Rozdział 9

Współczesna ewolucja rzeźby młodoglacjalnej Niziny Polskiej

Rozdział 9

Współczesna ewolucja rzeźby młodoglacjalnej Nizy Polskiego

*Andrzej Kostrzewski, Zbigniew Zwoliński, Leon Andrzejewski, Wacław Florek,
Małgorzata Mazurek, Władysław Niewiarowski, Zbigniew Podgórski,
Grzegorz Rachlewicz, Ewa Smolska, Alfred Stach, Jacek Szmańda,
Józef Szpikowski, Wojciech Wysota*

9.1. Tło geograficzne współczesnej ewolucji rzeźby młodoglacjalnej

Rzeźba młodoglacjalna wraz z retuszem morfogenezy holocenińskiej należy do najmłodszych na terenie Polski. Obszary o tym typie rzeźby rozciągają się w północnej części kraju pomiędzy silnie peryglacjalnie przeobrażoną tzw. strefą staroglacjalną na południu a wybrzeżem Bałtyku na północy, które ma w większości tylko morfogenezę holoceniską (ryc. 9.1). Niemal cała strefa młodoglacjalna na obszarze Polski o powierzchni 116 339 km² należy do Nizy Środkowoeuropejskiego, poza krańcami północno-wschodnimi, które należą do Pojezierza Mazurskiego, Niziny Staropruskiej i Pojezierza Litewskiego na Nizy Wschodniobałtycko-Białoruskim (ryc. 9.2). Pod względem hipsometrycznym strefa młodoglacjalna zaliczana jest do terenów nizinnych. Jednakże część tego terytorium, szczególnie garb czołowo-morenowy fazy pomorskiej, w licznych miejscach przekracza wysokość 200 m n.p.m. (ryc. 9.1). Najwyższym wzniesieniem strefy młodoglacjalnej jest Wieżyca, której kulminacja sięga 328,6 m n.p.m. Najniżej położonymi obszarami są okolice Żuław – depresja 1,8 m p.p.m.¹ (w Raczkach Elbląskich).

Trzy cechy krajobrazowe odróżniają wyraźnie strefę młodoglacjalną od staroglacjalnej, a mianowicie: większe zróżnicowanie hipsometryczne, rozwijającą się i złożoną genetycznie sieć dolinna oraz występowanie gęstej sieci rynien

¹ Na Żuławach stwierdzono obszary niżej leżące, około 2 m p.p.m. (w okolicach Marzęcina), a nawet 2,6 m p.p.m. (w okolicach Wikrowa – miejsce wydobywania torfu), ale do tej pory nie zostały one oficjalnie potwierdzone przez Główny Urząd Geodezji i Kartografii.

Ryc. 9.1. Przebieg głównych faz postojowych lądolodu zlodowacenia wisły w strefie młodoglacjalnej (przebieg linii postojowych wg Marksa i in. 2006) na tle cyfrowego modelu wysokościowego (DEM wg DTED2) i makroregionów fizycznogeograficznych (regiony wg Solona i in. 2018) (wg Sobiecha 2019, zmienione)

Ryc. 9.2. Położenie pasów morfogenetycznych (zasięgi wg Gilewskiej 1991, uzupełnione) w obrębie strefy młodoglacjalnej na tle jednostek regionalnych (regiony wg Solona i in. 2018)

Ryc. 9.2. Objasnienia

Pasy morfogenetyczne: I – południowy pas pojezierny: a – zachodni, b – wschodni, II – środkowy pas pojezierny: a – południowy, b – północny, III – północny pas pojezierny, IV – pas nadmorski

3 Pozaalpejska Europa Środkowa, 31 Niż Środkowoeuropejski, 313 Pobrzeża Południowobałtyckie, 313.2–3 Pobrzeże Szczecińskie, 313.21 Uznam i Wolin, 313.22 Wybrzeże Trzebiatowskie, 313.23 Równina Wkrzańska (Równina Policka), 313.24 Dolina Dolnej Odry, 313.25 Równina Goleniowska, 313.26 Wzniesienia Szczecińskie, 313.27 Wzgórze Bukowe, 313.28 Równina Wełtyńska, 313.31 Równina Pyrzycka, 313.32 Równina Nowogardzka, 313.33 Równina Gryficka, 313.4 Pobrzeże Koszalińskie, 313.41 Wybrzeże Słowińskie, 313.42 Równina Białogardzka, 313.43 Równina Słupska, 313.44 Wysoczyzna Damnicka, 313.45 Wysoczyzna Choczeńska, 313.46 Pradolina Redy–Łeby, 313.47 Wybrzeże Koszalińskie, 313.5 Pobrzeże Gdańskie, 313.51 Pobrzeże Kaszubskie, 313.52 Mierzeja Helska, 313.53 Mierzeja Wiśłana, 313.54 Żuławy Wiślane, 313.55 Wysoczyzna Elbląska, 313.56 Równina Warmińska, 313.57 Wybrzeże Staropruskie, 314–316 Pojezierza Południowobałtyckie, 314.4 Pojezierze Zachodniopomorskie, 314.41 Pojezierze Myśliborskie, 314.42 Pojezierze Choszczeńskie, 314.43 Pojezierze Ińskie, 314.44 Wysoczyzna Łobeska, 314.45 Pojezierze Drawskie, 314.46 Wysoczyzna Polanowska, 314.47 Pojezierze Bytowskie, 314.5 Pojezierze Wschodniopomorskie, 314.51 Pojezierze Kaszubskie, 314.52 Pojezierze Starogardzkie, 314.6–7 Pojezierze Południowopomorskie, 314.61 Równina Gorzowska, 314.62 Pojezierze Dobiegniewskie, 314.63 Równina Drawska, 314.64 Pojezierze Waleckie, 314.65 Równina Walecka, 314.66 Pojezierze Szczecińskie, 314.67 Równina Charzykowska, 314.68 Dolina Gwdy, 314.69 Pojezierze Północnokrajenskie, 314.71 Bory Tucholskie, 314.72 Dolina Brdy, 314.73 Wysoczyzna Świecka, 314.74 Pojezierze Południowokrajenskie, 314.8 Dolina Dolnej Wisły, 314.81 Dolina Kwidzyńska, 314.82 Kotlina Grudziądzka, 314.83 Dolina Fordońska, 314.9 Pojezierze Iławskie, 314.91 Pojezierze Dzierżgońsko-Morąskie, 314.92 Pojezierze Łasińskie, 314.93 Równina Iławska, 315.1 Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, 315.11 Pojezierze Chełmińskie, 315.12 Pojezierze Brodnickie, 315.13 Dolina Drwęcy, 315.14 Pojezierze Do-

brzyńskie, 315.15 Garb Lubawski, 315.16 Równina Urszulewska, 315.3 Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka, 315.32 Kotlina Freienwaldzka, 315.33 Kotlina Gorzowska, 315.34 Dolina Środkowej Noteci, 315.35 Kotlina Toruńska, 315.36 Kotlina Płocka, 315.37 Nieszwski Przełom Wisły, 315.4 Pojezierze Lubuskie (Brandenbursko-Lubuskie), 315.41 Lubuski Przełom Odry, 315.42 Pojezierze Łagowskie, 315.43 Równina Torzymaska, 315.44 Bruzda Zbąszyńska, 315.5 Pojezierze Wielkopolskie, 315.50 Równina Nowotomyska, 315.51 Pojezierze Poznańskie, 315.52 Poznański Przełom Warty, 315.53 Pojezierze Chodzieskie, 315.54 Pojezierze Gnieźnieńskie, 315.55 Równina Inowrocławska, 315.56 Równina Wrzesińska, 315.57 Pojezierze Kujawskie, 315.58 Pojezierze Żnińsko-Mogileńskie, 315.59 Wysoczyzna Grodziska, 315.6 Pradolina Warciańsko-Odrzańska, 315.61 Dolina Środkowej Odry, 315.62 Kotlina Kargowska, 315.63 Dolina Środkowej Obry, 315.64 Kotlina Śremska, 315.7 Wzniesienia Zielonogórskie, 315.71 Wzniesienia Gubińskie, 315.72 Dolina Dolnego Bobru, 315.73 Wysoczyzna Czerwieńska, 315.74 Wał Zielonogórski, 315.8 Pojezierze Leszczyńskie, 315.81 Pojezierze Sławskie, 315.82 Pojezierze Krzywińskie, 315.83 Równina Kościańska, 315.84 Wał Żerkowski, 317 Niziny Sasko-Łużyckie, 317.2 Obniżenie Dolnołużyckie, 317.23 Kotlina Zasecka, 317.4 Wzniesienia Łużyckie, 317.46 Wał Mużakowski, 317.7 Nizina Śląsko-Łużycka, 317.74 Bory Dolnośląskie, 317.75 Równina Przemkowska, 317.76 Wysoczyzna Lubińska, 317.77 Równina Legnicka, 317.78 Równina Chojnowska, 84 Niż Wschodniobałtycko-Białoruski, 841 Pobrzeże Wschodniobałtyckie, 841.5 Nizina Staropruska, 841.57 Wzniesienia Górskie, 841.58 Równina Ornecka, 841.59 Nizina Sępolska, 842 Pojezierze Wschodniobałtyckie, 842.7 Pojezierze Litewskie, 842.71 Puszcza Romincka, 842.72 Pojezierze Zachodniosuwalskie, 842.73 Pojezierze Wschodniosuwalskie, 842.74 Równina Augustowska, 842.8 Pojezierze Mazurskie, 842.81 Pojezierze Olsztyńskie, 842.82 Pojezierze Mrągowskie, 842.83 Kraina Wielkich Jezior Mazurskich, 842.84 Kraina Węgorapy, 842.85 Wzgórze Szeskie, 842.86 Pojezierze Elckie, 842.87 Równina Mazurska, 842.88 Równina Olsztynka, 842.89 Wysoczyzna Jeziorańsko-Biszyńska

poglacjalnych i zagłębień bezodpływowych, w tym także wypełnionych jeziorami (ryc. 9.1, 9.3, 9.8). Strefa ta reprezentowana jest przez zespoły form rzeźby poglacjalnej, stokowej, fluwialnej i eolicznej. Najbardziej charakterystycznymi zespołami form w krajobrazie młodoglacjalnym są zróżnicowane hipsometrycznie wzgórza i wały czołowomorenowe, rozległe łagodnie sfalowane obszary wysoczyzn dennomorenowych, równinne tereny sandrowe, niekiedy głęboko wcięte rynny subglacjalne, doliny rzeczne zazwyczaj o przebiegu południkowym i często o charakterze przełomowym, pradoliny o przebiegu równoleżnikowym. Retusz późnoglacjalny i holoceniński obejmuje głównie krawędzie erozyjne przemodelowane przez peryglacjalne niecki denudacyjne, różnowiekowe rozcięcia erozyjne ze stożkami napływowymi u ich wylotu oraz zwydmione obszary równinne. Współczesna rzeźba strefy młodoglacjalnej kształtowana jest przede wszystkim pod wpływem denudacji chemicznej przeważającej nad mechaniczną, erozji i akumulacji wód spływających po powierzchniach równinnych i stokowych, intensywnej erozji wgłębnej w górnych biegach rzek, procesów nadbudowywania teras zalewowych i erozji bocznej w dolnych biegach rzek oraz procesów zarówno degradacyjnych, jak i agradacyjnych, wywołanych przez działalność człowieka. Strefa młodoglacjalna ma większe rozprzestrzenienie w części zachodniej aniżeli we wschodniej, co jest efektem zróżnicowanej dynamiki lądolodu wisły² w czasie jego recesji.

Lateralny zasięg rzeźby młodoglacjalnej w Polsce w znacznej mierze nawiązuje do podstawowych struktur geologicznych, a jednocześnie wynika z przemian paleoklimatycznych ostatnich 20 000 lat. Uwarunkowania te wyraźnie oddziaływały na czasoprzestrzenne zmiany rozwoju i zaniku zlodowacenia wisły. Spektakularnymi przykładami stały się lobowe rozwinięcia lądolodu zarówno podczas wczesnego glaciału (np. lob Dolnej Wisły), jak i głównej fazy ostatniego zlodowacenia – loby Wisły, Odry i Parsęty, wszystkie zsynchronizowane z synklinálnymi strukturami geologicznymi (Stankowski 1996, 2019, Mojski 2005). Rzeźba młodoglacjalna zawiera także inkorporowane struktury wywodzące się ze starszych glaciałów, sporadycznie z neogenu (Krygowski 1960, 1962, Stankowski 1968, 2009), a nawet porwaki turońskie z południowego Bałtyku (np. Alexandrowicz 1967, Zwoliński 1975). Wykształcone podczas ostatniego zlodowacenia składowe rzeźby i litologii osadów mają swój wyraz w zróżnicowaniu mineralnego podłoża i złożoności krajobrazowej, wpływając na rodzaje i skalę postglacjalnych egzogenicznych przemian środowiska, a obecnie w antropocenie odgrywają znaczącą rolę w odbieraniu impulsów pochodzących z działalności człowieka.

Dominującymi typami krajobrazu naturalnego strefy młodoglacjalnej są krajobrazy nizinne: równinne, faliste, pagórkowate i wzgórzowe rozdzielane krajobrazami dolin i obniżeń. Pod względem genetycznym za podstawowe typy krajobrazów należy uznać krajobrazy wysoczyzn morenowych, równin sandrowych i pojezierzy. Krajobrazy strefy morfogenetycznej są zróżnicowane regionalnie, co mogą ilustrować dane morfometryczne mezoregionów według Kondrackiego

² Zlodowacenie wisły może być również nazywane zlodowaceniem północnopolskim, bałtyckim i vistulianem.

Tabela 9.1. Wybrane parametry geomorfometryczne regionów obszaru młodoglacjalnego (na podstawie DTED2, rozdzielczość 30 m; we wszystkich mezoregionach spadek minimalny wynosi 0)

Kod	Nazwa	Mezoregiony	Powierzchnia		Wysokość [m n.p.m.]			Spadki [°]	
			[km ²]		Min.	Średnia	Maks.	Średnia	Maks.
313.52	Mierzeja Helska		31,88		0,0	3,3	18,5	1,13	10,24
313.53	Mierzeja Wiśłana		105,71		0,0	6,0	38,8	1,72	21,17
313.54	Żuławy Wiślane		1791,66		0,0	2,0	41,7	0,19	20,35
314.52	Pojezierze Starogardzkie		1300,90		0,0	76,9	150,6	1,94	28,45
315.12	Pojezierze Brodnickie		900,63		46,0	98,9	164,0	2,00	22,21
315.11	Pojezierze Chełmińskie		2043,47		25,2	92,6	133,0	1,42	28,52
315.57	Pojezierze Kujawskie		2128,43		59,0	104,0	158,9	1,03	18,20
315.56	Równina Wrzesińska		2687,27		57,4	98,6	137,0	0,67	17,87
315.41	Lubuski Przełom Odry		82,57		13,0	18,1	55,0	0,30	23,15
315.43	Równina Torzimska		1259,77		20,0	75,5	149,0	1,45	22,67
315.42	Pojezierze Łagowskie		2104,66		16,1	91,0	222,6	1,93	27,02
315.72	Dolina Dolnego Bobru		47,36		45,0	59,5	84,0	0,90	16,37
315.64	Kotlina Śremska		617,98		55,0	67,8	105,8	0,64	16,81
318.13	Dolina Konińska		179,05		71,0	77,5	96,7	0,49	15,95
318.14	Kotlina Kolska		1026,31		81,0	85,6	121,0	0,45	16,06
318.15	Wysoczyzna Kłódawska		1041,11		103,0	124,3	141,9	0,60	3,98
318.71	Równina Kutnowska		1493,87		89,0	110,4	133,0	0,97	13,66
315.55	Równina Inowrocławska		1487,20		50,2	88,4	115,8	0,71	23,03
315.36	Kotlina Płocka		791,30		44,0	72,3	123,3	1,08	29,62
318.31	Obniżenie Nowosolskie		428,39		60,0	82,4	111,0	0,73	24,61
315.71	Wzniesienia Gubińskie		829,87		34,8	62,5	121,8	1,11	14,72
315.61	Dolina Śródkowej Odry		493,82		21,0	42,7	80,0	0,60	24,04
315.73	Wysoczyzna Czerwińska		354,04		45,2	83,3	130,7	1,53	23,65
315.74	Wał Zielonogórski		259,14		56,0	116,8	219,5	2,39	24,73
318.32	Pradolina Głogowska		679,15		60,0	72,6	81,5	0,40	11,91

Tabela 9.1.1. cd.

Mezoregiony		Powierzchnia	Wysokość [m n.p.m.]			Spadki [°]	
Kod	Nazwa	[km ²]	Min.	Średnia	Maks.	Średnia	Maks.
318.16	Równina Rychwalska	1159,11	75,2	91,9	123,4	0,64	12,07
318.12	Wysoczyzna Kaliska	3778,54	80,0	108,4	131,0	0,94	16,28
315.84	Wał Żerkowski	305,24	64,0	98,0	157,8	1,19	16,08
315.83	Równina Kościańska	460,61	61,0	81,6	125,5	0,84	13,69
315.82	Pojezierze Krzywińskie	795,23	66,2	86,6	134,2	1,22	15,08
315.63	Dolina Środkowej Obry	230,83	58,0	63,2	100,0	0,44	10,25
315.81	Pojezierze Sławskie	745,50	55,0	74,0	129,0	1,05	15,15
318.11	Wysoczyzna Leszczyńska	1279,62	73,3	108,7	148,2	1,44	15,27
842.72	Pojezierze Zachodniosuwalskie	799,44	123,0	188,0	256,5	1,92	23,54
842.85	Wzgórza Szeskie	304,90	140,0	208,4	306,5	2,72	28,47
842.83	Kraina Wielkich Jezior Mazurskich	2150,77	69,1	127,2	201,9	1,48	20,05
842.82	Pojezierze Mrągowskie	2172,48	56,4	147,4	221,0	2,18	22,78
314.72	Dolina Brdy	355,92	48,0	90,0	126,1	1,47	17,09
315.13	Dolina Drwęcy	442,35	41,0	81,1	129,7	1,28	19,20
315.14	Pojezierze Dobrzyńskie	1820,23	52,7	108,2	161,0	1,59	26,37
315.15	Garb Lubawski	1256,82	75,0	167,1	311,0	2,36	24,15
314.82	Kotlina Grudziądzka	269,48	14,0	28,4	85,5	0,97	31,32
314.83	Dolina Fordońska	281,90	15,0	27,6	79,9	0,82	27,83
314.81	Dolina Kwidzyńska	370,23	5,0	12,9	41,3	0,46	30,46
314.71	Bory Tucholskie	2760,00	18,6	123,2	221,3	1,34	21,66
314.91	Pojezierze Dzierżgońsko-Morąskie	1979,16	0,0	90,4	192,0	1,92	25,47
842.81	Pojezierze Olsztyńskie	1843,30	49,2	127,9	198,7	2,16	22,80
314.73	Wysoczyzna Świecka	1147,81	20,5	93,7	131,9	1,34	25,75
315.37	Nieszawski Przełom Wisły	183,58	40,0	62,0	128,0	1,23	18,65
318.17	Wysoczyzna Turecka	1323,76	87,0	131,0	188,0	2,41	13,82

Tabela 9.1.1. cd.

Mezoregiony		Powierzchnia [km ²]	Wysokość [m n.p.m.]			Spadki [°]	
Kod	Nazwa		Min.	Średnia	Maks.	Średnia	Maks.
842.88	Równina Olsztynka	1046,05	82,0	136,9	211,5	2,14	23,00
842.89	Wysoczyzna Jeziorańsko-Bisztyńska	964,51	61,0	122,2	198,0	2,22	26,36
314.92	Pojezierze Łasińskie	1031,63	17,0	91,7	133,2	1,83	30,46
314.93	Równina Iławska	542,97	88,0	106,3	134,7	1,33	15,45
843.32	Kotlina Biebrzańska	1643,12	113,0	117,8	147,1	0,52	6,94
843.31	Wysoczyzna Kolneńska	1648,57	113,0	145,1	211,0	1,41	12,20
841.58	Równina Orneka	234,54	37,3	71,6	110,5	1,41	18,55
841.59	Nizina Sępolska	1573,93	26,0	67,3	136,0	1,32	21,81
842.71	Puszcza Romincka	128,16	147,0	179,7	228,9	2,19	19,33
842.84	Kraina Węgorapy	433,83	75,0	122,2	200,8	1,88	19,14
842.86	Pojezierze Elckie	2936,24	112,0	144,8	220,0	1,65	20,46
842.73	Pojezierze Wschodniosuwalskie	1298,83	118,0	179,0	296,8	2,35	25,65
842.74	Równina Augustowska	1202,72	101,0	140,3	236,0	1,04	21,12
841.57	Wzniesienia Górowskie	977,17	35,4	114,4	215,0	1,95	27,97
313.56	Równina Warmińska	843,85	2,8	46,0	112,0	1,48	26,44
313.55	Wysoczyzna Elbląska	402,59	3,8	101,8	194,6	3,07	30,80
313.57	Wybrzeże Staropruckie	87,32	0,0	4,5	67,7	0,76	22,50
314.67	Równina Charzykowska	1378,32	119,0	154,4	220,5	1,80	22,58
314.47	Pojezierze Bytowskie	1229,29	81,0	168,6	253,0	2,80	23,73
842.87	Równina Mazurska	2282,27	110,0	133,4	210,9	0,75	18,94
318.65	Równina Kurpiowska	2388,30	111,0	121,6	139,8	0,52	8,56
315.16	Równina Urszulewska	1923,93	57,0	128,9	206,0	1,05	25,81
318.61	Wysoczyzna Płońska	2327,79	73,3	111,9	138,9	1,19	13,18
318.63	Wzniesienia Mławskie	2463,52	139,0	187,7	225,9	1,68	14,42
318.73	Kotlina Warszawska	1576,37	56,0	66,1	95,8	0,84	13,84

Tabela 9.1. cd.

Mezoregiony		Powierzchnia			Wysokość [m n.p.m.]			Spadki [°]	
Kod	Nazwa	[km ²]	Min.	Średnia	Maks.	Średnia	Maks.		
315.44	Bruzda Zbąszyńska	862,87	34,0	63,5	132,0	1,04	18,72		
315.62	Kotlina Kargowska	593,35	48,0	56,9	98,4	0,50	24,73		
315.59	Wysoczyzna Grodziska	1512,49	57,0	87,0	137,8	0,80	20,87		
315.50	Równina Nowotomska	976,44	50,0	73,0	114,5	0,65	13,42		
315.51	Pojezierze Poznańskie	1836,29	33,0	80,7	149,3	1,28	20,48		
315.52	Poznański Przełom Warty	107,56	45,0	59,4	90,6	1,31	20,44		
313.25	Równina Goleniowska	890,60	0,0	18,9	49,7	0,49	10,76		
313.26	Wzniesienia Szczecińskie	218,19	0,0	49,2	129,4	1,92	22,45		
313.23	Równina Wkrzańska (Równina Policka)	381,05	0,0	14,3	50,0	0,58	10,06		
313.32	Równina Nowogardzka	1177,38	11,4	53,1	97,9	1,10	16,17		
313.31	Równina Pyrzycka	988,08	13,0	45,2	113,4	1,12	21,68		
314.45	Pojezierze Drawskie	2712,98	52,9	135,4	221,9	2,08	28,02		
314.66	Pojezierze Szczecińskie	686,10	100,0	145,4	199,9	1,36	23,81		
314.41	Pojezierze Myśliborskie	1306,63	1,0	63,6	162,8	1,81	28,77		
314.42	Pojezierze Choszczeńskie	966,64	22,0	74,3	123,0	1,66	21,39		
313.44	Wysoczyzna Darnicka	950,13	0,0	60,4	124,9	1,66	24,74		
313.43	Równina Słupska	1506,22	1,0	37,4	130,0	1,38	22,99		
314.46	Wysoczyzna Polanowska	1401,73	24,1	104,1	183,7	2,51	25,56		
314.74	Pojezierze Południowokrajńskie	2638,61	57,0	115,6	201,7	1,34	23,30		
315.34	Dolina Śródkowej Noteci	634,24	44,0	57,6	122,8	0,75	21,04		
315.53	Pojezierze Chodzieskie	2115,14	43,3	94,3	189,3	1,00	21,53		
315.58	Pojezierze Żnińsko-Mogileńskie	2424,80	58,0	96,9	170,9	1,08	33,88		
314.69	Pojezierze Północnokrajńskie	1746,22	89,0	148,1	220,1	1,55	22,97		
315.35	Kotlina Toruńska	1752,71	27,0	61,7	109,0	1,10	22,39		

Tabela 9.1. cd.

Mezoregiony		Powierzchnia		Wysokość [m n.p.m.]			Spadki [°]	
Kod	Nazwa	[km ²]	Min.	Średnia	Maks.	Średnia	Maks.	
314.68	Dolina Gwdy	965,17	55,0	119,9	220,9	1,15	34,25	
314.65	Równina Walecka	809,50	71,0	123,4	178,8	0,97	19,07	
313.21	Uznam i Wolin	333,89	0,0	11,8	112,3	1,54	37,17	
313.33	Równina Gryficka	2070,34	0,0	29,9	111,5	1,21	21,19	
313.42	Równina Białogardzka	1268,75	1,0	42,0	132,3	1,39	21,66	
313.41	Wybrzeże Słowińskie	539,55	0,0	3,7	53,6	0,49	19,78	
314.51	Pojezierze Kaszubskie	3409,82	0,5	157,7	324,7	3,11	32,06	
313.46	Pradolina Redy-Łeby	223,82	3,8	23,1	79,3	0,64	24,17	
314.43	Pojezierze Ińskie	1146,64	24,8	91,5	175,3	1,63	24,26	
314.44	Wysoczyzna Łobeska	1050,61	39,2	94,4	176,0	1,88	26,85	
313.22	Wybrzeże Trzebiatowskie	464,79	0,0	4,0	36,5	0,58	19,08	
313.28	Równina Wełtyńska	559,11	0,4	47,6	102,9	1,63	15,18	
313.27	Wzgórze Bukowe	121,54	6,0	62,5	147,0	3,64	29,66	
313.24	Dolina Dolnej Odry	854,05	0,0	1,5	54,2	0,40	29,12	
314.61	Równina Gorzowska	1697,20	6,7	60,5	140,8	1,48	24,09	
315.32	Kotlina Freienwaldzka	198,01	3,0	14,0	62,5	0,59	24,09	
314.62	Pojezierze Dobiegniewskie	504,66	29,2	75,2	128,9	2,19	24,56	
314.64	Pojezierze Waleckie	1735,26	45,0	114,4	210,9	1,61	20,88	
314.63	Równina Drawska	1353,92	28,2	86,0	139,9	1,55	21,44	
315.33	Kotlina Gorzowska	3448,35	11,0	42,9	99,7	0,93	22,68	
313.45	Wysoczyzna Chocewska	715,64	0,3	63,4	167,3	2,32	25,72	
313.51	Pobrzeże Kaszubskie	543,23	0,0	40,8	118,5	2,23	33,80	
315.54	Pojezierze Gnieźnieńskie	1855,61	51,7	101,9	145,0	1,09	16,41	
313.47	Wybrzeże Koszalińskie	530,16	0,0	6,7	71,5	0,85	17,62	

(2000) w wersji zweryfikowanej przez Solona i in. (2018) (tab. 9.1). Krajobrazy te nie mają zbyt wielu opracowań syntetycznych, niemniej na uwagę zasługuje drugi tom *Geomorfologii Polski* pod redakcją R. Galona (1972), monografia środowiska przyrodniczego Polski pod redakcją L. Starkla (1991), monografia rzeźby czwartorzędowej Polski J. Mojskiego (2005) oraz trzy północne arkusze *Przeglądowej Mapy Geomorfologicznej Polski* pod redakcją L. Starkla (1980). Liczne są regionalne syntezy geomorfologiczne, np. dla Niziny Wielkopolskiej (Krygowski 1961), Pomorza (Augustowski 1977), Doliny Dolnej Wisły (Augustowski 1982) czy Pojezierza Mazurskiego (Ber 2000). Najliczniejsze są jednak prace studialne, zazwyczaj dotyczące małych jednostek przestrzennych lub wybranych form.

Dzisiejsza powierzchnia morfologiczna strefy młodoglacjalnej nawiązuje lokalnie do:

- struktur tektonicznych wyniesienia Łeby, antyklinorium kujawsko-pomorskiego oraz anteklizy mazursko-suwańskiej (Znosko 1998, Alexandrowicz 1991), co przejawia się w mniejszych miąższościach osadów czwartorzędowych,
- niektórych regionalnych stref uskoku (Mojski 2005), które wpływają na przebieg dolin rzecznych (np. Odry, Wisły) oraz na występowanie diapirowych struktur solnych (np. w okolicach Wapna, Inowrocławia),
- do współczesnych ruchów neotektonicznych w granicach od $-3,5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ w południowej i wschodniej części strefy młodoglacjalnej do $0,5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ w północnej i zachodniej części strefy (Zuchiewicz i in. 2007).

Miąższość osadów czwartorzędowych mieści się w przedziale od kilkudziesięciu do kilkuset metrów i odzwierciedla zróżnicowaną rzeźbę przedczwartorzędową. Maksymalna miąższość pokryw czwartorzędowych występuje w zagłębieniu Szeszupy i wynosi 335 m. Na osady plejstocenu składają się głównie pokłady glin zwałowych o zróżnicowanej genezie oraz serie piasków i żwirów lodowcowych, wodnolodowcowych, akumulacji szczelinowej i moren martwego lodu. Odrębną sekwencję tworzą osady holocenne stanowiące przez piaski rzeczne, eoliczne, deluwialne, zwietrzelinowe (eluwialne), mułki i łył jeziorne oraz osady biogeniczne (torfy, gytie, kreda jeziorna, martwica wapienna). Osady czwartorzędowe reprezentowane są przede wszystkim przez osady zdeponowane podczas ostatniego zlodowacenia wisły, ale na wielu obszarach rozpoznawane są również osady wcześniejszych zlodowaceń, a nawet w niektórych miejscach inkorporowane są osady paleogeńskie i neogeńskie. Ponadto w obrębie sekwencji osadów czwartorzędowych można wyróżnić kilka faz deformacji glaciektonicznych związanych z nasunięciami ostatniego lądolodu. Podłoże podczwartorzędowe reprezentowane jest na większości obszaru przez jurajskie i kredowe skały węglanowe oraz miocenne i wczesnokenozoiczne osady o różnej genezie, które często na terenach młodoglacjalnych występują w osady czwartorzędowych jako porwaki różnej wielkości. Jeśli uwzględnić eratyki skandynawskie (Górska-Zabielska 2008), to skład mineralogiczny i granulometryczny osadów czwartorzędowych tej strefy morfogenetycznej jest niezwykle zróżnicowany. Ostatnio, w drugiej połowie XX w. oraz w latach 2004 i 2006, odnotowano niewielkie trzęsienia ziemi w pasie od Zatoki Gdańskiej do Suwałk (Orlienok, Pęcherzewski 2007, Zemby

i in. 2007), które choć nie dokonały zmian w morfologii terenu, to jednak mogły wpłynąć na zmiany strukturalne w osadach czwartorzędowych.

Rzeźba młodoglacjalna jest efektem działalności ostatniego lądolodu skandynawskiego, którego najdalszy zasięg na południe wyznacza granicę między strefą młodo- a staroglacjalną³. Ocenia się, że wiek najdalszego nasunięcia lądolodu skandynawskiego, odpowiadającego fazie leszczyńskiej, wynosi ok. 24–21 ka BP (Stankowski 2000, Marks 2012). Kolejne fazy związane z wycofywaniem się lądolodu skandynawskiego to fazy poznańska datowana na mniej niż 19–18 ka, krajeńska – 17 ka, pomorska – 17–16 lub 16–15 ka i gardnieńska – 14,5–14,0 ka (Kozarski 1981, 1986, Marks 2002, 2012, Mojski 2005, Tylmann i in. 2019).

Rozmieszczenie przestrzenne rzeźby młodoglacjalnej jest efektem chronologicznego następstwa zdarzeń, poczynając od maksymalnego zasięgu zlodowacenia wisły i deponowania powierzchni sandrowych na jego przedpolu na Nizinie Południowowielkopolskiej (np. Dolina Konińska czy Kotlina Kolska). Najbardziej rozległe obszary morenowe i sandrowe występują w pasie pojezierzy (Pomorskiego, Wielkopolskiego, Mazurskiego), które są przecinane siecią dolin rzecznych o układzie kratowym stowarzyszonych z systemami pradolinnymi i poroździelane pasami wzgórz bądź wysoczyzn morenowych o zróżnicowanej genezie. Powierzchnie sandrowe, głównie na przedpolu fazy pomorskiej (sandry Gwdy i Brdy), osiągają największe rozmiary na sprzyjającym odpływowi proglaclalnemu południowym skłonie garbu pojeziernego, np. sandry: tucholski (1973 km²), drawski (1786 km²), mazurski (1460 km²) (Sobiech 2019). Pobrzeże Bałtyku (Południowobałtyckie i Wschodniobałtyckie), o nachyleniu w kierunku północnym (por. tab. 9.2), cechuje schodowy układ poziomów wysoczyznowych (Karczewski 1998), o dużym udziale powierzchni równinnych (np. Równina Gryficka, Wysoczyzna Damnicka, Nizina Sępolska), będących m.in. efektem proglaclalnej akumulacji zastoiskowej.

Holocen to najmłodsze ogniwo w poglaclalnej ewolucji rzeźby strefy młodoglaclalnej, w którym wyróżnić można kilka charakterystycznych okresów. Pierwszy z nich to względnie słabo zaznaczone późnoglaclalne przeobrażenia peryglacjalne i wytapianie brył pogrzebanego lodu. W preboreale w dolinach rzecznych zaznaczyło się powstawanie meandrów o mniejszych promieniach krzywizny w obrębie wcześniej wykształconych układów roztokowych rzek niżowych. Kolejny okres to intensywny rozwój zbiorowisk roślinnych ukształtowanych do około 6 ka BP, konserwujących w części przekształconą już rzeźbę polodowcową. W okresie atlantyckim tworzyły się powszechnie gleby bielcowe, płowe i brunatne na piaszczystych powierzchniach równinnych i stokowych, a na początku okresu subborealnego były intensywnie deponowane osady organogeniczne, wypełniające zagłębienia bezodpływowe i misy jeziorne. Od neolitu funkcjonował zespół procesów morfogenetycznych zbliżonych swoją naturą do znanych współcześnie oraz wzrastał stopień przekształcania rzeźby przez gospodarczą działalność człowieka. Niespełna 2000 lat temu wystąpił wzrost wielkich wezbrań we wszystkich

³ Dyskusję maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia, szczególnie w części wschodniej kraju, przedstawia E.J. Mojski (2005).

Tabela 9.2. Wybrane parametry geomorfometryczne pasów morfogenetycznych obszaru młodoglacjalnego (na podstawie DTED2, rozdzielczość 30 m)

Pas morfo- genetyczny	Obwód [km]	Powierzchnia [km ²]	Wysokość [m n.p.m.]			Spadki [°]			Ekspozycja [°]	
			Min	Średnia	Max	Min	Średnia	Max	Średnia	Max
Ia	775,7	14881,4	19,0	83,1	219,5	0,00	0,94	29,82	242,6	
Ib	523,6	6524,8	101,0	138,1	218,0	0,00	1,17	19,62	146,9	
IIa	1006,0	22033,0	13,0	89,2	222,6	0,00	1,21	33,88	307,3	
IIb	1165,2	26193,9	2,0	106,9	311,0	0,00	1,44	31,32	191,2	
III	1777,6	24706,8	0,0	129,0	324,7	0,00	2,17	34,25	311,7	
IV	1880,4	21999,0	0,0	44,2	216,7	0,00	1,36	37,17	330,6	

dolinach rzecznych (np. Parsęta). Ostatnie kilkadziesiąt lat (głównie od wczesnego średniowiecza, kiedy osadnictwo masowo wkroczyło na wysoczyzny morenowe oraz gdy rozpoczęły się trwałe odlesienia i ulepszyła technika uprawy ziemi), to tworzenie form antropogenicznych (np. poprzez wzmożenie erozji gleb), szczególnie na powierzchniach stokowych (terasy rolne, miedze) i w dnach dolin rzecznych (obwałowania przeciwpowodziowe, budowle hydrotechniczne). Od tego czasu zmiany krajobrazu stały się częste i znaczące.

Strefa młodoglacjalna odznacza się pasowością rozmieszczenia form, osadów i współczesnych procesów morfogenetycznych, a granice między nimi są korelowane z przebiegiem kolejnych faz stadiału głównego zlodowacenia: leszczyńskiej, poznańskiej (w tym krajeńskiej), pomorskiej i gardnieńskiej (ryc. 9.1). W części zachodniej strefy młodoglacjalnej wyróżniono cztery pasy morfogenetyczne: południowy, środkowy (podzielony na część południową i północną), północny oraz pobeżowy (ryc. 9.2). Na wschód od Doliny Dolnej Wisły ulegają one redukcji przestrzennej (poza pasem północnym) aż do całkowitego zaniku pasa środkowego na Pojezierzu Mazurskim. Statystykę morfometryczną pasów przedstawiono w tabeli 9.2. Charakterystyczną cechą pasów młodoglacjalnych jest sekwencja morfologiczna w kierunku południowym od pradolin na południu poprzez obszary sandrowe do obszarów morenowych na północy (ryc. 9.4, 9.5). Ten modelowy układ morfogenetyczny jest niekiedy zakłócany występowaniem lobów z zagłębieniami końcowymi, np. Odry, Parsęty, Słupi, Wisły, Łyny, Szeszupy, choć funkcjonowanie niektórych lobów może być dyskusyjne (Weckwerth i in. 2019).

Przestrzenny rozkład warunków termicznych, opadowych (ryc. 9.6), wilgotnościowych i anemologicznych oraz przebieg i zmienność typów pogód kształtują dwie masy powietrza, a mianowicie polarnomorskiego znad północnego Atlantyku i polarnokontynentalnego znad Syberii. Masy polarnomorskie zazwyczaj mają wpływ łagodzący na klimat, natomiast masy polarnokontynentalne wzmagają surowość klimatu poprzez wzrost amplitud wielu elementów meteorologicznych. Dlatego obszary młodoglacjalne Niżu Polskiego w części zachodniej są cieplejsze i suchsze, a w części wschodniej są bardziej chłodne i wilgotne. W kierunku wschodnim wydłuża się okres zalegania pokrywy śnieżnej i skraca się sezon wegetacyjny. Z uwagi na dużą rozciągłość południkową strefy młodoglacjalnej zmienny jest dopływ promieniowania słonecznego. Oddziaływanie Morza Bałtyckiego najwyraźniej odzwierciedla się w rozkładzie południkowym temperatur powietrza i sum opadów atmosferycznych oraz w czasie trwania charakterystycznych pór roku: im dalej od morza, tym lato i zima trwają dłużej, natomiast wiosna i jesień – krócej. Zróżnicowanie przestrzenne elementów meteorologicznych wpływa wyraźnie na sezonowość i intensywność współczesnych procesów morfogenetycznych.

Intensywność procesów odrywania i inicjacji transportu cząstek gleby na stokach oraz częściowo także transportu zawiesiny w trakcie wezbrań opadowych związana jest silnie z energią kinetyczną opadów (KE). Parametr KE jest wprowadzony do wzorów empirycznych opisujących erozję gleb. Stach (2014) oszacował parametr KE opisujący erozję gleb w strefie Niżu Polskiego w przedziale od 0,81 do 1,98 kJ·m⁻². Można przyjąć za prawidłowość, że parametr KE wiąże się

Ryc. 9.3. Zgeneralizowana mapa sieci odwodnienia (wg Komputerowej Mapy... 2004) jako indikator rozczłonkowania rzeźby strefy młodoglacjalnej na tle cyfrowego modelu wysokościowego (DEM wg DTED2; dane zostały przepróbkowane za pomocą interpolacji bi-liniowej do rozdzielczości 30 m)

Ryc. 9.4. Mapa spadków obszaru strefy młodoglacjalnej w oparciu o cyfrowy model wysokościowy (DEM wg DTED2; dane zostały przepróbkowane za pomocą interpolacji bi-liniowej do rozdzielczości 30 m)

Ryc. 9.5. Mapa ekspozycji obszaru strefy młodoglacjalnej w oparciu o cyfrowy model wysokościowy (DEM wg DTED2; dane zostały przepróbkowane za pomocą interpolacji bi-liniowej do rozdzielczości 30 m; obszary bez koloru (białe) oznaczają teren płaski lub prawie płaski, to jest o różnicy wysokości pomiędzy komórkami rastra mniejszymi niż 0,1 m)

Ryc. 9.6. Zależność termiczno-opadowa w strefie młodoglacjalnej na wybranych stacjach meteorologicznych (dane IMGW z różnych okresów obserwacyjnych od 1860 r.)

zarówno z rzeźbą, jak i pokryciem terenu i użytkowaniem ziemi, a mianowicie wyższe wartości KE dla obszarów elewacji morenowych, szczególnie z wysokim zalesieniem i jeziornością, niższe dla względnie płaskich obszarów o wysokim udziale użytków rolnych i dla pradolin. Szczególnie niskie KE występują na obszarze nad środkową Wartą i Notecią oraz w południowo-zachodniej części Pojezierza Pomorskiego.

Sieć rzeczna strefy młodoglacjalnej jest genetycznie związana z warunkami morfologicznymi i hydrogeologicznymi odziedziczonymi po ostatnim okresie glacialnym i następującymi holoceniowymi wahaniem poziomu Morza Bałtyckiego (ryc. 9.3). Reprezentowana jest ona przez systemy dolin rzecznych i systemy rzeczno-jeziorne (Bajkiewicz-Grabowska 2002). Należy zwrócić uwagę, że w kreowaniu odpływu powierzchniowego ważną rolę pełnią systemy rzeczno-jeziorne w części środkowej i wschodniej omawianej strefy (Brda, Wda, Wierzyca, Krutynia, Szeszupa, Czarna Hańcza), natomiast w części zachodniej i południowej przeważają systemy rzeczne (Rega, Parsęta, Słupia, Barycz, Prosna, Noteć). Doliny rzeczne są w większości poligenetyczne (mają odcinki m.in. pradolinne, rynnowe, przełomowe) i policykliczne (Piasecki 1976). Sieć odwodnienia zmierza w różnych kierunkach ku Morzu Bałtyckiemu: południkowymi tranzytowymi dolinami Odry, Warty i Wisły oraz równoleżnikowymi pradolinami: Warszawsko-Berlińską, Toruńsko-Eberswaldzką i Pomorską wraz z dopływami rzek tranzytowych.

Rzeki i jeziora są zasilane wodami podziemnymi, opadowymi i śnieżnymi (Dynowska 1971, Jokiel i in. 2017, Wrzesiński 2017). Przepływy wezbraniowe na rzekach występują przede wszystkim wiosną podczas roztopów oraz latem w okresie intensywnych opadów. Ważną rolę retencyjną pełnią liczne zagłębienia bezodpływowe w pozycjach międzydolinnych, wypełnione często mokradłami i torfowiskami. We współczesnym krajobrazie młodoglacjalnym charakterystyczne są zarastające oczka polodowcowe, a także duże zbiorniki jeziorne o różnym stopniu przekształceń. W obiegu wody, a szczególnie dla wykształcenia poziomów wodonośnych, nie bez znaczenia jest litologia podłoża stanowiąca m.in. przez łatwo przepuszczalne osady piaszczysto-żwirowe (obszary sandrowe) oraz słabo przepuszczalne pokłady glin zwałowych (obszary wysoczyznowe). Na osadach tych wykształciły się w głównej mierze gleby brunatne, płowe, rdzawe i bielcowe – typowe gleby strefowe, których rozwój uzależniony jest zarówno od warunków klimatyczno-roślinnych, jak i od litologii podłoża.

Współczesna morfogeneza strefy młodoglacjalnej warunkowana jest położeniem w umiarkowanej strefie klimatycznej, litologią podłoża, morfologią polodowcową oraz różnokierunkową działalnością człowieka.

9.2. Współczesne procesy i przekształcenia rzeźby obszarów wysoczyznowych i równin sandrowych strefy młodoglacjalnej

Pojęcie wysoczyzn w polskiej literaturze geomorfologicznej nie jest ściśle ustalone. Dla obszarów polodowcowych Niżu Polskiego wielu autorów za główny wyróżnik uznaje jedynie kryterium morfometryczne, definiując je jako powierzchnie płaskie, faliste lub pagórkowate oddzielone stokami bądź krawędziami od niżej położonych równin lub den dolin (Klimaszewski 1978). Inni autorzy oprócz kryteriów związanych z ukształtowaniem powierzchni uwzględniają także kryterium genetyczne, wiążąc wysoczyzny zarówno z przebiegiem procesów ich kształtowania (oddziaływaniem lądolodu) lub budową geologiczną (wysoczyzny morenowe) o zróżnicowanym udziale osadów bezpośredniej akumulacji lodowcowej, jak i osadów wodnolodowcowych (Krygowski 1956, Galon 1979, Witt, Borówka 1997). Dla pełnego opisu delimitacji powierzchni wysoczyzn (nazywanych morenowymi lub polodowcowymi) należy dodać, że o ich typie stanowi z reguły zróżnicowana, jednak niskoenergetyczna rzeźba, odbiegająca od graniczących z nimi stref pagórków, wzgórz czy masywów morenowych, a przede wszystkim sąsiadujących z nimi form dolinnych.

Obszary sandrowe to w niewielkim stopniu morfologicznie zróżnicowane powierzchnie akumulacji wodnolodowcowej, powstałe w wyniku odpływu wód lodowcowych na przedpolu czoła lądolodu, charakteryzującego się zmienną dynamiką. Jedynie bardzo rozległe sandry, np. Brdy i Gwdy, rozgraniczają poszczególne wysoczyzny morenowe (np. Wysoczyznę Krajeńską), podczas gdy mniejsze sandry mogą być częścią składową większych wysoczyzn. Zasięg terytorialny opisywanych form oraz ich zróżnicowanie zostało zaznaczone na mapie (ryc. 9.7, 9.8).

Zainteresowanie współczesnymi procesami morfogenetycznymi, głównie na wysoczyznach morenowych, w mniejszym stopniu na równinach sandrowych, datuje się od połowy ubiegłego wieku. Próby oszacowania natężenia denudacji mechanicznej i chemicznej przedstawił K. Dębski (1959). Badania tego typu rozwinęły się na szeroką skalę w wielu ośrodkach prowadzących prace na niżu od lat 70. XX w. (Zwoliński 1989, Kostrzewski, Zwoliński 1992, Niewiarowski i in. 1992, Kostrzewski i in. 1997, Kostrzewski 2001). Z obserwacjami współczesnych procesów wiąże się badanie nad erozją gleb, prowadzone m.in. przez A. Reiniger (1950), L. Roszko (1962, 1973), S. Borowca (1965), H. Uggłę i in. (1967), A. Kostrzewskiego i in. (1989) oraz J. Szpikowskiego (2001). Przyspieszenie naturalnej denudacji mechanicznej przez działalność człowieka (głównie splukiwanie i lokalne ruchy masowe oraz procesy eoliczne na słabo wysortowanych utworach piaszczystych) spowodowane procesami odlesienia, połączone z intensywną działalnością agrotechniczną, nazwane zostało denudacją antropogeniczną (Dylik 1958, Sinkiewicz 1989, Szpikowski 2004, 2005). Najbardziej szczegółowe prace dotyczące tego zagadnienia w oparciu o kartowanie geomorfologiczne, analizę fotogrametryczną, analizy geoinformacyjne, analizy cech strukturalno-teksturalnych osadów, datowania profilów glebowych były prowadzone na Pojezierzu Kujawskim (Sinkiewicz 1991, 1998), w Wielkopolsce (Marcinek 1994, Marcinek, Komisarek 2004), na Pojezierzu Pomorskim (Klimczak 1993, Marcinek 1998, Szpikowski 2005, 2010), na Pojezierzu Suwalskim (Smolska 2005), a ostatnio także na Pojezierzu Dobrzyńskim (Karasiewicz 2014, Karasiewicz in. 2019a). Należy jednak dodać, że uzyskane dotychczas wyniki badań współczesnych procesów morfogenetycznych na wysoczyznach morenowych i równinach sandrowych obszarów młodogłacjalnych są jeszcze skromne i niepełne. Ogranicza to możliwości bardziej miarodajnej prognozy dalszego ich rozwoju. W ostatnich dekadach istotny wkład w charakterystykę rzeźby powierzchni Ziemi oraz monitoring procesów ją kształtujących wnoszą nowoczesne techniki powiązane z pozyskiwaniem danych przestrzennych (obrazy satelitarne, LiDAR) oraz ich przetwarzaniem w oparciu o systemy informacji geograficznej (Zwoliński 1998, Karczewski i in. 2007, Spagnolo i in. 2016, Hermanowski i in. 2019). Zagadnienia te nabierają szczególnego znaczenia w obliczu nasilających się skutków zmian klimatycznych i rosnącej presji wywołanej działaniami ludzkimi (Starkel, Kundzewicz 2008, Zwoliński 2008, 2011, Jania, Zwoliński 2011, Kostrzewski i in. 2011, Zwoliński i in. 2018).

9.2.1. Typologia obszarów wysoczyznowych i sandrowych

Zróznicowana morfogeneza obszarów wysoczyznowych i sandrowych pozwala na wydzielenie szeregu ich typów. Grupowanie to nawiązuje do podziału przyjętego przy opracowywaniu *Szczegółowej Mapy Geomorfologicznej Polski* 1:50 000 (Starkel 1962).

W obrębie obszarów wysoczyznowych najmniej zróżnicowane pod względem rzeźby są równiny morenowe płaskie o deniwelacjach do 2 m i nachyleniach do 2°. Ten typ wysoczyzn zbudowany jest z osadów o zróżnicowanym udziale frakcji

ilastej, mułkowej i piaszczystej oraz o stosunkowo niewielkim udziale żwirów i głazów. Nie są one jednak synonimem równin moreny dennej, które stanowią jeden z podtypów, gdyż w budowie słabo urozmaiconych obszarów wysoczyznowych udział biorą zarówno gliny bazalne (powstające przy szybkiej deglacjacji frontальной i depozycji subglacjalnej), jak i gliny ablacyjne (odkładane podczas deglacjacji arealnej).

Równiny morenowe faliste obejmują tereny o deniwelacjach 2–5 m i nachyleniach do 5°. Cechują się bardziej złożoną budową geologiczną, z większym udziałem osadów wodnolodowcowych. Stanowią one największe powierzchnie w obrębie wysoczyzn.

Wysoczyzny pagórkowate (ryc. 9.7, 9.9) obejmują tereny, na których występują liczne pagórki i wały o zróżnicowanej genezie. Zalicza się do nich formy o wysokości względnej 5–10 m i zróżnicowanych nachyleniach stoków (często jednak przekraczających 5°), chociaż słuszne wydaje się rozszerzenie w niektórych sytuacjach zakresu wysokościowego do 20 m i dopiero nazywanie wyższych form wzgórzami, masywami itp. Rzeźbę wysoczyzn pagórkowatych tworzą: pagórki i słabo wykształcone wały morenowe, pagórki i wały moren martwego lodu, pagórki i wały drumlinowe, wały moreny dennej (ang. *mega-scale glacial lineations*, Spangolo i in. 2016), różnego kształtu i wielkości formy kemowe (pagórki, wały, plateaux), wały ozowe lub ich fragmenty. W obrębie wysoczyzn występują też równiny

Ryc. 9.7. Mapa rozmieszczenia obszarów sandrowych i wysoczyznowych w strefie młodoglacjalnej na podstawie Przeglądowej Mapy Geomorfologicznej Polski 1:500 000 (Starkel 1980)

1 – sandry, 2 – wysoczyzny morenowe płaskie, 3 – wysoczyzny morenowe faliste, 4 – wysoczyzny morenowe pagórkowate

Ryc. 9.8. Mapa rozmieszczenia sandrów, rynien polodowcowych i pradolin w strefie młodoglacjalnej odzwierciedlających sieć drenażu wód fluwioglacjalnych w trakcie wycofywania się zlodowacenia wisły (wg Sobiecha 2019, zmienione)

Ryc. 9.9. Pagórkowata rzeźba wysoczyzny dennomorenowej fazy pomorskiej zlodowacenia wisły w okolicach Storkowa k. Szczecinka (fot. J. Szpikowski)

osadów jezior zastoiskowych (terminoglacjalnych i proglacjalnych) oraz równiny biogeniczne, powstałe w miejscu zanikłych lub zanikających jezior. R. Galon (1972) klasyfikuje takie formy w krajobrazie młodoglacjalnym jako wysoczyzny jeziorne, jakkolwiek są one charakterystyczne także dla obszarów sandrowych, a nawet dolin rzecznych.

Sandry charakteryzują się znacznie mniejszym zróżnicowaniem rzeźby (ryc. 9.7, 9.8, 9.10). Nawiązują swoją pozycją i wielkością do okresów postojowych krawędzi lądolodu w fazie leszczyńskiej, poznańskiej, a szczególnie rozwinięte znajdują się na przedpolu fazy pomorskiej. Wyróżnia się wśród nich zindywidualizowane stożki sandrowe bądź powstające ze złączenia wielu tego typu form rozległe pola sandrowe z kilkoma poziomami akumulacyjnymi. Sandry mogą tworzyć także rozległe równiny, charakteryzujące się rozciągnięciem stref inicjacji wzdłuż krawędzi morenowych, zwężające się natomiast ku południowi i przechodzące w sandry dolinne. Mniejsze szlaki odpływu proglacjalnego lub wypełnienia dolin wchodzi często w obręb wysoczyzn. Powierzchnia sandrów jest najbardziej urozmaicona w strefach proksymalnych, u wylotów rynien subglacjalnych lub akumulacji w obecności brył martwego lodu (Rachlewicz 1991, Karczewski 1994), tworząc po jego wytopieniu tzw. sandr dziurawy (Wiśniewski, Karczewski 1978). W tych częściach najbardziej zróżnicowany jest także materiał budujący sandry, z największym udziałem frakcji grubych (żwir, piaski grube). Dalej od początkowych części sandrów materiał drobniejszy i wykazuje lepsze wysortowanie. Wielkie sandry łączą się często z pradolinami (Kozarski, Rotnicki 1978). Miąższość osadów sandrowych jest zróżnicowana od 25–30 cm (Krzywicki 2000, Sydow 2007, Piotrowski 2012) do 1 m, a w partiach brzeżnych proksymalnego skłonu form czołowomorenowych mogą występować wręcz erozyjne równiny wód roztopowych, z cienką pokrywą grubookruchową, pochodzącą z rozmycia podłoża.

Ryc. 9.10. Sandr Junikowski na przedpolu fazy poznańskiej zlodowacenia wisły na zachód od Poznania – obszar intensywnie użytkowany rolniczo (fot. G. Rachlewicz)

Zarówno wysoczyzny morenowe, jak i sandry są poprzecinane rynnami subglacjalnymi (często z jeziorami) i zagłębieniami po wytapieniu się lodu lodowcowego czy nalodziowego (Kozarski 1975). W nielicznych rynnach (np. na Pojezierzu Dobrzyńskim) występują unikatowe zespoły krętych wałów glacialnych (ang. *glacial curvilineations*), powstałych w wyniku erozji subglacialnych wód roztopowych (Lesemann i in. 2010, 2014). W proksymalnej części niektórych sandrów (np. sandr augustowski) odnotowano formy (m.in. megadiuny) świadczące o wielkich powodziach lodowcowych rzędu $0,5\text{--}2,2 \text{ mln m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Wysota i in. 2018, Weckwerth i in. 2019, 2020). Ślady powodzi lodowcowych (Rdzany, Frydrych 2018) zostały udokumentowane również w okolicach Grajewa (Zieliński 1993), w rozcięciach wału czołowomorenowego fazy pomorskiej (Szafraniec 2008, 2010a, b), Kluczkowa koło Świdwina (Gruszka i in. 2011), Pojezierza Szczecińskiego (Zieliński 2014), Gostynina (Roman 2016). Cechą charakterystyczną rozległych powierzchni sandrowych są eoliczne piaski pokrywowe i pola wydumowe.

Przedstawione typy wysoczyzn morenowych i sandrów powstały w glacialnej domenie morfogenetycznej. W kolejnych fazach – peryglacialnej i holocenijskiej – doszło do przeobrażania stropowych partii osadów glacialnych i fluwioglacialnych oraz stosunkowo nieznacznego przekształcania rzeźby pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych.

9.2.2. Uwarunkowania i przebieg współczesnych procesów morfogenetycznych na obszarach wysoczyznowych i sandrowych

Do głównych procesów morfogenetycznych na obszarach wysoczyznowych i sandrowych należą współcześnie: denudacja chemiczna, deflacja i akumulacja eoliczna oraz erozja wodna, a w mniejszym stopniu sufozja. Osobne zagadnienie stanowi kształtowanie powierzchni przez różnokierunkową działalność człowieka.

Niewielkie nachylenie powierzchni obszarów wysoczyznowych i sandrowych prowadzi w nieznacznym stopniu do organizacji skoncentrowanego odpływu z ich powierzchni. W sprzyjających warunkach infiltracyjnych na płaskich powierzchniach powszechnie obserwowane są procesy ługowania składników mineralnych i ich transport przez wody podziemne. W zlewni górnej Parsęty klasyfikacja właściwości fizykochemicznych wód powierzchniowych wyróżnia 5 grup hydrochemicznych: A, B – wody o wysokiej mineralizacji związanej z występowaniem w gruncie osadów węglanowo-organicznych (grupa A) oraz osadów węglanu wapnia budujących wysoczyznę morenową w południowej i wschodniej części zlewni (grupa B), C, D – wody średnio mineralizacyjne o różnym stężeniu zjonizowanej krzemionki (grupa C i D różnią się stężeniem krzemionki) oraz E – wody nisko zmineralizowane (Kostrzewski i in. 2016). Wyodrębnione przez tych autorów grupy hydrochemiczne odzwierciedlają przede wszystkim wpływ litologii i pokrywy glebowej na kształtowanie się składu chemicznego wód. Wody opadowe, przedostając się przez strefę aeracji, zwiększają ładunek jonowy i dostarczają go do poziomu wód podziemnych (Stach 2003). Wody podziemne migrują dalej w kierunku krawędzi form bądź dolin, zasilając ciekę (Mazurek 2010, Mazurek i in. 2014a). Procesy ługowania

są obecnie bardzo często zwiększane przez infiltrację wód zawierających agresywne chemicznie substancje pochodzące z kwaśnych deszczów, ścieków przemysłowych, gospodarczych i komunalnych oraz z intensywnie nawożonych i chronionych chemicznie upraw. Skład jonowy wód wynika również ze zróżnicowanego dopływu strumieni z różnych warstw wodonośnych, które charakteryzują się różnymi drogami wodnymi i czasami cyrkulacji (Stach 2003). Transport materii w postaci rozpuszczonej w ciekach niżowych składa się, według Maruszczaka i Wilgata (1990), w 36–45% z produktów denudacji chemicznej podłoża, w 7–23% z materiału pochodzącego z opadu atmosferycznego, w 10–15% z efektów chemizacji rolnictwa i w 31–36% z zanieczyszczeń ściekowych. Przykładowo rzeki Drwęża, Brda i Wda odprowadzają łącznie średnio $45\text{--}53 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$. Dla małych cieków na Kujawach i w piaszczystej Kotlinie Toruńskiej (Tażyna, Zielona i Struga Toruńska) wielkości denudacji przeliczone na powierzchnie zlewni wahają się w przedziale $27,5\text{--}99,8 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$. W wodach drenarskich stwierdzono odprowadzanie większej ilości rozтворów niż w omawianych rzekach, a ich wartości sięgały $90 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (Niewiarowski i in. 1992). W badaniach prowadzonych na Pojezierzu Pomorskim stwierdzono wzrost wielkości mineralizacji wód śródpokrywowych, osiągających wartości 2–20 razy większe niż opad atmosferyczny (Kostrzewski i in. 1997, Stach 2003, Szpiłkowska 2005, 2006). Wody gruntowe uzyskują stężenia ładunku jonowego jeszcze o 20% wyższe, przy utrzymywaniu się mineralizacji odpływu w małych zlewniach na poziomie około 3/4 tej wartości (Stach 2003, Szpiłkowska 2005). W zlewni górnej Parsęty wielkość denudacji chemicznej przekracza $100 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, natomiast denudacji mechanicznej nie przekracza $10 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (Kostrzewski i in. 1994a). Badania uszczegóławiające wskazują, że komponent infiltracyjny denudacji chemicznej, odpowiedzialny głównie za przekształcanie powierzchni płaskich, kształtuje się na poziomie $62\text{--}82 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (Kostrzewski i in. 1997, Mazurek 2000, Szpiłkowska 2005). Na obszarach wysoczyznowych zagłębienia bezodpływowe mają szczególne znaczenie w bilansie denudacyjnym strefy młodoglacjalnej – odgrywają rolę kolektorów depozycyjnych (Drwal 1975, Borówka 1992, Major 1999, Karasiewicz 2017).

W systemie denudacyjnym wysoczyzn morenowych ważną funkcję pełni roślinność (Kolander 2001, Kruszyk 2002, Mazurek i in. 2014b). Wody opadowe, spływając po roślinach, zmieniają swoje właściwości fizykochemiczne. Proces ten jest zróżnicowany w zależności od sezonu, wieku i składu gatunkowego roślinności. Zmienność przestrzenna opadu śródkoronowego i spływu po pniach ma duży wpływ na tempo ługowania gleb, a poprzez to na powstawanie mikrorzeźby wysoczyzn morenowych, szczególnie na obszarach leśnych (Kruszyk i in. 2015).

Działalność wiatru należy współcześnie do ważniejszych procesów morfogenetycznych w Polsce, dominujących w przypadku powierzchni płaskich (Wojtanowicz 1999). Autor ten szacuje intensywność procesów deflacji, transportu i akumulacji eolicznej na $50\text{--}300 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$. Na wysoczyznach morenowych dotyczy to jedynie gruntów ornych bądź wysypisk czy hałd odpadów przemysłowych, natomiast nie obszarów leśnych, z reguły charakteryzujących się dosyć gęstym podszyciem, oraz bezleśnych obszarów zadarnionych. Działalność wiatru jest widoczna na piaszczystych glebach sandrów, nawet w przypadku siedlisk leśnych

o słabiej rozwiniętym podszyciu. Najintensywniejsza deflacja zachodzi na bezleśnych, otwartych powierzchniach akumulacji piaszczystej, jest połączona z migracją form wydmowych, także na skraju wysoczyzn. Dobrze udokumentowanym przykładem jest skraj Wysoczyzny Dobrzyńskiej przy dolinie Wisły, gdzie w XVIII w. odlesiono powierzchnie wydmy. Spowodowało to uruchomienie procesów eolicznych i powstanie pokryw lokalnie o miąższości 1,0–1,5 m (Churska, Kwiatkowska 1964). Obecnie tereny te są ponownie zalesione.

Badania nad procesami transportu eolicznego na obszarze młodoglacjalnym w zlewni Młyńskiego Potoku (dorzecze górnej Parsęty na Pomorzu Środkowym) wskazują na duże różnice pomiędzy poszczególnymi latami w przedziale 345,2–673,1 t·km⁻²·a⁻¹ dla transportu materii mineralnej i 189,8–293,9 t·km⁻²·a⁻¹ dla transportu materii organicznej (Kostrzewski, Szpikowski 1993, 1994, Kostrzewski i in. 1994b, Szpikowski i in. 2017). Badania te wskazują także na różnice sezonowe z najniższym opadem eolicznym zimą (7% opadu rocznego), najwyższym latem (43%), z wielkościami pośrednimi w okresach przejściowych (16% wiosną i 34% jesienią). Zwrócono w nich również uwagę na inicjację procesów eolicznych poprzez działania agrotechniczne (np. podorywkę). Wiatr przemieścić może wtedy 3,35–72,52 t·km⁻²·a⁻¹ rozdrobnionej przez maszyny gleby. Na wysoczyznach w Wielkopolsce S. Podsiadłowski (1988, 1991), A. Kostrzewski i in. (1994b) oraz A. Stach i S. Podsiadłowski (2001) stwierdzili równowagę powierzchni objętych deflacją i depozycją eoliczną. Średnia roczna erozja eoliczna wyniosła maksymalnie 0,28 kg·m⁻²·a⁻¹, przy średniej sumie rocznej przemieszczanego materiału eolicznego sięgającej 8,9±8,1 kg·m⁻²·a⁻¹ (±1 odchylenie standardowe).

Największe natężenie eolicznego transportu materiału mineralnego jest obserwowane przy powierzchni terenu, jednolicie do wysokości około 2,5 m (Kostrzewski i in. 1994b). W sprzyjających warunkach termicznych, śnieżnych i anemologicznych dochodzi do procesów niweo-eolicznych: deflacji, przewiewania śniegu wraz z materiałem mineralnym i organicznym oraz akumulacji. W zlewni górnej Parsęty w roku 1993 w warunkach przeciętnej zimy wielkość akumulacji mineralnej w pokrywie śnieżnej dochodziła maksymalnie do 16 g·m⁻², a zróżnicowanie przestrzenne nawiązywało do bliskości gruntów ornych jako głównego źródła dostawy materiału (Szpikowski, Kostrzewski 2016). Szczegółowe badania przeprowadzone w zlewni Perznicy (Pojezierze Drawskie) po wystąpieniu silnych procesów niweo-eolicznych w lutym 2007 r. wykazały, że w miejscach intensywnej akumulacji (drogi polne osłonięte szpalerami drzew i krzewów, wąwozy drogowe, podnóża wysokich miedz) średnio na 1 m² gromadziło się w śniegu od 1 do 1,4 kg materiału mineralnego. Po ustaleniu źródeł dostawy materiału oszacowano, że czterodniowa deflacja niweo-eoliczna spowodowała denudację o wartości od 30 do 58 t·km⁻² (Szpikowski 2008). Było to zdarzenie ponadprzeciętne, podczas którego koncentracja pyłów w śniegu znacznie przekraczała wartości odnotowane przez Jahna (1969) w Sudetach, a porównywalne ze współczesną sedymentacją obserwowaną na koronie klifu wyspy Wolin w czasie ekstremalnego opadu eolicznego (Hojan 2009). Geomorfologiczną rolę takiego zdarzenia ponadprzeciętnego podkreśla to, że krótkotrwała denudacja odsłoniętych pól jest

pod względem wartości porównywalna z wartościami średniego rocznego spłukiwania na stoku z uprawami zboża na wysoczyźnie dennomorenowej w zlewni górnej Parsęty. Z sedimentologicznego punktu widzenia ważne jest stwierdzenie, że niezależnie od materiału wyjściowego deflacja i transport eoliczny doprowadzają do selekcji i zwiększenia jednorodności granulometrycznej materiału. Deflacja przyczynia się do zubożenia gleby we frakcje drobnego piasku i pyłu oraz substancje organiczne (Stach 1991).

Na powierzchniach o nachyleniu $0-2^\circ$ spłukiwanie, związane ze spływem wody, jest niezwykle rzadkie i ma niewielkie znaczenie morfogenetyczne. Niewiarowski i in. (1992) stwierdzili w ciągu 4 lat na płaskiej powierzchni wysoczyznowej tylko kilkakrotne wystąpienie spłukiwania rozproszonego. Jego wielkość określono na około $40 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. Procesy te odnotowano jedynie podczas intensywnego tajania pokrywy śnieżnej lub opadu deszczu o natężeniu $4,0-8,5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Badanie form i osadów pochodzących ze spłukiwania jest utrudnione, gdyż jego skutki są szybko niwelowane przez prace agrotechniczne. Obserwacje na obszarach leśnych dowodzą jeszcze mniejszych przekształceń, bo zaledwie w przedziale $2-30 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (Lankauf 1975). Intensywne spłukiwanie skoncentrowane zachodzi podczas opadów powyżej 10 mm na dobę, wiosną i jesienią, przy braku wegetacji lub słabym jej oddziaływaniu oraz w czasie tajania pokrywy śnieżnej. Bruzdy erozyjne o szerokości ponad 0,5 m (przekraczające rozmiary redlin) powstają na polach uprawnych, a ich tworzeniu sprzyja orka pod uprawę roślin okopowych oraz pod pola kukurydzy. Z procesami spływu skoncentrowanego wiąże się także tzw. erozja wąwózowa, istotna tylko w strefach krawędziowych. Modyfikuje ona znacząco pierwotne formy glacialne i peryglacialne na zwarte formy wciosowe i wydłużone. Istnieje wiele dowodów, że formy typu wąwozów i wciosów powstały na analizowanym obszarze po odlesieniach głównie na wysoczyznach morenowych. Młode formy tego typu opisał J. Szupryczyński (1967) na sandrze Wdy, a W. Niewiarowski (1990) na sandrze chełmżyńskim. Stwierdzono tam ślady osadnictwa z neolitu, halsztatu i średniowiecza. Obecnie sandr ten jest w całości zalesiony.

S. Borowiec (1965) oraz H. Uggle i in. (1968) oceniali, że zagrożone erozją są powierzchnie o nachyleniu przekraczającym 5° . Z nowszych badań, m.in. M. Sinkiewicza (1991, 1998), M. Majewskiego (2014), J. Szpikowskiego i in. (2018), wynika, że erozja gleb zachodzi już przy nachyleniu 2° . Prowadzi ona do tworzenia osadów o cechach diamiktonu rolnego (brak warstwowania, zróżnicowane uziarnienie, słabe wysortowanie, domieszka materii organicznej) na obszarach obniżen bezodpływowych i w sąsiedztwie krawędzi wysoczyzn i sandrów. Zdaniem A. Kowalkowskiego (1999), współczesna dynamika procesów przekształcających pokrywy glebowe charakteryzuje się wzrostem wymywania węglanów oraz homogenizacji mrozowej, a równocześnie prowadzi do zmniejszenia udziału części próchnicznych.

Wielkość denudacji antropogenicznej może być określona na podstawie miąższości pokryw deluwialnych u podstawy powierzchni o niewielkim nachyleniu. Jej intensywność zależała w dużej mierze od rolniczego użytkowania terenu, związanych z tym odlesień i typem używanych narzędzi rolniczych, ale także od

rzeźby terenu i zmian reżimu opadów. Intensyfikacja tych procesów wyrażała się wzrostem od epoki brązu do średniowiecza oraz ponaddwukrotnym zwiększeniem tempa w okresie ostatnich dwóch stuleci. W obrębie falistej równiny morenowej jest ona szacowana na około $1,22 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ (Sinkiewicz 1998). W zagłębieniach bezodpływowych w obrębie wysoczyzn morenowych, wskutek splukiwania i przemieszczania osadów przez orkę powstała warstwa diamiktonu rolnoego. Narastając głównie od wczesnego średniowiecza, osiąga dziś miąższości 0,6–1,7 m, a w regionie nadgoplańskim nawet do 2,2 m. Brakuje tego typu danych z obszarów sandrowych. Z badań zmian użytkowania terenu wynika, że sandry, głównie na pograniczu dolin rzecznych i rynien subglacialnych z jeziorami, były w różnych fazach osadniczych odlesiane i wykorzystywane rolniczo, ale mało urodzajne gleby ulegały tam szybko wyjałowieniu, stąd też podlegały ponownemu zalesieniu w sposób naturalny lub planowy (Karasiewicz 2019a).

Efekty działalności antropogenicznej nie muszą być związane wyłącznie lub bezpośrednio z uprawą ziemi. Przekształcenia zachodzące punktowo, lecz nieraz o dużym nagromadzeniu pojedynczych obiektów, związane są z obszarami wysoczyznowymi i sandrowymi, na których prowadzona jest eksploatacja kruszyw lub występują zbiorniki gromadzące wodę w celach gospodarczych. I. Markuszewska (2003) opisuje szereg tego typu form z południowej Wielkopolski, ale spotykanych także w jej środkowej części. Ich powierzchnia wynosi $150\text{--}5000 \text{ m}^2$ przy eksploatacji prowadzonej do 4 m głębokości, a ich liczba może sięgać 5 na hektar. Na większą skalę przekształcenia powierzchni płaskich wiążą się z kopalnictwem odkrywkowym surowców energetycznych (węgiel brunatny, torf), materiałów stosowanych w rolnictwie (kreda jeziorna) lub budownictwie (piaski, żwiry, osady zastoiskowe). Bardzo często działalność taka doprowadza do przekształceń krajobrazowych i środowiskowych na znacznych obszarach, nie tylko poprzez samo wydobycie kopalin użytecznych, ale także ich składowanie czy zmianę stosunków hydrologicznych powierzchniowych i podziemnych.

Pojawiające się na płaskich powierzchniach owalne zagłębienia, czasami z towarzyszącymi im pełnymi lub częściowymi obwałowaniami, mogą być przejawem morfotwórczej działalności opadu meteorycznego (Stankowski 2011, Włodarski i in. 2017). Rozmiary tych form mają nawet ponad 100 m średnicy, chociaż ustalenie przyczyn ich powstania, a tym bardziej wieku opiera się głównie na badaniach składu mineralogicznego osadów w ich otoczeniu oraz charakterystyce wypełnień. Według W. Stankowskiego i in. (2006) opad materii pozaziemskiej może wynosić około $0,0009 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ i w określonych przypadkach spełnia istotną rolę morfogenetyczną. Przypuszcza się, że ślady opadu meteorycznego zachowały się na Wysoczyźnie Poznańskiej i Równinie Warmińskiej.

9.2.3. Zmiany morfologiczne w rzeźbie wysoczyzn i sandrów wywołane współczesnymi procesami morfogenetycznymi

W rzeźbie wysoczyzn morenowych i sandrów spotyka się zarówno formy erozyjne, jak i akumulacyjne, które są efektem funkcjonowania współczesnego

systemu morfogenetycznego. Te aktualnie tworzące się formy, jak już wspomniano, stanowią swoisty retusz rzeźby glacialnej. W strefach przykrawędziowych często spotykane są różne typy rozcięć erozyjnych, a na ich przedpolu stożki deluwialne. Wskutek działalności deflacyjnej wiatru powstają nieckowate obniżenia deflacyjne o głębokościach do 1 m i nieregularnych zarysach, a w ich obrębie grzbieciki i rowki deflacyjne. Do form akumulacyjnych zalicza się smugi piaszczyste o ukierunkowaniu odpowiadającym strukturze przygruntowego przepływu strumienia powietrza. Pod wpływem działalności mrozu i śniegu tworzą się nieckowate zagłębienia niwalne i niewielkie lejki geliwytopiskowe pogłębiane procesami sufozji. Wiele mikroform ma charakter efemeryczny, np. powstałe przez rozbryzg spowodowany oddziaływaniem kropel deszczu i gradem. Zespół form współczesnej morfogenezy (Kostrzewski i in. 1986), często zróżnicowany pod względem kształtu i wielkości, prowadzi do przekształceń rzeźby strefy młodoglacjalnej.

Formy powstałe poprzez pośrednią działalność człowieka (głównie wylesienia, powodujące wzrost aktywności niektórych procesów naturalnych) lub bezpośrednio denudację agrotechniczną są dotychczas słabo rozpoznane, choć zostały lokalnie zidentyfikowane na powierzchniach płaskich wysoczyzn i sandrów (Sinkiewicz 1998). Największe znaczenie w przekształcaniu rzeźby wysoczyzn miała zapoczątkowana w neolicie, a istotna od średniowiecza, antropogeniczna denudacja mechaniczna. Wielkość jej oddziaływania zależała m.in. od długości czasu użytkowania rolniczego, rzeźby terenu i zmian klimatu. Degradacja już na powierzchniach o nachyleniu 2° prowadzi do wypełniania obniżów bezodpływowych, powodując zmianę falistej równiny morenowej w płaską. Niektóre drobne obniżenia wytopiskowe na powierzchniach moreny płaskiej lub na sandrach, wskutek akumulacji w nich osadów jeziornych, bagiennych i deluwii, zostały już całkowicie zrównane z otaczającym je terenem. W gospodarstwach wielohektarowych, stosujących nowoczesne maszyny rolnicze, drobne zagłębienia są zasypywane w celu wyrównania terenu (Niewiarowski 1995). Przyczynia się to w znacznym stopniu do wyrównywania rzeźby drobnofalistej.

Procesy splukiwania skoncentrowanego, charakterystyczne dla stref krawędzi wysoczyznowych, powtarzają się na tych samych fragmentach stoków lekko zbieżnych i łącznie z erozją orną powodują powstawanie niecek zmywowych (Sinkiewicz 1998). Analiza tych form w środkowej części Pojezierza Suwalskiego wskazuje, że średnio występują tu 3 formy na 10 km^2 , a lokalnie, np. na stokach zagłębienia Szeszupy w okolicy Gubieniszek, 3 na km^2 (Smolska 2009). Niecki zmywowe występują także na stokach rozległych pagórków i wzgórz morenowych. Natomiast na wiele setek metrów w kierunku centralnych części wysoczyzn wnikają parowy drogowe, rozwijające się dzięki naturalnemu spływowi wód deszczowych i roztopowych na słabo przepuszczalnych powierzchniach dróg gruntowych. Na Suwalszczyźnie średnia gęstość parowów drogowych wynosi $0,022 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$. Jest to znacznie mniej niż wąwozów, których średnia gęstość wynosi $0,2 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ (Józefaciuk 1991), a lokalnie $0,5\text{--}0,8 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ (Wasilewska 2001, Smolska 2012).

Typowymi formami przekształcania powierzchni wysoczyznowych przez procesy denudacji antropogenicznej (denudacji uprawowej – głównie orki) są krawędzie denudacyjne, występujące zwykle na granicy pól uprawnych z lasami lub nieużytkami nieobjętymi splukiwaniem. Odmianą krawędzi powstałych na skutek działalności rolniczej są tak zwane wysokie miedze na granicach pól, sięgające na Pojezierzu Kujawskim wysokość 1,2–1,4 m (Sinkiewicz 1998). Na Pojezierzu Suwalskim wysokie miedze występują głównie u podnóży stoków, na granicy z łąkami znajdującymi się w dnach dolin i zagłębień. Ich wysokość zwykle nie przekracza 0,5 m, a szerokość kilku, lokalnie kilkunastu metrów. Rzadziej formy te występują w obrębie stoków, dzieląc je na odrębne segmenty (Smolska 2009).

9.2.4. Zróżnicowanie natężenia współczesnych procesów morfogenetycznych na młodoglacjalnym obszarze wysoczyzn i sandrów

Obszar strefy młodoglacjalnej, pomiędzy wybrzeżem Bałtyku na północy a maksymalnym zasięgiem ostatniego lądolodu i stowarzyszonych z nim sandrów bardziej na południu, cechuje duże zróżnicowanie współczesnych procesów morfogenetycznych na wysoczyznach i sandrach. Przyczyną zróżnicowania aktywności procesów morfogenetycznych jest udział różnych typów genetycznych rzeźby oraz związanych z nimi współczesnych uwarunkowań środowiskowych. Zróżnicowanie wieku rzeźby (20–13 ka BP) i stopnia przekształcenia peryglacjalnego zaznacza się w funkcjonowaniu współczesnego systemu morfogenetycznego w niewielkim stopniu. Wytopienie pogrzebanych brył martwego lodu (głównie w bøllingu i allerødzie), ze wzmożoną działalnością procesów peryglacjalnych (w tym eolicznych) w chłodnych fazach dryasowych, stanowiło o pierwotnym wyglądzie rzeźby tych terenów. We wczesnym i środkowym holocenie cały obszar konserwowany był przez szatę leśną. W różnym czasie natomiast i z różną intensywnością odbywały się i nadal trwają przekształcenia istniejącej już rzeźby w wyniku wylesień oraz działalności gospodarczej człowieka. Głównym czynnikiem odpowiedzialnym za zróżnicowanie regionalne współczesnych procesów morfogenetycznych na wysoczyznach i sandrach jest lokalne zróżnicowanie energii rzeźby.

W oparciu o przedstawione wyżej czynniki środowiskowe można wskazać w uproszczeniu, że południowo-zachodnia i północno-środkowa część analizowanego obszaru to tereny

Ryc. 9.11. Intensywność współczesnych procesów morfogenetycznych w strefie młodoglacjalnej, przy uwzględnieniu wysokości i rozkładu rocznych sum opadów atmosferycznych, typów gleb i użytkowania terenu. Względna intensywność współczesnych procesów morfogenetycznych w strefie młodoglacjalnej określona w stosunku do średniej dla całej strefy

Klasy natężenia procesów morfogenetycznych:
1 – bardzo słabe, 2 – słabe, 3 – średnie, 4 – silne, 5 – bardzo silne

największych współczesnych przekształceń rzeźby, położone w regionach o żyzniejszych glebach, intensywnie uprawianych rolniczo z zastosowaniem wysokiego stopnia mechanizacji agrarnej (ryc. 9.11). Wzrost aktywności procesów morfogenetycznych wiązać można także ze zwiększoną sumą opadów atmosferycznych na obszarach wyżej położonych (północny skłon garbu pojezierzy) i zlokalizowanych w bliższym sąsiedztwie wybrzeża morskiego.

9.3. Współczesne procesy kształtujące rzeźbę stoków

Urozmaicona rzeźba obszarów młodoglacjalnych decyduje o współczesnych procesach kształtujących rzeźbę stoków zarówno w obrębie krawędzi rynien, pradolin, wytopisk, jak i stoków form akumulacyjnych: moren pagórkowatych, kemów i ozów. Specyfiką rzeźby obszarów młodoglacjalnych jest przewaga krótkich stoków – zwykle o długości kilkudziesięciu, a rzadziej ponad 100 m – i występowanie licznych lokalnych baz denudacyjnych, co ogranicza odległość, na jaką jest transportowany materiał. Bilansowe ujęcie procesów denudacyjnych w obrębie stoku oraz porównywanie z innymi obszarami ze względu na zróżnicowane metody badań jest ciągle problemem otwartym.

Tradycyjnym ujęciem w określaniu rozmiarów erozji i akumulacji w obrębie stoku jest podejście morfometryczne połączone ze szczegółowym kartowaniem form. Rozpoznanie współczesnej morfogenezy stoków wskazuje, że niewielki udział mają w niej ruchy masowe i erozja wąwozowa przy zdecydowanej przewadze spłukiwania gleby. Dlatego najwięcej uwagi poświęcono spłukiwaniu, stwierdzając zwiększone nasilenie procesu na krawędziach wysoczyzn morenowych oraz wzgórzach i pagórach morenowych użytkowanych rolniczo.

Rezultaty badań dowodzą degradacji górnych, wypukłych fragmentów stoków i akumulację erodowanej gleby w dolnej, a także w środkowej części krótkich i łagodnie nachylonych stoków. Transport materiału występuje na niewielką odległość, głównie poprzez rozbryzg i spłukiwanie rozproszone. Maksimum depozycji przypada na część środkową i dolną stoków wypukło-wklęsłych i prostych, jedynie sporadycznie erodowany materiał dociera do ich podnóża. Na stokach, na których wyróżnia się środkowy tranzytowo-erozyjny odcinek o większym nachyleniu ($>9^\circ$), depozycja występuje głównie u podnóża (Smolska 2005).

Krótkie okresy pomiarów erozji gleby na obszarach Pojezierzy, zwykle trwające 2–5 lat, sporadycznie do 10 lat, nie pozwalają jeszcze na uzyskanie pełnego obrazu współczesnej ewolucji stoków (Kostrzewski 2001). Zastosowanie radioaktywnego cezu-137 do badań osadów korelatnych złożonych w lokalnych zagłębieniach sedymentacyjnych pozwoliło na określenie średniego wieloletniego tempa sedymentacji w niewielkim zagłębieniu użytkowanym rolniczo w zlewni górnej Parsęty i pośrednio erozji stoków otaczających to zagłębienie (Stach 1991).

Dotychczas dla obszarów młodoglacjalnych Polski podejmowano nieliczne próby opracowania wielkoskalowych map potencjalnej erozji wodnej gleb.

Jakościowa mapa potencjalnej erozji wodnej gleb dla zlewni górnej Parsęty (Szpikowski i in. 2018) bazuje na głównych uwarunkowaniach: spadku i długość stoku, litologii i użytkowaniu ziemi. Ujęcia jakościowe winny być weryfikowane badaniami terenowymi lub modelowaniem ilościowym. Zastosowanie eksperymentu terenowego w badaniach erozji wodnej w Polsce północnej jest dotychczas jedynie sporadyczne. Majewski (2014, 2020) wykorzystał symulator opadów podczas eksperymentów w zlewni górnej Parsęty. Seria deszczowań potwierdziła rolę opadów ekstremalnych w modelowaniu stoku.

Stopień ewolucji stoków można określać poprzez rozpoznanie gleb katen stokowych. Wskazuje się przy tym na zmienność wynikającą ze zróżnicowanej litologii oraz zasadniczą różnicę pomiędzy profilami glebowymi na stokach uprawianych i zalesionych (Uggle 1956, Kosturkiewicz i in. 1994, Stach 1998, Koćmit i in. 2001b, Marcinek, Komisarek 2004, Podlasiński 2013).

Wskaźniki ilościowe dotyczące ewolucji stoków pochodzą głównie z badań prowadzonych na powierzchniach testowych. Tego typu pomiary pozwalają często na określenie natężenia poszczególnych procesów denudacyjnych odrębnie: rozbryzgu, splukiwania rozproszonego oraz mało intensywnej erozji liniowej, a więc są szczególnie przydatne do badań procesów o niskiej bądź przeciętnej intensywności. Stanowiska stacjonarnych pomiarów erozji na wydzielonych powierzchniach stokowych są nieliczne. Pierwsze na obszarach młodoglacjalnych Polski stacjonarne pomiary erozji gleb wykonywano w Pozortach pod Olsztynem od lat 50. do 70. ubiegłego stulecia (Skrodzki 1972, Uggle i in. 1998). Później badania prowadzono na Pojezierzu Gnieźnieńskim (Kosturkiewicz, Szafranowski 1993), w zlewni górnej Parsęty na Pojezierzu Drawskim (Klimczak 1993, Szpikowski 2003b) oraz w zlewni górnej Szeszupy na Pojezierzu Suwalskim (Smolska 2005, 2010a). Stacjonarne pomiary były do tej pory ukierunkowane głównie na identyfikację zależności między reżimem opadów, typem i właściwościami gleb oraz stosowaną agrotechniką a rozmiarami spływu i erozji. Mniejszą uwagę, oprócz nachylenia, przywiązywano do parametrów morfometrycznych stoku: długości, krzywizny i ekspozycji.

Uzupełnieniem badań na powierzchniach stokowych jest poznanie wielkości i dynamiki odprowadzania rumowiska i roztworów korytami rzecznyymi. Dane z profilów zamykających zlewnie rzeczne umożliwiają wskazanie relacji pomiędzy procesami stokowymi a korytowymi, co z kolei pozwala na określenie aktualnej fazy rozwoju rzeźby zlewni młodoglacjalnej.

W oparciu o szczegółowe rozpoznanie ilości składników ługowanych z profilu glebowego można określać przestrzenne zróżnicowanie tempa denudacji chemicznej stoków w zlewni (Mazurek 1999a, b, Michalska 2003, Stach 2003, Szpiłowska 2005, 2017). Takie badania, niestety dla strefy młodoglacjalnej nieliczne, uszczegóławiają rozpoznanie transformacji stoku i pozwalają uzyskać całościowy obraz denudacji większego obszaru.

9.3.1. Uwarunkowania współczesnej ewolucji stoków młodoglacjalnych

Efektywność współczesnej ewolucji stoków nawiązuje do natężenia spłukiwania powierzchniowego, uwarunkowanego takimi elementami, jak (Woś 1993, Koćmit 1998, Kostrzewski 1998):

- budowa geologiczna (przede wszystkim wykształcenie powierzchniowych formacji czwartorzędowych) i mozaikowy układ pokryw glebowych,
- zróżnicowanie rzeźby terenu (ukształtowanej w wyniku glacialnego, peryglacialnego i holocenijskiego cyklu morfogenetycznego),
- warunki klimatyczne z wzrastającym stopniem kontynentalizmu w kierunku wschodnim,
- użytkowanie ziemi, a w odniesieniu do obszarów rolniczych – wewnętrzna struktura upraw i poziom agrotechniki.

Złożone procesy akumulacji glacialnej i fluwioglacjalnej oraz genetycznie związane z nimi mozaikowy układ litologii i pokryw glebowych ma wyraźny wpływ na zróżnicowanie dynamiki spłukiwania. Nawet w obrębie jednego stoku pagórka spiętrzonej moreny czołowej mogą występować skrajnie różne warunki infiltracji, spływu i w konsekwencji spłukiwania (Karczewski 1981). Badania z Pojezierza Wielkopolskiego (Szafranski 1993, Kosturkiewicz i in. 1994, Piechnik 1998) eksponują znaczenie zróżnicowanych reakcji gleby lekkiej i ciężkiej na opady, spływy powierzchniowe i spłukiwanie. Wyraźnie większy spływ powierzchniowy na gruntach gliniastych nie przekłada się bezpośrednio na większe natężenie erozji, co jest związane z większą odpornością erozyjną utworów gliniastych. Maksymalne natężenie spłukiwania przypada na stoki piaszczysto-gliniaste, na których częściej dochodzi do erozji żłobinowej, i piaszczysto-pylaste w przypadku występowania jedynie spłukiwania rozproszonego (Smolska 2002, 2005). Zróżnicowanie przestrzenne współczesnej morfodynamiki stoku młodoglacjalnego wynika nie tylko z wyjściowego, postglacialnego zróżnicowania litologii stoku, ale również z późniejszych przeobrażeń pokryw glebowych, zachodzących m.in. także pod wpływem erozji wodnej (Stach 2003).

Ważną rolę w zróżnicowaniu erozji stoków na obszarach młodoglacjalnych odgrywa morfologia terenu (nachylenie, długość, kształt profilu podłużnego i poprzecznego). Spłukiwanie osiąga największe rozmiary w obrębie stoków wzniesień czołowomorenowych, pagórków kemowych oraz na krawędziach rynien i zagłębień wytopiskowych. Na krótkich stokach, niezależnie od litologii, obserwowano występowanie rozbryzgu i spłukiwania rozproszonego. Zazwyczaj dopiero na stokach o większym nachyleniu lub o długości powyżej 100 m formują się wyraźne żłobiny. Dolne części stoków, szczególnie odcinki wklęsłe, stanowią miejsce depozycji erodowanego materiału. Rzeźba młodoglacjalna wyróżnia się złożonym układem przestrzennym wzgórz i obniżień przy zróżnicowaniu nachyleń i ograniczonej długości stoków, co w połączeniu ze stabilnością baz erozyjnych na ogół ogranicza rozmiary erozji gleb. W konsekwencji erozja gleb często zachodzi jedynie lokalnie, we fragmentach katen stokowych. Wobec ograniczonego kontaktu stoków z korytami cieków włączanie części materiału pochodzącego

ze stoków do transportu rzeczno dokonuje się na drodze denudacji chemicznej. Proces ten najintensywniej zachodzi u podnóży stoków oraz w obniżeniach terenowych (rozcięciach erozyjnych, nieckach zmywowych) o wysokim poziomie wód podziemnych (Stach 2003).

Na przebieg współczesnej ewolucji stoków wpływa znaczna odmienność klimatyczna obszarów młodoglacjalnych Polski w porównaniu z innymi regionami kraju. W Polsce północnej występują mniej intensywne opady w porównaniu z obszarami wyżynnymi i górskimi kraju. Choć większość zanotowanych przypadków bardzo intensywnej erozji, zwłaszcza liniowej, miała miejsce w maju lub czerwcu, cechą burzowych opadów wiosenno-letnich o znacznej intensywności jest ich krótkotrwałość. Opad ulewny, szczególnie we wschodniej części pojezierzy, zwykle nie trwa dłużej niż 30 min i rzadko przekracza 20 mm. Jesienne deszcze rozlewne również cechuje małe i średnie natężenie, przy dobowej sumie opadów w granicach 10–15 mm. Z dotychczasowych badań wynika, że we wschodniej części pojezierzy o cechach klimatu umiarkowanego odmiany kontynentalnej intensywność opadów frontalnych jest mniejsza i zasięg przestrzenny wyraźnie ograniczony, ponieważ jedynie lokalnie obserwowano intensywną erozję stoków. Roztopy, zwykle typu adwekcyjnego, także nie przebiegają gwałtownie. Niewystarczająco rozpoznane jest erozyjne oddziaływanie wody roztopowej na stoki terenów młodoglacjalnych, zwłaszcza gdy uwzględni się regionalne zróżnicowanie klimatyczne tego obszaru. W klimacie Pomorza Zachodniego, w zależności od warunków pogodowych okresu zimowego, erozja roztopowa może polegać na mało efektywnym, kilkakrotnym topnieniu pokrywy śnieżnej lub jednorazowych, dużych spływach powierzchniowych podczas kończących zimę roztopów wiosennych. Dodatkowym elementem jest częste w warunkach zimy oceanicznej zamarzanie i rozmarzanie gruntu, które prowadzi do niszczenia struktury agregatów glebowych oraz sprzyja występowaniu spływów powierzchniowych po przemarzniętej warstwie gleby.

W krajobrazie młodoglacjalnym złożony układ rzeźby, w połączeniu ze zróżnicowaniem litologii i pokrywy glebowej, prowadzi do mozaikowej struktury użytkowania ziemi. Dużą część stoków zajmują lasy oraz grunty trwale zadarnione i ugory. Jest to element ograniczający rozmiary erozji wodnej w zlewniach młodoglacjalnych. Badania na powierzchniach testowych określają zależności pomiędzy rodzajem użytkowania ziemi (pokrywy roślinnej) a wielkością spłukiwania. Wieloletnie obserwacje wskazują na najniższe spłukiwanie na stokach trwale zadarnionych, wzrastające kolejno dla: zbóż ozimych, zbóż jarych, czarnego ugoru oraz największe dla stoków z uprawami ziemniaków. W środkowej części Pomorza Zachodniego, podobnie jak na Mazurach i Suwalszczyźnie, na gruntach ornych dominuje uprawa zbóż, natomiast uprawa ziemniaków, uważana za szczególnie sprzyjającą erozji gleb, stanowi jedynie około 15%. Badania wskazują, że nie tylko rodzaj upraw i stosowany płodozmian, lecz również nieterminowość i niestaranność wykonywanych prac agrotechnicznych, np. pozostawianie bruzd czy śladów maszyn rolniczych, ułatwia formowanie się spływu i tworzenie żłobin. Warunki szczególnie korzystne dla spływów powierzchniowych i erozji występują

w koleinach ugniatanych wielokrotnie, tzw. ścieżkach technologicznych – również tych ukrytych pod powierzchniu uprawioną glebą (Frielinghaus, Schmidt 1993). W efekcie najintensywniejsza erozja zachodzi w koleinach i śladach po maszynach rolniczych.

Charakterystycznym elementem rzeźby stoków obszarów młodoglacjalnych są wysokie miedze i terasy rolne. Są to formy ukształtowane w wyniku wieloletniej uprawy, które poprzez zmianę profilu stoku wpływają na ogół na ograniczenie wielkości spłukiwania. Na pojezierzach przy stosowanej obecnie agrotechnice nie wykonuje się w zasadzie specjalnych zabiegów przeciwerozyjnych. Natomiast ograniczenia w uprawach czy siewy zbóż jarych techniką bezorkową, choć wynikają raczej z przyczyn ekonomicznych i odbijają się w postaci niższych plonów, w efekcie mogą przyczyniać się do zmniejszania rozmiarów erozji.

9.3.2 Dynamika współczesnych przekształceń stoków

Podstawowymi czynnikami decydującymi o natężeniu erozji wodnej są warunki pogodowe oraz pokrycie terenu. Występuje sezonowa tendencja do wzrostu rozbryzgu w półroczach letnich i obniżania podczas półroczy zimowych (Szpikowski 2001). Zależność ta dotyczy wszystkich typów użytkowania, chociaż jest najslabsza dla stoków zadarnionych. Jest odzwierciedleniem wpływu na przebieg i natężenie rozbryzgu zarówno uwarunkowań pogodowych (opadowych, zalegania pokrywy śnieżnej, przemarznięcia gruntu), jak i związanych z uprawą (spulchniania gleby, wzrostu roślin uprawnych, stopnia osłaniania gruntu). Stosowane metody badań zwykle nie pozwalają na podstawie uzyskiwanych wyników na bezpośrednie porównanie udziału spłukiwania i rozbryzgu w degradacji stoków. Wskazują natomiast jednoznacznie na ważną rolę rozbryzgu w dyspersji gleby i przygotowaniu materiału do transportu przez spływ powierzchniowy.

Wyniki uzyskiwane na powierzchniach testowych z różnymi użytkami również świadczą o zróżnicowaniu i dużej dynamice procesu spłukiwania. Najniższe wartości spłukiwania występują w obrębie powierzchni testowych zadarnionych (łąk, ugorów trawiastych) i wynoszą poniżej $0,1 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$. Spłukiwanie w uprawach rolnych przyjmuje dość szerokie przedziały wartości: dla zbóż od 0,2 do $1,9 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$, dla ziemniaków od 2,1 do $24 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$, a dla czarnego ugoru od 2,8 do $7,5 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ (Smolska 2010b, Szpikowski 2012). Zakres zmienności rozmiarów spłukiwania jest zwykle bardzo zróżnicowany sezonowo, choć największe wartości spłukiwania powodują zwykle wiosenno-wczesnoletnie opady nawalne. Rejestracja natężenia opadów umożliwia określenie relacji pomiędzy czynnikiem erozyjności opadów EI30 a spływem powierzchniowym i erozją gleby. Badania Smolskiej (2010b) w zlewni Szeszupy z lat 2007–2009 potwierdziły, że o wielkości spłukiwania nie decyduje wielkość opadów, lecz ich erozyjność. Na stokach piaszczystych opady o erozyjności poniżej $20 \text{ MJ mm}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ nie wywołują dużej erozji, niezależnie od ich sumy. Roczna i wieloletnia wielkość erozji gleb zależy od ilości i częstości występowania opadów o erozyjności wystarczającej do uruchomienia spływu powierzchniowego i spłukiwania. Ta progowa wartość

erozyjności opadów zmienia się w nawiązaniu do litologii stoku, rodzaju uprawy i pokrycia gruntu, stosowanej agrotechniki i innych czynników i jest przez to bardzo zmienna. Majewski (2018) wykazał, że w zlewni górnej Parsęty w latach 2012–2014, na stoku piaszczysto-gliniastym o nachyleniu do 4°, splukiwanie o wielkości powyżej $0,1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ występowało już przy opadach o erozyjności rzędu kilku $\text{MJ mm}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$.

Szczegółowe kartowanie mikroform wykazuje, że pomimo labilności form mikrorzeźby (ryc. 9.12) zachowana zostaje na dłużej funkcja poszczególnych odcinków stoku. Odcinek górny przekształcany jest głównie przez rozbryzg oraz splukiwanie rozproszone. Poniżej części wypukłej zaczynają formować się bardzo płytkie (1–2 cm głębokości), lecz stosunkowo szerokie bruzdy erozyjne oraz wydłużone obniżenia. Środkowy fragment stoku to strefa przechodzenia od spływu rozproszonego do skoncentrowanego. Na krótkich (do 100 m), łagodnie nachylonych (do 5°) stokach powstaje sieć płytkich żłobków deszczowych o nieregularnym przebiegu. Na dłuższych stokach (>100 m, a przy stokach zbieżnych >80 m) tworzą się zwykle bruzdy o głębokości do 10–20 cm, sporadycznie ponad 50 cm (Szpikowski 2001, 2003a, Smolska 2005) (ryc. 9.13).

Ryc. 9.12. Bruzdy erozyjne w okolicach Sycewa na Kujawach o różnym stopniu urzeźbienia mikroformami w zależności od podatności podłoża na procesy erozji i akumulacji (fot. J. Szpikowski)

Jednym z czynników lokalnie modyfikujących stoki na obszarach młodoglacjalnych są wody podziemne. Wokół wypływów wód podziemnych wskutek oddziaływania procesów erozyjnych mogą rozwijać się nisze źródłiskowe (Mazurek 2003, 2005, 2006, 2010). Deniwelacje stoków zamykających nisze dochodzą do kilkunastu metrów. Przejście zboczy w dno niszy o znacznie mniejszym nachyleniu następuje poprzez krótki segment stoku wklęsłego. Wprost proporcjonalna zależność między długością i szerokością dna nisz źródłiskowych wskazuje, że erozji wstecznej prowadzącej do wydłużania nisz towarzyszy także ich poszerzanie. Rzeźba nisz źródłiskowych kształtowana jest głównie przez erozję źródłiskową i ruchy masowe przy udziale spłukiwania i procesów geochemicznych (Mazurek 2010, 2011, 2017). Większość wymienionych procesów rzeźbotwórczych jest generowana przez wypływy wód podziemnych, a ich natężenie regulowane jest czynnikami zewnętrznymi, takimi jak wysokość opadów atmosferycznych, występowanie lodu gruntowego, oddziaływanie biosfery, a także narastająca ingerencja człowieka w obszary źródłiskowe. W obrębie nisz źródłiskowych denudacja mechaniczna i chemiczna osiąga największe natężenie u podnóża zboczy, co prowadzi do zwiększenia spadku i rozwoju stoku o profilu wypukłym kosztem odcinka wklęsłego. W miejscu, gdzie zbocza przechodzą w dno niszy, formy te uzyskują coraz większy kontrast wysokościowy. Nisze źródłiskowe bezpośrednio

Ryc. 9.13. Bruzda erozyjna w okolicach Storkowa na Pojezierzu Drawskim uwarunkowana kształtem stoku i sposobem uprawy (fot. J. Szpikowski)

łączą system stokowy z korytowym, co sprzyja odprowadzaniu materiału ze stoków do koryta rzecznego.

W kształtowaniu niektórych stoków na obszarach młodoglacjalnych mają również udział ruchy masowe. Dotyczy to głównie antropogenicznie ukształtowanych stoków i krawędzi. Występują tam małe osuwiska oraz zerwy. Spotykane są ponadto większe formy osuwiskowe, szczególnie na stromych stokach podcinanych w wyniku erozji rzecznej lub abrazji jeziornej.

Z prawdopodobieństwem raz na kilkanaście/kilkadziesiąt lat zdarzają się wyjątkowo wysokie opady. Nałożenie się ekstremalnie wydajnych opadów na sprzyjające erozji warunki morfologiczne, litologiczne czy użytkowania ziemi prowadzi do erozji wąwózowej bądź spłukiwania warstwowego. Podczas zdarzeń ekstremalnych następuje nie tylko degradacja górnych i środkowych fragmentów stoków, ale również redepozycja deluwii z dolnej części stoków do podnóży, a sporadycznie też do koryt rzecznych. Od częstości występowania oraz wydajności i intensywności ekstremalnych opadów zależy w dużym stopniu współczesna ewolucja stoków. Intensywna erozja liniowa w sprzyjających warunkach może doprowadzić do powstania głębokich żłobin i bruzd, które nie są niwelowane w wyniku normalnych zabiegów agrotechnicznych i mogą dać początek wąwózom. W czerwcu 1977 r. w okolicach Dolic na Pojezierzu Ińskim opad ulewny (ok. 50 mm) doprowadził do powstania wąwózów o długości do 150 m, szerokości do 2,4 m i głębokości do 1,4 m (Koćmit 1998). Opad o wysokości ponad 40 mm w maju 1983 r. wywołał na stoku pomiędzy wysoczyzną a terasą zalewową w okolicach Krosina (Pojezierze Drawskie) intensywną erozję liniową (Kostrzewski i in. 1992a). Stok, gęsto porozcinany siecią bruzd i wąwózów, został wyłączony z uprawy, a powstałe przed laty formy są nadal dominującym elementem rzeźby, pomimo zatarcia ostrości konturów. Opad o wyjątkowo wysokiej sumie dobowej (130 mm) w czerwcu 1988 r. wywołał na polu z uprawą żyta (zlewnia górnej Parsęty) spłukiwanie warstwowo (Klimczak 1993). Zdegradowana została górna 5–10 cm warstwa gleby, natomiast efekt morfologiczny – obniżenie powierzchni stoku – był po pewnym czasie niezauważalny. Ten sam opad w innej sytuacji morfologiczno-litologicznej w zlewni górnej Parsęty, na polu z uprawą kukurydzy (Stach 1990), doprowadził do gęstego rozcięcia stoków licznymi bruzdami, a przemieszczony materiał był akumulowany jako rozległe pokrywy w dnach lokalnych zagłębień (ryc. 9.14). Na Pojezierzu Suwalskim podczas jednego zdarzenia ekstremalnego zostało wyniesione poza stok 3/4 masy materiału zdeponowanego w dolnej części stoku w ciągu 5 lat (Smolska 1994).

Formy erozyjno-akumulacyjne mogą zostać zatarte podczas wykonywania kolejnych zabiegów agrotechnicznych. Trwałość form jest uzależniona w dużej mierze od sposobu użytkowania ziemi. Jednak nawet w przypadkach, gdy zabiegi uprawowe są w stanie zatrzeć formy erozyjne, postępuje obniżanie powierzchni stoków wzdłuż dróg spływów powierzchniowych. Prowadzi to do urozmaicenia profilu poprzecznego i stopniowego rozcinania stoku.

Ryc. 9.14. Akumulacja materiału ze spłukiwania w formie rozległych pokryw w dolnej części stoku na Pojezierzu Drawskim (fot. J. Szpikowski)

9.3.3. Udział denudacji chemicznej w ewolucji stoków młodoglacjalnych

Dane do oceny natężenia, rozmiarów i skutków denudacji chemicznej stoków uzyskano jak dotychczas z pomiarów odpływu drenarskiego (Stach 2003), bilansowania składu chemicznego i transportu roztworów w odcinkach źródłiskowych cieków (Stach 1994, 2003, Mazurek 1999a, b, 2000, Szpikowska 2004, Mazurek i in. 2020), eksperymentów laboratoryjnych (Stach 2003, Szpikowska 2005, 2017) oraz bezpośrednich pomiarów transportu składników chemicznych w wodach spływających ze stoków (Michalska 2003) i w korytach rzecznych (Kostrzewski, Zwoliński 1985, 1988, 1990, 1992, Zwoliński 1989, Kostrzewski i in. 1994a, Florek i in. 2008). O tempie i zróżnicowaniu denudacji chemicznej stoków, przy założeniu jednolitej litologii i użytkowania, decyduje ilość i agresywność wody, jej dystrybucja na powierzchni terenu i w glebie oraz czas spływu i kontaktu z osadem. Agresywne, słabo zmineralizowane wody opadowe bardzo szybko w trakcie migracji w glebie ulegają zobojętnieniu, a stężenie rozpuszczonych substancji rośnie wielokrotnie. Nawet na lekkich, kwaśnych glebach zasadnicza przemiana chemiczna wód atmosferycznych dokonuje się w warstwie przypowierzchniowej. W trakcie migracji w metrowej warstwie gleby mineralizacja wody opadowej rośnie od 8 do 27 razy w zależności od typu pokrywy glebowej. W strefie saturacji przyrost mineralizacji jest już stosunkowo niewielki (od 1,2 do 3 razy). Istotne

są jednak przemiany składu chemicznego, związane głównie ze wzrostem koncentracji krzemionki i zmianami proporcji anionów. Stwierdzono, że 60% ładunku substancji odprowadzanej w cieku w badanej zlewni źródłiskowej pochodziło z gleby (Stach 2003, Szpikowska 2005). Pozostałe 40% odprowadzanego materiału rozpuszczonego było efektem ługowania osadów zalegających głębiej niż 1 m. W warunkach dobrego drenażu, sprzyjających pionowej infiltracji wód, ługowanie jest wyrównane i prowadzi do zachowania dotychczasowego kształtu stoku. Gdy w litologii stoku występują utwory słabo przepuszczalne dochodzi do stagnacji wód zaskórnych, zwiększenia spływu śródoglebowego i intensyfikacji ługowania w dół profilu stokowego. Taki proces prowadzi do zwiększenia nachylenia dolnej części stoku i zmiany profilu podłużnego na wypukło-wklęsły (Stach 2003, Szpikowska 2017).

Badania udziału spływu powierzchniowego i śródpokrywowego w bilansie wodnym użytkowanych rolniczo gleb na stokach młodoglacjalnych (Szafrąński 1993, Michalska 2003, Szpikowski 2003b) wykazały, że spływ powierzchniowy i śródpokrywowy odprowadza nie więcej niż 1% sumy opadów. Jedynie na stokach o dużym nachyleniu z ciężkimi glebami gliniastymi rejestrowano wyższe wartości. Zatem większość substancji odprowadzanych z gleb w roztworze przechodzi przez etap odpływu gruntowego.

Niestety niewiele do tej pory wiadomo, jaka ilość materiału jest odprowadzana w postaci rozpuszczonej podczas spływów powierzchniowych na stokach. Wyniki pojedynczych analiz chemicznych tych wód wskazują, że są one generalnie słabo zmineralizowane i że dominują jony pochodzące z opadów, wymywania składników nawozowych i rozkładu martwej materii organicznej (siarczany, azotany, chlorki, sól, potas). Ładunek substancji rozpuszczonych w spływie powierzchniowym jest prawdopodobnie znacznie mniejszy niż w spływie śródpokrywowym.

9.3.4. Współczesna morfogeneza stoków młodoglacjalnych

Oddziaływanie erozji i akumulacji w obrębie stoków prowadzi do przekształcania pokryw glebowych. Dla powszechnie występujących na młodoglacjalnych obszarach Polski gleb płowych usunięcie w wyniku erozji wierzchnich poziomów wykształca kompleksy glebowe o różnym stopniu zerodowania (Marcinek, Komisarrek 2004). Skutki erozji są zapisane w profilu glebowym jako usunięcie częściowe albo całkowite poziomu eluwialnego Eet (*luvic*) i znaczne zredukowanie miąższości poziomu iluwialnego Bt (*argillic*). Niekiedy, w warunkach intensywnej erozji, powierzchniowy poziom akumulacyjno-próchniczny jest słabo wykształcony i nosi cechy poziomu iluwialnego. W przeciwieństwie do dobrze zachowanych gleb płowych pod lasami, na gruntach rolniczych w wyniku erozji nastąpił ubytek nawet do 70 cm poziomów Eet i Bt (Koćmit i in. 2001b, Podlasiński 2013). W dolnej części stoku, nadbudowywanej materiałem pochodzącym z erozji górnej części stoku, wykształcają się gleby deluwialne. W przypadku stoków, gdzie w litologii przeważają piaski o dobrych warunkach drenażu wody, dochodzi do przekształcania zalegających tam najczęściej gleb rdzawych (Szpikowski 2005).

Erozja górnych odcinków katen stokowych z glebami rdzawymi zwykle nie powoduje zmiany typu gleby, natomiast jej rezultatem jest mała miąższość poziomu akumulacyjno-próchnicznego.

Badania, m.in. w zlewni górnej Parsęty (Szpikowski 2003a), pozwalają na pewne uogólnienia w odniesieniu do współczesnej ewolucji stoków młodoglacjalnych, dokonującej się bez udziału procesów ekstremalnych. Na stokach użytkowanych jako grunty orne największe rozmiary spłukiwania stwierdzone są w ich górnych, z reguły wypukłych, częściach. W środkowej, wklęsłej części stoku dominuje transport spłukiwanego materiału, a erozja i akumulacja pozostają we względnie chwiejnej równowadze. Dolna, zwykle prosta lub lekko wklęsła, część stoku jest z reguły miejscem akumulacji. W końcowym efekcie spłukiwanie prowadzi do wyrównania profilu stoku poprzez erozję górnej, wypukłej części oraz akumulację materiału głównie w dolnej (prostolinijnej lub wklęsłej) części stoku (ryc. 9.15A).

W sytuacji, gdy dostawa materiału z górnych segmentów stoku nie nadąża za szybkim tempem ługowania w dolnych częściach, występuje tendencja do zwiększania nachylenia stoku. Taki rozwój stoku jest domeną obszarów zadarnionych – łąk i ugorów, lecz w pewnych warunkach może mieć miejsce również na stokach użytkowanych jako grunty orne. Rezultatem jest wówczas stopniowe przechodzenie od stoku wypukło-wklęsłego do stoku o profilu wypukłym (ryc. 9.15B).

Rozwój rzeźby obszarów użytkowanych rolniczo jest silnie modyfikowany erozją uprawową (Sinkiewicz 1998). W wyniku przenoszenia materiału podczas orki i innych prac polowych z górnych fragmentów stoków w dół i formowania teras rolnych spłaszczaniu podlega cały stok. Natomiast w dole stoków, w miejscu kontaktu teras rolnych z naorywaniem z zadarnionymi dnami dolin czy obniżeniami wytopiskowymi, zwiększają się deniwelacje rzeźby (ryc. 9.15C). O wiele rzadziej w warunkach rzeźby młodoglacjalnej występują sytuacje, gdy skarpy powstałe na miedzach lub na granicach użytków dzielą stok na kilka krótszych segmentów.

Na tak przedstawiony schemat ewolucji stoków młodoglacjalnych nakładają się przekształcenia wywołane zdarzeniami ekstremalnymi. Powodują one degradację powierzchniową w przypadku spłukiwania warstwowego albo rozcinanie stoku poprzez spłukiwanie bruzdowe lub erozję wąwozową. Rozmiary erozji wywołanej zdarzeniami ekstremalnymi poza intensywnością i wielkością dostawy wody również zależą od zróżnicowania morfologii stoku, obszaru zasilania spływem powierzchniowym, litologii, typów użytkowania i antropogenicznych elementów rzeźby.

Całościowe wyjaśnienie funkcjonowania współczesnych procesów przekształcających stoki młodoglacjalne, na obecnym etapie badań, jest jeszcze niewystarczające. Słabe jest uzasadnienie reprezentatywności wybranych powierzchni testowych, brak standaryzowanych urządzeń pomiarowych oraz stosowane są różne wskaźniki natężenia erozji (Smolska 2010a). Uzyskane dotychczas wyniki pochodzą z różnych okresów pomiarowych, niespójnych pod względem terminów i długości obserwacji, co uniemożliwia uzyskanie porównywalnych wskaźników wielkości i zmienności sezonowej erozji stoków młodoglacjalnych. Równocześnie

Ryc. 9.15. Rozwój stoków młodoglacjalnych (wg Stacha 2003, Szpikowskiego 2003a)
 A – uprawianych rolniczo, B – zadarnionych, C – w warunkach intensywnej denudacji antropogenicznej; a – denudacja całkowita, b – denudacja chemiczna, c – denudacja mechaniczna; 1, 2, 3 – kolejne etapy ewolucji profilu stoku; I – strefa spłaszczania rzeźby, II – strefa zwiększania kontrastu rzeźby

wyniki pomiarów wielkości denudacji, zmienności sezonowej, stopnia zerodowania pokrywy glebowej i jej przeobrażenia, zależnych od typu użytkowania ziemi,

stanowią podstawowy materiał dokumentacyjny do sporządzania projektów zabiegów przeciwoerozyjnych. Wyniki te powinny być uwzględniane w szczegółowych planach zagospodarowania terenu.

We współczesnej ewolucji rzeźby obszarów młodoglacjalnych stoki pełnią rolę szczególną i są aktywnym łącznikiem pomiędzy podsystemem stokowym a podsystemem den dolinnych. Na stokach dokonuje się zasadnicze przekształcanie rzeźby młodoglacjalnej, nawiązujące do lokalnych i regionalnych baz erozyjnych, zróżnicowane zależnie od litologii podłoża i różnokierunkowej działalności człowieka.

9.4. Współczesne procesy kształtujące rzeźbę dolin rzecznych

Współczesna rzeźba den dolin rzek strefy młodoglacjalnej jest w znacznej mierze odziedziczona po wcześniejszych fazach rozwojowych, zwłaszcza późnego wistulianu i holocenu, na co wskazywali B. Augustowski (1977), J. Sylwestrzak (1978a), a przede wszystkim L. Koutaniami i A. Rachocki (1981), D. Piasecki (1982), L. Andrzejewski i in. (2018). Wielu dowodów potwierdzających tę tezę dostarczyły także prace S. Kozarskiego (1983), P. Gonery (1986) i B. Antczak (1986) dotyczące środkowej Warty, W. Florka (1991) – opisujące doliny Wieprzy, Łupawy i Słupi, Z. Zwolińskiego (1989) – na temat Parsęty, L. Andrzejewskiego (1994) – omawiające dopływy środkowej i dolnej Wisły (Bzury, Skrwy, Zgłowiączki, Tążyny, Mieni i Wdy), M. Błaszkiwicz (1998) – dotycząca Wierzycy i Wdy czy J. Kaczmarzyka (2008) – opisującego Wieprzę, i wielu innych.

Podsumowania stanu wiedzy o ewolucji i aktualnym stanie systemów dolinnych i rzecznych na obszarze Polski, w tym w obrębie rzeźby młodoglacjalnej Niżu Polskiego, podjęli się ostatnio: L. Starkel (2008), L. Andrzejewski i K. Krzemień (2017), L. Andrzejewski i L. Starkel (2017), L. Andrzejewski i in. (2018), którzy w oparciu o nakładające się wielorakie czynniki naturalne i antropogeniczne zaproponowali typologię oraz klasyfikację dolin i koryt rzecznych. Dla strefy młodoglacjalnej wymienieni autorzy wyróżniają pięć typów koryt, najczęściej koryt krętych lub meandrujących. Pierwszy typ koryta występuje w obrębie równoleżnikowych dolin marginalnych lub pradolin (ryc. 9.16-1). Drugi typ koryta można obserwować w dolinach przełomowych o układzie południkowym lub zbliżonym (ryc. 9.16-2). Trzeci typ koryta to dopływy dużych rzek tranzytowych, a więc koryta w obrębie teras dolin rzek tranzytowych i koryta w obrębie wysoczyzn, sandrów i dolin przełomowych lub zagłębień polodowcowych (ryc. 9.16-3). Czwarty typ to koryta północnego skłonu garbu pojeziernego, gdzie są charakterystyczne koryta dolin przełomowych i koryta w dnach zagłębień wytopiskowych (ryc. 9.16-4). Piąty typ występuje na południowym skłonie garbu pojeziernego, gdzie można spotkać koryta z jeziorami przepływowymi oraz koryta szerokich równin aluwialnych (ryc. 9.16-5). Klasyfikację tę uzupełniają dwie rzeki tranzytowe, a mianowicie Wisła

(na odcinku mazowieckim i kujawsko-pomorskim, ryc. 9.16-6, 7) oraz Odra (na odcinkach środkowej Odry do Słubic oraz dolnej Odry, ryc. 9.16-8, 9).

Cechą charakterystyczną wielu dolin lub ich fragmentów w krajobrazach młodoglacjalnych Polski środkowej i północnej jest ich poligenetyczność i policykliczność. W odniesieniu do Przymorza udział odcinków odziedziczonych w dolinach rzecznych D. Piasecki (1976) ocenił na od 76% (w dolinie Regi) do 94% (w dolinie Raduni). Przeważają usytuowane zwykle równoleżnikowo doliny marginalne (lub pradolinne) oraz południkowo położone doliny rynnowe (rynny subglacjalne) i glacyfluwialne doliny dystalne połączone krótkimi odcinkami erozyjnymi. Proces scalania i rozwoju sieci rzecznej trwa (Mazurek 2011, 2017, Mazurek, Paluszkiewicz 2013), choć zasadniczy jego etap dokonał się jeszcze u schyłku wistulianu (Galon 1972, Sylwestrzak 1978b, Koutaniemi, Rachocki 1981, Kozarski i in. 1988, Florek 1991, Andrzejewski 1994, Błaszczewicz 1998, 2005).

Kształtowanie i rozwój współczesnego morfosystemu strefy młodoglacjalnej jest zdominowany przez procesy fluwialne zarówno na powierzchniach stokowych, jak i w dolinach rzecznych. Typ i tempo przemian w geosystemach rzek regulowane są przez zjawiska pogodowe umiarkowanej strefy klimatycznej, litologię podłoża, ewolucję rzeźby poglacjalnej oraz zmiany poziomu Morza Bałtyckiego. Procesy fluwialne, obejmujące erozję, transport i akumulację, zachodzą ciągle, ze zmiennym natężeniem w korytach rzecznych, a podczas wezbrań także

Ryc. 9.16. Rozmieszczenie typów koryt w Polsce (Andrzejewski, Krzemień 2017, Andrzejewski i in. 2018)

Rodzaje koryt rzecznych: 1 – ukształtowanych w obrębie równoleżnikowych dolin marginalnych lub pradolin, 2 – w dolinach przełomowych, najczęściej o układzie południkowym, 3 – dopływów dużych rzek tranzytowych (Wisła, Odra), 4 – północnego skłonu garbu pojeziernego, 5 – południowego skłonu garbu pojeziernego, 6 – Wisła w odcinku mazowieckim, 7 – Wisła w odcinku kujawsko-pomorskim, 8 – środkowa Odra, 9 – dolna Odra

Ryc. 9.17. Identyfikacja form fluwialnych (koryta terasowe, wałowe lachy meandrowe, paleomeandry) oraz form antropogenicznych (A – grodzisko Sławsko, rowy melioracyjne, sieć dróg polnych, układ pól, B – wał średniowiecznego grodziska Wrześnica, różnowiekowe kurhany na terasie nadzalewowej) modyfikujących rzeźbę dolinną Wieprzy na cyfrowym modelu wysokościowym pozyskanym z lotniczego skaningu laserowego (Banaszek i in. 2013)

na równinach zalewowych. W kształtowaniu dolin rzecznych duże znaczenie mają procesy ekstremalne. Ponadto zbocza dolinne są modelowane przez procesy stokowe, głównie – spłukiwanie. W dolinach rzecznych działają też procesy eoliczne, a w obniżeniach ich powierzchni ważną rolę pełni akumulacja osadów organogenicznych. Nieustannie zwiększa się różnokierunkowe oddziaływanie człowieka na morfologię dolin rzecznych. Współczesny system fluwialny jest zróżnicowany, co jest efektem różnego natężenia procesów fluwialnych oraz częstości występowania zdarzeń innych niż przeciętne. Oprócz wielości form fluwialnych w dolinach rzecznych i ich najbliższym otoczeniu równie istotna jest modyfikacja rzeźby fluwialnej przez człowieka. Dzięki nowoczesnym metodom pozyskiwania cyfrowych geodanych można interpretować rozwój rzeźby fluwialnej niemal w każdej dolinie, jak również sposoby historycznego i współczesnego zagospodarowania czy wykorzystania den dolinnych przez człowieka (ryc. 9.17).

9.4.1. Procesy fluwialne

Procesy fluwialne w korytach rzecznych są uwarunkowane przede wszystkim reżimem hydrologicznym rzek zdeterminowanym klimatem, a w mniejszym stopniu – lokalnymi warunkami morfologicznymi i litologicznymi zlewni. Decydują one o współczesnym rozwoju dolin i koryt rzecznych. Istotną rolę wśród procesów fluwialnych odgrywa erozja kształtująca dna i brzegi koryt rzecznych, a podczas dużych wezbrań także powierzchnie równin zalewowych. Duże znaczenie w rozwoju sieci

dolin rzecznych mają także procesy erozji źródłiskowej, procesy stokowe (głównie spłukiwanie, niekiedy osuwanie, odpadanie) i eoliczne. Jednak najważniejszą funkcję w formowaniu współczesnych koryt i dolin rzecznych na obszarach młodoglacjalnych pełni erozja boczna. Odmienne uwarunkowania morfogenetyczne wpływają na przebieg współczesnych procesów fluwialnych w dnach pradolinnych odcinków dolin, gdzie następują zwykle procesy narastania pokryw powodziowych i sedymentacji materii organicznej.

9.4.1.1. Erozja

Rodzaje inicjacji koryt rzecznych obszarów nizinnych są ściśle związane z typem krążenia wód w systemach równin akumulacyjnych i powierzchni stokowych. Na terenach tych, cechujących się wysoką retencyjnością i wolnym tempem krążenia wód podziemnych, spływ powierzchniowy pojawia się rzadko, a wody z opadów lub roztopów infiltrują w głąb gruntu, zasilając poziomy wód podziemnych. Sporadyczna o różnicowanej intensywności działalność erozyjna wypływów wód spływu śródpokrywowego i/lub wód gruntowych przyczynia się do zapoczątkowania procesu formowania koryt rzecznych. Zlewnie zerowego rzędu na obszarach młodoglacjalnych reprezentowane są przez zlewnie rozcięć i dolinek erozyjnych (w tym wąwozów), dolinek i niecek denudacyjnych (głównie o założeniach peryglacjalnych) oraz dolin erozyjno-denudacyjnych, które sprzyjają koncentracji spływu podpowierzchniowego, a niekiedy także spływu powierzchniowego wody (Stach 2003, Mazurek 2006, 2010). Wymienione formy powstawały w późnym vistulianie i holocenie, a ich rozwój w większości był wieloetapowy (Kostrzewski 1963, Marsz 1964, 1995, Gołębiowski 1981, Jonczak, Kuczyńska 2008, Majewski 2008, 2013, Paluszkiewicz 2011, 2014, 2016). W holocenie formy te tylko w niewielkim stopniu podlegają przeobrażeniom w wyniku spłukiwania, ruchów masowych i erozji źródłiskowej, a czynnikiem, który może zmienić obecnie natężenie tych procesów jest działalność człowieka (Karasiiewicz i in. 2019b). Procesy te zapisały się zmianami w morfologii dolinek i wypełnieniami osadami stokowymi (Jonczak, Kuczyńska 2008, Paluszkiewicz 2016).

Pogłębianie den dolin denudacyjnych i erozyjnych w obrębie zlewni zerowego rzędu może doprowadzić do przecięcia warstw wodonośnych i drenażu wód podziemnych, co pozwala na utrzymanie stałego odpływu korytowego w systemach źródłiskowych (Majewski 2008, Mazurek, Paluszkiewicz 2013). W strefach wydajnych wypływów wód podziemnych, obejmujących źródła, wycieki i wysięki, powstają nisze źródłiskowe (Mazurek 2003, 2010). Źródłiska koncentrują się przede wszystkim na obszarach o znacznym zróżnicowaniu morfologicznym: na zboczach dolin rynnowych i przełomowych, mis jeziornych i obniżeniach wytopiskowych. Stanowią one strefy erozji źródłiskowej i erozji powodowanej spływem powierzchniowym wody. Następuje cofanie stoku i rozwój części źródłowej cieków kosztem spłaszczeń wysoczyznowych. Systemy źródłiskowe uaktywniają geomorficznie wszelkie strefy krawędziowe, np. wysoczyzn morenowych, zboczy dolin rzecznych i dużych obniżeniach wytopiskowych. Rozwój nisz źródłiskowych postępuje poprzez ich pogłębianie, poszerzanie i przesuwanie ich tylnej ściany,

co prowadzi do zmiany profilu stoków (Mazurek 2006, 2011, 2017). Kształtujące się nisze źródłiskowe tworzą strefę przejściową od systemu stokowego przez strefę wypływu wód gruntowych i erozji źródłiskowej do systemu o dominacji procesów korytowych.

Procesy erozji dennej w korytach rzek obszarów młodoglacjalnych są często obserwowane, ale rzadko określa się ich rozmiary. Zwykle ich efekty są łatwo widoczne w korytach małych rzek i strumyków, zwłaszcza uchodzących do rzek, które na początku holocenu wyraźnie wcięły się w starsze poziomy morfologiczne. W dolinach większych rzek w dłuższych okresach efekty erozji dennej śledzi się poprzez analizę zmian minimalnych stanów rocznych. Dane przedstawione przez W. Florka (1991) dotyczące koryt rzek środkowej części Pobrzeża wskazują, że ich dna są stabilne, a na odcinkach miejskich wykazują, uwarunkowaną zapewne antropogenicznie, skłonność do aggradacji. Naturalnej stabilizacji pionowej koryt rzek na tym obszarze sprzyja występowanie na ich dnach kamienisto-głazowych bruków erozyjnych bądź odsłanianie (nawet podczas stanów niewiele przekraczających przeciętne) warstw trudno rozmywalnych glin glacialnych lub żwirów. Niemniej przy zróżnicowanych przepływach wody piaszczyste dna koryt aluwialnych mogą zmieniać swoje położenie w pionie nawet do 2 m, co świadczy o dużym oraz częstym przerabianiu aluwii (Zwoliński 1989).

Dominującym procesem wpływającym na kształt koryt i den dolin rzek obszarów młodoglacjalnych jest proces erozji bocznej. Dotyczy to zwłaszcza odcinków dolin oddziedziczonych związanych z odpływami pradolinnymi, sandrowymi i rynnowymi. Przebieg erozji bocznej warunkowany jest przez cechy geometryczne koryta, litologię krawędzi brzegowych, warunki hydrologiczne, występowanie lokalnej cyrkulacji poprzecznej wody, prądy wsteczne i zawirowania, występowanie naturalnych i sztucznych przeszkód w korycie rzeczonym, sposoby utrwalania krawędzi brzegowych przez roślinność i człowieka. Erozja boczna zwykle prowadzi do formowania koryt krętych lub meandrujących, charakterystycznych dla tego obszaru od początku holocenu (ryc. 9.18). Wykonywane corocznie (1979–2020) pomiary dynamiki erozji bocznej wskazują, że średnie roczne tempo cofania krawędzi brzegowych Parsęty waha się w szerokich granicach – od $0,01$ do $1,77 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$, przy czym w jednostkowych pomiarach wartości te mogą dochodzić nawet do 3 m (Kostrzewski, Zwoliński 1999). Podobne wartości ($0,4$ – $0,8 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$) otrzymano przez porównanie XIX- i XX-wiecznych map wielkoskalowych i zdjęć lotniczych dla Słupi (Florek 1991), z badań terenowych Parsęty ($0,5 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$, Zwoliński 1988), Szesupy (do $0,6 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$, Smolska 1996) czy Łyny (Glińska-Lewczuk 2002).

Prowadzi to do wniosku, że pełny cykl rozwoju zakola może się dokonywać w okresie od kilkudziesięciu do kilkuset lat (ryc. 9.19). Znane są również dowody na nawet tysiącletnią stabilność koryt meandrowych (Florek 1991). Tempo to różnicuje się znacząco w zależności od warunków litologicznych i hydrologicznych. Najintensywniejsze przekształcenia krawędzi brzegowych koryt obserwowane są w czasie wiosennych, niekiedy zimowych wezbrań roztopowych, a niekiedy także w okresie wezbrań letnich. Te ostatnie odgrywają większą rolę

Ryc. 9.18. Zmiany przebiegu koryt rzecznych w strefie młodoglacjalnej
 A – zmiany koryta Słupia na odcinku Krzynia–ujście Skotawy w latach 1891–1970, średnie tempo erozji bocznej na wybranych odcinkach Słupia (wg Florka 1991), B – rozwój meandru Łyny poniżej Dobrego Miasta w latach 1843–1999 (wg Glińskiej-Lewczuk 2002)

na południe od zasięgu fazy pomorskiej. Najniższe tempo erozji bocznej obserwowane jest na zakolach o małym promieniu krzywizny, następnie na prostych odcinkach koryta, natomiast najwyższe tempo zmian brzegowych notowane jest na zakolach o dużym promieniu krzywizny (Zwoliński 1989). Odcinki koryta wycięte w osadach luźnych, głównie piaszczystych, są bardziej wrażliwe i podatniejsze na procesy erozji bocznej aniżeli odcinki koryta wykształcone w pozakorytowej facji mułkowej czy gytiach i torfach wypełniających paleokoryta. Odnotowywane tempo erozji bocznej należy uznać za stosunkowo niskie w porównaniu do innych rzek Polski, chociaż rzeki strefy młodoglacjalnej płyną w większości w obrębie luźnych, łatwo rozmywalnych pokryw aluwialnych. Tak niskie tempo jest najprawdopodobniej efektem dużej bezwładności hydrologicznej rzek (Choiński 1982). Ponadto stwierdzono, że tempo erozji bocznej zmniejsza się stopniowo z biegiem rzeki na skutek dostosowywania się przepływów wód rzecznych do paramentów geometrii hydraulicznej i morfologii koryta (Zwoliński 1989).

Ryc. 9.19. Współczesny rozwój zakoli meandrowych i starorzeczy (fot. W. Florek)
A – dno doliny Słupi poniżej Krzyżyn, w prostokącie obwiedziono zakole pokazane na zdjęciach B i C,
B – koryto Słupi w czasie podwyższonych stanów wody w okresie wiosennym, C – niskie stany wody
w korycie Słupi w okresie zimy

9.4.1.2. Transport rzeczny

Z danych zbieranych przez służbę hydrologiczną wynika, że transport rumowiska w rzekach omawianego obszaru jest niewielki, pomimo dużych spadków koryt w górnych biegach rzek, dochodzących nawet do 10‰. Wyraźnie zaznacza się względna równowaga ilościowa pomiędzy wielkością transportu wlezonego i zawieszonego oraz parokrotna przewaga ilości materiału rozpuszczonego nad sumą materiału wlezonego i zawieszonego (tab. 9.3). Potwierdzają to rezultaty współczesnych badań fluwialnych w zlewni górnej Parsęty (Kostrzewski, Zwoliński 1988), Szeszupy (Smolska 1996) i dolnej Wieprzy (Florek i in. 2008) oraz na całej długości Parsęty (Zwoliński 1989, 1993, Kostrzewski, Zwoliński 1999). Proporcja ta nieco się zmienia, jeśli odliczy się masę jonów pochodzących z opadów (Wilamski 1977, 1978, Szpikowska 2004), nawożenia (Kostrzewski, Zwoliński 1985), ścieków oraz gdy wodorowęglany przeliczy się na ługowane ze zlewni węglany (Florek 1991). Te uściślenia obliczeniowe nie zmieniają jednak istotnie faktu równowagi pomiędzy ilością materiału wlezonego i zawieszonego, charakterystycznego dla koryt typu *mixed-load* (Schumm 1981) oraz przewagi ilościowej materiału rozpuszczonego nad pozostałą częścią transportowanego materiału w korytach rzecznych (tab. 9.4).

Dominującą rolę w transporcie fluwialnym odgrywają duże przepływy wody. Zależności pomiędzy stanami wody i natężeniem przepływu wody a transportem materiału rzeczno (zjawisko histerezy) w trakcie wezbrań mają obraz charakterystycznych pętli (ryc. 9.20), które odzwierciedlają relacje udziału systemu stokowego i korytowego w kształtowaniu transportu fluwialnego w okresach wezbraniowych (Zwoliński 1989, Kostrzewski i in. 1992b, 1994a, Kostrzewski i in. 1999). Dla materiału rozpuszczonego transportowanego w korytach rzecznych najczęściej występują pętle normalne (zakreślane zgodnie z kierunkiem ruchu wskazówek zegara), które obrazują rozcieńczanie wód rzecznych wodami opadowymi lub roztopowymi w miarę wzrostu przepływu i następującego sukcesywnie wyczerpywania się substancji rozpuszczonych w czasie opadania fali wezbraniowej. Z kolei pętle odwrotne (zakreślane w przeciwnym kierunku do ruchu wskazówek zegara) oznaczają wyższe koncentracje tego materiału po przejściu kulminacji wezbrania. Taki przebieg transportu substancji rozpuszczonych wiąże się z dostawą do koryta rzeczno bardziej zmineralizowanych wód spływu śródpokrywowego czy wód uruchomionych ze zbiorników retencyjnych. Pętle tego typu występują podczas niezbyt wysokich wezbrań i o długim czasie trwania, można je też obserwować w trakcie wezbrań roztopowych. Ich występowanie jest uznawane za charakterystyczne dla zlewni, w których istnieją dobre połączenia hydrauliczne między wodami podziemnymi a ciekami (Gregory, Walling 1973). W przypadku zlewni młodoglacjalnych istotny wpływ na taki przebieg koncentracji materiału rozpuszczonego mają właściwości fizykochemiczne luźnych utworów glacialnych i holocenijskiej gytii i kredy jeziornej, odpowiedzialne za tempo krążenia wód i szybki wzrost mineralizacji wód opadowych i roztopowych.

Tabela 9.3. Przeciętny ładunek i przeciętne koncentracje różnych rodzajów transportowanego materiału rzecznego w wybranych rzekach strefy młodoglacjalnej

Rzeka (profil badawczy) / powierzchnia zlewni [km ²]	Ładunek materiału rzecznego [kg·s ⁻¹]			Koncentracje materiału rzecznego [g·m ⁻³]				
	wleczono- nego L _B	zawieszono- nego L _S	rozpuszczonego L _D	L _B :L _S :L _D	wleczono- nego C _B	zawieszono- nego C _S	rozpuszczonego C _D	rozpuszczonego erozyjnego C _{DE}
Wieprza (Stary Kraków) / 1510 ¹	0,2758	0,2527	3,6466	1,09:1:14,4	19,0	21,0	256,8	134,6
Ślupia (Ślupsk) / 1470 ¹	0,2260*	0,2498	4,2491	0,90:1:17,0	14,7	19,0	263,0	144,8
Łupawa (Smółdzino) / 830 ¹	0,1190	0,1220	1,8840	0,98:1:15,4	15,3	16,0	255,0	134,5
Jarosławianka (Stary Kraków) / 6 ²	–	0,3009	6,7094	–	–	12,8	289,2	–
Parsęta (Bardy) / 2955 ³	0,3384	0,5796	8,1512	0,75:1:14,9	13,5	19,2	277,4	–
Parsęta (Dębczynno) / 1125 ³	0,2104	0,2485	3,1278	0,89:1:12,9	19,7	21,2	273,3	–
Parsęta (Krosino) / 482 ³	0,0956	0,3006	1,6034	0,47:1:7,4	18,7	38,5	274,5	–
Parsęta (Storkowo) / 74 ⁴	–	–	–	0,64:1:21,1	–	–	–	–
Szeszupa (Udziejek) / 29,1 ⁵	0,0025	0,0106	0,0865	0,25:1:8,2	2,1	27,9	286,0	150,8
Szeszupa (Pobodzie) / 73,2 ⁵	0,0011	0,0144	0,2020	0,08:1:14,8	3,1	16,9	267,3	149,7

* dla profilu Charnowo

¹ Florek, Florek (1989), według danych Brańskiego (1975), Wilamskiego (1977, 1978) Cyberskiego (1980, 1984)

² Florek i in. (2008)

³ Zwoliński (1989); a – wg danych archiwalnych

⁴ Kostrzewski i in. (1994)

⁵ Smolska 1996

Tabela 9.4. Średnie tempo transportu i denudacji w wybranych zlewniach rzek strefy młodoglacjalnej

Rzeka (profil badawczy) / powierzchnia zlewni [km ²]	Roczny transport materiału [10 ³ t]			Wskaźnik denudacji całkowitej		Liczba lat potrzebnych do zdenudowania warstwy 1 m
	rozpuszczonego erozyjnego	zawieszonego	włoczonego	[t·km ⁻²]	[mm·km ⁻² ·1k ⁻¹]	
Wieprza (Stary Kraków) / 1510 ¹	60,30	7,97	8,699	50,97	32	31400
Słupia (Słupsk) / 1470 ¹	71,80	5,95	7,139	57,75	36	27800
Łupawa (Smoldzino) / 830 ¹	31,30	3,86	3,754	46,88	29	34100
Jarosławianka (Stary Kraków) / 6 ²	0,20	0,01	–	36,85	23	43400
Parsęta (Storkowo) / 74 – średnia z lat 1986–88 ³	6,20	0,64	–	–	–	–
Parsęta (Storkowo) / 74 – rok 1992 ³	9,40	0,61		139,80	87	
Parsęta (Storkowo) / 74 – rok 1993 ³	9,70	0,41				
Szeszupa (Udziejek) / 29,1 ⁴	1,33	0,29	0,073	58,10	37	26700
Szeszupa (Pobodzie) / 73,2 ⁴	3,50	0,44	0,035	54,26	35	28560

¹ Florek (1991, wg danych Brańskiego 1975, Wilamskiego 1977, 1978 i Cyberskiego 1980, 1984)² Florek i in. (2008)³ Kostrzewski, M. Mazurek, Zb. Zwoliński 1994⁴ Smolska 1996

Ryc. 9.20. Pętle histerezy dla materiału zawieszonego (Cs) i materiału rozpuszczonego (Cd) w czasie przepływów wezbraniowych w korycie Szeszupy na Suwalszczyźnie (Smolska 1996)

Występujące najczęściej w zlewniach młodoglacjalnych pętle normalne transportu materiału zawieszonego wskazują na szybką dostawę materiału klastycznego przede wszystkim z dna i brzegów koryta rzeczne oraz jego najbliższego otoczenia, głównie z obszarów nasyconych sąsiadujących z korytem. Wzrost koncentracji zawiesiny podczas opadania wezbrania (pętla odwrotna) wynika z opóźnienia dostawy materiału zawieszonego poprzez wody spływu powierzchniowego z terenu zlewni, z pominięciem etapowej depozycji u podnóża stoku lub w dnie doliny oraz z dalej położonych zlewni dopływów. Pętle te związane z długimi

wiezbraniami wskazują na występującą wówczas łączność morfogenetycznego środowiska stokowego z fluwialnym.

W przypadku dużych zlewni młodoglacjalnych na przebieg pętli histerezy wpływać może również zróżnicowana czasowo dostawa wód z poszczególnych zlewni cząstkowych i różnicowych, efekt fali kinematycznej w korycie rzecznym oraz retencja wody na równinie zalewowej podczas wezbrania. Analiza hydrogramów Parsęty z wodowskazu w Storkowie (118,7 km rzeki) i Bardach (25 km rzeki) w trakcie wezbrania w lipcu 1988 r. wskazuje, że reakcja rzeki w postaci propagacji kulminacji fali wezbraniowej była opóźniona w stosunku do pierwszego opadu w zlewni górnej Parsęty prawie o tydzień (Kostrzewski i in. 1992a, b), a w marcu 2005 r. w czasie bardzo wysokiego wezbrania roztopowego fala kulminacyjna dotarła do Bard już po 3 dniach. W Bardach maksimum koncentracji materiału zawieszonego wyprzedziło kulminację przepływu o 3 doby, a obserwowana w lipcu 1988 r. pętla histerezy miała przebieg zgodny z ruchem wskazówek zegara. Dowodzi to szybkiego uruchomienia materiału klastycznego z systemu korytowego i obszarów sąsiadujących z korytem, podczas gdy kulminacja przepływu kształtowana jest przez zasilanie gruntowe. Duża pojemność retencyjna zlewni Parsęty powoduje, że reakcja systemu korytowego jest szybsza niż hydrologiczna.

9.4.1.3. Depozycja

Procesy akumulacyjne stanowią bardzo istotny przejaw funkcjonowania systemu fluwialnego, bowiem wpływają na układ koryt aluwialnych i morfologię równiny zalewowej. Cechy procesu akumulacji zależne są od lokalnych warunków morfologicznych (kształt koryta, typ osadów) oraz warunków hydrometeorologicznych, jak również rodzaju działalności człowieka. Szeroki zakres skrajnych wodostanów w rzece determinuje typ akumulacji i jej natężenie. W warunkach wezbraniowych dochodzi do zmiany stref akumulacji, a często przeobrażenia struktury przestrzennej form korytowych i równiny zalewowej (Zwoliński 1985, 1992, Florek 1991, Babiński 1997). Zalesienie przyczynia się do zmniejszenia ogólnej dostawy materiału do koryta rzeki oraz spadku udziału materiału gruboziarnistego w transporcie fluwialnym. W efekcie na równinach zalewowych deponowane są głównie aluwia drobnoklastyczne. Natomiast wylesienie powoduje wzrost ogólnej dostawy materiału, w tym przede wszystkim gruboziarnistego.

Środowiska morfogenetyczne i sedymentacyjne równin zalewowych rzek meandrujących w strefie młodoglacjalnej są ciągle nie w pełni rozpoznane (Zwoliński 1992). Podstawowym procesem w ich powstawaniu jest boczne przesuwanie się koryta i lateralny przyrost kolejnych pakietów osadów korytowych (w spągu – dennokorytowych, w centralnych i stropowych partiach – osadów odsypów meandrowych). Pakiety osadów korytowych są następnie pionowo nadbudowywane warstwami osadów pozakorytowych w trakcie wezbrań. Kształt, wielkość, rozmieszczenie i zasięg pokryw aluwialnych na równinie zalewowej uzależniony jest od wielu czynników, do których należą: zmniejszanie się prędkości płynięcia wody po równinie zalewowej ze wzrostem odległości od koryta rzeki, zmiana prędkości płynięcia wody w czasie pojedynczej powodzi (faz powodzi), zróżnicowanie

rzeźby równiny zalewowej i przyrost aluwii powodujący wzrost jej wysokości względnej, zmiany lesistości zlewni rzeki, zmiana spadku podłużnego i szerokości równin zalewowych (Szymański 2011; ryc. 9.21). Aluwia powodziowe określa się często terminem mada, oznaczającym synsedymenacyjny typ gleby. Mady są zwykle pochodzenia przyrostu pionowego, w odróżnieniu od osadów przyrostu bocznego, które powstają w efekcie migracji bocznej koryt. Szymański (2011) wyróżnia cztery główne populacje ziaren występujące w madach pojeziernych: piaski grube (0–1 phi), piaski drobne (2–3 phi), pyły grubo- i średnioziarniste (5–6 phi), iły średnie (11–12 phi). Zmiana udziału wspomnianych frakcji piaszczystych, mułkowych i ilastych zależy od zmian energii środowiska transportowego jest odzwierciedleniem różnych środowisk sedymenacyjnych (Spencer 1963).

Obszar rozprzestrzenienia aluwii wezbraniowych związany jest z pierwszą strefą w modelu depozycyjnym równiny zalewowej (ryc. 9.22) określonym dla rzek meandrowych Niżu Polskiego (Gonera i in. 1985, Zwoliński 1985, 1992), gdzie występuje największe zróżnicowanie morfologiczne i litofacjalne, przede wszystkim osadów piaszczystych. W kolejnej, drugiej strefie tego modelu można obserwować jedynie powleczenia mułkowe, występujące najczęściej na roślinności darniowej. Pokrywy te są efektem płynięcia spokojnych wód wezbraniowych lub dekantacji w wodach stojących. Osady te występują zazwyczaj na rozległych, proksymalnych

Ryc. 9.21. Model uwarunkowań zróżnicowania uziarnienia współczesnych aluwii powodziowych w obrębie teras i równin zalewowych (wg Szymańskiego 2011, zmienione)

obszarach basenowych równin zalewowych. Zapis prędkości przepływu wody podczas wszystkich faz pojedynczego epizodu wezbraniowego zarejestrowany jest w postaci cyklotemu powodziowego (Zwoliński 1985, Szmańda 2011). Cyklotem składa się z trzech warstw: dolnej – mułku o strukturze masywnej (Fm), zawierającego detrytus roślinny, środkowej – mułku laminowanego riplemarkowo (Fr) lub piasku mułkowego masywnego (SFm), deponowanych w strefie dystalnej równiny zalewowej oraz piasku o uziarnieniu frakcyjnym odwróconym (Smi) lub piasku warstwowanego horyzontalnie w strefie proksymalnej równiny zalewowej; górnej – mułku masywnego (Fm), w strefie proksymalnej równiny zalewowej lub piasku laminowanego riplemarkowo (Sr). Opisana sekwencja sedimentacyjna jest zwykle słabo czytelna, niemniej można przedstawić teoretyczny rozkład zróżnicowania depozycji osadów w cyklotemach powodziowych (ryc. 9.23). Natomiast w strukturze mad rzek pojeziernych powszechne są warstwowania określane jako rytmy powodziowe (Antczak 1986, Szmańda 2006, 2011, Kaczmarzyk i in.

Ryc. 9.22. Model depozycyjny współczesnych teras i równin zalewowych meandrujących rzek nizinnych (wg Gonery i in. 1985 oraz Zwolińskiego 1985, 1992)

I – strefa przykorytowa o największym zróżnicowaniu litologicznym i morfologicznym, II – strefa występowania pokryw mułkowych, III – strefa zalewania wodami wezbraniowymi, IV – strefa zalewania wodami wezbrzań katastrofalnych; A – wały przykorytowe, B – glyfy krewasowe, C – stożki deltowe, D – stożki napływowe, E – wstęgi terasowe, F – cienie piaszczyste, G – wały meandrowe, H – zagłębienia terasowe, J – meandrowe pokrywy piaszczyste, K – koryta przelewowe, L – koryta terasowe, M – starorzecza, N – zagłębienia terasowe

2008). Z kolei na dystalnych obszarach basenowych terasy zalewowej, obejmujących trzecią strefę depozycyjną, raczej nie obserwuje się śladów sedimentacji. W obrębie tej strefy występują bardzo wolne przepływy wody transportujące najdrobniejsze (dekantacyjne) cząsteczki mineralne i/lub organiczne. Obszary stowarzyszone z krawędziami dolinnymi lub wyższymi terasami rzecznyymi oraz najwyższej położonymi fragmentami równiny zalewowej są zalewane tylko w czasie najwyższych (ekstremalnych i katastrofalnych) przepływów wezbraniowych. Są to tereny wyznaczające czwartą strefę w modelu depozycyjnym terasy zalewowej. W strefie tej istnieje możliwość depozycji osadów zastoiskowych (typu *slack-water*). Po ustąpieniu wód wezbraniowych wszystkie nowo złożone osady aluwialne podlegają transformacji powezbraniowej, np. eolicznej, biogenicznej itp. (Zwoliński 1985, 1992).

Współczesna akumulacja aluwiiw pozakorytowych w dnach dolin rzek mean-drujących obszarów młodoglacjalnych może także przejawiać się w dwóch typach depozycji: z przewagą osadów mułkowych bądź osadów piaszczystych. Udokumentował to Szmańda (2002) w dnie doliny Drwęcy, gdzie przeważają osady mułkowe, oraz w dnie doliny Tążyny, gdzie głównie akumulowane są osady piaszczyste. Wynika to z różnic spadku podłużnego przeciętnego poziomu wody w korycie rzeczonym (Drwęca 0,41‰, Tążyna 2,3‰), co implikuje różnice energii przepływów powodziowych. Jak wykazał Florek (1991), zasadniczy etap wyrównania profilów podłużnych koryt rzek w północnej części pojeziernego pasa młodoglacjalnego zakończył się w początkach okresu atlantyckiego. Można przypuszczać, że w południowej części strefy młodoglacjalnej dokonało się to zdecydowanie wcześniej. Tak więc współczesne zmiany profilów podłużnych koryt rzecznych, powierzchni równin zalewowych i spągu osadów fluwialnych oraz typy depozycji pozakorytowe

Ryc. 9.23. Teoretyczny schemat litofacjalnej sedimentacji cyklotemów powodziowych (wg Szmańdy 2011, zmienione)

Litofacje: C – detrytus roślinny, Fm – masywne mułki lub ropy, Fr – mułki laminowane riplemarkowo, Sh – piaski warstwowe poziomo, Sr – piaski warstwowe riplemarkowo, SFm – masywne piaski mułkowe, FS – masywne mułki piaszczyste

stanowią kontynuację wcześniejszych procesów, których największe natężenie dokonuje się od ostatnich 200 lat za sprawą aktywności człowieka.

Akumulacja piasków i mułków w obrębie równin zalewowych najczęściej odnotowywana jest po wezbraniach wiosennych (ryc. 9.24). W porównaniu do wezbrań jesiennych, zimowych i wiosennych, wezbrania letnie są mniej produktywne i morfotwórcze, gdyż ich kulminacje są zwykle niższe, a dostępność materiału klastycznego chroniona szatą roślinną – mniejsza niż zimą. W kontekście obiegu materii w geoekosystemie równiny zalewowej można obserwować dużą retencję wód rzecznych oraz czasową depozycję osadów aluwialnych, reprezentowaną przez facje: redeponowanych starszych osadów terasowych, osadów organogenicznych, osadów starorzeczy i bagien, osadów dekantacyjnych (Zwoliński 1992).

Na wyższych poziomach terasowych występują stożki aluwialne związane z aktywnością fluwialną dopływów z okresu formowania tych teras. Obecnie podlegają przekształcaniu przez procesy stokowe. Te ostatnie wpływają również na kształt zboczy dolin i krawędzi teras. Stare stożki napływowe i krawędzie teras rzecznych są obniżane w górnych częściach i nadbudowywane u ich podnóży, wskutek czego zmniejszają się ich nachylenia, a profil przybiera najczęściej kształt wklęsło-wypukły. W wielu przypadkach te fragmenty den dolinnych modelowane są za sprawą działalności gospodarczej, dzięki czemu powstają m.in. terasy rolne.

9.4.2. Inne procesy wpływające na modelowanie dolin

Procesy stokowe wraz ze spływami powierzchniowymi i bruzdowymi, generowanymi przez zjawiska ponadprzeciętne: intensywne roztopy bądź opady rozlewne i nawalne o dużej intensywności, odgrywają istotną rolę w dostarczaniu materiału do koryt rzecznych obszarów młodogłacjalnych. Rola tych procesów znacznie wzrasta na terenach użytkowanych rolniczo oraz zurbanizowanych.

Cechą charakterystyczną obszarów młodogłacjalnych jest ograniczona rola terenu zlewni w dostawie materiału klastycznego do transportu fluwialnego (ryc. 9.25), co wiąże się z tempem i charakterem krążenia wody, a w konsekwencji mechanizmem dostawy materiału do koryta rzecznego. Znaczący udział zasilania podziemnego cieków prowadzi przede wszystkim do dostawy materiału rozpuszczonego i dominacji spływu jonowego nad odpływem zawiesiny w korycie rzeczonym (Zwoliński 1989, Kostrzewski i in. 1994a). Ograniczona dostawa osadów do koryt rzecznych jest także powodowana wychwytywaniem osadów przez obszary bezodpływowe, mające znaczny udział na terenach młodogłacjalnych (Kostrzewski 1994a), oraz akumulację erodowanej ze stoków gleby w wąskiej strefie u podnóża stoków (Smolska i in. 1995, Smolska 2001).

Strefa bezpośredniej dostawy materiału klastycznego do transportu fluwialnego obejmuje głównie koryto rzeczne, odcinki przełomowe sieci dolinnej oraz tereny podmokłe o wysokim poziomie wód gruntowych. Zasięg obszaru dostawy materiału ulega zmianie w zależności od warunków meteorologicznych, stanu wilgotności gruntu, rozwoju roślinności, a także jest zróżnicowany w profilu podłużnym cieków (Kostrzewski i in. 1997).

Ryc. 9.24. Odsypy piaszczyste – skutki wezbrań roztopowych i opadowych na rzekach nizinnych (fot. W. Florek)

A – stożki glifów kreasowych na terasie zalewowej dolnej Wieprzy k. Mazowa, B – wały przykorytowe w dnie doliny starej Skotawy, prawego dopływu środkowej Słupi

Ryc. 9.25. Dolny bieg Potoku Orzechowskiego, uchodzącego do Morza Bałtyckiego na wschód od Ustki (fot. W. Florek)

Badania w zlewni Szeszupy na Pojezierzu Suwalskim wskazują, że dostawa ze zlewni może obejmować do 5% jej powierzchni i zachodzi przede wszystkim w odcinkach przełomowych doliny oraz miejscach bezpośredniego kontaktu dolnych partii zboczy z korytem (Smolska 1996). Dla Kludy na Pomorzu Zachodnim obszar dostawy został określony na około 11% powierzchni zlewni (Mazurek 1998). Różnice te wynikają głównie z wielkości terenu stale wyłączzonego z odwodnienia powierzchniowego, który w zlewni górnej Szeszupy wynosi około 43%, a w zlewni Kludy około 24%.

Rzeki tylko lokalnie zasilane są materiałem pochodzącym ze spłukiwania z obszaru zlewni, w związku z tym znaczenie tej dostawy w transporcie fluwialnym jest niewielkie. Badania w odcinku przełomowym doliny górnej Szeszupy w okolicach Udziejka wskazują, że stanowi on 1–10% mechanicznego transportu fluwialnego (Smolska 1996). Jedynie okresowo może osiągać większe rozmiary, jak podczas wezbrania 20–23 maja 1988 r., poprzedzonego prawie dwumiesięcznym okresem bez opadów (ponad 26% ładunku zawiesiny). Podobnych obserwacji dynamiki transportu fluwialnego dokonano na Parsęcie miesiąc później (Kostrzewski i in. 1994a).

Również materiał z rozcięć erozyjnych jedynie sporadycznie dochodzi do koryta (Kostrzewski i in. 1989). Zatrzymuje się zwykle na płaskich, zadarnionych terasach, tworząc strome, ale krótkie stożki proluwialne (Kostrzewski i in. 1992a). Zasięg akumulacji podstokowej dobrze koreluje z występowaniem osadów

deluwialnych stanowiących wąską, ale wyraźną listwę u podnóża zboczy doliny, oddzieloną obniżeniami basenów powodziowych lub płaską powierzchnią terasy od brzegów koryta z wałami przykorytowymi.

Relacje udziału systemu korytowego i stokowego w kształtowaniu koncentracji zawiesiny znajdują odbicie w krótkoterminowych zjawiskach histereicznych. Interpretacja geomorficzna pętli pozwala na wskazanie charakteru genetycznego i czasoprzestrzennej dostawy materiału zawieszonego do koryta rzecznego (Zwoliński 1989, Kostrzewski, Zwoliński 1992). W przypadku bezpośredniej dostawy z systemu stokowego do koryta rzecznego materiału obserwowane są pętłe odwrotne (zakreślone przeciwnie do kierunku ruchu wskazówek zegara) występujące podczas wezbrań wywołanych długotrwałymi opadami lub roztopami.

Ze wzrostem przepływu wody powiększa się strefa dostawy materiału klastycznego, a jej zasięg zależny jest od natężenia i długości trwania opadów lub roztopów oraz uprzednich warunków wilgotnościowych podłoża. Wówczas także procesy stokowe wraz ze spływami powierzchniowymi i brzdowymi odgrywać mogą większą rolę w dostarczaniu materiału do koryt rzecznych obszarów młodoglacjalnych. Rola tych procesów znacznie wzrasta na terenach użytkowanych rolniczo oraz zurbanizowanych.

Na obszarach młodoglacjalnych istnieje zatem niewielka bezpośrednia łączność systemu stokowego z systemem korytowym, często występująca tylko w odcinkach źródłowych cieków. Na powiązania między tymi dwoma systemami silny wpływ ma morfologia dolin rzecznych. Z punktu widzenia dostawy materiału ze zlewni do koryta rzecznego istotną cechą dolin rzecznych Pomorza jest ich poligenetyczny charakter i włączenie w drogę odpływu wód form sukcesyjnych o wymiarach nieodpowiadających możliwościom rzeźbotwórczym rzeki. Dno doliny rzecznej w zależności od swojej szerokości i mikrorzeźby, budowy geologicznej, pojemności infiltracyjnej czy typu roślinności, pełni funkcje strefy buforowej zarówno dla wody i materiału pochodzącego z systemu stokowego, jak i osadów z przepływów pozakorytowych. Materiał klastyczny, zanim zostanie dostarczony do koryta rzecznego, podlega wielokrotnej redepozycji w obrębie dna dolin, teras nadzalewowych i zalewowych. Badania osadów wypełniających dna dolin w postaci przewarstwień mineralnych w osadach organicznych wskazują, że bariera w postaci dna doliny jest przekraczana podczas zdarzeń ekstremalnych.

Rola procesów eolicznych w przekształcaniu rzeźby dolin rzecznych na obszarach młodoglacjalnych nie została jak dotąd rozpoznana. Można przypuszczać, że nie odgrywa obecnie większej roli pod względem morfogenetycznym. Natomiast należy mieć na uwadze powszechne procesy dalekiego i bliskiego transportu eolicznego, które mogą deponować znaczne ilości drobnego materiału na różnych powierzchniach topograficznych dolin rzecznych (rozdz. 9.2.2), w tym bezpośrednio w korytach, wzbogacając w ten sposób transportowany materiał rzeczny o cząstki eoliczne (Zwoliński 1989).

W dnach dolin wielu rzek młodoglacjalnego pasa pojeziernego znaczną powierzchnię zajmują naturalne baseny powodziowe, które w okresie wezbrań stają się zbiornikami, w których dekantuje się drobnoziarnisty materiał dostarczany

przez rzekę. Te same obszary nader często są miejscem rozwoju zbiorowisk roślin wilgociolubnych czy wręcz torfowiskowych i w konsekwencji – sedentacji ich obumierających części. Również wysięki i wymoki, licznie występujące na dnach, zwłaszcza małych dolin, są terenami objętymi sedentacją. Bardziej skomplikowany jest proces wypełniania starorzeczy odciętych w sposób naturalny lub sztuczny. W okresach wezbraniowych stają się one obiektem wlewów wód powodziowych wnoszących różnoziarnisty osad w przewodzie mineralny. Poza wezbraniami w starorzeczach rozwijają się organizmy zwierzęce i roślinne, których szczątki osadzają się na ich dnach, formując warstwy gytii i mułków organicznych. Na obrzeżach starorzeczy zwykle rozwijają się torfowiska niskie. Po wypełnieniu starorzecza osadami powodziowymi i limnicznymi torfowisko zajmuje całą powierzchnię dawnego starorzecza (Florek 1991, Andrzejewski 1994, Tobolski 2000).

Na przebieg procesów erozji i akumulacji wpływają czynniki biotyczne. Podstawową rolę w modyfikacji procesów korytowych wywołuje roślinność wodna oraz brzegowa. Wśród roślinności doniosłą rolę odgrywają drzewa porastające krawędzie brzegowe, wymuszające kulisowy rozwój tych krawędzi przez procesy erozji bocznej (Zwoliński 1989). Powalę drzew, zwłaszcza w korytach małych rzek, powodowane przez bobry (Witt 1998) są zazwyczaj przyczyną przebudowy morfologii koryta na długich odcinkach. Najwyraźniej zaznacza się to w związku z rozmieszczeniem tam bobrowych, które niekiedy tworzą układy kaskadowe, co wiąże się z powstawaniem złożonych kanałów przelewowych, odkładaniem się grubszych frakcji powyżej tam itd. Zatory roślinne formują się w korytach małych i średnich rzek przede wszystkim na zakolach o znacznych krzywiznach bądź w miejscach występowania względnie stabilnych przeszkód w ich dnach i na brzegach, sprzyjających akumulacji detrytus (strefy bruku korytowego, odsłonięte systemy korzeniowe roślinności brzegowej itp.). Detrytus roślinny i makroszczątki zwierzęce w korytach małych rzek rozłożone są bardzo nierównomiernie (Rachocki 1978, Witt 1985, 1998), co ma wpływ na modyfikację położenia form erozyjnych i akumulacyjnych. Taka sytuacja sprzyja poszerzaniu koryta oraz formowaniu się po stronie dystalnej przeszkód roślinnych – cieni piaszczystych i żwirowych, które z czasem rozwijają się w odsypy środkowe i brzeżne, a w konsekwencji przekształcają w ustabilizowane kępy (Witt 1985, 1998).

9.4.3. Współczesna morfodynamika den dolin rzecznych

W dnach dolin obserwujemy zjawisko nakładania się dwóch przeciwstawnych tendencji, a mianowicie coraz głębszego przerabiania aluwów korytowych, głównie w trakcie stanów pełnokorytowych, i nadbudowywania równin zalewowych osadami pozakorytowymi. Prawdopodobnie tę stwierdzono w dolinach dopływów Wisły: Bzury, Skrwy, Zgłowiączki, Mieni i Wdy (Andrzejewski 1994), dolinach Drwęc i Tążyny (Szmańda 2002), a także w dolinie Warty (Kozarski, Rotnicki 1977, 1978, Kozarski 1983), Słupi i Wieprzy (Florek 1991) oraz Parsęty (Zwoliński 1985, 1989, 1992). Inaczej jest w dolinach o małych spadkach (pradolinach, dolinach marginalnych), gdzie przede wszystkim obserwuje się powolne narastanie pokryw

powodziowych i sedentację materii organicznej, a efekty działalności erozyjnej są słabo zauważalne. Stan rozpoznania procesów modelujących takie doliny jest jednak słaby. Współcześnie zarówno podnoszenie poziomu równin zalewowych związane z akumulacją osadów piaszczystych w bliskim sąsiedztwie koryt rzecznych, jak i depozycja osadów kohezyjnych w ich dystalnych częściach i obniżeniach terenu połączona z sedentacją torfów prowadzą do stopniowego wyrównywania rzeźby współczesnych łóżysk rzecznych, co postrzegane jest jako tendencja agra-dacyjna w historii doliny (Kozarski, Witt 1990). O ile doliny rzeczne traktowane jako całość są formami erozyjnymi, niekiedy o bardzo złożonej strukturze, stanowiąc w głównej mierze o rozczłonkowaniu rzeźby (Kostrzewski i in. 1998), to ich elementy można zaliczyć do form erozyjnych i akumulacyjnych.

Na całym obszarze młodoglacjalnym dominują koryta o przebiegu krętym (meandrowym). Naturalne koryta o przebiegu prostoliniowym są zwykle krótkie, natomiast dłuższe odcinki prostoliniowych koryt występują tam, gdzie uprzednio prowadzono prace regulacyjne. Koryta o niewymuszonej geometrii zachowały się właściwie tylko w górnych biegach rzek. Znaczna część koryt meandrujących ma cechy w dużej mierze zmienione przez regulacje. Mapy topograficzne z XIX w. ukazują różnicowanie morfologiczne koryt rzecznych z okresu przedregulacyjnego. Zakola o regularnych kształtach były rzadkością i występowały w dolinach rzek przepływających przez obszary sandrowe. Najczęściej spotykane były koryta o nie-regularnej krętości, co związane było z przerabianiem przez rzeki zróżnicowanych litologicznie osadów. Występowały też fragmenty koryt typu anastomozującego. Przykładem może być Pisa poniżej jeziora Roś. Przekształcenie w koryto kręte następowało etapami, w dużym stopniu było uwarunkowane regulacją (ryc. 9.26).

W obrębie koryta, które samo w sobie stanowi morfologiczny element erozyjny, wyróżnić można formy erozyjne niższego rzędu, np. rozmaitych kształtów przegłębienia i kotły erozyjne. Rozmiary i kształty tych form są wypadkową oddziaływania czynników lokalnych (zróżnicowane pod względem erozyjności skały luźne) i hydraulicznych (energia wody, która zależy od ilości wody, spadku koryta i obciążenia różnymi rodzajami materiału rzecznoego). Formy akumulacyjne w korytach rzecznych cechuje duża różnorodność. Należą do nich formy denne odzwierciedlające aktualny stan hydrodynamiczny koryta. Najpowszechniejsze są elementy płaskiego dna, różnego rodzaju riplemarki prądowe, wydmy i antywydmy, zaś spośród form wyższego rzędu – liczne odmiany łach i odsypów, występujące zarówno pośrodku koryt, jak i przy ich brzegach.

W środowiskach depozycyjnych równin zalewowych rzek meandrujących w strefie młodoglacjalnej można wydzielić współcześnie deponowane facje osadów stowarzyszone z odpowiadającymi im formami rzeźby, występującymi na powierzchniach teras zalewowych. Kolejność tworzenia się facji osadowych oraz form została podporządkowana sześciu fazom przepływów ponadpełnokorytowych (Gonera i in. 1985, Zwoliński 1992):

- wzrastanie stanów wody i modyfikacja krawędzi brzegowych koryta,
- stopniowe zalewanie obszarów pozakorytowych i początkowa depozycja,
- kulminacja wezbrania i masowy transport i depozycja,

Ryc. 9.26. Wyprostowane koryto Pisy poniżej jeziora Roś (wg Geoportalu GUGiK)

- opadanie stanów wody i gwałtowna depozycja,
- zanikanie przepływu pozakorytowego i końcowa depozycja,
- transformacja powezbraniowa form i osadów pozakorytowych.

Najwyższe przepływy wezbraniowe rzek zazwyczaj pozostawiają na równinach zalewowych wiele śladów zarówno erozyjnych, jak i akumulacyjnych. Wśród form erozyjnych na uwagę zasługują liczne koryta przelewowe oraz zagłębienia erozyjne. Zdecydowanie więcej obserwowanych jest form akumulacyjnych. Reprezentowane są one przez łachy wsteczne, wały przykorytowe, glify krewasowe, meandrowe pokrywy piaszczyste, odsypy koryt terasowych i przelewowych, wstęgi terasowe, cienie piaszczyste, stożki deltowe i aluwialne, wały meandrowe i zagłębienia międzywałowe. Występowanie wymienionych form aluwialnych ograniczone jest do najbliższego sąsiedztwa koryta rzecznego, gdzie obserwowane jest największe ich zróżnicowanie genetyczne i litologiczne (ryc. 9.21). Niektóre typy łach, np. wsteczne czy meandrowe, formują się synchronicznie z równinami zalewowymi (Zwoliński 1986).

Na pojezierzach młodoglacjalnych do wyjątkowych form w skali kraju należą stożki deltowe powstające w ujściach rzek do jezior. Rozwijają się one zwykle jako klasyczne delty typu gilbertowskiego, co zostało omówione na przykładzie delty wyspywanej do jeziora Płociczno (Chudzikiewicz i in. 1979). Podobnie rozwijają się delty powstające w sztucznych zbiornikach na rzekach, które opisali m.in. A. Rachocki (1974) na Raduni, a także E. Florek (1997) oraz E. Florek i in. (2008) na środkowej Słupi.

Krajobrazy młodoglacjalnych zlewni rzecznych są stosunkowo stabilne morfologicznie i nawet opady o małej powtarzalności, rzędu opadów 100-letnich, nie są w stanie wywołać bardzo istotnych zmian w ich strukturze wewnętrznej. Wartości progowe stabilności są przekraczane jedynie lokalnie w subsystemach stokowych użytkowanych rolniczo, a w większym zakresie w subsystemach korytowych małych i średnich cieków. Zatem geoekosystemy rzeczne odznaczają się zróżnicowaną (przestrzennie) i zmienną (czasowo) odpornością na oddziaływanie procesów ponadprzeciętnych i ekstremalnych. Niemniej gwałtowne, lokalne ulewę, spiętrzenia sztormowe w ujściowych odcinkach rzek uchodzących do Bałtyku, gwałtowne zdarzenia związane z zatorami lodowymi, ekstremalne przepływy i susze hydrologiczne (Kostrzewski i in. 1999) mają niekiedy duże znaczenie we współczesnym przebiegu procesów fluwialnych oraz w kształtowaniu rzeźby den dolin rzek w krajobrazie młodoglacjalnym.

9.5. Wpływ człowieka na współczesny rozwój rzeźby młodoglacjalnej

Badania wpływu człowieka na ukształtowanie powierzchni obszarów młodoglacjalnych zapoczątkował w Polsce S. Pawłowski (1923), natomiast na szerszą skalę podjęto je dopiero po II wojnie światowej. W pierwszej kolejności w centrum zainteresowania badaczy znalazły się tereny bardziej urozmaicone hipsometrycznie, a dopiero później obszary równin morenowych. Liczne prace reprezentują

Ryc. 9.27. Wybrane obszary objęte badaniami stopnia antropogenicznego przeobrażenia rzeźby terenu w strefie młodoglacjalnej (wg Podgórskiego 2010)

dwa główne nurty: ukazują morfologiczne skutki działalności pozarolniczej lub też dotyczą zmian rzeźby terenu wskutek uprawy roli. Do prekursorów tych kierunków badań należą m.in.: H. Uggla (1956), L. Kozacki (1980, 1983) oraz M. Sinkiewicz (1989, 1998).

Ustalenie geomorfologicznych następstw działalności człowieka ma wymiar naukowy oraz praktyczny. Znaczenie aplikacyjne mają zarówno badania denudacji antropogenicznej (Sinkiewicz 1991, 1995, 1998, Szpikowski 2001, 2003a, Świtoniak, Bednarek 2014), jak i przekształceń ich powierzchni wskutek eksploatacji surowców mineralnych (Kozacki 1980), rozwoju komunikacji (Podgórski 1997, Sarnowski, Podgórski 2012) oraz innych sfer działalności gospodarczej (Florek 1983, Jaworski 1995, Molewski, Juśkiewicz 2014). Podejmowane są także próby ogólnej oceny stopnia antropogenicznego przekształcenia rzeźby terenu wybranych obszarów młodoglacjalnych (Kozacka 1964, Jaworski 1995, Podgórski 1996, 2005, Szpikowski 2004; ryc. 9.27) oraz ustalenia wpływu człowieka na morfologię terenu na podstawie rekonstrukcji rzeźby przy wykorzystaniu wyników prac archeologicznych i archiwalnych materiałów kartograficznych (m.in. Plit 2010, Kaniecki 2013, Molewski i in. 2017, Zwoliński i in. 2018) lub geoinformacji geologicznej i historycznej (np. Molewski, Juśkiewicz 2014). Szczególne znaczenie, ze względu na żyzność i produktywność gleb, nabierają prace dotyczące wpływu człowieka na przekształcanie pokryw glebowych, co zwykle łączy się z antropogenicznymi zmianami w rzeźbie terenu (Marcinek 1994, 1998, Marcinek, Komisarz 2001, 2004, Szpikowski 2005).

9.5.1. Powstanie i typologia antropogenicznych form rzeźby terenu

Antropogeniczne formy rzeźby terenu występujące na obszarze młodoglacjalnym związane są z różnymi kierunkami działalności gospodarczej, tj. eksploatacją

surowców mineralnych, rozwojem szlaków komunikacyjnych, rozwojem osadnictwa, działalnością rolniczą, działalnością militarną, rozwojem przemysłu, gospodarki wodnej (ryc. 9.28). Ponadto geneza tych form wiąże się z odmienną wielkością i różnym charakterem oddziaływania na pierwotną rzeźbę terenu, co pozwala na ich zaklasyfikowanie do dwóch grup (Podgórski 1996). Do pierwszej grupy należą formy powstałe wskutek bezpośredniej działalności człowieka, która prowadzi do powstania nowych form lub przekształcenia już istniejących w sposób zamierzony (np. nasypy) bądź niezamierzony (np. leje po eksplozji bomb). Natomiast drugą grupę tworzą formy pośrednio związane z działalnością człowieka, które powstały wskutek procesów przez niego wywołanych, przyspieszonych bądź kierowanych (np. parowy drogowe) oraz formy powstałe wskutek procesów o charakterze naturalnym, którym podlegał materiał pochodzenia antropogenicznego.

Zróżnicowany charakter bezpośredniego oddziaływania człowieka na powierzchnię topograficzną wyraża rzeźba antropogeniczna oraz jej relacja z pierwotną powierzchnią terenu (naturalną lub wcześniej ukształtowaną przez człowieka). Na tej podstawie wydziela się formy antropogeniczne związane z budującym (A), niszczącym (B) i modyfikującym (C) oddziaływaniem człowieka na morfologię terenu.

Na obszarze młodoglacjalnym do typu A zalicza się formy, które powstały wskutek antropogenicznej akumulacji materiału – formy pozytywne (wypukłe), np. nasypy drogowe i kolejowe, wały przeciwpowodziowe, groble, hałdy, kopce. Spąg utworów budujących te formy zalega na powierzchni ukształtowanej wskutek procesów naturalnych lub powierzchni starszych form antropogenicznych. Do typu B należą formy wklęsłe, powstałe w wyniku niszczenia powierzchni terenu, np. kamieniołomy, żwirownie, piaskownie, glinianki, potorfia, kanały, transeje. Z kolei do form typu C zalicza się formy powstałe wskutek wyrównywania powierzchni terenu i te, których powierzchnia pierwotna została tylko częściowo zmieniona, np. podcięcia drogowe, terasy rolne, powierzchnie wyrównane. W ich spągu można wyróżnić powierzchnie nienaruszone oraz zniszczone.

Okres współczesny obejmuje dwa spośród pięciu wyróżnionych w literaturze etapów antropogenizacji rzeźby terenu Polski (Podgórski 2001a, b). Pierwszy z tych etapów rozpoczął się pod koniec XVIII w., a zakończył się w drugiej połowie XX w. Charakteryzuje się znacznym wzrostem liczby ludności oraz dynamicznym rozwojem wielu dziedzin gospodarowania. Szczególnie przemysł, komunikacja i gospodarka wodna przyczyniły się do powstawania na obszarze młodoglacjalnym dużych form antropogenicznych – powierzchni wyrównanych, wyrobisk, nasypów i wkopów kolejowych oraz drogowych, niecek zbiorników wodnych, nabrzeży portowych, ostróg, umocnień brzegów, uregulowanych koryt rzecznych i obwałowań. Niektóre z tych form, ze względu na regularne i wydłużone kształty, w szczególny sposób zmodyfikowały rzeźbę terenu. W tym czasie dokonała się też rewolucja agrarna. Wprowadzenie głębokiej orki, wzrost znaczenia upraw okopowych – głównie ziemniaków i buraków cukrowych, a także nadmierny wyrąb lasów w celu zwiększenia areалу użytków rolnych,

Ryc. 9.28. Formy antropogeniczne w okolicach Torunia (wg Podgórskiego 1996)

zintensyfikowały denudację antropogeniczną. Natomiast po II wojnie światowej zaszły istotne zmiany polityczne oraz społeczno-gospodarcze, wskutek czego część form antropogenicznych uległa zniszczeniu (np. niektóre wysokie miedze zaorano podczas tworzenia wielkoobszarowych spółdzielczych i państwowych gospodarstw rolnych; zlikwidowano część nasypów kolejowych w następstwie zamknięcia nierentownych linii kolejowych). Formy antropogeniczne z tego okresu, chociaż nawiązują charakterem do form starszych, pod względem

morfometrii niekiedy znacznie je przewyższają (np. wyrobiska i zwały związane z eksploatacją węgla brunatnego).

Drugi etap rozpoczął się na przełomie lat 70. i 80. XX w. Charakteryzuje go dążenie do kontrolowanego i zrównoważonego przekształcania rzeźby powierzchni, wskutek czego stosunek terenów przekształconych do terenów o zachowanej naturalnej rzeźbie utrzymuje się na zbliżonym poziomie. Prowadzone są także na coraz większą skalę prace o charakterze renaturalizacyjnym i rekultywacyjnym. Osłabiają one negatywne skutki antropogenicznej transformacji rzeźby terenu, ale jednocześnie nadają jej często charakter wtórny – poligenetyczny. Sprzyja to coraz silniejszemu koncentrowaniu się form antropogenicznych na niewielkich obszarach oraz powstawaniu nowych form antropogenicznych w centralnych częściach terenów wcześniej przekształconych.

9.5.2. Wpływ działalności człowieka na morfologię terenu

Formy antropogeniczne różnią się morfometrią, kształtem, budową wewnętrzną, uziarnieniem oraz składem fizycznym i chemicznym. Formy akumulacyjne zbudowane są zarówno ze skał przydatnych w procesie produkcji (np. hałdy), skał płonnych (np. zwały nadkładu), jak i odpadów poprodukcyjnych (np. zwały żużla, popiołu) lub komunalnych. Większość form tej grupy to nagromadzenia materiału naturalnego lokalnego pochodzenia (np. kurhany, grodziska, wały przeciwpowodziowe, groble ograniczające stawy rybne, terpy). Do budowy innych dodatkowo wykorzystano materiał obcy (np. do wznoszenia nasypów na terenach podmokłych). Dzięki temu uzyskano pożądane parametry techniczne (np. większe nachylenie skarp nasypów drogowych) i zwiększono ich trwałość (np. ostróg brzegowych). Także formy antropogeniczne utworzone wskutek niszczącej działalności człowieka wykazują między sobą znaczne zróżnicowanie, co przede wszystkim wynika z budowy geologicznej podłoża, rodzaju eksploatowanego surowca, pełnionej przez te formy funkcji gospodarczej, wieku form itd.

Położenie, morfometria i budowa wewnętrzna form antropogenicznych ściśle odpowiadają zarówno potrzebom człowieka, jak i nawiązują do pierwotnego ukształtowania terenu. W obrębie dolin rzecznych dominują formy pozytywne, natomiast na terenach płaskich i o urozmaiconej powierzchni – formy wklęsłe lub typu mieszanego (niszcząco-akumulacyjne). Formy związane z rozwojem sieci transportowych są niskie na obszarach płaskich, a na terenach o urozmaiconej rzeźbie zwykle osiągają większe deniwelacje i są najczęściej zlokalizowane w miejscach naturalnych poprzecznych rozcięć stoków lub zboczy dolin bądź też są usytuowane równolegle do przebiegu stoku. Formami pospolitymi na Niżu Polskim są wyrobiska po eksploatacji gliny, żwiru, piasku, iłów oraz występujące w ich sąsiedztwie zwały, grzędy i powierzchnie wyrównane. Największe formy o tej genezie związane są z eksploatacją wapieni (kamieniołomy na Kujawach i Pomorzu Zachodnim), węgla brunatnego (wyrobiska w Wielkopolsce), wielkie żwirownie i piaszownie, a z kolei niewielkie piaszownie i żwirownie są skutkiem eksploatacji surowców na potrzeby lokalne. Pozyskiwanie surowców

może stanowić przyczynę zaniku naturalnych form akumulacji glaciofluwialnej, np. ozów. Wpływ antropopresji na ukształtowanie terenów młodoglacjalnych dokumentują także nieliczne formy związane z wgłębną eksploatacją surowców mineralnych, np. pozostałości podziemnych wyrobisk węgla brunatnego na obszarze Środkowego Poodrza (Kozacki 1980) lub soli kamiennej w Inowrocławiu. Przekształcenia rzeźby w początkowej fazie eksploatacji górniczej są małe i mają charakter inicjalny. Wiążą się głównie z budową drogi dojazdowej, ewentualnie z drążeniem szybu (zwały skały płonnej), a zatem są skutkiem bezpośredniego oddziaływania człowieka na powierzchnię terenu i górotwór. Podjęcie wgłębnej eksploatacji surowca mineralnego prowadzi do powstania form podpowierzchniowych. Należą do nich m.in. podziemne wyrobiska górnicze (mające jednak kontakt z powierzchnią ziemi poprzez szyby lub chodniki) określane jako antropogeniczne formy zakryte. Natomiast w kolejnych fazach powstają formy pośrednio związane z działalnością człowieka, takie jak: niecki osiadania, leje zapadliskowe i zapadliska.

W granicach administracyjnych dużych miast dominują formy akumulacyjne będące efektem rozwoju osadnictwa, przemysłu i komunikacji, a rzadziej działalności militarnej. Powierzchnie wyrównane związane z budownictwem powstają zarówno wskutek ścinania, jak i nadsypywania powierzchni terenu. W obrębie najstarszych części średniowiecznych miast miąższość gruntów nasypowych osiąga wartości 2,5–4 m (np. w Słupsku – Florek 1991), a w skrajnych przypadkach – tak jak na obrzeżach Starego Miasta Torunia, gdzie zasypiano zakłębłości terenu – nawet 5–7 m i więcej (Fedorowicz 1993, Molewski, Juśkiewicz 2014), czy w Poznaniu (Kaniecki 1993), na Ostrowie Tumskim – także do 7 m (Zwoliński i in. 2018). W bliskim sąsiedztwie występują zazwyczaj formy różnowiekowe, związane z kilkoma kierunkami gospodarczej działalności człowieka.

Złożone układy form antropogenicznych występują w dolinach rzek (wały przeciwpowodziowe, groble, niecki zbiorników retencyjnych, kanały żeglugowe i derywacyjne, nasypy pod elementy sieci osadniczej itp.). Ingerencje w dna dolin rzecznych polegające na nadsypywaniu równin zalewowych i zajmowaniu powstałych w ten sposób terenów na cele budownictwa mieszkaniowego i przemysłowego były i są nader powszechne, a nasilały się w okresach ekspansji przemysłu (przełom XIX i XX w.) i po kolejnych wojnach, kiedy to gruz ze zniszczonej zabudowy rozplantowano na równinach zalewowych.

Najbardziej radykalne zmiany w korytach rzek spowodowały budowle piętrzące wodę oraz budowle regulacyjne (zabezpieczające brzegi, ostrogi itp.). Praca jazów zmieniała rytm i zakres wahań przepływów, a w konsekwencji zakłóciła relacje pomiędzy procesami erozji, transportu i akumulacji, jakie istniały do tej chwili w korycie rzeki. W przypadkach umiejscowienia na rzekach kilku budowli piętrzących, koryta zostały podzielone na autonomiczne odcinki, często o różnym natężeniu wskazanych uprzednio procesów. Powyżej piętrzeń, w strefie spiętrzonej wody, następuje bowiem ograniczenie prędkości płynięcia wody wskutek zmniejszenia spadku i wzrostu przekroju poprzecznego koryta. Powoduje to obniżenie zdolności transportowej ciekłu i odkładanie się materiału, zwłaszcza grubszych

frakcji rumowiska. Z kolei poniżej piętrzeń, wskutek zwiększenia się prędkości płynięcia i zatrzymania dostawy materiału, możliwości transportowe rzek zawsze osiągają wyższe wartości. Prowadzi to do pogłębiania koryta na skutek wzmożonej erozji wgłębnej bezpośrednio w sąsiedztwie budowli piętrzącej, a w dalszej od niej odległości akumulacji materiału – powstania odcinka agradacyjnego.

Mimo daleko posuniętej ingerencji człowieka w środowisko dolin i koryt rzecznych nie odnotowano w młodoglacjalnym pasie pojeziernym tendencji do dziczenia koryt rzecznych. Koryta rzek na niektórych odcinkach dzieliły się wprawdzie na ramiona, ale były to ramiona rzek anastomozujących (rzeki przy-morskie – Florek 1991, Warta w Poznaniu – Kaniecki 1993, 2013, Warta między Kołem a Koninem – Szpikowski 2018). Utrzymywała się przewaga transportu rumowiska zawieszonego nad wleczonym i przewaga przyrostu pionowego nad bocznym przyrostem osadów, przy względnie stabilnym układzie koryt.

Rolnicze użytkowanie stoków powoduje stopniowe narastanie miąższości pokryw stokowych w agradacyjnej (zwłaszcza dolnej) części stoku oraz rozwój akumulacyjnych teras rolnych. Badania w zlewni Perznicy na Pojezierzu Drawskim wykazały, że natężenie nadbudowywania podnóży stoków wynosiło od $0,5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ w okresie 500–1000 A.D., do $1\text{--}1,5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ w latach 1000–1800 A.D., natomiast natężenie akumulacji diamiktonu rolnego w ostatnich 200 latach wynosiło od 3,3 do $8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ (Szpikowski 2010). Ponadto może stanowić przyczynę powstania na stokach użytkowanych rolniczo śródpolnych skarp degradacyjnych (w tym tzw. wysokich miedz).

Kilkakrotne zmiany w charakterze działalności gospodarczej bądź też częściowe lub całkowite jej zaprzestanie są przyczynami powstania kopalnych form antropogenicznych. Najstarsze formy kopalne związane są z osadnictwem grodowym okresu halsztackiego (np. doły półziemianek, jamy zasobowe). Okres współczesny zaś dokumentują m.in. formy związane z działalnością militarną (np. fosy bastionów obronnych) oraz gospodarką wodną (np. kanały i rowy melioracyjne). Niektóre z form kopalnych są dobrze czytelne na zdjęciach lotniczych, natomiast rozpoznanie ich w terenie wymaga wcześniejszych analiz porównawczych map archiwalnych i współczesnych (Kozarski, Rotnicki 1977, 1978, Kaniecki 2013, Molewski i in. 2017). Znaczący postęp w rozpoznaniu subfosalnych form antropogenicznych związanych z osadnictwem prahistorycznym przyniosło zastosowanie laserowego skaningu lotniczego i naziemnego (Banaszek, Wróblewska 2013, Banaszek i in. 2013, Florek, Tylman 2013) (ryc. 9.29).

Stosunkowo nieliczną grupę tworzą antropogeniczne formy subakwalne (podwodne), czyli formy, które powstały w obrębie dna funkcjonującego zbiornika wodnego lub też znalazły się tam wskutek jego późniejszego utworzenia. Ten typ reprezentują przede wszystkim niecki zbiorników wodnych oraz zawodnione wyrobiska po eksploatacji surowców mineralnych. W wielu zbiornikach formują się delty piaszczyste, w obrębie których z czasem powstają zespoły wysp i odsypów. Tempo akumulacji osadów, a tym samym i tworzenia form w zbiornikach, jest na ogół niewielkie. W wielu przypadkach skutki akumulacji osadów w zbiornikach są ograniczane przez bagrowanie (zbiornik włocławski, ale i małe zbiorniki na

Ryc. 9.29. Formy antropogeniczne w dolinie Wieprzy koło Starego Krakowa zidentyfikowane na obrazie lidarowym (obraz lidarowy udostępniony dzięki uprzejmości prof. W. Rączkowskiego)

1 – nasypy dróg średniowiecznych, 2 – nasypy dróg współczesnych, 3 – parowy drogowe, 4 – wyrobiska piaskowni, 5 – wał grodziska łużyckiego, 6 – skanalizowany odcinek rzeki Stobnicy

rzekach przymorskich; Florek i in. 2008). Do form subakwalnych należą również formy erozyjne, których intensywny rozwój jest najczęściej związany z powstaniem i ewolucją tzw. wyboju poniżej stopni piętujących. Nie sposób pominąć w takich zbiornikach naturalnych form degradacyjnych kształtujących się pod wpływem ruchów grawitacyjnych na brzegach zbiorników, ale których zapoczątkowanie było spowodowane działalnością człowieka.

Zdarzenia ekstremalne mogą doprowadzić do częściowego lub nawet całkowitego zniszczenia antropogenicznych form rzeźby terenu, np. zapór ziemnych i grobli. Niepożądane następstwa wezbrań powszechnie odnotowywane w czasach historycznych, także w okresie współczesnym nie należą do rzadkości. Opisyane w literaturze przykłady (Brykała i in. 2003, Podgórski 2004) pokazują, że zdarzenia ekstremalne stanowią realne zagrożenie dla form antropogenicznych, ale też jednocześnie dowodzą, że morfologiczne skutki tego typu zdarzeń mogą być wywołane lub zwielokrotnione przede wszystkim przez wcześniejsze działania człowieka.

Wiedza na temat rozmiarów antropogenicznej transformacji rzeźby Niżu Polskiego jest wciąż niepełna, bowiem dotyczy tylko wybranych jego fragmentów. Ponadto trudności w zakresie ustalenia rzeczywistych rozmiarów zmian rzeźby

terenu dokonanych wskutek uprawy roli sprawiają, że podczas obliczania stopnia antropogenicznego przekształcenia rzeźby wpływ tego kierunku działalności człowieka jest zwykle pomijany lub uwzględniany jedynie w nawiązaniu do wybranych form rzeźby terenu. Dzieje się tak, chociaż wiadomo, że przekształcenia rzeźby obszarów młodoglacjalnych wskutek uprawy roli przekraczają wartości kilkunastu procent (np. gleby deluwialne zajmują 10–15% ogólnej powierzchni Pojezierza Mazurskiego – Uggle 1956, a ok. 43% powierzchni Pojezierza Myśliborskiego – Koćmit i in. 2001a). Badania w zlewni Perznicy na Pojezierzu Drawskim wykazały, że występuje wyraźny związek ewolucji toposekwencji glebowych, przekształcanych przez oddziaływanie denudacji antropogenicznej i splukiwanie przyspieszone, z litologią podłoża (Szpikowski 2010). Gleby wykształcone z glin i piasków gliniastych podlegają intensywnej denudacji w górnej i środkowej części profilów stokowych, gdzie powstają gleby płowe opadowo-glejowe zerodowane, natomiast dolne segmenty stoków są nadbudowywane przez osady deluwialne i miększe pokrywy diamiktonu rolnego wkraczające na gleby gruntowo-glejowe bądź czarne ziemie glejowe. Dla profilów stokowych o takiej litologii gleby zerodowane zajmują 67%, gleby deluwialne 28%, a gleby niezmienione zaledwie 5% długości stoku. Dla gleb wytworzonych z piasków górna część profilu stokowego zajęta jest przez gleby rdzawe, natomiast dolna, przez gleby deluwialne, wkraczające na gleby bielcowo-rdzawe lub bielice. Gleby deluwialne zajmują tam średnio 40% długości stoku. Ponieważ poszczególne obszary znacznie różnią się między sobą stopniem antropogenicznego przeobrażenia rzeźby, dąży się w pierwszym rzędzie do ich jakościowej klasyfikacji, np. na podstawie analizy przestrzennej układu pokryw glebowych, morfologii profilów i niektórych właściwości fizykochemicznych gleb oraz wskaźnika średniej wielkości degradacji wybranych stoków (np. Sinkiewicz 1998).

W celu określenia stopnia przekształcenia rzeźby terenu wskutek bezpośredniego oddziaływania człowieka oblicza się odsetek powierzchni zajmowanej przez formy antropogeniczne w uprzednio wyróżnionych polach podstawowych – zwykle o wielkości 1 km² (Kozacka 1964, Podgórski 1996, 2010). Dotychczasowe wyniki badań wskazują, że największe zmiany rzeźby terenu związane są z rozwojem osadnictwa oraz szlaków komunikacyjnych (Kostrzewski i in. 2008). Oddziaływanie innych kierunków gospodarczej działalności człowieka jest wyraźnie mniejsze. Jednocześnie potwierdzają wpływ naturalnych predyspozycji środowiska przyrodniczego na lokalizację form antropogenicznych, co wynika z dużej georóżnorodności terenów młodoglacjalnych oraz sygnalizowanej uprzednio przewagi ich rolniczego wykorzystania. W przypadku dużych nagromadzeń antropogenicznych form rzeźby terenu dochodzi do wykształcenia się ich specyficznych układów przestrzennych: liniowych, powierzchniowych i mieszanych.

W strefie młodoglacjalnej dominują tereny o rzeźbie przekształconej w stopniu małym (np. poniżej 1% w Kotlinie Toruńskiej) lub średnim (np. duże wiejskie ośrodki osadnicze, obszary podmiejskie, strefy wyznaczone układem szlaków komunikacyjnych o znaczeniu regionalnym i lokalnym, fragmenty dolin z licznymi gołbami i gęstą siecią rowów melioracyjnych, w których wartości wskaźnika

wynoszą od kilku do kilkunastu procent). Tereny o silnie przekształconej rzeźbie koncentrują się głównie w obrębie miast (średnie wartości wskaźnika od kilkunastu do kilkudziesięciu procent – w przypadku dużych miast, np. Bydgoszczy, ponad 64%, w granicach administracyjnych Torunia średnio 46%). Tereny o najsilniej zmienionej rzeźbie to przede wszystkim strefy przemysłowe i intensywnej eksploatacji surowców mineralnych, centra dużych miast oraz pasy wytyczone przez główne szlaki komunikacyjne. Liniowe formy antropogeniczne (nasypy, wały, groble, fosy, rowy, kanały) niekorzystnie wpływają na obieg materii w środowisku. Przerywają one ciągłość obiegu wody i przemieszczania osadów w dolinach rzecznych oraz na wysoczyznach, gdzie np. miedze, terasy rolne często tworzą lokalne bazy denudacyjno-akumulacyjne.

Dalszy, powolny wzrost powierzchni zajmowanej przez formy antropogeniczne będzie nadal związany z rozwojem osadnictwa i komunikacji. Na wielkość przekształceń będzie jednocześnie wpływać rekultywacja, która na terenach poeksploatacyjnych prowadzi do kolejnej transformacji rzeźby powierzchni.

9.6. Podsumowanie

Indywidualność geograficzną strefy młodoglacjalnej określa dominacja rzeźby polodowcowej, położonej w zasięgu umiarkowanej strefy klimatycznej i w sąsiedztwie Morza Bałtyckiego, oraz zróżnicowanej w czasie i przestrzeni działalności człowieka.

W strefie młodoglacjalnej dominują krajobrazy wysoczyzn morenowych i równin sandrowych, w zasięgu których występują zespoły form rzeźby poglacjalnej: stokowej, fluwialnej i eolicznej. Wysoczyzny mają wyraźne obramowania formami dolinnymi, co jest szczególnie charakterystyczne dla zachodniej części strefy młodoglacjalnej. Rzeźba strefy młodoglacjalnej jest efektem glacialnego systemu morfogenetycznego zlodowacenia wisły, z wyraźnym retuszem morfogenezy okresu późnoglacjalnego i holocenńskiego. Wyjątkowo charakterystyczną cechą strefy młodoglacjalnej jest sekwencja pasów morfogenetycznych o rozciągłości południkowej, składających się z obszarów sandrowych i pradolin na południu oraz wysoczyzn morenowych na północy.

Geoeosystemy wysoczyzn morenowych i równin sandrowych kształtowane są przez denudację chemiczną, deflację i akumulację eoliczną, a w mniejszym stopniu przez erozję wodną i sufozję. Roślinność odgrywa ważną rolę we współczesnym systemie morfogenetycznym wysoczyzn morenowych i równin sandrowych. Zaznacza się to głównie w formie transformacji cech fizykochemicznych opadów, które są ważnym etapem obiegu wody w geoeosystemach równin strefy młodoglacjalnej. Wartość denudacji chemicznej dla geoeosystemów równin wysoczyznowych i sandrowych zamyka się w granicach $62\text{--}90\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, natomiast opad eoliczny osiąga 300, a nawet ponad $600\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$.

Stoki odgrywają ważną rolę w funkcjonowaniu geoeosystemów strefy młodoglacjalnej jako obszary przejściowe między wierzchowinami i równinami a dnami

dolin i zagłębień. Najważniejszym procesem kształtującym rzeźbę stoków młodoglacjalnych jest spłukiwanie, przy niewielkim udziale erozji wąwozowej i minimalnym ruchów masowych. Szczegółowe badania pozwalają stwierdzić, że rozbryzg i spłukiwanie rozproszone jest procesem powszechnym na słabo nachylonych i krótkich powierzchniach stokowych. Denudacja chemiczna zaznacza się natomiast w miejscach wilgotnych, a więc najczęściej w dolnych odcinkach stoków. Wartość spłukiwania jest uzależniona od typu użytkowania terenu i litologii. Dla stoków zadarnionych wynosi maksymalnie do $1,5 \text{ t} \cdot \text{ha} \cdot \text{a}^{-1}$, podczas gdy w uprawach okopowych może sięgać $30 \text{ t} \cdot \text{ha} \cdot \text{a}^{-1}$. Współczesne przemiany powierzchni stokowych to głównie tendencja do spłaszczania powierzchni użytkowanych ornie, a na stokach trawiastych zwiększanie udziału wypukłej części profilu stoku. Procesy o charakterze ponadprzeciętnym i ekstremalnym doprowadzają do fragmentacji stoków młodoglacjalnych siecią nieregularnych rozcięć i wąwozów.

Ważną strukturą młodoglacjalnej strefy krajobrazowej są geoekosystemy dolin rzecznych, które ze względu na tranzytowy charakter przecinający poszczególne pasy morfogenetyczne, odgrywają dużą rolę we współczesnych przemianach krajobrazowych. Funkcjonowanie geoekosystemów dolin rzecznych strefy młodoglacjalnej określają warunki pogodowe umiarkowanej strefy klimatycznej, litologia podłoża, rzeźba poglacjalna, użytkowanie terenu i wahania poziomu Morza Bałtyckiego. Charakterystyczną cechą współczesnego rozwoju dolin rzecznych strefy młodoglacjalnej jest z jednej strony tendencja do coraz głębszego przerabiania aluwii korytowych, a z drugiej nadbudowywanie równin zalewowych osadami pozakorytowymi. Geoekosystemy dolin rzecznych strefy młodoglacjalnej są w skali holocenu względnie stabilne pod względem morfologicznym. W dolinach o małych spadkach dominuje przyrost pokryw powodziowych, natomiast działalność erozyjna jest niewielka. Jedynie górne biegi rzek, szczególnie na Pomorzu, odznaczają się intensywniejszymi procesami erozji dennej i bocznej. Równiny zalewowe rzek meandrujących mają urozmaiconą morfologię, kształtowaną głównie przez przepływy wezbraniowe, jednak nawet te stany wezbraniowe nie doprowadzają do większych przemian równin zalewowych. Postulatem praktycznym jest takie kształtowanie stosunków hydrologicznych w zlewniach i planowanie prac hydrotechnicznych w dolinach rzek, aby ograniczyć, a nie zupełnie wyeliminować wylewy powodziowe. Wezbrania są ważnym czynnikiem wpływającym na utrzymanie georóżnorodności i bioróżnorodności równin zalewowych.

Działalność człowieka stanowi ważny element współczesnego rozwoju geoekosystemów strefy młodoglacjalnej. W strukturze krajobrazów młodoglacjalnych niewiele jest obszarów pozbawionych form antropogenicznych. Rzeźba terenu i sieć rzeczna są najsilniej przekształcone przez rozwój osadnictwa, sieci komunikacyjnej oraz eksploatację surowców mineralnych. Zaznacza się też wpływ innych form działalności człowieka, a mianowicie gospodarki wodnej, przemysłu, rolnictwa, działalności militarnej, a także religijnej. Współczesne oddziaływanie gospodarki na geoekosystemy strefy młodoglacjalnej jest aktualnie w większym stopniu kontrolowane poprzez uwzględnianie coraz szerzej zasady

zrównoważonego rozwoju, co jest warunkiem ochrony i zachowania struktury krajobrazowej.

Procesami najczęściej kształtującymi rzeźbę strefy młodoglacjalnej są procesy fluwialne, stokowe, eoliczne i antropogeniczne. Obserwuje się natomiast wyraźny wzrost natężenia występowania i oddziaływania na współczesny system rzeźbotwórczy różnych zjawisk ponadprzeciętnych, w tym ekstremalnych, szczególnie od przełomu XX i XXI w.

Literatura

- Alexandrowicz W., 1991, *Budowa geologiczna Polski*, [w:] L. Starkel (red.), *Środowisko przyrodnicze Polski*, PWN, Warszawa, s. 224–248.
- Alexandrowicz Z., 1967, *Kry lodowcowe w Wolińskim Parku Narodowym*, *Ochrona Przyrody*, 32, 207–224.
- Andrzejewski L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym vistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Rozprawy, Toruń.
- Andrzejewski L., Krzemień K., 2017, *Doliny i koryta rzek*, [w:] P. Jokiel, J. Pociask-Karteczka, W. Marszelewski (red.), *Hydrologia Polski*, PWN, Warszawa, s. 121–127.
- Andrzejewski L., Krzemień K., Zwoliński Z., 2018, *Zarys przyrodniczych i antropogenicznych uwarunkowań rozwoju systemów dolinnych i korytowych w Polsce*, *Landf. Anal.*, 37, 17–36.
- Andrzejewski L., Starkel L., 2017, *Ewolucja systemów dolinnych i zmiany w obiegu wody od ustąpienia ostatniego zlodowacenia*, [w:] P. Jokiel, J. Pociask-Karteczka, W. Marszelewski (red.), *Hydrologia Polski*, PWN, Warszawa, s. 111–116.
- Antczak B., 1986, *Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej i południowej części przełomu poznańskiego podczas późnego vistulianu*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, seria Geografia, 35, 1–111.
- Augustowski B., 1977, *Pomorze*, PWN, Warszawa.
- Augustowski B., 1982, *Dolina Dolnej Wisły*, Ossolineum, Wrocław.
- Babiński Z., 1997, *Procesy erozyjno-akumulacyjne poniżej stopnia wodnego Włocławek, ich konsekwencje i wpływ na morfodynamikę planowanego zbiornika Nieszawa*, IGIPZ PAN, Toruń.
- Bajkiewicz-Grabowska E., 2002, *Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych*, Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa.
- Banaszek Ł., Florek W., Kaczmarzyk J., 2013, *Sławsko and Wrześnica – two medieval strongholds in fluvial context. Interpretation of ALS and palaeohydrological data*, AARG Intern. Conference. The Past and Present from above, 26–28 September 2013, Amersfoort, The Netherlands, Book of Abstracts.
- Banaszek Ł., Wróblewska L., 2013, *Teledetekcja archeologicznych krajobrazów ziemi sławieńskiej*, [w:] W. Rączkowski, J. Sroka (red.), *Historia i kultura ziemi sławieńskiej*, t. 11, *Ośrodki miejskie*, Fundacja „Dziedzictwo”, Darłowo–Sławno, s. 45–79.
- Ber A., 2000, *Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich*, *Prace PIG*, 170, 1–89.
- Błaszkiwicz M., 1998, *Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie*, *Dokumentacja Geogr.*, 10, 1–116.
- Błaszkiwicz M., 2005, *Późnoglacjalna i wczesnoholoceńska ewolucja obniżen jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza)*, *Prace Geograficzne IGIPZ PAN*, 201.
- Borowiec S., 1965, *Mapa zagrożenia erozją wodną gruntów uprawnych powiatu chojeńskiego*, *Zesz. Nauk. WSR w Szczecinie*, 18, 195–197.

- Borówka R.K., 1992, *Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczynowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego wistulianu i holocenu*, Seria Geografia, 54, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Brykała D., Gębica P., Gierszewski P., 2003, *Geomorphological effects of the catastrophic drainage of artificial reservoir in the Młynówka Valley at Górowo Iławieckie, Poland*, Landf. Anal., 4, 75–92.
- Choiński A., 1982, *Hydrologic activity of Polish rivers*, Quaest. Geogr., 8, 45–53.
- Chudzikiewicz L., Doktor M., Gradziński R., Haczewski G., Leszczyński S., Łaptaś A., Pawełczyk J., Porębski S.J., Rachocki A., Turnau E., 1979, *Sedymентация współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno (Pomorze Zachodnie)*, Studia Geologia Polonica, 62, 1–61.
- Churska Z., Kwiatkowska E., 1964, *Rozwój osadnictwa i stosunki gospodarcze okolic Czernikowa w powiązaniu ze środowiskiem geograficznym*, Zesz. Nauk. UMK, Geografia, 3, 135–168.
- Dębski K., 1959, *Próba oszacowania denudacji na obszarze Polski*, Prace Kom. Gosp. Wodnej, 2, 477–481.
- Drwal J., 1975, *Zagadnienie bezodpływowości na obszarach młodoglacjalnych*, Zesz. Nauk. Uniw. Gdańskiego, 3, 7–26.
- Dylik J., 1958, *Problematyka geomorfologiczna wobec potrzeb rolnictwa*, Przegl. Geogr., 26(1), 4–36.
- Dynowska I., 1971, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, Zesz. Nauk. UJ, 18, Prace Geogr., 28, 1–155.
- Fedorowicz J., 1993, *Antropogeniczne przeobrażenia środowiska geograficznego na terenie miasta Torunia*, Stud. Soc. Sci. Torun., Sec. C, 10(3), 1–95.
- Florek E., 1983, *Wpływ zabudowy hydrotechnicznej na przebieg i bilans procesów fluwialnych na przykładzie dolnego Bobru*, Przegl. Geogr., 55(1), 63–89.
- Florek E., 1997, *Akumulacja w zbiornikach Krzynia i Konradowo na Słupi w świetle analizy zdjęć lotniczych*, [w:] W. Florek (red.) *Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku*, Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Słupsku, Słupsk, 3, 49–61.
- Florek E., Florek W., 1989, *Cechy hydrologiczne Słupi a osady budujące koryto*, Zesz. Nauk. AG-H, Geologia, 15, 1–2, 15–33.
- Florek E., Florek W., Łęczyński L., 2008, *Funkcjonowanie zbiorników zaporowych na Słupi jako czynnik rzeźbotwórczy*, Landf. Anal., 7, 12–22.
- Florek W., 1991, *Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza*, Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Słupsku, Słupsk, s. 238.
- Florek W., Jonczak J., Princ C., 2008, *Rola denudacji odpływowej w kształtowaniu rzeźby małych zlewni na obszarach zastoiskowych (na przykładzie dopływów dolnej Wieprzy)*, Landf. Anal., 7, 23–34.
- Florek W., Tylman I., 2013, *Skanning laserowy w badaniach morfologicznych małych dolin rzecznych (przypadek doliny Jarosławianki)*, [w:] J. Jonczak, W. Florek (red.), *Środowisko glebotwórcze i gleby dolin rzecznych*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 19–32.
- Frielinghaus M., Schmidt R., 1993, *On-site and Off-site Damages by Erosion in Landscapes of East Germany*, [w:] S. Wicherek (red.), *Farm Land Erosion in Temperate Plains Environment and Hills*, Elsevier, Amsterdam, s. 47–59.
- Galon R., 1972, *Główne etapy tworzenia się rzeźby Niżu Polskiego*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, PWN, Warszawa, s. 35–110.
- Galon R., 1979, *Formy powierzchni Polski. Zarys geomorfologii*, WSiP, Warszawa.
- Gilewska S., 1991, *Rzeźba*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 248–296.
- Glińska-Lewczuk K., 2002, *Zmiany morfometryczne starorzeczy jako efekt oddziaływania czynników naturalnych i antropogenicznych*, [w:] P. Szwarczewski, E. Smolska (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*, Wyd. UW, Warszawa, 2, 15–24.
- Gołębiewski R., 1981, *Kierunki i intensywność denudacji na obszarze zlewni górnej Raduni w późnym würmie i holocenie*, Zesz. Nauk. Uniw. Gdańskiego, 26, 1–165.

- Gonera P., 1986, *Zmiany geometrii koryt meandrowych Warty na tle wahań klimatycznych w późnym wistulianie i holocenie*, UAM, Poznań, seria Geografia, 33, 1–84.
- Gonera P., Kijowski A., Zwoliński Z., 1985, *Powezbraniowe formy akumulacyjne na terasie zalewowej Warty i Parsęty w świetle analizy zdjęć lotniczych*, Fotointerpretacja w Geografii, 8(18), 24–42.
- Górska-Zabielska M., 2000, *Wybrane właściwości petrograficzne wistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu*, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 28, 1–145.
- Gregory K.J., Walling D.E., 1973, *Drainage basin: form and processes*, Edward Arnold, London.
- Gruszcza B., Dobracka E., Langer A., 2011, *Polygenetic esker in Kluczkowo near Świdwin, NW Poland*, [w:] M. Pisarska-Jamroży, R. Dobracki (red.), *Osady glacialne fazy pomorskiej od Uckermark po Równinę Białogardzką*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 85–96.
- Hermanowski P., Piotrowski J.A., Szuman I., 2019, *An erosional origin for drumlins of NW Poland*, *Earth Surface Processes and Landforms*, DOI: 10.1002/esp.4630.
- Hojan M., 2009, *Aeolian processes on the cliffs of Wolin Island*, *Quaest. Geogr.*, 28A/2, 39–46.
- Jahn A., 1969, *Niveo-eloiczne procesy w Sudetach i ich działanie na glebę*, *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 5, 53–88.
- Jania J., Zwoliński Z., 2011, *Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczne w Polsce*, [w:] Z. Zwoliński (red.), *Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla rzeźby Polski*, *Landf. Anal.*, 15, 51–64.
- Jaworski T., 1995, *Antropogeniczne przeobrażenia rzeźby terenu w okolicach Biskupina w wyniku pozarolniczej działalności człowieka*, [w:] W. Niewiarowski (red.), *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacie i holocenie*, Oficyna Wyd. Turpress, Toruń, s. 247–279.
- Jokiel P., Marszelewski W., Pociask-Karteczka J., 2017, *Hydrologia Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Jonczak J., Kuczyńska P., 2008, *Uwarunkowania rozwoju i wybrane właściwości gleb dolinki erozyjno-denudacyjnej Wieprzy w okolicach Mazowa*, *Landf. Anal.*, 7, 69–79.
- Józefaciuk C., 1991, *Procesy splotowania i erozji wąwozowej*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kaczmarzyk J., 2008, *Holocenska paleohydrologia środkowej Wieprzy w świetle cech sedimentacyjnych osadów korytowych*, *Akademia Pomorska w Słupsku*, Słupsk, 1–141.
- Kaczmarzyk J., Florek W., Olszak I.J., 2008, *Górnoholocenské i współczesne formy i osady pozakorytowe w dolinie środkowej Wieprzy*, *Landf. Anal.*, 7, 80–94.
- Kaniecki A., 1993, *Poznań. Dzieje miasta wodą pisane*, Wyd. Aquarius, Poznań.
- Kaniecki A., 2013, *Wpływ antropopresji na przemiany środowiskowe w dolinie Warty w Poznaniu*, *Landf. Anal.*, 24, 23–34.
- Karasiewicz T.M., 2014, *Wpływ procesów denudacji na właściwości osadów wypełniających zagłębienia między krętymi wałami z erozji wód subglacialnych w okolicy Zbójna (Pojezierze Dobrzyńskie)*, *Landf. Anal.*, 25, 29–42.
- Karasiewicz T.M., 2017, *The kettle-hole mire as archives of postglacial changes in biogenic sedimentation (Tuchola Forest, north-Central Poland)*, *Catena*, 176, 26–44.
- Karasiewicz T.M., Hulisz P., Noryśkiewicz A.M., Stachowicz-Rybka R., 2019a, *Post-glacial environmental history in NE Poland based on sedimentary records from the Dobrzyń Lakeland*, *Quat. Int.*, 501(A), 193–207.
- Karasiewicz T.M., Tobojko L., Świtoniak M., Milewska K., Tyszkowski S., 2019b, *The morphogenesis of erosional valleys in the slopes of the Drwęca valley and the properties of their colluvial infills*, *Bulletin of Geography, Physical Geography Series*, 16, 5–20.
- Karczewski A., 1981, *Soil denudation on cultivated land in the Polish Lowland near Poznań*, *Quaest. Geogr.*, 7, 47–71.

- Karczewski A., 1994, *Morpho- and lithogenetic diversification of the Pomeranian Phase in Western and Central Pomerania*, Z. Geomorph. N.F., Supl.-Bd., 95, 35–48.
- Karczewski A., 1998, *The North Pomeranian Baltic-facing slope as a privileged area for the formation of ice-dammed lakes*, Quaest. Geogr., 19/20, 51–56.
- Karczewski A., Mazurek M., Stach A., Dmowska A., Zwoliński Z., 2007, *Mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej pod redakcją B. Krygowskiego, 1:300 000*, Inst. Paleogeogr. Geokol. UAM, Poznań.
- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Klimczak R., 1993, *Splukiwanie na obszarach o zróżnicowanym użytkowaniu – przebieg i rola we współczesnym środowisku morfogenetycznym (zlewnia Młyńskiego Potoku, Pomorze Zachodnie)*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych*, Zesz. Nauk. Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko”, 6, 61–77.
- Koćmit A., 1998, *Erozja wodna w obszarach młodoglacjalnych Pomorza i możliwości jej ograniczenia*, Bibl. Fragm. Agronomica, 4B/98, 83–99.
- Koćmit A., Chudecka J., Podlasiński M., Raczkowski B., Roy M., Tomaszewicz T., 2001a, *Przestrzenna zmienność pokrywy glebowej na erodowanym zboczu w obszarze morenowym Pomorza Zachodniego*, Folia Univ. Agric. Stetin., 217, Agricultura, 87, 97–101.
- Koćmit A., Raczkowski B., Podlasiński M., 2001b, *Typologiczna przynależność erodowanych gleb wytworzonych z glin morenowych wybranego obiektu na Pomorzu Zachodnim*, Folia Univ. Agric. Stetin., 217, Agricultura, 87, 103–107.
- Kolander R., 2001, *Geoekosystem zlewni leśnej jeziora Gardno na wyspie Wolin i jego funkcja we współczesnej ewolucji rzeźby strefy młodoglacjalnej*, MS, Archiwum UAM, Poznań.
- Komputerowa Mapa Podziału Hydrograficznego Polski (MPHP), 2004, IMGW, Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- Kondracki J., 2000, *Geografia regionalna Polski*, wyd. 2 popr., Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kostrzewski A., 1963, *Morfologia ostrowskiej wyspy wysoczyznowej pod Gostyniem*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 11, 191–202.
- Kostrzewski A., 1998, *Struktura krajobrazowa dorzecza Parsęty w oparciu o dotychczasowe podziały fizycznogeograficzne*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, 1, *Środowisko przyrodnicze dorzecza Parsęty, stan badań, zagospodarowanie, ochrona*, s. 131–141.
- Kostrzewski A., 2001, *Stan badań erozji gleb na Pomorzu Zachodnim*, Folia Univ. Agric. Stetin., 217, Agricultura, 87, 117–124.
- Kostrzewski A., 2016, *The geoecosystem and its application in research on the present-day morphogenetic system in the temperate climate zone*, Prace Geogr. UJ, 144, 35–47.
- Kostrzewski A., Dmowska A., Stach A., Mazurek M., Zwoliński Z., 2016, *Spatial variability of physical and chemical properties of river water in the upper Parsęta catchment during rising spring flows*, Prace Geograficzne, 144, 49–67.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., 1986, *Kartowanie morfologiczne współczesnego systemu denudacyjnego wysoczyzn morenowych, propozycja sygnatury*, Spraw. PTPN, 103, 56–59.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1989, *Morphologic effects of heavy rainfall (25 May 1983) over relief features of the scarpland in the middle Parsęta valley, west Pomerania, Poland*, Quest. Geogr., Spec. Iss., 2, 101–110.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1992a, *Wpływ procesów katastrofalnych na funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego obszarów młodoglacjalnych, Pomorze Zachodnie*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 43(A), 55–82.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1992b, *Hydrochemiczna interpretacja przepływów wezbraniowych w zlewniach młodoglacjalnych*, [w:] M. Pulina, A. Kostrzewski (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej*, Prace Nauk. UŚ, 1254, 127–142.

- Kostrzewski A., Mazurek M., Stach A., Zwoliński Z., 1999, *Funkcjonowanie geoekosystemu dorzecza Parsęty w warunkach wezbraniowych*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, 2, Powódzie rzek przymorza Bałtyku i innych regionów Polski, uwarunkowania, przebieg, skutki w środowisku przyrodniczym, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 87–100.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994a, *Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni*, Stow. Geom. Pol., Poznań.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1997, *Sources of material supply and character of fluvial transport in post-glacial agricultural-forested catchment (the upper Parsęta river, Poland)*, Landf. Anal., 1, 19–31.
- Kostrzewski A., Stach A., Szpikowski J., 1994b, *Transport i opad eoliczny jako wskaźnik erozji gleb (Pojezierze Drawskie, Równina Wrzesińska)*, Roczn. Akad. Roln. Poznań, 266, 201–209.
- Kostrzewski A., Starkel L., Zwoliński Z., 1998, *Mapa rozczłonkowania rzeźby Polski*, [w:] S. Koźłowski (red.), *Atlas georóżnorodności Polski*, Arch. PIG, Warszawa.
- Kostrzewski A., Szpikowski J., 1993, *Uwarunkowania i zmienność sezonowa opadu i transportu eolicznego na obszarze młodoglacjalnym (zlewnia Młyńskiego Potoku, górna Parsęta, Pomorze Zachodnie)*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych*, Zesz. Nauk. Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko”, 6, 101–114.
- Kostrzewski A., Szpikowski J., 1994, *Zmienność przestrzenna opadu i transportu eolicznego w zlewni Młyńskiego Potoku*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego – Stacja Bazowa Storkowo*, Bibl. Monit. Środ., Warszawa, s. 165–184.
- Kostrzewski A., Szpikowski J., Szpikowska G., 2011, *Stan geoekosystemów Polski – ocena na podstawie wybranych geowskaźników w programie Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego*, Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, s. 69–83.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1985, *Chemical denudation rate in the upper Parsęta catchment, Western Pomerania: research methods and preliminary results*, Quast. Geogr., SI 1, 121–138.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1988, *Koncentracja i ładunek materiału zawieszonego i rozpuszczonego w zlewniach cząstkowych dorzecza górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1986*, Spraw. PTPN, 105, 51–54.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1990, *Denudacja chemiczna i mechaniczna w zlewni górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1986*, Dokumentacja Geograficzna, 1, 13–30.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1992, *Udział denudacji chemicznej i mechanicznej we współczesnym systemie geomorficznym górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie)*, Prace Geogr. IGPZ PAN, 155, 11–45.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1999, *Erozja boczna w korycie Parsęty*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Powódzie rzek Przymorza Bałtyku – uwarunkowania, skutki w środowisku przyrodniczym*, mat. semin., 25–27.10.1999, Koło-brzeg, s. 128.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., Andrzejewski L., Florek W., Mazurek M., Niewiarowski W., Podgórski Z., Rachlewicz G., Smolska E., Stach A., Szmańda J., Szpikowski J., 2008, *Współczesny morfosystem strefy młodoglacjalnej*, Landf. Anal., 7, 7–11.
- Kosturkiewicz A., Szafrąński C., 1993, *Spyływy powierzchniowe i podpowierzchniowe z bogato rzeźbionych terenów*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych*, Zesz. Nauk. Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko”, 6, 123–130.
- Kosturkiewicz A., Szafrąński C., Fiedler M., 1994, *Agromelioracje jako czynnik ograniczający erozję wodną gleb terenów bogato rzeźbionych*, Roczn. Akad. Rol. Poznań, 267, Melior. Inż. Środ., 14, 281–293.

- Koutaniemi L., Rachocki A., 1981, *Paleohydrology and landscapes development in the middle course of the Radunia basin, North Poland*, Fennia, 159, 335–342.
- Kowalkowski A., 1999, *Ewolucja gleb w holocenie*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 127–137.
- Kozacka U., 1964, *Próba oceny stopnia przeobrażenia powierzchni ziemi przez człowieka na obszarze sekcji Otorowo mapy 1:25 000*, Spraw. PTPN, 2, 302–303.
- Kozacki L., 1980, *Przeobrażenia środowiska geograficznego spowodowane wgłębnym górnictwem węgla brunatnego na obszarze Środkowego Poodrza*, Wyd. Nauk UAM, Poznań.
- Kozacki L., 1983, *Formy antropogeniczne jako stymulator zmian środowiska*, [w:] Z. Churski (red.), *Mat. Zjazdu Geogr. Pol.*, Toruń 15–18 września 1983 r., Wyd. UMK, Toruń, s. 72–73.
- Kozarski S., 1975, *Oriented kettle-holes on outwash planes*, Quaest. Geogr., 2, 99–112.
- Kozarski S., 1981, *Vistulian stratigraphy and chronology of the Great Poland Lowland* (in Polish with English summary), PWN, PAN, seria Geografia, 4, 1–44.
- Kozarski S., 1983, *River channel changes in the middle reach of the Warta Valley, Great Poland Lowland*, Quat. Stud. in Poland, 4, 159–171.
- Kozarski S., 1986, *Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niziu Polskim*, Czasop. Geogr., 57(2), 247–270.
- Kozarski S., Gonera P., Antczak B., 1988, *Valley floor development and paleohydrological changes: The Late Vistulian and Holocene history of the Warta River (Poland)*, [w:] G. Lang, Ch. Schlüchter (red.), *Lake, Mire and River Environments during the last 15 000 years*, Proc. INQUA/IGCP, 158, 185–203.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1977, *Valley Floors and Changes of River Channel Patterns in the North Polish Plain during the Late-Würm and Holocene*, Quaest. Geogr., 4, 51–93.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1978, *Problemy późnowürmskiego i holocenijskiego rozwoju den dolinnych na Niziu Polskim*, PTPN, Wyd. Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol., 19, 1–57.
- Kozarski S., Witt A., 1990, *Modelowanie den dolin rzecznych*, [w:] M. Bogacki (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski południowo-wschodniej*, Prace Geogr. IGIPZ PAN, 153, 85–97.
- Kruszyk R., 2002, *Proces denudacji chemicznej gleb w zasięgu zbiorowisk leśnych strefy młodoglacjalnej (zlewnia górnej Parsęty)*, MS, Archiwum UAM, Poznań.
- Kruszyk R., Kostrzewski A., Tylkowski J., 2015, *Variability of throughfall and stemflow deposition in pine and beech stands (Czarne Lake catchment, Gardno Lake catchment on Wolin Island)*, Prace Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. UJ, 143, 85–102.
- Krygowski B., 1956, *O dwóch nowych podziałach na regiony geograficzne Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 3, 75–112.
- Krygowski B., 1960, *O starych strukturach w młodych morenach czołowych (m.in. w Wielkopolsce)*, Spraw. PTPN, 1, 93–96.
- Krygowski B., 1961, *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej, cz. I, Geomorfologia*, PTPN, Poznań.
- Krygowski B., 1962, *O możliwości diapirowego charakteru glaciektonicznej struktury Wału Pożegowskiego pod Poznaniem*, Spraw. PTPN za III i IV kw. 1960, 5, 393–395.
- Krzywicki T., 2000, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (ark. 143 – Rygól, 150 – Rudawka)*, PiG.
- Lankauf K.R., 1975, *Współczesne procesy splukiwania na zboczach dolin z okolicy Torunia*, Czasop. Geogr., 46(2), 191–206.
- Lesemann J.-E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2010, *Glacial curvilineations: subglacial landforms produced by longitudinal vortices in meltwater flows*, Geomorphology, 120 (3–4), 153–161.
- Lesemann J.-E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2014, *Genesis of the 'glacial curvilinear' landscape by meltwater processes under the former Scandinavian Ice Sheet, Poland*, Sedimentary Geology, 312, 1–18.

- Majewski M., 2008, *Ewolucja form i osadów w późnym vistulianie i holocenie w rynn timer jeziora Jasień*, Landf. Anal., 7, 95–101.
- Majewski M., 2013, *Rozwój form i procesów stokowych w rynn timer jeziora Jasień w późnym vistulianie i holocenie*, Wydawnictwo Naukowe Akademii Pomorskiej w Słupsku, Słupsk, 1–163.
- Majewski M., 2014, *Wykorzystanie eksperymentu terenowego w badaniach erozji wodnej gleb w zlewni Chwalimskiego Potoku (Pojezierze Drawskie, górna Parsęta)*, Prace Geograficzne, 138, 57–66.
- Majewski M., 2018, *Erozja wodna gleb w zlewni Chwalimskiego Potoku (Pojezierze Drawskie) w latach 2012–2017*, [w:] W. Bochenek, M. Kijowska-Strugała (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Ocena funkcjonowania i kierunków zmian środowiska przyrodniczego Polski na podstawie wieloletnich badań stacjonarnych*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szymbark, s. 191–197.
- Majewski M., 2020, *Sekularne i ekstremalne procesy erozji wodnej gleb na Pojezierzu Drawskim*, Landf. Anal., 39, 1–106.
- Major M., 1999, *Morfometria zagłębień bezodpływowych strefy młodoglacjalnej jako element małej retencji*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 2, 125–129.
- Marcinek J., 1994, *Rozmiary erozji wodnej gleb w Wielkopolsce*, Roczn. Akad. Rol. Poznań, 266, Melior. Inż. Środ., 14, 63–73.
- Marcinek J., 1998, *Zróżnicowanie gleb zlewni Parsęty w aspekcie erozji powierzchniowej*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych*, Wyd. Uczel. Polit. Koszał., Poznań, 1, 167–175.
- Marcinek J., Komisarek J., 2001, *Przekształcenia pokrywy glebowej na skutek przyspieszonej erozji wodnej falistych i pagórkowatych terenów Niziny Wielkopolskiej*, Folia Univ. Stetin., 217, Agricultura, 87, 135–146.
- Marcinek J., Komisarek J., 2004, *Antropogeniczne przekształcenia gleb Pojezierza Poznańskiego na skutek intensywnego użytkowania rolniczego*, Wyd. Akad. Rol., Poznań.
- Marks L., 2002, *Last Glacial Maximum in Poland*, Quaternary Science Reviews 21, 103–110.
- Marks L., 2012, *Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland*, Quaternary Science Reviews 44, 81–88.
- Marks L., Ber A., Gogolek W., Piotrowska K., 2006, *Mapa Geologiczna Polski 1:500 000*, PIG, Warszawa.
- Markuszczyńska I., 2003, *Wpływ zagłębień antropogenicznych na mały obieg wody w agroekosystemie na obszarze południowo-wschodniej Wielkopolski*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 3, 345–352.
- Marsz A., 1964, *O rozcięciach erozyjnych krawędzi Pradoliny Kaszubskiej między Gdynią a Redą*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 13(A), 113–154.
- Marsz A., 1995, *Rozmiary erozji i denudacji późnoglacjalnej na północnym skłonie Pojezierza Kaszubskiego i Pobrzeżu Kaszubskim*, [w:] W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku*, WSP, Słupsk, 2, 139–152.
- Maruszczak H., Wilgat M., 1990, *Struktura rzeczno odpływu roztworów z nizinnych zlewni dorzecza Wisły*, [w:] *Geosystemy obszarów nizinnych*, mat. konf. Szczecinek–Storkowo, 27–28 września 1990, Wyd. UAM, Poznań, s. 10–11.
- Mazurek M., 1998, *Dostawa materiału klastycznego do transportu fluwialnego na obszarach młodoglacjalnych (zlewnia Kłudy, Pomorze Zachodnie)*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 49, 127–146.
- Mazurek M., 1999a, *Solute transport as an indicator of morphodynamic zonation in a postglacial environment, West Pomerania, Poland*, Earth Surf. Proc. Landf., 24, 1121–1134.

- Mazurek M., 1999b, *Dynamika transportu substancji rozpuszczonych w zlewni młodoglacjalnej (zlewnia Kłudy, Pomorze Zachodnie)*, Przegl. Geogr., 71, 3, 247–267.
- Mazurek M., 2000, *Zmienność transportu materiału rozpuszczonego w zlewni Kłudy jako przejaw współczesnych procesów denudacji chemicznej (Pojezierze Zachodnie)*, Wyd. Nauk. UAM, seria Geografia, 62, 1–125.
- Mazurek M., 2003, *Uwarunkowania oddziaływania wód podziemnych w strefach źródłiskowych rzek na obszarach młodoglacjalnych*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 3, 173–187.
- Mazurek M., 2006, *Morphometric differentiation channel heads in postglacial zone (Parsęta catchment, Pomorze Zachodnie)*, Quaest. Geogr., 25A, 39–47.
- Mazurek M., 2010, *Hydrogeomorfologia obszarów źródłiskowych (dorzecze Parsęty, Polska NW)*, seria Geografia, 92, Wyd. Naukowe UAM, Poznań.
- Mazurek M., 2011, *Geomorphological processes in channel heads initiated by groundwater outflows (the Parsęta catchment, north-western Poland)*, Quaest. Geogr., 30(3), 33–45.
- Mazurek M., 2017, *Rola erozji źródłiskowej w inicjacji i rozwoju sieci drenażu*, Przegl. Geogr., 89, 1, 5–29.
- Mazurek M., Dobrowolski R., Osadowski Z., 2014a, *Geochemistry of deposits from spring-fed fens in West Pomerania (Poland) and its significance for palaeoenvironmental reconstruction*, Geomorphologie – Relief, Processus, Environment, 20(4), 323–342.
- Mazurek M., Kruszyk, R., Szpikowska, G., 2020, *Source-to-mainstream: Hydrochemical water changes in a channel head in the young glacial area (Pomeranian Lakeland, Poland)*, Geomorphology, 371, 107445.
- Mazurek M., Paluszkievicz R., 2013, *Formation and development of a 1st-order valley network in postglacial areas (the Dębica catchment)*, Landf. Anal., 22, 75–87.
- Michalska G., 2003, *Dynamika śródpokrywowego spływu wody i substancji rozpuszczonych podczas intensywnych roztopów i opadów w eksperymentalnej zlewni Chwałimskiego Potoku (górną Parsętą)*, [w:] W. Bochenek, E. Gil (red.), *Funkcjonowanie i monitoring geosystemów Polski ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych*, Bibl. Monit. Środ., 63–70.
- Mojski J., 2005, *Ziemie polskie w czwartorzędzie: Zarys morfogenezy*, PIG, Warszawa.
- Molewski P., Juśkiewicz W., 2014, *Próba rekonstrukcji pierwotnej rzeźby obszaru Zespołu Staromiejskiego w Toruniu i jego bliskich przedmieść na podstawie geoinformacji geologicznej i historycznej*, Landf. Anal., 25, 115–124.
- Molewski P., Wasik B., Wiewióra M., 2017, *Próba rekonstrukcji wybranych elementów pierwotnej topografii położenia zamków krzyżackich w Unisławiu i Starogrodzie (ziemia chełmińska, Polska Północna) na podstawie analizy danych archeologicznych i kartograficznych*, Bulletin of Geography, Physical Geography Series, 15, 15–26.
- Niewiarowski W., 1990, *Rozwój i przeobrażenia głównych komponentów środowiska geograficznego mikroregionu osadniczego w okolicach Gronowa, woj. toruńskie, w późnym plejstocenie i holocenie*, [w:] J. Olczak (red.), *Studia nad osadnictwem średniowiecznym ziemi chełmińskiej. Gronowski mikroregion osadniczy*, Wyd. UMK, Toruń, s. 7–26.
- Niewiarowski W., 1995, *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacie i holocenie*, Ofic. Wyd. Turpress, Toruń.
- Niewiarowski W., Celmer T., Marciniak K., Pietrucień C., Proszek P., Sinkiewicz M., 1992, *Przebieg współczesnych procesów denudacyjnych na młodoglacjalnej wysoczyźnie morenowej intensywnie użytkowanej rolniczo, na przykładzie okolic Koniczynki, na północny wschód od Torunia*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr. IGIPZ PAN, 155, 47–67.
- Orlienok W.W., Pęcherzewski K., 2007, *Kaliningradzkie trzęsienie ziemi 21 września 2004 roku*, Słupskie Prace Geograficzne, 3, 149–157.

- Paluszkiewicz R., 2011, *Erosional-denudational valleys and their significance for the reconstruction of the late glacial environmental conditions (the Drawsko Lakeland, NW Poland)*, Quaest. Geogr., 30(3), 71–81.
- Paluszkiewicz R., 2014, *Późnoglacialna depozycja osadów dolinek wschodnich stoków Bułarskich Gór (Pojezierze Zachodniopomorskie)*, Landf. Anal., 26, 85–93.
- Paluszkiewicz R., 2016, *Postglacialna ewolucja dolinek erozyjno-denudacyjnych w wybranych strefach krawędziowych Pojezierza Zachodniopomorskiego*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Pawłowski S., 1923, *Zmiany w ukształtowaniu powierzchni ziemi wywołane przez człowieka*, Przegl. Geogr., 4, 48–64.
- Piasecki D., 1976, *Doliny złożone rzek zachodniego Pomorza*, Czasop. Geogr., 47, 1, 21–32.
- Piasecki D., 1982, *Ewolucja dolin rzek Przymorza*, Przegl. Geogr., 54, 1–2, 49–68.
- Piechnik L., 1998, *Rozmiary erozji wodnej na glebach lekkich oraz rola kolein i śladów po ciągnięciach i maszynach rolniczych w inicjowaniu spływu wody i zmywu glebowego w urzeźbionym terenie Wielkopolski*, Roczn. Akad. Roln. w Poznaniu, Rozpr. Nauk., 285, 1–102.
- Piotrowski A., 2012, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (ark. 234 – Mirosławiec)*, PIG.
- Plit J., 2010, *Naturalne i antropogeniczne przemiany krajobrazów delty Wisły*, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG, 13, 13–28.
- Podgórski Z., 1996, *Antropogeniczne zmiany rzeźby terenu województwa toruńskiego*, Studia Soc. Sci. Torun., 10(4), 1–102.
- Podgórski Z., 1997, *Przekształcenia rzeźby terenu województwa toruńskiego wywołane rozwojem szlaków komunikacyjnych*, Przegl. Geogr., 69(3–4), 301–313.
- Podgórski Z., 2001a, *Antropogeniczne zmiany rzeźby terenu na obszarze Polski*, Przegl. Geogr., 73 (1–2), 37–56.
- Podgórski Z., 2001b, *Present-day state of knowledge of anthropogenic relief-forming processes in Poland*, Geoöko., Bensheim, 22, 59–73.
- Podgórski Z., 2004, *Wpływ budowy i funkcjonowania młynów wodnych na rzeźbę terenu i wody powierzchniowe Pojezierza Chełmińskiego i przyległych części dolin Wisły i Drwęcy*, Wyd. UMK, Toruń.
- Podgórski Z., 2005, *Współczesne antropogeniczne zmiany rzeźby terenu na obszarze miasta Torunia*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorfologów Polskich, IGIPZ UJ, Kraków, s. 373–378.
- Podgórski Z., 2010, *Uwagi o procedurach stosowanych w badaniach bezpośredniego oddziaływania człowieka na rzeźbę terenu Polski*, Landf. Anal., 12, 87–98.
- Podlasiński M., 2013, *Wpływ denudacji antropogenicznej na różnicowanie pokrywy glebowej i jej przestrzenną strukturę w rolniczym krajobrazie morenowym*, Wyd. Uczelniane Zachodniopomorskiego Uniwersytetu Technologicznego w Szczecinie, Szczecin.
- Podsiadłowski S., 1988, *Wind erosion of light soils in the wheel tacks of a farm tractor*, J. Agr. Eng. Res., 39, 231–243.
- Podsiadłowski S., 1991, *Natężenie erozji eolicznej w wybranych zwiewniach Wielkopolski w okresie 1986–1990*, Wyd. AR, Lublin, s. 107–115.
- Rachlewicz G., 1991, *Morfogeneza stożka sandrowego w strefie marginalnej fazy pomorskiej koło Kołtek w świetle badań osadów przypowierzchniowych*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 42(A), 205–228.
- Rachocki A., 1974, *Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych w korycie Raduni*, Dokumentacja Geogr. IG PAN, 4, 1–121.
- Rachocki A., 1978, *Wpływ roślinności na kształtowanie koryt i brzegów rzek*, Przegl. Geogr., 40, 3, 469–481.

- Rdzany Z., Frydrych M., 2018, *Record of glacial outburst floods in marginal zones and forelands of Scandinavian glaciations in Poland*, Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica, 17, 33–40.
- Reiniger A., 1950, *Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce*, Roczn. Nauk Roln., 54, 1, 1–59.
- Roman M., 2016, *Sukcesja osadowa i etapy formowania ozu gostynińskiego, Równina Kutnowska, Centralna Polska*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, 71, 1, 9–27.
- Roszek L., 1962, *Zagadnienie erozji gleb w województwie bydgoskim w świetle mapy geomorfologicznej*, Przegl. Geogr., 34, 4, 717–731.
- Roszek L., 1973, *Zagrożenie erozją gleb obszaru województwa bydgoskiego ze szczególnym uwzględnieniem doliny dolnej Wisły*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, 9, 5–32.
- Sarnowski Ł., Podgórski Z., 2012, *Zmiany rzeźby terenu i wód powierzchniowych związane z budową odcinka autostrady A-1 pomiędzy Rusocinem a Nowymi Marzami*, [w:] *Infrastruktura komunikacyjna w krajobrazie*, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG, 18, 194–203.
- Schumm S.A., 1981, *Evolution and response of the fluvial system*, Sedimentological implications, SEPM, Sp. Publ., 31, 19–29.
- Sinkiewicz M., 1989, *Zmiany rzeźby terenu Pojezierza Kujawskiego pod wpływem procesów stokowych*, Stud. Soc. Sci. Torun., C, 9(6), 1–95.
- Sinkiewicz M., 1991, *Niektóre problemy przeobrażania stoków na Pojezierzu Kujawskim wskutek denudacji antropogenicznej*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, 23, 3–22.
- Sinkiewicz M., 1995, *Przeobrażenia rzeźby terenu i gleb w okolicy Biskupina wskutek denudacji antropogenicznej*, [w:] W. Niewiarowski (red.), *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacie i holocenie*, Ofic. Wyd. Turpress, Toruń, s. 247–279.
- Sinkiewicz M., 1998, *Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski Północnej*, UMK, Toruń.
- Skródzki M., 1972, *Present-day water and wind erosion of soils in NE Poland*, Geogr. Polonica, 23, 77–91.
- Smolska E., 1994, *Dynamika współczesnych procesów morfogenetycznych w zlewni górnej Szeszupy (Suwalski Park Krajobrazowy)*, [w:] A. Hilbricht-Ilkowska, R. Wiśniewski (red.), *Jeziora Suwalskiego Parku krajobrazowego*, Zesz. Nauk. Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko”, 7, 33–45.
- Smolska E., 1996, *Funkcjonowanie systemu korytowego na obszarze młodoglacjalnym na przykładzie górnej Szeszupy (Pojezierze Suwalskie)*, Wyd. Geogr. i Studiów Region. UW, Warszawa.
- Smolska E., 2001, *The dynamics of the channel system in the light of the parameters of hydraulic geometry on example of the upper Szeszupa River*, Quaest. Geogr., 21, 79–88.
- Smolska E., 2002, *The intensity of soil erosion in agricultural areas in North-Eastern Poland*, Landf. Anal., 3, 25–33.
- Smolska E., 2005, *Znaczenie splekiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego)*, Wyd. WGiSR UW, Warszawa.
- Smolska E., 2009, *Cechy rzeźby obszarów młodoglacjalnych użytkowanych rolniczo i tempo współczesnych przemian na przykładzie Pojezierza Suwalskiego*, [w:] A. Michno, M. Klimek (red.), *Konferencja „Współczesne przemiany środowiska przyrodniczego w obszarach użytkowanych rolniczo”*, Kraków–Łazy–Gaik–Brzezowa 17–18 kwietnia 2009 r., Kraków, s. 75–28.
- Smolska E., 2010a, *Pomiary erozji gleb na poletkach i stokach eksperymentalnych*, Prace i Studia Geogr., 45, 165–180.
- Smolska E., 2010b, *Spływ wody i erozja gleby na piaszczystym stoku w obszarze młodoglacjalnym – pomiary poletkowe (Pojezierze Suwalskie, Polska NE)*, Prace i Studia Geogr., 45, 197–214.

- Smolska E., 2012, *Charakterystyka rozcięć i osadów erozji wąwozowej na Pojezierzu Suwalskim*, Prace i Studia Geograficzne, 50, 107–119.
- Smolska E., Mazurek Z., Wójcik J., 1995, *Dynamika procesów geomorfologicznych na stoku pojezierzowym jako czynnik środowiskotwórczy*, Zesz. Nauk. PAN „Człowiek i Środowisko”, 12, 205–220.
- Sobiech M., 2019, Geomorfologia i formowanie glaciomarginalnych stożków sandrowych w świetle analiz GIS, MS, UMK Toruń.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Kraż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018, *Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data*, Geographia Polonica, 91(2), 143–170.
- Spagnolo M., Phillips E., Piotrowski J.A., Rea B.R., Clark C.D., Stokes C.R., Carr S.J., Ely J.C., Ribolini A., Wysota W., Szuman I., 2016, *Ice stream motion facilitated by a shallow-deforming and accreting bed*, Nature Communications, 7: 10723; DOI: 10.1038/ncomms10723.
- Spencer D.W., 1963, *The interpretation of grain-size distribution curves of clastic sediments*, J. Sedim. Petrol., 33, 1: 180–190.
- Stach A., 1990, *Erozja gleby na stoku użytkowanym rolniczo w efekcie katastrofalnego opadu nawałnego (zlewnia Parsęty)*, Spraw. PTPN za 1988 r., 107, 99–101.
- Stach A., 1991, *Zastosowanie cezu-137 do datowania współczesnych osadów stokowych – podstawy metodyki i wstępne wyniki z Pojezierza Drawskiego*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Wyd. Nauk UAM, Poznań, s. 551–562.
- Stach A., 1994, *Charakter krążenia a jakość wód w użytkowanej rolniczo mikrozelewni na obszarze młodogłacjalnym*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Stacja Bazowa Storkowo*, Bibl. Monit. Środ., Warszawa, s. 149–164.
- Stach A., 1998, *Obieg wody i procesy denudacyjne a kateny glebowe na stokach młodogłacjalnych*, [w:] K. Pękala (red.), *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce – stan aktualny i perspektywy*, IV Zjazd Geomorf. Polskich, Lublin, 3–6 czerwca 1998, Referaty i komunikaty, Wyd. UMCS, Lublin, s. 177–179.
- Stach A., 2003, *Uwarunkowania i funkcjonowanie procesów denudacji chemicznej mikrozelewni na obszarze młodogłacjalnym*, Wyd. Nauk. UAM, seria Geografia, 67, 1–212.
- Stach A., 2014, *Wysokorozdzielcza, probabilistyczna ocena energii kinetycznej maksymalnych opadów dobowych na terenie Polski*, Monografia Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, XX(2), 67–77.
- Stach A., Podsiadłowski S., 2001, *Wpływ erozji eolicznej na teksturę lekkich gleb Niziny Wielkopolskiej*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, 3, Wyd. UAM Poznań, seria Geografia, 64, 359–378.
- Stankowski W., 1968, *Geneza Wału Lwówecko-Rakoniewickiego oraz jego obrzeżenia w świetle badań geomorfologicznych i litologiczno-sedymentologicznych*, Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN, 8(2).
- Stankowski W., 1996, *Wstęp do geologii kenozoiku (ze szczególnym odniesieniem do terytorium Polski)*, Wyd. UAM, Poznań.
- Stankowski W., 2000, *The geological, paleobotanical and radiometric dating of Quaternary sediments in the region of Konin (eastern Great Poland Lowland)*, Geologos, 5, 175–188.
- Stankowski W., 2009, *Meteoryst Morasko – osobliwość obszaru Poznania: czas i skutki upadku*, wyd. 2, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Stankowski W., 2011, *Rezerwat Meteoryst Morasko: morfogeneza kosmiczna zagłębień terenu*, Landf. Anal., 16, 149–154.

- Stankowski W., 2019, *Morfogeneza powierzchni litosfery: aspekty geomorfologii i geologii*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Stankowski W., Katrusiak A., Budzianowski A., 2006, *Cristallographic variety of magnetic spherules from Pleistocene and Holocene sediments in Northern foreland of Morasko-Meteorite Reserve*, Plan. Space Sci., 54, 60–70.
- Starkel L. (red.), 1962, *Szczegółowa Mapa Geomorfologiczna Polski, 1:500 000*, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Starkel L. (red.), 1980, *Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski w skali 1:500 000*, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Starkel L. (red.), 1991, *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Starkel L., 2008, *Odrębność zapisu holocenских zmian klimatu w dolinach Niżu Polskiego*, Botanical Guidebooks, 30, 169–182.
- Starkel L., Kundzewicz Z.W., 2008, *Konsekwencje zmian klimatu dla zagospodarowania przestrzennego kraju*, Nauka, 1, 85–101.
- Sydow S., 2007, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (ark. 348 – Bobrowko)*, PIG.
- Sylwestrzak J., 1978a, *Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu*, Ossolineum, Gdańsk.
- Sylwestrzak J., 1978b, *Zagadnienie morfologii i typizacji dolin północnego skłonu Pomorza*, Biul. PIG, 306, *Z Badań Czwartorzędu w Polsce*, 1, 199–231.
- Szafraniec J., 2008, *Powódzie lodowcowe na Pomorzu: zapis w morfometrii powierzchni sandrowych*, Landf. Anal., 8, 73–77.
- Szafraniec J., 2010a, *Próba oszacowania maksymalnych przepływów wód lodowcowych lądolodu Wisły na Pomorzu*, Landf. Anal., 13, 107–115.
- Szafraniec J., 2010b, *Zastosowanie wskaźnika urzeźbienia powierzchni sandrowych jako informacji o charakterze drenażu lądolodu Wisły na Pomorzu*, Landf. Anal., 13, 117–128.
- Szafranski C., 1993, *Gospodarka wodna gleb terenów bogato rzeźbionych i potrzeby melioracji*, Roczn. Akad. Roln. w Poznaniu, Rozpr. Nauk., 244, 1–98.
- Szmańda J., 2002, *Litofacjalny zapis powodzi w wybranych fragmentach den doliny Wisły, Drwęcy i Tążyń*, praca doktorska, Archiwum IG UMK, Toruń.
- Szmańda J.B., 2006, *Rytmika powodziowa w aluwiach pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tążyń*, [w:] P. Gierszewski, M.T. Karasiewicz (red.), *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii*, Dokumentacja Geograficzna, 32, 266–270.
- Szmańda J.B., 2011, *Zapis warunków depozycji w uziarnieniu osadów pozakorytowych*, Landf. Anal., 18, 3–97.
- Szpikowska G., 2004, *Jakość i rola opadów atmosferycznych w systemie denudacyjnym zlewni młodoglacjalnej (Chwalimski Potok, górna Parsęta)*, [w:] M. Kejna, J. Uscka, (red.), *Funkcjonowanie i monitoring geosystemów w warunkach narastającej antropopresji*, Bibl. Monit. Środ., Ofic. Wyd. Turpress, Toruń, s. 167–176.
- Szpikowska G., 2005, *Jakość wód infiltrujących jako wyznacznik intensywności ługowania gleb (zlewnia Chwalimskiego Potoku, górna Parsęta)*, [w:] A. Kostrzewski, R. Kolander (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie geosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji*, Bibl. Monit. Środ., Poznań, s. 167–181.
- Szpikowska G., 2006, *Uwarunkowania glebowo-litologiczne denudacji chemicznej zlewni Chwalimskiego Potoku (górna Parsęta)*, [w:] L. Krzysztofiak (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów Polski w warunkach narastającej antropopresji*, Bibl. Monit. Środ., Warszawa, s. 145–154.

- Szpikowska G., 2017, *Kształtowanie stoków w zlewni młodoglacjalnej (Chwalimski Potok, górna Parsęta)*, *Monitoring Środowiska Przyrodniczego*, 19, 11–19.
- Szpikowski J., 2001, *Wzajemne relacje rozbryzgu i splukiwania jako przejaw zmienności erozji wodnej gleb na stokach o zróżnicowanym użytkowaniu rolniczym (zlewnia Chwaliskiego Potoku (górna Parsęta, Pojezierze Drawskie))*, [w:] A. Karczewski, Z. Zwoliński (red.), *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfo-klimatycznych. Monitoring, ochrona, edukacja*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, s. 511–524.
- Szpikowski J., 2003a, *Contemporary processes of soil erosion and the transformation of the morphology of slopes in agricultural use in the postglacial catchment of the Chwalimski Potok (upper Parsęta, Drawskie Lakeland)*, *Quaest. Geogr.*, 22, 79–90.
- Szpikowski J., 2003b, *Mechanizm spływu i splukiwania na stokach użytkowanych rolniczo w zlewni górnej Parsęty*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 3, 261–277.
- Szpikowski J., 2004, *Wybrane elementy antropogenicznego przekształcenia rzeźby zlewni Perznicy (Pojezierze Drawskie, dorzecze Parsęty)*, [w:] M. Kejna, J. Uscka (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów w warunkach narastającej antropopresji*, *Bibl. Monit. Środ.*, s. 429–437.
- Szpikowski J., 2005, *Wpływ denudacji antropogenicznej na zmiany pokrywy glebowej i morfologię stoków na obszarze młodoglacjalnym (zlewnia Perznicy, dorzecze Parsęty)*, [w:] A. Kostrzewski, R. Kolander (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie geosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji*, *Bibl. Monit. Środ.*, s. 183–194.
- Szpikowski J., 2008, *Rola procesów niweo-eolicznych w kształtowaniu rzeźby obszarów młodoglacjalnych (zlewnia Perznicy, Pojezierze Drawskie)*, *Landf. Analysis*, 9, 198–201.
- Szpikowski J., 2010, *Uwarunkowania i wielkość rozbryzgu gleby na podstawie pomiarów na powierzchniach testowych w zlewni Chwalimskiego Potoku (Pomorze Zachodnie)*, *Prace i Studia Geograficzne*, 2, 181–195.
- Szpikowski J., 2012, *Uwarunkowania i wielkość erozji wodnej gleb i denudacji agrotechnicznej na Pojezierzu Drawskim (Pomorze Zachodnie)*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie geosystemów w różnych strefach krajobrazowych Polski*, *Bibl. Monit. Środ.*, s. 83–94.
- Szpikowski J., 2018, *Wpływ uwarunkowań fizycznogeograficznych i presji antropogenicznej na stan hydrologiczny zlewni Wiercicy oraz możliwości działań zaradczych*, *Rocznik Koniński*, 20: 85–110.
- Szpikowski J., Domańska M., Kostrzewski A., Kruszyk R., Szpikowska G., 2017, *Stacja Bazowa Storkowo*, [w:] M. Kejna J. Uscka-Kowalkowska (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego*, Drukarnia Wydawnictwa Naukowego UMK, Toruń, s. 77–86.
- Szpikowski J., Kostrzewski A., 2016, *Funkcjonowanie procesów eolicznych i niweo-eolicznych w warunkach młodoglacjalnych (Pojezierze Drawskie, dorzecze Parsęty)*, [w:] J. Święchowicz, A. Michno (red.), *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*, IGiGP UJ, Kraków, s. 131–156.
- Szpikowski J., Majewski M., Madaj W., 2018, *Conditions for soil erosion by water in the upper Parsęta catchment*, *Landf. Anal.*, 36, 55–69.
- Szuprzyckiński J., 1967, *Die Entwicklung kleiner rezenter Erosionstäler an den Staufen des Wda Sanders (Polen)*, [w:] P. Macar (red.), *L'Evolution des Versants*, Univ. de Liège, s. 299–303.
- Świtoniak M., Bednarek R., 2014, *Denudacja antropogeniczna*, [w:] M. Świtoniak, M. Janowski, R. Bednarek (red.), *Antropogeniczne przekształcenia pokrywy glebowej Brodnickiego Parku Narodowego*, UMK, Toruń, s. 5–84.

- Tobolski K., 2000, *Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Tylmann K., Rinterknecht V.R., Woźniak P.P., Bourlès D., Schimmelpfennig I., Guillou V., Team A., 2019, *The Local Last Glacial Maximum of the southern Scandinavian Ice Sheet front: Cosmogenic nuclide dating of erratics in northern Poland*, *Quaternary Science Review*, 219, 36–46.
- Ugla H., 1956, *Ogólna charakterystyka gleb Pojezierza Mazurskiego*, *Zesz. Nauk. WSR Olsztyn*, 1, 56, 15–54.
- Ugla H., Mirowski Z., Grabarczyk S., Nożyński A., Rytelewski J., SolarSKI H., 1968, *Procesy erozji wodnej w terenach pagórkowatych północno-wschodniej części Polski*, *Rocz. Gleb.*, 18(2), 415–447.
- Ugla H., Mirowski Z., Grabarczyk S., Nożyński A., Rytelewski J., SolarSKI H., 1967, *Strefy zagrożenia erozją wodną gleb regionu północno-wschodniego Polski*, *Zesz. Nauk. WSR Olsztyn*, 23(2), 225–243.
- Ugla H., SolarSKI H., Rytelewski J., Mirowski Z., Nożyński A., Grabarczyk S., 1998, *Problematyka erozji wodnej gleb północno-wschodniej Polski*, *Bibl. Fragm. Agronom.*, 4B/98, 179–198.
- Wasilewska A., 2001, *Erozja wąwozowa na Pojezierzu Suwalskim*, maszynopis.
- Weckwerth P., Kalińska E., Wysota W. (red.), 2020, *Glacial Megaflow Landforms and Sediments in North-Eastern Poland*, Wyd. Nauk UMK, Toruń.
- Weckwerth P., Wysota W., Piotrowski J.A., Adamczyk A., Krawiec A., Dąbrowski M., 2019, *Late Weichselian glacier outburst floods in North-Eastern Poland: Landform evidence and palaeohydraulic significance*, *Earth-Science Reviews*, 194, 216–233.
- Wilamski J., 1977, *Procesy erozji chemicznej w wybranych zlewniach rzek Przymorza Zachodniego na podstawie splywu jonowego*, maszynopis, Bibl. IMiGW, Słupsk.
- Wilamski J., 1978, *Erozja chemiczna zlewni Słupi*, seria *Gospodarka Wodna i Ochrona Wód*.
- Wiśniewski E., Karczewski A., 1978, *O rzeźbie sandrów utworzonych na lodzie*, *Przegl. Geogr.*, 50(2), 279–292.
- Witt A., 1985, *Vegetational influences on intrachannel deposition: evidence from the Kończak Stream, Greater Poland Lowlands, Western Poland*, *Quaest. Geogr.*, 9, 145–160.
- Witt A., 1998, *Wpływ makroszczątków roślinnych na wykształcenie fluwialnych form korytowych w Wielkopolsce Północnej*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *III Seminarium „Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych”*, Poznań, 16–17.11.1998, Poznań, s. 114–115.
- Witt A., Borówka R.K., 1997, *Rzeźba powierzchni Ziemi*, *Wielka Encyklopedia Geografii Świata*, 6, Wyd. Kurpisz, Poznań.
- Włodarski W., Papis J., Szczuciński W., 2017, *Morphology of the Morasko crater field (western Poland): Influences of pre-impact topography, meteoroid impact processes, and post-impact alterations*, *Geomorphology*, 295, 586–597.
- Wojtanowicz J., 1999, *Procesy eoliczne*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 410–413.
- Woś A., 1993, *Regiony klimatyczne Polski w świetle częstości występowania różnych typów pogody*, *Zesz. IGiPZ PAN*, 20, 1–91.
- Wrzesiński D., 2017, *Typologia reżimu odpływu rzek w Polsce w podejściu nadzorowanym i nienadzorowanym*, *Badania Fizjograficzne, Seria A Geografia Fizyczna*, A68, 253–264.
- Wysota W., Weckwerth P., Adamczyk A., Joeck M., Sobiech M., Krawiec A., Dąbrowski M., 2018, *Late Weichselian catastrophic glacial floods in North Poland: geomorphologic signature and palaeogeographic implications. Lateglacial-Interglacial transition: glaciotectionic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes*, [w:] INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion 2018, 19–25 August 2018, s. 122–123.

- Zembaty Z., Jankowski R., Cholewicki A., Szulc J., 2007, *Trzęsienia ziemi w Polsce w 2004 roku*, Czasopismo Techniczne, 2-B, 115–126.
- Zieliński T., 1993, *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Uniwersytet Śląski, 1398, 1–96.
- Zieliński T., 2014, *Sedymentologia. Osady rzek i jezior*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Znosko J., 1998, *Tectonic Atlas of Poland*, Wyd. PIG, Warszawa.
- Zuchiewicz W., Badura J., Jarosiński M., 2007, *Neotectonics in Poland: an overview of active faulting*, Stud. Quarter., 24, 5–20.
- Zwoliński Z., 1975, Stanowisko: Wicko. Objasnienia stanowisk wycieczki zjazdowej; część geomorfologiczna, [w:] IX Ogólnopol. Zjazd Stud. Kół Nauk. Geogr., Poznań–Świnoujście, s. 66–67.
- Zwoliński Z., 1985, *Sedymentacja osadów przyrostu pionowego na terasie zalewowej Parsęty*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 35, 205–238.
- Zwoliński Z., 1986, *Counterpoint sedimentation at sharply curved bends, the Parsęta River Poland*, [w:] 7th Reg. Meet. Sediment., IAS, Kraków.
- Zwoliński Z., 1988, *Metody badań erozji bocznej w korytach rzecznych: przegląd i zastosowanie techniki na Parsęcie*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 38(A), 179–212.
- Zwoliński Z., 1989, *Geomorficzne dostosowywanie się koryta Parsęty do aktualnego reżimu rzeczno-*, Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN, 3–4, 1–144.
- Zwoliński Z., 1992, *Sedimentology and geomorphology of overbank flows on meandering river floodplains*, Geomorphology, 4, 367–379.
- Zwoliński Z., 1993, *Dynamics of bed load transport in the Parsęta River channel, Poland*, [w:] M. Marzo, C. Puigdefábregas (red.), *Alluvial Sedimentation*, Spec. Publs Int. Ass. Sediment., 17, 77–87.
- Zwoliński Z., 1998, *Propozycja Systemu Informacji Geograficznej dla dorzecza Parsęty*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych*, 1, Środowisko przyrodnicze dorzecza Parsęty: stan badań, zagospodarowanie, ochrona, Poznań, s. 260–270.
- Zwoliński Z., 2008, *Wybrane zjawiska ekstremalne pojezierzy polskich*, [w:] W. Florek (red.), *Rola procesów ekstremalnych w kształtowaniu rzeźby*, Landf. Anal., 8, 98–106.
- Zwoliński Z., 2011, *Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla rzeźby Polski*, [w:] Z. Zwoliński (red.), *Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla rzeźby Polski*, Landf. Anal., 15: 5–16.
- Zwoliński Z., Hildebrandt-Radke I., Mazurek M., Makohonienko M., 2018, *Anthropogeomorphological Metamorphosis of an Urban Area in the Postglacial Landscape: A Case Study of Poznań City*, [w:] M.J. Thornbush, C.D. Allen (red.), *Urban Geomorphology: Landforms and Processes in Cities*, Elsevier, s. 55–77.