grawitacją są powszechne na całym obszarze wyżyny, tak jaskinie szczelinowe, tektoniczne występują w jej ściśle określonych obszarach i nawiązują do określonych struktur tektonicznych regionu. W referacie przedstawiono wyniki badań terenowych oraz analiz morfostrukturalnych (w tym z wykorzystaniem danych LiDAR) przeprowadzonych w południowo-zachodniej części Wyżyny Częstochowskiej. Różnej genezy formy niekrasowe stanowią w niektórych częściach bada-

nego obszaru jedyne znane obiekty jaskiniowe. Niektóre z nich mają duże rozmiary i lokują się wśród najdłuższych i najgłębszych jaskiń Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Obok znanych od dawna dużych obiektów niekrasowych, jak Jaskinia na Świniuszcze, kompleks dużych jaskiń szczelinowych odkryto w badanym obszarze w ciągu ostatnich kilku lat: Jaskinia Józefa (ponad 400 m długości i niemal 50 m głębokości), Jaskinia Rysia i Jaskinia Spełnionych Marzeń.

Obecność w jaskiniach krasowych korytarzy szczelinowych, nawiązujących głównie do spękań ciosowych masywu, a będących efektem procesów tektonicznych lub odprężeniowych na stoku, nie jest czymś wyjątkowym na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. Korytarze takie, często jako młodsze segmenty jaskiń (bez większych oznak korozji krasowej) występują w wielu jej częściach. W obszarze prowadzonych badań uderza jednak całkowity brak jaskiń krasowych. Ma to miejsce pomimo występowania tu tych samych, co na całej wyżynie, uwarunkowań litologiczno-tektonicznych.

Przyczyn tej odmienności należy upatrywać w specyficznej tektonice południowych krańców Wyżyny Częstochowskiej nawiązujących do równoleżnikowego segmentu strefy uskokowej Kraków-Lubliniec. Na południe od tej strefy, czyli w obszarze omawianych zjawisk, występuje gęsta sieć uskoków, którym towarzyszy bardzo gęsta sieć spękań obserwowanych na wychodniach skał wapiennych. Niektóre, rozwarłe nawet do 60–80 cm szczeliny zostały spenetrowane przez grotolazów i są poznanymi dziś jaskiniami niekrasowymi typu szczelinowego. Jednocześnie, gęsta sieć spękań sprzyja rozproszonemu krążeniu wody w masywie, co praktycznie uniemożliwia rozwój jaskiń krasowych.

Klif dębiński w świetle analiz lidarowych

Iwona Tylman

Instytut Geografii i Studiów Regionalnych, Akademia Pomorska, Słupsk

iwus22@o2.pl

Badania z wykorzystaniem lotniczego skaningu laserowego (ALS – Airborne Laser Scanning, LiDAR – Light Detection and Ranging) są coraz częściej wykorzystywane do analiz środowiska przyrodniczego (Wężyk, 2006; Dudzińska-Nowak, 2007). Rozwój technologii geoinformatycznych sprawił, że metody lidarowe doskonale uzupełniają metody tradycyjne (geodezyjne i fotogrametryczne), a nawet stanowią dla nich mocną konkurencję. Dzieje się to dzięki wysokiej dokładności i wydajności pracowań. Wynikiem skanowania są tzw. „chmury punktów”, dzięki którym można wygenerować pomocnicze produkty – Numeryczny Model Terenu (NMT) i Numeryczny Model Powierzchni Terenu (NMPT).

Zastosowana technologia sprawia, że wynikami mogą być również zdjęcia wielkoskalowe, na których dokładnie można zobaczyć i poddać analizom nawet niewielkie formy. Taka możliwość pozwoliła autorce dokonać dokładnej analizy klifu dębińskiego (km 227–220). Jest to niewielka forma leżąca na wybrzeżu Zatoki Usteckiej około 3 km na wschód od Ustki. Klif opracowano z użyciem zdjęć lidarowych oraz wygenerowanych modeli NMT

i NMPT. Pomocne okazały się również ortofotomapy i mapy topograficzne w skali 1:10 000.

Zasadniczym celem opracowania było ukazanie przydatności zdjęć lidarowych i jego produktów do badań niewielkich form terenu. Na ich podstawie zostały określone dokładne cechy morfometryczne klifu dębińskiego. Dzięki porównaniu zdjęć wykonanych w różnych okresach możliwe było również określenie zmian jakie dokonały się w czasie prowadzenia badań. Wykorzystano przy tym zdjęcia z trzech nalotów, które odbyły się w następujących terminach: grudzień 2012 r. (okres zimowy), początek czerwca 2013 r. (okres późnej wiosny), wrzesień 2013 r. (okres letnio-jesienny). Pomiary, obliczenia i przekroje poprzeczne wykonano w oparciu o wykorzystanie narzędzi GIS w następujących oprogramowaniach: ArcGIS, QuantumGIS oraz Global Mapper.

Opracowanie powstało dzięki materiałom udostępnionym przez Urząd Morski w Słupsku, za co autorka składa serdeczne podziękowania jego Dyrekcji i Pracownikom.

Rzeźba SE części regionu łódzkiego w świetle cyfrowego modelu terenu

Lucyna Wachecka-Kotkowska, Aleksander Szmidt

Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Łódź

kotkow@geo.uni.lodz.pl

Teren badań obejmuje obszar położony pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim na północy, a Radomskiem i Przedborzem na południu, na granicy wyżyn i nizin. Dla potrzeb realizacji grantu N N306

721140 „Morfogeneza obszaru pomiędzy Radomskiem, Przedborzem i Piotrkowem Trybunalskim jako świadectwo uwarunkowań, przebiegu i roli najmłodszych zdarzeń glacialnych pogranicza Niżu

i Wyżyn Środkowej Polski” wykonano wizualizację współczesnej rzeźby 3D (NMT). Do tego celu wykorzystano mapy topograficzne 1:10 000 oraz załączone do nich dane wysokościowe uzyskane z zasobów WODGiK. Dostępne dane wysokościowe pochodziły z pomiarów wykonywanych różnymi technikami, stąd też różna była ich jakość. W celu ujednoczenia danych dla potrzeb numerycznego modelu terenu (NMT), treść tabelaryczną scalono i dokonano ponownej interpolacji w programie Surfer 8. Zastosowano typową poziomą rozdzielczość 25 m dla tego typu danych. Utworzone NMT zostało zaimportowane do programu ArcGIS 9.1. Kolejnym krokiem było przygotowanie treści Szczegółowych map geologicznych Polski w skali 1:50 000 do zestawienia z NMT. Georeferencje oraz proces scalania przeprowadzono na bazie arkuszy SMGP: Radomsko (773), Rzejowice (774), Przedbórz (775), Kamieńsk (736), Gorzkowice (737), Lubień (738), Bełchatów (700), Piotrków Trybunalski (701) i Sulejów (702). Analiz przestrzenne wykonano w programie SAGA GIS 2 oraz ArcGIS 9.1 z rozszerzeniem Spatial Analyst.

Pierwszorzędną cechą rzeźby widoczną na modelu są ostańcowe wzgórza mezozoiczne o przebiegu równoleżnikowym, leżące na południu analizowanego obszaru. Na obszarze Wyżyny Przedborskiej i Wzgórz Radomszczańskich od północy zamykają one pas wyżyn Polski. Są to: Góra Chełmo (323 m n.p.m.), Bąkowa Góra (279,81 m n.p.m.) oraz Czartoria (266,87 m n.p.m.). Manifestują się one w terenie jako izolowane formy, górujące 50–100 m powyżej urozmaiconego terenu wysoczyzny morenowej. Do nich od północy przylegają nieco niższe, 15–25 m, warciańskie moreny czołowe w okolicach Przedborza, np. w Masłowicach, Ludwikowie czy Miejskich Polach (Wachecka-Kotkowska, 2013). Są one również widoczne na modelu. Na ich kulminacjach można poprowadzić maksymalny zasięg lądolodu warty (Turkowska, 2006; Wachecka-Kotkowska, 2013).

Drugą grupę form wypukłych stanowią wzniesienia położone na zachodzie analizowanego terenu. Są to moreny martwego lodu i kemy koncentrujące się na linii Łódź–Radomsko (Klatkowa, 1972; Turkowska, 2006; Wachecka-Kotkowska i in., 2012). Najokazalszym pagórem jest najwyższy kem

w Polsce Środkowej – Borowska Góra o wysokości 276,6 m n.p.m. Inne formy to np. izolowana morena martwego lodu w Mąkolicach (236 m n.p.m.), opisana przez Wachecką-Kotkowską wraz z zespołem (2012), czy kemy w Boryszowie, Kamieńsku i Białej Górze. W tej strefie również występuje najwyższe wzniesienie na obszarze Niżu Polskiego – Góra Kamieńsk o wysokości 393 lub 386 m n.p.m. (według różnych źródeł). Powstała ona w latach 1977–1993 jako forma antropogeniczna – zwałowisko zewnętrzne KWB Bełchatów.

Trzecią grupę form wypukłych widocznych na NMT leżących w centralnej części obszaru stanowią Wzgórza Dobryszyckie, jako ciąg wzgórz morenowych z recesji lądolodu warty. Formy te osiągają wysokość 220–238 m n.p.m. W Trzepnicy widoczna jest brama morenowa, która wykorzystuje współczesną Luciążę (Wachecka-Kotkowska, 2004).

Ostatnią grupę form wypukłych stanowią izolowane małe wydmy paraboliczne o wysokości 10–15 m, szczególnie widoczne w międzyrzeczu Pilicy i Luciąży oraz w pobliżu obniżień, zwłaszcza dolin rzecznych.

Formy wklęsłe są również wyodrębnione na NMT. Są to głównie doliny Pilicy i jej dopływu – Luciąży. Dolina Pilicy pomiędzy Przedborem a Sulejowem to forma podłużna o przebiegu południkowym. W okolicach Sulejowa na wysokości 165 m n.p.m. łączy się z nią dolina Luciąży. Na modelu można w pewnych miejscach wyznaczyć niektóre elementy dolinne, zwłaszcza rozległe dna dolin. Drobne formy wklęsłe, rozcinające płaską wysoczyznę morenową Równiny Piotrkowskiej to niecki denudacyjne.

Powstały NMT pozwolił na rozróżnienie form ostańcowych, mezozoicznych od form glacialnych, a także na uwypuklenie zespołów form marginalnych oraz na precyzyjne wykreślenie zasięgu maksymalnego stadiału warty zlodowacenia odry i jego faz recesyjnych. Dzięki NMT dokonano uszczegółowienia genezy i rozwoju warciańskich form glacialnych. Zestawiając analizy strukturalne i teksturalne osadów budujących poszczególne formy terenu wraz z NMT możliwa była rekonstrukcja paleogeograficzna np. pagóra w Mąkolicach (Wachecka-Kotkowska i in., 2012).

Późnoglacialna transformacja rzeźby dolinnej na przykładzie południowo-wschodniej części Kotliny Toruńskiej

Piotr Weckwerth¹, Michał Jankowski¹, Paweł Zieliński², Robert Sokołowski³

¹Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń, ²Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, ³Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański, Gdynia

pweck@umk.pl

Badania sedimentologiczne i paleopedologiczne przeprowadzone w okolicy Otłoczyna (SE część Kotliny Toruńskiej) pozwoliły na rekonstrukcję procesów depozycyjnych fluwialnego i eolicznego środowiska sedimentacyjnego. Stanowisko Otłoczyn położone jest w obrębie wydmy powstałej na powierzchni terasy V Kotliny Toruńskiej, na północ od krawędzi doliny Tażyny.

Wyniki przeprowadzonych badań pozwoliły na wydzielenie trzech kompleksów litofacjalnych. Najniżej położony fluwialny kompleks litofacjalny tworzą piaszczyste wielozestawy litofacji o warstwowaniu tabularnym, w których laminy zapadają na N i NW. W stropie przechodzą one w piaski ze żwirem o warstwowaniu rynnowym. Są one przecięte pseudomorfozą po klinie lodowym. Biotycznym świadectwem surowych warunków paleośrodowiskowych jest znalezisko kości wołu piżmowego (*Ovibos moschatus*).

Powyżej osadów rzecznych zalega kompleks osadów fluwio-eolicznych o miąższości 0,7–1 m. Ich spąg wyznacza warstwa masywnych żwirów o piaszczystym matriksie. Osady te są nadbudowane przez masywne piaski drobnoziarniste z lokalnie zaznaczającym się warstwowaniem horyzontalnym i translacyjnym. Fluwio-eoliczny kompleks litofacjalny kończy wielozestaw piasków o warstwowaniu przekątnym rynnowym, które były deponowane w wyniku przepływu wody na E i SE. Osady te przecięte są przez pseudomorfozy klinów mrozowych, wypełnionych przez piaski eoliczne.

Na eoliczny kompleks litofacjalny składają się dwie serie osadów. Dolną serię budują piaski drobno- i średnioziarniste o warstwowaniu translacyjnym,

przewarstwione piaskami o laminacji riplemarków wstępujących. Wśród nich sporadycznie pojawiają się także zestawy rynien z współkształtnym wypełnieniem oraz horyzontalne laminy piaszczysto-żwirowe. Powyżej tych osadów zalega warstwa piasków o miąższości do 2 m i warstwowaniu przekątnym, którego laminy zapadają pod kątem 5–10° na N i NE. W górnej części są one przewarstwione piaskami o warstwowaniu tabularnym i upadzie lamin w kierunku południowym. W spągowej części dolnej serii eolicznej stwierdzono pseudomorfozy po klinach mrozowych.

Strop dolnej serii eolicznej jest nadbudowany przez glebę kopalną, która pokrywa kopalny stok wydmy. Gleba ta ma charakter słabo wykształconej gleby bielicowej (*Usselo soil*). Lokalnie przybiera także postać gleby typu *Finow boden*. Powstanie tej gleby było związane z pierwszym w postglacialnej historii Kotliny Toruńskiej wkroczeniem lasów sosnowych, czego dowodem jest obecność węgielków drzewnych.

Górną serię eoliczną budują wielkoskalowe litofacje o warstwowaniu przekątnym i laminach zapadających zarówno w kierunku południowo-wschodnim jak i na północny wschód. Miąższość tej serii wynosi około 3 m.

Uzyskane wyniki badań geologicznych i paleopedologicznych przeprowadzonych w stanowisku Otłoczyn umożliwiły analizę transformacji rzeźby teras pradolinnych Kotliny Toruńskiej, jaka zachodziła w wyniku późnoglacialnych procesów fluwialnych i eolicznych. Przekształcenie fluwialno-eoliczne nastąpiło w czasie inicjalnego przepływu wód rzecznych Tażyny płynącej na wschód w kierunku Wisły.

Przepływ ten był przerywany przez procesy akumulacji piasków eolicznych. Na wilgotnej powierzchni terasy tej rzeki deponowane były przez wiatr piaski drobnoziarniste o strukturze masywnej. Dochodziło również do przesuszania powierzchni skutkującej depozycją piasków o warstwowaniu translacyjnym. Procesy akumulacji eolicznej były przerywane przez przepływy wód Tążyny o charakterze zalewów warstwowych. Deponowane rumowisko było transportowane głównie w zawieszynie i pochodziło w dużej części z dostawy eolicznej.

Ostatnia faza transformacji powierzchni teras pradolinnych Kotliny Toruńskiej dokonała się za pośrednictwem działalności wiatru. Pierwsza faza tworzenia wydmy w Otłoczynie była związana z rozwojem

płaskich powierzchni zbudowanych z eolicznych piasków pokrywowych. Przy małej i średniej prędkości wiatru migrowały po nich ripplemarki i megapleymarki. Wzrost jego prędkości doprowadzał do spłaszczania tych form. W głównym etapie pierwszej fazy wydmy powstała wydma paraboliczna o wysokości prawie 6 m. Jej znaczna wysokość świadczy o dużej randze paleogeograficznej pierwszej fazy wydmy w Otłoczynie miała miejsce po okresie allerołu, w czasie młodszego dryasu. Powstała uprzednio wydma została nadbudowana przez miąższe na około 3 m piaski, deponowane na stoku dowietrznym i zawietrznym wydmy w wyniku wiatru z sektora zachodniego.

Sprzężenie stok-koryto zapisane w przyrostach rocznych drzew i w rzeźbie terenu gór średnich (Karpaty Zachodnie i Sudety Wschodnie, Republika Czeska)

Małgorzata Wistuba, Ireneusz Malik

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Sosnowiec

malgorzatawistuba@gazeta.pl

Przeanalizowano interakcję stok-koryto w wybranych 3 zlewniach Karpat Zachodnich (Beskid Morawsko-Śląski) oraz Sudetów Wschodnich (Hrubý Jeseník). Z zastosowaniem narzędzi dendrochronologicznych wydatowano występowanie erozji fluwialnej w korytach potoków – opierając się na anatomii drewna korzeni drzew odsłanianych w podcinanych brzegach. Wydatowano także występowanie osuwania na stokach bezpośrednio ponad korytami – z zastosowaniem dekoncentryczności przyrostów rocznych w pniach świerków pospolitych pochylanych i wyginanych pod wpływem ruchu podłoża. Aby rozpoznać przyczynowo skutkowe relacje pomiędzy osuwaniem i erozją fluwialną porównano ich zmienność czasową w ciągu ostatnich dziesięcioleci ze sobą nawzajem oraz z przebiegiem opadów (sumy miesięczne oraz ekstremalne sumy dobowe).

Porównanie wykazało, że w analizowanych dolinach trzy wymienione zjawiska występują asynchronicznie – są naprzemienne. Wyróżniono dwa typy przyczynowo-skutkowych sekwencji (trwających 3–8 lat) sprzężenia osuwania z erozją fluwialną: (1) opad-osuwanie-erozja – opad powoduje osuwanie, koluwia są dostarczane do dna doliny, które ulega zwężeniu i poddawane jest intensywnej erozji; (2) opad-erozja-osuwanie – opad powoduje wezbranie i erozję w dnie doliny, erozja zaburza równowagę stoków, co wzbudza osuwanie. Uzyskane datowania dendrochronologiczne wskazują także, że procesy te są objęte dodatnim sprzężeniem zwrotnym – kiedy ich interakcja się rozpocznie może trwać także w latach o przeciętnych opadach. Osuwanie i erozja mogą nawzajem wzbudzać się i wzmacniać, co skutkuje lokalnie nasilonym transferem materiału ze stoków do systemu fluwialnego.

Przeanalizowano ponadto przejawy sprzężenia w rzeźbie i osadach badanych dolin. Obserwacje wskazują, że opisane sprzężenie stok-koryto, zarejestrowane w przyrostach rocznych drzew powoduje: (1) zwiększoną erozję zboczy przeciwległych stokom osuwiskowym; (2) wzbudzenie ruchów masowych na zboczach przeciwległych pierwotnym osuwiskom; (3) zwiększenie krętości koryt potoków; (4) dzielenie nurtu potoków w obrębie rozmywanych jeziorów osuwisk; (5) naprzemienne

występowanie odcinków koryt skalnych i aluwialnych; (6) kształtowanie schodkowych profilów podłużnych koryt; (7) lokalną zmienność obciążenia aluwii w korytach.

Wyniki wskazują, że w dłuższych odcinkach czasu sprzężenie może powodować stopniowe poszerzanie den dolin (poprzez erozję boczną cieków oraz usuwanie materiału ze stoków przez ruchy masowe) oraz zmianę dolin o V-kształtnym przekroju poprzecznym w płaskodenne.

Dendrogeomorfologia stosowana – przyrosty roczne drzew jako narzędzie wykrywania i analizy stoków o wysokim zagrożeniu osuwiskowym (Milówka, Beskid Żywiecki)

Małgorzata Wistuba, Ireneusz Malik

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Sosnowiec

malgorzatawistuba@gazeta.pl

Pnie drzew porastających aktywne osuwiska są pochylone i wyginane na skutek oddziaływania niestabilnego podłoża. Skutkuje to pojawianiem się stresu mechanicznego, który wpływa na strukturę drewna i przyrostów rocznych. Poprzez analizę sekwencji przyrostów rocznych można więc śledzić zmienność czasową aktywności osuwisk w przeszłości. W przeprowadzonych badaniach przeanalizowano cechę anatomii drewna świerka pospolitego, diagnostyczną dla aktywnych stoków osuwiskowych – dekoncentryczność wzrostu. Celem badań było sprawdzenie, czy przy zastosowaniu opracowanej metody dendrochronologicznej jest możliwe: (1) wykrycie obszarów zagrożonych osuwaniem; (2) wykrycie słabych, inicjalnych ruchów gruntu; (3) przewidzenie z wyprzedzeniem katastrofy osuwiskowej. Przeanalizowano drewno świerków porastających stok osuwiskowy w Milówce (podnóża góry Prusów, 1020 m n.p.m., Beskid

Żywiecki). W związku z katastrofalnymi opadami z maja–czerwca 2010 roku badane osuwisko zostało gwałtownie uruchomione. W 2012 roku z jego obszaru pobrano próby dendrochronologiczne z 45 świerków. Rdzenie przeanalizowano w poszukiwaniu dekoncentryczności przyrostów (stosując indeks procentowy). Stwierdzono, że w opróbowanych drzewach zarejestrowany jest nie tylko epizod z 2010 roku, ale także: (1) oznaki starszych epizodów osuwania, nawet sprzed 50 lat; (2) oznaki wcześniejszej niestabilności stoku w ostatnich 10–20 latach (prawdopodobnie ruchy inicjalne). Wyniki te wskazują, że przy odpowiednio wczesnym zastosowaniu metody dendrochronologicznej możliwe byłoby: (ad 1) uznanie zbadanego stoku za silnie zagrożony ruchami masowymi, (ad 2) wykrycie z wyprzedzeniem narastającego współcześnie zagrożenia osuwaniem.

Intensywność niszczenia ziarn kwarcu w środowisku glacialnym a wietrzenie mrozowe – dyskusja

Barbara Woronko

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

bworonko@uw.edu.pl

Uważa się, że w środowisku glacialnym następuje efektywne niszczenie ziarn kwarcu. Dominują dwa procesy, tj. kruszenie i abrazja lub ich kombinacja. Ich efektem jest szeroka gama mikrostruktur na powierzchni ziarn kwarcu, z których diagnostycznymi są: (1) *chattermarks*; (2) zorientowane w różnych kierunkach *arc-shaped steps* oraz (3) różnej wielkości podłużne nacięcia. Są one wykorzystywane do rekonstrukcji procesów działających w środowisku glacialnym, a w tym również subglacialnym, jak również samego odróżnienia tego środowiska od innych. Jednakże coraz większą uwagę glaciologów skupiają relacje lodowiec-wieloletnia zmarzlina. Uważa się je za jedne z kluczowych zagadnień, które do chwili obecnej nie do końca są zrozumiałe. Ich rozpoznanie umożliwi zrozumienie mechanizmów odpowiedzialnych za włączanie osadów np. w stopę lodowców zimnych czy też procesów związanych z konsolidacją gliny. Jednakże, w tym miejscu pojawia się trudność wynikająca z faktu, że środowisko peryglacialne również efektywnie modeluje powierzchnię ziarn kwarcu. Wietrzenie mrozowe, podobnie jak procesy w środowisku glacialnym, jest odpowiedzialne za powstanie mikrostruktur, wśród których za charakterystyczne dla środowiska peryglacialnego

należy uznać: (1) blokowe mikrostruktury określone mianem *beakage blocks* oraz (2) duże, słabo urzeźbione przełamy muszlowe, które niejednokrotnie są spotykane w osadach lodowcowych. Najintensywniejsze wietrzenie mrozowe ma miejsce w warstwie czynnej, jednakże w zależności od kierunku zamarzania, w jej spągu, w stropie lub stropie i spągu. Należy pamiętać, że osady znajdujące się w warstwie czynnej funkcjonującej na przedpolu transgredującego lądolodu, w pierwszej kolejności podlegały egzaracji. Dlatego też pojawia się pytanie, jaka część osadów klasyfikowanych jako glacialne czy fluwioglacialne, wcześniej podlegała wietrzeniu w środowisku peryglacialnym i jakim przekształceniom ulegały one w środowisku glacialnym. Tym samym: (1) które mikrostruktury na powierzchni ziarn kwarcowych są faktycznie związane ze środowiskiem glacialnym, a które zostały odziedziczone po środowisku peryglacialnym; (2) jaka jest rola środowiska glacialnego w niszczeniu ziarn kwarcu frakcji piaszczystej oraz (3) czy w warunkach subglacialnych dochodzi do wietrzenia mrozowego ziarn kwarcu.

Badania zostały wykonane w ramach projektu badawczego N N306 034 639 finansowanego przez NCN.

Nowe spojrzenie na kierunki transportu materiału skalnego w lądolodzie fennoskandzkim w późnym vistulianie

Piotr Paweł Woźniak¹, Piotr Czubla²

¹*Instytut Geografii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk*, ²*Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Łódź*

geopw@ug.edu.pl

Obszar Pobrzeża Kaszubskiego i północnej części Dolnego Powiśla podczas późnego vistulianu znalazł się w zasięgu głównych faz transgresyjnych wyróżnianych dla tego okresu na obszarze Polski. Północna część omawianego obszaru przez niemal cały stadiał główny pozostawała pod pokrywą lodową niezależnie od zmian zasięgu lądolodu. Zazwyczaj skutkowało to odłożeniem tylko jednej bazalnej gliny morenowej, ale o złożonym profilu pionowym. Czytelne są w niej świadectwa reaktywacji lądolodu po okresie jego stagnacji – najprawdopodobniej bez uwalniania zajmowanego obszaru od pokrywy lodowej. Równocześnie w profilu pionowym gliny można znaleźć zapis zmian kierunków płynięcia lodu, które były uzależnione od dynamiki lądolodu (ruch strumieniowy lub jego brak) oraz uwarunkowań czasowo-przestrzennych jego rozwoju.

W oparciu o badania cech kierunkowych, składu petrograficznego drobnej frakcji żwirowej oraz ana-

lizy eratyków przewodnich udowodniono dwudzielność pokładu takiej gliny morenowej. Te same badania posłużyły do określenia kierunku napływu mas lodowych i umożliwiły spojrzenie w nowym świetle na zróżnicowanie dynamiki lądolodu fennoskandzkiego w jego południowej części oraz na funkcjonowanie bałtyckiego strumienia lodowego. Podkreślono, że system dostawy materiału skalnego przez lądolód mógł być złożony oraz wieloetapowy. Wysłunięto przypuszczenie, że zmiany składu petrograficznego frakcji żwirowej w osadach glacialnych nie musiały być związane z przesuwaniem się centrum zlodowacenia, lecz mogły wynikać ze zmiany reżimu termicznego na obszarze zasilania (przede wszystkim z rozszerzania się strefy zimnego reżimu w stopie lądolodu) oraz zależały od dynamiki lądolodu (płynięcie strumieniowe lub typu *sheet flow*) i uwarunkowań czasowo-przestrzennych jego rozwoju na obszarze depozycji.

Formy występowania materii organicznej w osadach subśrodowisk depozycyjnych równiny zalewowej rzeki meandrującej (na przykładach z dorzecza górnej Odry)

Krzysztof J. Wójcicki

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Sosnowiec

krzysztof.wojcicki@us.edu.pl

Substancja organiczna należy do istotnych komponentów osadów biorących udział w budowie wypełnień dolin rzek meandrujących. Z punktu widzenia paleogeografii, osady biogeniczne są perspektywicznym, choć zazwyczaj nie w pełni wykorzystywanym źródłem danych służących rekonstrukcjom środowiska depozycyjnego. Dla przykładu, według podziału litofacjalnego stosowanego w sedymentologii fluwialnej osady organiczne oznaczane są symbolem C i niezależnie od litogenetycznej zmienności bywają interpretowane jako wskaźnik sedymentacji zbiornikowej w warunkach zamierania/braku przepływu. Ujęcie takie nie pozwala na głębszą analizę pochodzenia materii organicznej. Punktem wyjścia do tego typu wnioskowań powinna być szczegółowa identyfikacja składu litologicznego osadów biogenicznych pozwalająca na próbę wnioskowań o ich autogenicznej bądź allogenicznej naturze.

Analizy mikroskopowe przeprowadzone dla utworów dolinnych pobranych w dorzeczu górnej Odry ujawniły zróżnicowanie form występowania materii organicznej. Można wśród niej wydzielić: substancję amorficzną, fitoklasty (rozdrobnione szczątki roślinne), zooklasty (fragmenty pochodzenia zwierzęcego) oraz plechę grzybów i pozostałości organizmów zaliczanych do parafiletycznego królestwa protistów (np. okrzemki). Oprócz substancji bezpostaciowej największe znaczenie w analizowanych osadach miały fitoklasty, w tym: liście i ich fragmenty – zarówno duże (użytkowane) jak i małe (mchów), formy podłużne (korzenie i kłaczka), epiderma, peryderma, drewno, sporomorfy oraz zarodnie, owoce i nasiona. Spośród wyżej wymienionych, do składników autogenicznych zalicza się tradycyjnie: szczątki mchów, fragmenty systemów

korzeniowych roślin zielnych i drzew oraz epidermę kłaczy i pochw liściowych. Wśród allogenicznych składników osadu wymieniane są: liście (za wyjątkiem liści mchów), nadziemne fragmenty drewna, epidermy i perydermy, sporomorfy, zarodnie, owoce i nasiona oraz zooklasty i pozostałości protistów. Niestety powyższy obraz komplikuje się, głównie z uwagi na napotykanie w praktyce badawczej problem odróżnienia podziemnych i nadziemnych organów roślin (zwłaszcza w materiale kopalnym cechującym się wysokim stopniem rozdrobnienia i zaawansowanym stopniem rozkładu). Problemy te dotyczą podstawowych komponentów osadów biogenicznych (m.in. szczątków tkanki okrywającej oraz drewna).

Przeprowadzone prace wykazały, że substancja organiczna może być gromadzona zarówno w proksymalnej jak i dystalnej części równiny zalewowej. W strefie przykorytowej występuje ona najczęściej w postaci warstw i soczewek w spągu drobnoziarnistych osadów pozakorytowych. Wśród drobnego detrytusowego najczęściej spotkać można szczątki drewna i perydermy, liści oraz owoców. Komponenty te mogą nosić ślady obróbki. Oprócz składników detrytusowych w obrębie równi zalewowej gromadzona jest autochtoniczna materia organiczna w poziomach próchnicznych gleb mineralnych. Warstwy humusowe, często w formie kopalnej można napotkać w aluwiach zarówno w strefie dystalnej jak i proksymalnej równiny zalewowej. Akumulacja osadów autogenicznych zyskuje przewagę w strefie dystalnej den dolinnych – w położeniach podstokowych (m.in. baseny popowodziowe), w strefach progradacji stożków aluwialnych oraz w obniżeniach starorzeczy. Spośród wymienionych środowisk depozycyjnych szczególną rolę należy

przypisać starorzeczom z uwagi na ich powszechne i równomierne rozmieszczenie w dolinach rzecznych na obszarze Polski. Do głównych składników osadów biogenicznych zidentyfikowanych w starorzeczach Kłodnicy i Osobłogi należą fitoklasty ze średnim udziałem sięgającym nieco ponad 50%. Wśród nich dominowały komponenty autogeniczne (drobne korzonki, drewno, epiderma i peryderma). Niemal we wszystkich próbkach stwierdzono obecność fitoklastów zwęglonych, choć ich udział nie przekraczał kilku procent. Wśród stosunkowo częstych znalezisk o niewielkim udziale procentowym,

można ponadto wymienić szczątki mchów. Na podobnym poziomie poniżej pięciu procent występowały składniki allochtoniczne, w tym szczątki liści roślin naczyniowych, sporomorfy oraz nasiona i owoce. Na drugim miejscu po fitoklastach można wymienić bezpostaciową substancję humusową o średnim udziale około 45%. Z kolei udział szczątków organizmów zaliczanych do zwierząt (głównie muszle oraz chitynowe egzoszkielety i formy przetrwalnikowe), grzybów oraz protistów nie przekroczył łącznie jednego procenta.

Środowiskowe uwarunkowania zmiany rozwinięcia koryta Osobłogi w Kotlinie Raciborskiej

Krzysztof J. Wójcicki

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Sosnowiec

krzysztof.wojcicki@us.edu.pl

Wyływająca z Gór Opawskich Osobłoga ma długość 65,5 km i dorzecze obejmujące 993,2 km². Cechą Osobłogi jest zróżnicowane wykształcenie układu koryta na przedgórskim odcinku jej doliny. Pomiedzy Raclawicami Śląskimi a Steblowem (od około 37 km do 60 km biegu rzeki) jest to rzeka anastomozująca, o korycie rozwidlającym się, krętym i lateralnie stabilnym. Na tym odcinku ślady paleokoryt czytelne w morfologii doliny należą do rzadkości. W odcinku ujściowym w rejonie Krapkowic nad Odrą, Osobłoga ma charakter rzeki meandrującej. Na odcinku tym zachowały się stosunkowo liczne paleomeandry, głównie późnowistuliańskie i młodoholocenijskie. Badania podjęto w celu określenia uwarunkowań tego zróżnicowania.

W nawiązaniu do wcześniejszych koncepcji przyjęto, że o układzie koryta może decydować zestaw czynników, takich jak: spadek doliny, reżim hydrologiczny (rozumiany jako wahania przepływów w cyklu rocznym), reżim transportu osadów uwarunkowany natężeniem przepływu i typem obciążenia, podatność brzegów i dna koryta na erozję (zależna od prędkości płynięcia wody, rodzaju aluwii i pokrywy roślinnej).

Średni spadek Osobłogi na odcinku pomiędzy Głogówkiem a Krapkowicami wynosi 1,25 m/km. Delikatnie wyższe wartości przyjmuje na odcinku rzeki anastomozującej (1,71–0,83 m/km), nieco niższe w odcinku meandrowym (1,39–0,79 m/km). Brak poziomów terasowych wskazuje, że w okresie postglacjalnym w środkowym biegu Osobłogi spadek doliny nie uległ zasadniczym zmianom. Wąskie i głęboko wcięte koryto Osobłogi rozcina tam równinne dno doliny. Natomiast w dolnym biegu Osobłogi można wyróżnić dodatkowo dwa poziomy terasowe wznoszące się odpowiednio do 10 i 2 m ponad współczesne dno doliny. Niższa terasa nadzalewowa była kształtowana zapewne w plenivistulianie, na co wskazuje obecność śladów koryt roztokowych. Rozcięcie jej powierzchni nastąpiło jeszcze w późnym wistulianie, co udokumentowano datowaniami radiowęglowymi (najstarsze osady biogeniczne w jej obrębie wydatowane zostały na 11780±120 BP). Scharakteryzowany wyżej układ teras rzecznych wskazuje, że górnozwarzędowe wahania spadku w profilu podłużnym Osobłogi nawiązywały do położenia

lokalnej bazy erozyjnej (rzędna ujścia Osobłogi do Odry) i narastały w dolnym odcinku doliny.

W środkowej części zlewni obejmującej obszar Płaskowyżu Głubczyckiego rozległe powierzchnie zajmują gliny zlodowacenia odry oraz vistuliańskie lessy. W rezultacie dno doliny rzeki anastomozującej wyścielone jest grubą pokrywą drobnoziarnistych deluwii stokowych i aluwii powodziowych. Utwory te są stosunkowo odporne na rozmywanie i prawdopodobnie jest to główna przyczyna małej mobilności koryta rzecznego na tym odcinku. Dolna Osobłoga przepływa przez obszar Równiny Kozielskiej, zdominowanej przez utwory wodnolodowcowe i fluwialne. Ma to swoje odzwierciedlenie w budowie brzegów koryta, gdzie odsłaniają się piaszczyste aluwia. Liczne odsypy boczne w obrębie równiny zalewowej świadczą, że są to osady podatne na erozję, nie „krępujące” lateralnej migracji koryta rzeki. Jedynie w osi doliny przykryte są cienką pokrywą drobnoziarnistych aluwii powodziowych, dokumentujących silniejszą erozję gleb Płaskowyżu Głubczyckiego w czasach historycznych.

Współczynnik nieregularności przepływów średnich miesięcznych przyjmuje dla środkowej i dolnej

Osobłogi wartości rzędu 2,5–3,5, zaś współczynnik nieregularności przepływów średnich rocznych ekstremalnych jest rzędu 61–100 (są to umiarkowanie niskie wartości w skali kraju). Podobne wartości otrzymano dla odwadniającej Płaskowyż Głubczycki rzeki Białej, będącej głównym dopływem dolnej Osobłogi. W świetle przytoczonych wyliczeń nie ma większych różnic w zmienności przepływów pomiędzy środkowym i ujściowym biegiem rzeki.

Wstępny przegląd uwarunkowań środowiskowych wskazuje, że zmiana układu koryta Osobłogi nastąpiła mimo braku zasadniczych różnic w charakterystyce reżimu hydrologicznego oraz spadku koryta na odcinkach powyżej i poniżej Stebłowa. Duży wpływ mogła mieć natomiast litologia – obecność kohezyjnych pokryw w środkowym biegu rzeki i sprzyjających lateralnej migracji osadów piaszczystych w odcinku meandrowym. Niewykluczone, że czynnikiem sprzyjającym pojawieniu się meandrowego rozwinięcia koryta były zapoczątkowane w późnym vistulianie procesy erozyjne związane z dostosowywaniem profilu podłużnego rzeki do postglacjalnych zmian położenia bazy erozyjnej.

Dendrogeomorfologiczna analiza roli ekstremalnych zdarzeń geomorfologicznych w przekształcaniu górnych części zlewni górskich

Dominika Wrońska-Wałach¹, Elżbieta Górczyca¹, Mateusz Sobucki¹, Joanna Korpak²,
Agata Buchwał³, Piotr Wałdykowski⁴

¹*Institut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków,*

²*Institut Inżynierii i Gospodarki Wodnej, Politechnika Krakowska, Kraków,*

³*Institut Geoekologii i Geoinformacji, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań,* ⁴*Katedra Architektury Krajobrazu, Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, Warszawa*

d.wronska@gmail.com

Najbardziej istotne przemiany rzeźby w zlewniach górskich zachodzą podczas ekstremalnych zdarzeń opadowych. Warto jednak podkreślić, że badania dotyczące zdarzeń ekstremalnych w Karpatach polskich były prowadzone głównie w zamieszkałych

środkowych i dolnych częściach zlewni. Stosunkowo niewiele uwagi poświęcano do tej pory zagadnieniu roli zdarzeń ekstremalnych w przekształcaniu górnych części zlewni górskich. Dlatego też, celem badań było poznanie roli zdarzeń opadowych

o różnym natężeniu w leju źródłowym i systemie fluwialnym w górnej części zlewni średniogórskiej.

Badania były prowadzone w górnej zalesionej części zlewni potoku Olszowego w Gorcach. W celu zidentyfikowania zdarzeń aktywnych morfotwórczo, które występowały w przeszłości w systemie denudacyjnym i fluwialnym zastosowana została metoda dendrogeomorfologiczna. Jest to metoda bazująca na ekologii roślin oraz dendrochronologii.

W leju źródłowym analizie poddane zostały rozcięcia erozyjne. Zbocza tych rozcięć oraz stoki powyżej ich krawędzi porośnięte są różnowiekowym lasem świerkowym. Szczegółową analizę odpowiedzi systemu leja źródłowego na opady o różnym natężeniu można znaleźć w artykule: *Differing responses to extreme rainfall events in headwater areas recorded by wood anatomy in roots (Gorce Mountains, Poland)* (Wrońska-Wałach, 2014).

Do analiz zdarzeń geomorfologicznych w systemie fluwialnym zlewni zastosowano różne metody wchodzące w skład metod dendrochronologicznych. Zastosowano tradycyjne metody dendrochronologiczne – określono wiek drzew porastających formy oraz zastosowano analizę zaburzeń wzrostu drzew (dekoncentryczny wzrost, blizny erozyjne, traumatyczne kanały żywiczne). W tym celu pobrano w terenie odwierty z 45 drzew porastających formy akumulacyjne oraz krawędzie podcięć erozyjnych.

W drzewach zidentyfikowane zostały łącznie 192 zaburzenia wzrostu pni i korzeni drzew świerkowych (*Picea abies* L. Karst.), buków (*Fagus sylvatica*) oraz jodeł (*Abies alba*). Wiek analizowanych drzew wynosił średnio 106 lat (SD – 24 lata). Wiek najstarszego drzewa wynosił około 217 lat,

a najmłodszego około 55 lat. Najstarsze drzewo uzyskało wysokość pierśnicy w roku 1800, a najmłodsze w 1962 roku. Drzewa układają się w „zgrupowania wiekowe”, które mogą wskazywać na różne okresy przekształcania badanych obszarów przez procesy aktywne pod względem morfotwórczym.

Najstarsze zdarzenie, które doprowadziło do wygięcia pnia drzewa, a tym samym zapisało się w jego strukturze miało miejsce w latach 1908–1919 (2,2% z zaburzeń wzrostu). Zdarzenia, które miały miejsce w tym okresie są przykładem zdarzeń występujących pod koniec Małej Epoki Lodowej (MEL). Po zakończeniu MEL doszło do zmniejszenia intensywności modelowania dna doliny potoku Olszowego.

Z wykonanych analiz dendrogeomorfologicznych wynika, że poszczególne zdarzenia geomorfologiczne miały zróżnicowaną energię morfotwórczą w profilu podłużnym koryta potoku Olszowego. W latach 1920–1939 zapisało się 15 zdarzeń, co stanowi 8% wszystkich zarejestrowanych. W kolejnym dwudziestolecu zanotowanych było odpowiednio 28 (15%), 42 (23%). Najwięcej zaburzeń wzrostu (ponad 31%) miało miejsce w latach 1980–1999. W tym czasie wskaźnik dekoncentryczności zapisał się w 58 przypadkach. Wskaźnik dekoncentryczności drzew osiągał również jedne z największych wartości (powyżej 400%). W tym okresie doszło również do uszkodzenia znacznej części z analizowanych korzeni (blizny zapisały się w 70% z analizowanych korzeni). Uszkodzeniu uległy również drzewa porastające strefy ponad krawędzią zboczy koryta potoku. W ostatnim dziesięcioleciu odnotowanych zostało 6 zdarzeń, które doprowadziły do uszkodzenia 38 drzew, co stanowi 21% wszystkich zapisów.

Osady holocenijskie mierzei jeziora Wicko w świetle datowań radiometrycznych

Radosław Wróblewski^{1,2}, Stanisław Fedorowicz¹, Patryk Sitkiewicz¹

¹*Instytut Geografii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk*, ²*Zakład Oceanografii Operacyjnej, Instytut Morski, Gdańsk*

rwroblewski@im.gda.pl

Na podstawie badań terenowych przeprowadzonych jesienią 2013 roku w obrębie mierzei jeziora Wicko oraz studium literatury i dostępnych materiałów kartograficznych rozpoznano budowę i warunki sedymentacji utworów holocenijskich budujących barierę. Opisano zmiany zachodzące w przeszłości i współcześnie w odniesieniu do rozwoju i migracji bariery w głąb lądu w relacji do zmian poziomu morza. Zestawiono i porównano wyniki datowań uzyskanych metodą C-14 dla gleb kopalnych i torfów oraz metodą TL dla piasków eolicznych budujących mierzeję. Uwzględniono daty (TL i C-14) dostępne w literaturze. Na tej podstawie, po raz pierwszy dla tego odcinka brzegu, wyróżniono główne fazy wydmywawcze, uzyskano nowe dane na temat

procesów i warunków środowiska oraz odtworzono rozwój rzeźby rejonu w ostatnich 8 tysiącach lat. Porównano wyniki badań z dostępnymi danymi z innych fragmentów wybrzeża południowego Bałtyku. Uzyskane wyniki okazały się interesującym studium przypadku wnoszącym nowe informacje na temat rozwoju barier południowobałtyckich. Wyniki datowań i wyznaczone fazy wydmywawcze są zbliżone wiekowo do wyznaczonych dla Mierzei Łebskiej i kłifu usteckiego (Borówka, 2001; Wróblewski i in., 2013). Jednak wciąż niewystarczająca ilość danych dotyczących faz wydmywawczych i rozwoju brzegu z innych odcinków wybrzeży południowego Bałtyku nie pozwoliła na dalsze porównania i korelacje.

Historia i dynamika nasunięcia lądolodu skandynawskiego podczas vistulianu w północno-środkowej Polsce – dotychczasowe koncepcje i nowe spojrzenie

Wojciech Wysota, Paweł Molewski

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

wojciech.wysota@umk.pl

Transgresja i dynamika lądolodu skandynawskiego w północnej Polsce podczas ostatniego zlodowacenia były pod wpływem kilku drugorzędnych strumieni lodowych, zasilanych przez bałtycki strumień lodowy. Jednym z nich był „wiślany” strumień lodowy, który determinował czasową i przestrzenną mobilność ostatniego lądolodu w północno-środkowej Polsce.

Poglądy dotyczące nasunięcia lądolodu podczas vistulianu w obszarze północno-środkowej Polski w okresie poprzedzającym LGM (Last Glacial Maximum) są przedmiotem dyskusji. Sugestie dotyczące nasunięcia lądolodu na początku środkowego vistulianu (MIS 4 lub początek MIS 3) i pod koniec MIS 3 nie są oparte na przekonujących przesłankach geologicznych (gliny lodowcowe sensu stricto)

i są niepewne. Przedmiotem dyskusji jest również problem chronologii i dynamiki nasunięć lądolodu w tym obszarze podczas LGM. Dotychczasowe poglądy oparte na niejednoznacznych kryteriach morfostratygraficznych, nielicznych danych litostratygraficznych oraz niewielkiej liczbie dat wymagają weryfikacji.

Wykazano, że podczas LGM w analizowanym obszarze nastąpiły dwa nasunięcia lądolodu o różnym zasięgu i dynamice, tj. starsze w fazie leszczyńskiej i młodsze w fazie poznańskiej. W fazie leszczyńskiej zasięg lądolodu w tym obszarze był mniejszy niż przyjmowano dotychczas. Po znaczącej

recesji lądolodu nastąpiło ponowne jego nasunięcie w fazie poznańskiej, które przekroczyło zasięg starszej fazy zlodowacenia. Nasunięcie lądolodu w fazie poznańskiej osiągnęło granicę maksymalnego rozprzestrzenienia w obszarze lobu Wisły.

W obszarze północno-środkowej Polski znajdują się przekonujące dowody geologiczne i sedymenologiczne, świadczące o szybkim ruchu lodu podczas fazy poznańskiej. Udokumentowano również ślady geomorfologiczne, potwierdzające szybki ruch lodu. Relacje przestrzenne tych śladów wskazują na uformowanie się lobu Wisły w zakończeniu strumienia lodowego.

Antropogeniczne formy rzeźby na terenie Magurskiego Parku Narodowego

Michał Zatorski, Paweł Franczak

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

zatorski.mz@gmail.com

Antropogeniczne formy rzeźby stanowią ważny element krajobrazu Magurskiego Parku Narodowego. Beskid Niski, jako najniższa grupa górská w całym łuku Karpat, stanowił dogodne miejsce tranzytowe, a także osadnicze. Gospodarka prowadzona na jego obszarze przez wieki, doprowadziła do znacznych przekształceń rzeźby i stosunków wodnych. Zamieszkujący go Łemkowie zajmowali się pasterstwem, gospodarką rolno-leśną, obróbką surowców skalnych, czy pozyskiwaniem tzw. oleju drzewnego. We wsiach powstawały również cerkwie, cmentarze, kaplice i krzyże przydrożne związane z wyznaniem grekokatolickim. Gwałtowny przyrost liczby ludności doprowadził do intensywnego zagęszczenia zabudowy na przełomie XIX i XX w. Przed wybuchem II wojny światowej większość dolin, obecnego Magurskiego Parku Narodowego, była zagospodarowana, a stoki i wierzchołki zajęte przez pastwiska oraz pola uprawne.

Po zakończeniu II wojny światowej w latach 1946–1947 wysiedlono większość mieszkańców

Beskidu Niskiego. Wówczas nastąpiła zmiana użytkowania gruntów. Stoki górskie, które do tej pory były wykorzystywane rolniczo jako pastwiska i pola uprawne, poddane zostały zalesieniu lub stopniowo podlegały naturalnej sukcesji roślinnej. Spowodowało to, w znacznym stopniu zmniejszenie intensywności procesów stokowych i ograniczyło dostawę rumowiska do koryt rzecznych. Wiele dróg polnych i leśnych, a także miedz i tarasów rolnych przestało spełniać swoją antropogeniczną funkcję. Roślinność, która wkroczyła na stoki ustabilizowała je, hamując procesy denudacji i spowalniając obieg wody, a także erozję gleb. Zmiana charakteru procesów stokowych i bilansu wód spowodowała w efekcie nasilenie procesów erozyjnych w korytach rzek i potoków.

Mimo obecnie małej gęstości zaludnienia i rozproszonej zabudowy Magurskiego Parku Narodowego, formy antropogeniczne są nadal bardzo wyraźne, jako efekt kilkunastowiecznej działalności człowieka na tych ziemiach. Ze względu na ich pierwotne prze-

znaczenie można wyróżnić formy: związane z dawną zabudową mieszkalną i gospodarczą, gospodarką rolno-leśną, kultem religijnym oraz działaniami militarnymi z okresu I i II wojny światowej. Lokalnie na ślady dawnej kultury materialnej nakładają się również efekty działalności gospodarczej, podjętej na tym obszarze po II wojnie światowej. Formy rzeźby powstałe w rezultacie aktywności ludzkiej, mają bardzo różny charakter i wielkość – od wielkoobszarowych zespołów tarasów rolnych, niekiedy z kamiennymi wałami granicznymi, do niewielkich porozrzucanych w lasach kopczyków oraz przyzm kamiennych.

Na podstawie badań zinwentaryzowano najciekawsze formy i obszary bogate w antropogeniczne formy rzeźby. Szczególnie istotne pod tym względem, są tu zespoły tarasów rolnych w Nieznajowej, Ciechani, Żydowskim i Rozstajnym. Wyraźne ślady dawnej zabudowy mieszkaniowej i gospodarczej, w postaci m.in. podmurówek domów, piwnic oraz studzienek i ujęć wody zachowały się w dawnym przysiółku Parszywskie w Hucie Polańskiej. Z kolei liczne ślady obiektów militarnych z okresu II wojny

światowej znajdują się na stokach góry Baranie, Nad Tysowym, Wysokie oraz Dąb. Na obszarze Magurskiego Parku Narodowego liczną grupę, stanowią również obiekty związane z kultem religijnym. Prócz licznych figur, krzyży, cerkwisk oraz starych cmentarzy, w kilku miejscach zarejestrowano także ryty naskalne wykonane w obrębie wychodni skalnych. Najciekawsze obiekty tego typu występują m.in. na stokach Kuźmów Wierchu nad Olchowcem oraz na tzw. Małych Kornutach.

Podczas badań zaobserwowano efekty ewidentnej renaturalizacji, a przez to również zanikania antropogenicznych form rzeźby. Dokładna ich inwentaryzacja, skłania do zabezpieczenia wielu miejsc pod kątem zachowania wielowiekowej antropogenicznej georóżnorodności. Antropogeniczne formy rzeźby w stanie nienaruszonym od dziesięcioleci, to jedna z najbardziej charakterystycznych cech Magurskiego Parku Narodowego. Dlatego wskazane jest aby dążyć do ich zachowania oraz naukowego poznania.

Cyfrowe mapy geomorfologiczne – koncepcja i realizacja

Zbigniew Zwoliński¹, Zofia Rączkowska²

¹Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Poznań,
²Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN, Kraków

zbow@amu.edu.pl

Mapa geomorfologiczna, mapa form powierzchni terenu, ukazując kompleksowy obraz ukształtowania powierzchni ziemi na tle wybranej sytuacji topograficznej jest syntezą i interpretacją informacji o rzeźbie terenu, wykorzystującą do tego także informacje o hipsometrii, topografii, budowie geologicznej i częściowo stosunkach hydrograficznych. Swoim zakresem merytorycznym obejmuje: morfometrię, morfologię, morfogenezę i morfochronologię form rzeźby. Opracowanie koncepcji cyfrowych map geomorfologicznych sprowadziło się do wykonania dwóch głównych zadań:

- opracowania założeń merytorycznych, technicznych i redakcyjnych wykonania kartograficznych opracowań tematycznych w postaci cyfrowych map geomorfologicznych w rozdzielczości odpowiadającej skalom przeglądowym, tj. 1:100 000 oraz 1:500 000;
- wykonania zaproponowanych map geomorfologicznych w skalach przeglądowych, tj. 1:100 000 oraz 1:500 000 dla wybranych ośmiu obszarów testowych w oparciu o opracowane założenia merytoryczne, techniczne i redakcyjne.

Najważniejsze zadania realizacyjne dotyczyły następujących kwestii: opracowanie toku postępowania przy tworzeniu mapy cyfrowej; wskazanie źródeł informacji geomorfologicznej i podkładowej oraz ocena ich przydatności; ustalenie katalogu obiektów powierzchniowych, liniowych i punktowych; stworzenie struktury bazy danych; zaprojektowanie zestawu sygnatur dla wydzielonych obiektów; wykonanie map geomorfologicznych, w tym cieniowanego modelu wysokościowego; opracowanie redakcyjne i wykonanie obrazu kartograficznego; utworzenie zbioru metadanych.

Katalog obiektów obejmuje 10 grup morfogenetycznych: formy endogeniczne, denudacyjne, peryglacjalne, polodowcowe, fluwialne, krasowe, eoliczne, litoralne i limniczne, biogeniczne oraz antropogeniczne. W każdej z grup wydzielono odpowiednio: 2, 36, 3, 37, 20, 4, 9, 9, 1 i 13 form w skali 1:100 000 oraz 13, 21, 1, 22, 12, 4, 4, 6, 1 i 7 w skali 1:500 000. Struktura bazy danych obejmuje następujące pola: identyfikator, nazwa formy w języku polskim i angielskim, definicje, rodzaj obiektu przestrzennego, występowanie formy pojedynczej lub zespołu form, typ rzeźby, kryteria mor-

fometryczne: powierzchnia, długość, szerokość, wysokość względna, głębokość, spadek, azymut osi morfologicznej oraz opis uszczegółwiający obejmujący morfografię, morfogenezę i morfochronologię.

Konstrukcja cyfrowych map geomorfologicznych składa się z następujących warstw podkładowych: cieniowany cyfrowy model wysokościowy, granice państwa, województw, powiatów, drogi krajowe i wojewódzkie, miasta wojewódzkie i powiatowe oraz tematycznych: warstwa podstawowa – obszarowe formy terenu, warstwa podwodna – formy denne zatok, zalewów i pasa 10-milowego Bałtyku; warstwa nakładkowa 1 – wybrane formy terenu, warstwa nakładkowa 2 – formy liniowe i punktowe, warstwa nakładkowa 3 – wody powierzchniowe: rzeki, zbiorniki śródlądowe, wody morskie, warstwa nakładkowa 4 – siatka kartograficzna.

Cyfrowe mapy geomorfologiczne są niezbędne nie tylko geomorfologom, ale również specjalistom z innych dziedzin, którzy w swojej pracy naukowej i działalności na rzecz praktyki muszą odnosić się do cech ukształtowania powierzchni ziemi.

Geografia torfowisk wigierskich

Sławomir Żurek

Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce

Jezioro Wigry, leżące w północno-wschodniej Polsce, na obszarze Parku Narodowego, ze względu na swą wielkość (2187 ha) i głębokość (72,4 m) budzi od dawna zainteresowanie badaczy. W 1920 r. powstała Stacja Hydrobiologiczna w Starym Folwarku i przez 24 lata prowadzono prace nad fauną jeziorną i osadami gytii. Zaniedbane były badania nad licznymi przyjeziornymi torfowiskami. Po II wojnie światowej prowadzono głównie prace nad roślinnością i florą torfowisk.

W 2003 r. przeprowadzono badania paleohydrologiczne, botaniczne i georadarowe na wysokim torfowisku Suche Bagno, leżącym w rynnicy będącej

przedłużeniem zatoki Krzyżańskiej Wigier (Kloss, Żurek, 2005; Żurek, Ziętek, 2004). W spągu badanych osadów (680 cm) gytia ilasta akumulowana była od $14\ 480 \pm 70$ BP, wyżej gytie wapienne i detrytusowe podścielają torf turzycowo-mszysty (od 460 cm) akumulowany od 6670 ± 40 BP. Na torfie niskim odkłada się 4125 ± 35 lat temu torf turzycowo-sfagnowy przejściowy (od 295 cm) i wysoki sfagnowy, kępowy (od 3095 ± 35 BP).

Od 2004 r., z pomocą prof. Jacka Rutkowskiego z AGH, autor zaczął badać torfowiska w otoczeniu samego jeziora Wigry. W latach 2004–2012 wykonano 47 wierceń na 25 torfowiskach (16 – torfowiska

przybrzeżne, 1 – dolina Czarnej Hańczy, 4 – suchary i 2 – suchary pogrzebane, 2 – wyspy jeziorne).

Wszystkie monolity torfu i gytii z 38 wierceń zostały opisane przez autora w Laboratorium Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach i pobrano z nich próbki do analiz chemicznych i makroszczątków. W laboratorium tym wykonano 687 analiz popielności (wyżarzenie w 550°), 687 analiz pH i 381 analiz węglanów (metoda Scheiblera). W Laboratorium Uniwersytetu w Białymstoku D. Drzymulska wykonała 207 analiz makroszczątków w torfach i gytiach, wyróżniając 8 gatunków torfu (turzycowy, turzycowo-trzcinowy, turzycowo-mszysty, olchowy, sfagnowo-turzycowy przejściowy, sfagnowy przejściowy i 2 torfy wysokie: sfagnowy dolinkowy i sfagnowy kępowy). Zbiorowiska roślinności reprezentują kilka klas: Potametea, Phragmitetea, Alnetea glutinosae, Scheuchzerio-Caricetea nigrae i Oxycocco-Sphagnetetea (Żurek, Drzymulska, 2009). Kilkanaście próbek torfu i gytii datowanych zostało metodą C-14 w Laboratorium Fizyki Politechniki Śląskiej (Piotrowska, 2009).

W rejonie jeziora Wigry rozpoznano do tej pory dwa rodzaje torfowisk. Torf niski głównie turzycowy lub olchowy występujący w zatokach jeziora, na szerokich obniżeniach przybrzeżnych i na wyspach jeziornych zalega na grubych warstwach gytii wapiennej lub kredy jeziornej o zawartości węglanu wapnia 80–96%. W niektórych zagłębieniach przyjeziornych w stropie złoża odłożyły się cienkie warstewki torfów przejściowych. W dwóch zatokach Wigier jak Słupiańska i Białczańska, na gytii wapiennej i gytii organicznej akumulowały się grube warstwy torfu wysokiego, sfagnowego kępowego. W obniżeniach wytopiskowych odsuniętych od brzegów jeziora, często z jeziorkami zwanymi sucharami torf wysoki i przejściowy podścielony jest gytia grubo- i drobnodetrytusową. W dwóch torfowiskach wysokich grube warstwy torfu wyso-

kiego kępowego podścielone są torfem przejściowym i grubą warstwą gytii organicznej. Są to osady dawnych pogrzebanych dziś jeziorzek sucharowych. W zachodniej części jeziora Wigry wpada do niego rzeka Czarna Hańcza, płynąca w szerokiej, całkowicie zatorfionej dolinie. W pobliżu jej koryta akumulowały się torfy turzycowe, natomiast w zatokach doliny torfy przejściowe na warstwach gytii wapiennej.

Geneza i ewolucja jeziora Wigry od schyłku ostatniego zlodowacenia była przedmiotem monografii opublikowanej w 2009 r. (Rutkowski, Krzysztofiak, red.). Badania torfowisk przybrzeżnych i sucharów wniosły dużo nowych danych do tego problemu. Spągowe gytie torfowiska Sucharu Wielkiego zaczęły się akumulować od 11 630±60 BP (Poz-35 096). Podobny Allerödski wiek miał utwór torfiasty podścielający gytie wapienną w zatoce Słupiańskiej – 11 920±120 BP (Gd-20 059). Poziom wody jeziora, obecnie 131,9 m n.p.m., był wówczas o 7 m niższy. Spąg gytii wapiennej, z południowego brzegu jeziora, na głębokości 6 m, miał wiek 9 860 ±140 BP (Gd-15893) – czyli jezioro istnieje w tym miejscu od początku holocenu. Jezioro w późnym glacie, w miarę wytapiania się martwych lodów pogłębiało się, a w holocenie proces ten uległ znacznemu przyspieszeniu. W końcu okresu borealnego poziom jeziora musiał wynosić około 130 m n.p.m. Świadczy o tym zatorfienie jego zatoki w północnej części, koło Starego Folwarku (8260±150 BP). Zatorfienie jeziora przy wypływie Czarnej Hańczy nastąpiło 6760±140 BP. Zatorfienie innych fragmentów strefy brzegowej jeziora postępowało w okresie subborealnym i subatlantyckim (3750±150 BP, 31404±130 BP, 2790±80 BP, 1810±140 BP, 1575±60 BP). W środkowej partii doliny Czarnej Hańczy zatorfienie płytkiego tu już jeziora nastąpiło 9630±100 BP. W neoholocenie poziom wody jeziora podniósł się więc od 130 do 131,9 m n.p.m.