Rozdział 7

Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich

Wyżyna Śląska (ESA/Copernicus)

Rozdział 7

Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich

*Jan Rodzik, Tadeusz Ciupa, Grzegorz Janicki, Waldemar Kociuba, Andrzej Tyc,
Wojciech Zgłobicki*

7.1. Środowiskowe tło współczesnych procesów rzeźbotwórczych

Podłoże pasa wyżyn budują różnorodne i różnowiekowe jednostki tektoniczne. Prekambryjskie struktury strefy brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej oraz paleozoiczne pasma fałdowe platformy zachodnioeuropejskiej są przykryte utworami piętra permsko-mezozoicznego, a w części zachodniej karbońsko-mezozoicznego. Ukształtowanie pasa wyżyn nawiązuje do głównych struktur pokryw permsko-mezozoicznej, powstałych na przełomie kredy i paleocenu, obejmujących południowe segmenty antyklinorium śródpolskiego i przyległych synklinoriów (kościerzyńsko-puławskiego i szczecińsko-miechowskiego) oraz monoklinę śląsko-krakowską (Żelaźniewicz i in. 2011). Cała, kontynuująca się następnie w kierunku południowo-wschodnim, strefa wyżyn polsko-ukraińskich została pod względem tektonicznym określona przez J. Nowaka jako wał metakarpacki (Maruszczak, Sirenko 1989–1990).

Zachodnią część wału metakarpackiego zajmuje prowincja Wyżyny Polskie, o powierzchni 35 735 km², która – według S. Gilewskiej (1991a) – obejmuje cztery jednostki w randze podprowincji: Wyżynę Śląsko-Krakowską, Nieckę Nidziańską, Wyżynę Kielecką oraz Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie wyróżnione przez H. Maruszczaka (1972). W granicach Polski znajdują się trzy pierwsze wymienione jednostki i zachodnia część czwartej, obejmująca: Wyżynę Lubelską w całości, większą część Roztocza oraz zachodnie skraje: Wyżyny Wołyńskiej i Kotliny Pobuża (ryc. 7.1). Dla uproszczenia w dalszej części tekstu terminem „Wyżyny Polskie” określany będzie pas wyżyn metakarpackich w granicach Polski. Od południa granice Wyżyn Polskich są dość ostre; zwykle stanowią je krawędzie związane ze strefami uskoków, ograniczających zapadlisko przedkarpackie. Granica

Ryc. 7.1. Podział Wyżyn Polskich na podprovincje i makroregiony geomorfologiczne (wg Gilewskiej 1991a)

północna jest mniej wyraźna. Na zachód od Wisły zazwyczaj są to progi strukturalne o charakterze kuest, zanurzające się stopniowo pod osady czwartorzędowe. Między Wisłą a Bugiem granicę tworzy najpierw akumulacyjna krawędź pokrywy lessowej, następnie ma ona charakter strefy przejściowej między rzeźbą wyżynną i niziną (Maruszczak, Sirenko 1989–1990).

7.1.1. Warunki geologiczno-geomorfologiczne

Złożona geneza i historia geologiczna rozwoju pasa wyżyn zaowocowała różnorodnością budujących je skał podłoża oraz utworów pokrywowych, a co za tym idzie – zróżnicowaniem typologicznym i wiekowym rzeźby. Obszar wyżyn charakteryzuje w większości rzeźba dojrzała, ukształtowana w ogólnych zarysach już w neogenie, a nawet w paleogenie. Na niektórych terenach ważną rolę w jej rozwoju odegrały jednak procesy i osady plejstoceny, a nawet holoceny (Starkel 1988, 2008a). Ocenę warunków funkcjonowania współczesnych systemów geomorfologicznych w pasie wyżyn oparto więc na kryterium zmienności litologicznej podłoża, głównie skał mezozoicznych i kenozoicznych. Wydzielono trzy charakterystyczne typy litologiczne rzeźby wyżynnej: krzemionkowy, skał krasowięjących (węglanowych i gipsowych), lessowy oraz dodatkowo typ aluwialny. W obrębie każdego z nich, na podstawie kryteriów litologiczno-morfologicznych, wyróżniono od dwóch do czterech podtypów (tab. 7.1). Klasyfikacja ta, opracowana przez G. Janickiego i in. (2008), bazuje na typologii krajobrazów naturalnych Polski. Nawiązuje ona także do typów uwarunkowań geologiczno-geomorfologicznych

Tabela 7.1. Cechy litologiczno-morfologiczne typów i podtypów rzeźby w obrębie Wyżyn Polskich

Litologiczne typy i podtypy rzeźby	Cechy litologiczne		Cechy morfologiczne		
	rodzaj skały	odporność [kg·cm ⁻²]*	deniwelacje [m]	rozdolnienie [km·km ⁻²]	kształt stoków
Krzemionkowy	krzemionkowy właściwy	piaskowce kwarcytowe, łupki, piaskowce, zlepienie, piaski	100–900 (śr. 400)	20–120 (maks. 370)	<3 wkłęsły, jednostajny
	krzemionkowo-węglanowy	gezy, opoki	100–400 (śr. 270)	śr. 50–60 (maks. 120)	2–3 wkłęsły, jednostajny
Skal krasowięjących	wapienny	wapienie, dolomity	200–1000	maks. do 150	0,5–2 wkłęsły, wypukły
	marglisty	margle, opoki margliste	60–100	20–50	1–1,5 wypukły, jednostajny
Skal krasowięjących	krety piszącej	krety pisząca, wapienie margliste	20–60	<30	<1 wypukło-wkłęsły
	gipsowy	gipsy, margle, ily	ok. 50	<30	<1 wkłęsły
Lessowy	denudacyjny	lessy	0,8–1,6	<30	ok. 1 wypukło-wkłęsły
	erozyjno-denudacyjny	lessy	0,8–1,6	30–60	ok. 2 wypukło-wkłęsły
Lessowy	erozyjny	lessy	0,8–1,6	50–100 (maks. 120)	2–3 (maks. >10) wypukło-wkłęsły
Aluwialny	paleofluwialno-eoliczny	piaski fluwioglacjalne, rieczne i eoliczne	–	5–20 (maks. 30)	– wkłęsły, jednostajny
	fluwialny	piaski i mulki rieczne, torfy	–	1–3	– –

* wytrzymałość skał na ściskanie wg Kozłowskiego (1986).

erozji gleb, wydzielonych dla południowej części Lubelszczyzny przez H. Maruszczaka (1963).

Wyżyny krzemionkowe zajmują znaczną część Wyżyn Polskich. Zostały one wykształcone w obrębie obszarów zbudowanych ze skał skonsolidowanych, o znacznej (ok. 50% i więcej) zawartości krzemionki, decydującej o ograniczeniu tempa wietrzenia chemicznego i fizycznego. Cechuje je dojrzała rzeźba wielkopromienna (długofalista) z rozległymi, połogimi garbami, które rozdzielają niecki i doliny denudacyjne. Występuje ona w obrębie mezoregionów, w których dominuje obecność garbów, progów, wzgórz, wzniesień i działów, eksponowanych także w ich nazwach własnych (Gilewska 1972, Maruszczak 1972, Janicki i in. 2008). W obrębie wyżyn krzemionkowych wyróżnić można dwa ich podtypy: krzemionkowy właściwy oraz krzemionkowo-węglanowy.

Podtyp krzemionkowy właściwy obejmuje najwyżej wyniesione obszary, znacząco się w rzeźbie jako niskie grzbiety rusztowe oraz rozległe pogórza w obrębie Gór Świętokrzyskich i ich otoczenia. Bardzo istotnym elementem rzeźby są tu przełomowe odcinki dolin rzecznych, wykształcone w obrębie prawie wszystkich pasm górskich (Kowalski 1988). Do tego podtypu można zaliczyć także wzgórza wypowe w obrębie Wzniesienia Giełczewskiego i Pagórów Chełmskich na Wyżynie Lubelskiej. Obejmuje on również pojedyncze wzniesienia i wzgórza ostańcowe na południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Rostocza oraz na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej (Próg Herbski i Próg Woźnicki). Obszary wyżynne z dominacją tego podtypu zbudowane są z najbardziej odpornych na erozję skał o zawartości krzemionki $>80\%$ i ciężarze właściwym $>2,5 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, takich jak piaskowce i piaskowce kwarcytowe oraz łupki i zlepieńce (tab. 7.1).

Do wyżyn krzemionkowych zaliczono również podtyp krzemionkowo-węglanowy, występujący na terenach zbudowanych z takich skał, jak gezy i opoki, o porównywalnym do skał krzemionkowych ciężarze właściwym. Mimo że zawierają one od 30 do 70% CaCO_3 , zjawiska krasowe w nich nie występują z powodu znacznego udziału SiO_2 (Maruszczak 1963, Harasimiuk 1980). Cechą rzeźby wyżyn krzemionkowo-węglanowych jest występowanie wzniesień i garbów o dużych wysokościach względnych 50–60 m, wyjątkowo nawet do 120 m (tab. 7.1). Stosunkowo długie stoki mają nachylenia do kilku stopni oraz złożone profile. Gęstość dolin dochodzi tu do $2\text{--}3 \text{ km}\cdot\text{km}^{-2}$. Podtyp ten reprezentowany jest przez rzeźbę denudacyjną, krawędziową (kuesty) i ostańcową na Wyżynie Lubelskiej (Wzniesienie Giełczewskie i Wzniesienie Urzędowskie), na Rostoczku Środkowym i Wschodnim (Jahn 1956, Maruszczak 1972) oraz na Garbach Czostkowa w Niece Nidziańskiej (Gilewska 1972).

Największą powierzchnię Wyżyn Polskich zajmuje typ litologiczny wyżyn skał krasowiejących (Janicki in. 2008). Związany jest on z wychodniami skonsolidowanych, ale podatnych na rozpuszczanie lub rozmywanie, skał o dużej zawartości ($>50\%$) związków wapnia, głównie węglanów oraz siarczanów. Typ ten cechują zwykle niezbyt duże deniwelacje oraz rozległe i połogie formy denudacyjne, urozmaicone drugorzędnymi formami krasowymi. Wyżyny zbudowane ze skał krasowiejących charakteryzuje duże zróżnicowanie rzeźby o cechach zarówno

wyniesień, jak i obniżień, dlatego wydzielono tu cztery podtypy: wapienny, marglisty, kredy piszącej oraz gipsowy (tab. 7.1).

Podtyp wapienny występuje powszechnie w zachodniej części pasa wyżyn, natomiast stosunkowo niewielkie powierzchnie zajmuje w Niece Nidziańskiej, na Wyżynie Kieleckiej i Roztoczu (Janicki i in. 2008). Podatne na rozpuszczanie wapienie mają znaczny ciężar właściwy ($2,6\text{--}2,8\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$), duży udział CaCO_3 ($>80\%$) oraz niewielką zawartość nierozpuszczalnych, przeważnie ilastych składników. Zawartość SiO_2 jest zróżnicowana i dochodzi maksymalnie do 20% (Kozłowski 1986). Najbardziej odporne na działanie mechaniczne są mioceneskie wapienie serpulowe z Roztocza oraz późnojurajskie wapienie płytowe i przede wszystkim wapienie skaliste, które budują ostańce Wyżyny Krakowskiej Północnej. Rzeźba obszarów wapiennych jest mocno urozmaicona, nierzadko jest ona jednak zamaskowana przez utwory glacialne, fluwioglacialne, eoliczne lub limniczne. Występują tu różnej wielkości lejki, studnie, a także większe zagłębienia terenu często indukowane (Dobrowolski 1993), reprodukowane (Kobojeck, Nalej 2008) lub o charakterze kopalnych depresji krasowych (Gilewska 1972). Cechą charakterystyczną obszarów wapiennych jest prawie całkowity brak sieci rzecznej na wierzchowinach oraz występowanie w dolinach wydajnych źródeł krasowych i szczelinowych. Na Wyżynie Krakowskiej Północnej znajdują się liczne relikt systemów jaskiniowych w postaci różnej długości jaskiń, schronisk skalnych oraz form na ścianach ostańców (Gradziński, Szelerewicz 2004, Tyc 2005, 2009).

Podtyp marglisty wytworzył się na podłożu skał późnokredowych, wykształconych w facji margli typowych oraz margli z wkładkami opok marglistych. Skały tego typu są stosunkowo podatne na działanie mechaniczne, gdyż zawierają zwykle 40–80% CaCO_3 i 10–50% nierozpuszczalnych części drobnoziarnistych (tab. 7.1). Reprezentowany przez nie podtyp litologiczny obejmuje rozległe płaskowyże lub równiny, zajmujące stosunkowo niskie położenie hipsometryczne z małymi deniwelacjami, od 20 do 40–50 m. Gęstość sieci dolinnej nie jest tu duża, a stoki o średniej długości i złożonym zwykle profilu mają nachylenie 2–3°. W słabo zróżnicowanej rzeźbie denudacyjnej dominują rozległe powierzchnie zrównań stokowych oraz suche doliny, niekiedy w formie zatok denudacyjnych, podczas gdy typowe formy erozyjne i krasowe są słabo rozwinięte (Gilewska 1972, Maruszczak 1972).

Podtyp kredy piszącej rozwinął się na podatnych na działanie mechaniczne i rozpuszczanie wapieniach marglistych i kredzie piszącej, o zawartości $\text{CaCO}_3 >90\%$ (tab. 7.1). Klasyczny typ krasu kredy piszącej występuje we wschodniej części pasa wyżyn. Charakterystycznymi formami krasu powierzchniowego są tu zarówno małe wertebry (lejki), uwały, ślepe doliny, jak i duże kotliny (popławy) i zrównania krasowe. Ten typ krasu charakteryzuje się ubóstwem lub brakiem form podziemnych oraz łagodnością zarysów form powierzchniowych. Średnie nachylenia terenu mają przeważnie 0,5–1°, deniwelacje nie przekraczają 30 m, a gęstość sieci dolinnej spada nawet poniżej $1\text{ km}\cdot\text{km}^{-2}$. W krajobrazie dominuje falista lub płaska równina denudacyjna o cechach rzeźby późnodojrzałej (Maruszczak 1966, 1972, Harasimiuk 1975, Dobrowolski 1998, 2006).

Podtyp gipsowy ograniczony jest do mezoregionów Niecki Nidziańskiej (Niecka Solecka i Niecka Połaniecka). Na wychodniach gipsów powszechnie tworzą się powierzchniowe formy krasowe, np. leje i nieregularne zapadliska oraz ślepe dolinki. Występują tu również formy bardziej złożone, takie jak: uwały, dolinki krasowe i kotliny krasowe (Flis 1954, Cabaj, Nowak 1986, Chwalik 2006). Do charakterystycznych elementów krasu gipsowego zalicza się także kuesty gipsowe, uwarunkowane tektoniką oraz ostańce krasowe dominujące ponad dnami dolin (180–200 m n.p.m.), a lokalnie ponad poziomami zrównań wierzchowinowych. Procesy krasowe zachodzą tu w całym, zróżnicowanym litologicznie profilu serii gipsowej, a o występowaniu jaskiń i ich morfologii decyduje typ litologiczny gipsów. Przeważają jaskinie utworzone w gipsach warstwowych, szkieletowych i szablasytów (75% ogółu); stosunkowo dużo jaskiń występuje też w gipsach szklicowych (Urban i in. 2003, 2015).

Blisko 30% powierzchni Wyżyn Polskich zajmuje lessowy typ rzeźby, rozwiniętej w obrębie zróżnicowanych stratygraficznie pokryw lessowych, budujących powierzchnie wierzchowinowe kilkunastu mezoregionów lub ich fragmentów (Janicki i in. 2008). Wierzchowiny lessowe, ukształtowane u schyłku ostatniego glacjału, charakteryzują się drobnopromienną (krótkofalową) rzeźbą o złożonej genezie, z licznymi zagłębieniami bezodpływowymi – wymokami (Kołodziej-Gawrysiak i in. 2018, Kołodziej-Gawrysiak 2019). Węglanowe lessy właściwe cechuje duża podatność na rozmywanie, a jednocześnie zdolność do okresowej konserwacji form erozyjnych. Rzeźbę lessową wyróżnia, spośród innych typów, znaczne rozczłonkowanie stoków o wypukło-wklęsłym kształcie. Różnicują ją natomiast deniwelacje, nachylenia stoków i stopień rozcięcia młodymi formami erozyjnymi. Pozwala to na wydzielenie trzech podtypów rzeźby lessowej: denudacyjnego, erozyjno-denudacyjnego i erozyjnego (tab. 7.1).

Podtyp denudacyjny zajmuje niezbyt duże powierzchnie w obrębie stosunkowo mało miąższych (do 10 m) i zwykle niżej położonych płatów lessowych. Ich rzeźbę cechują małe deniwelacje (do 30 m) i niewielka gęstość sieci dolinnej, a powierzchnię wierzchowiny lessowej urozmaicają rozległe niecki denudacyjne i liczne zagłębienia bezodpływowe (Maruszczak 1958, 1963). Największą powierzchnię obszarów lessowych zajmuje podtyp erozyjno-denudacyjny, który dominuje zwłaszcza na Wyżynie Wołyńskiej oraz w obrębie subregionów Niecki Nidziańskiej (Płaskowyż Proszowski, Płaskowyż Jędrzejowski oraz Wyżyna Miechowska), a także Wyżyny Kieleckiej (Płaskowyż Sandomierski). Podtyp erozyjno-denudacyjny rzeźby lessowej jest reprezentowany również w zachodniej części pasa wyżyn – na Płaskowyżu Ojcowskim, Chełmie i Garbie Żąbkowickim (Gilewska 1972). Odznacza się on średnimi deniwelacjami (30–60 m) oraz znaczną gęstością suchych dolin (ok. $2 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$) o nachyleniach zboczy 5–10°, które mogą być rozcięte przez pojedyncze wąwozy, przeważnie o genezie drogowej. Wąwozy są natomiast wyróżnikiem podtypu, zajmującego również znaczną powierzchnię, zwłaszcza na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu oraz w środkowej części wyżyn (Wyżyna Miechowska, Płaskowyż Sandomierski). Charakteryzują go duże deniwelacje (50–120 m), a formy rzeźby wykształcone są w pokrywach lessowych

o miąższości do 30 m, silnie rozczłonkowanych przez sieć suchych dolin o nachyleniach zboczy 5–15°. Dna i zbocza tych dolin rozcięte są przez systemy wąwozowe z charakterystycznym zespołem neoholocentrycznych form erozyjno-sufozyjnych (Rodzik, Zgłobicki 2000, Malik 2008). Największe rozcięcie cechuje Rostocze Zachodnie oraz zachodnią część Płaskowyżu Nałęczowskiego, gdzie średnia gęstość wąwozów wynosi 2–3 km·km⁻². Na obszarach o deniwelacjach około 100 m sieć wąwozów może osiągać gęstość 5–10 km·km⁻² (Maruszczak 1958, 1973, Buraczyński 1977, Gardziel, Rodzik 2001), a lokalnie nawet 15–18 km·km⁻² (Rodzik 2006).

Typ aluwialny wydzielono dla zaakcentowania odmienności procesów kształtujących dna dolin rzecznych, obniżen oraz niektórych kotlin, wypełnionych piaskami różnej genezy, mułkami piaszczysto-pyłastymi i namułami mineralno-organycznymi (Janicki in. 2008). Są to utwory najmniej skonsolidowane i najbardziej podatne na rozmywanie – występują jednak w najniższym położeniu hipsometrycznym. Stosunkowo duża dynamika modelowania rzeźby związana jest z dominującymi tu procesami fluwialnymi. Większość dolin formowana jest przez rzeki autochtoniczne, na ogół małej i średniej długości. W holocenie modelowane są przede wszystkim równie zalewowe, natomiast system piaszczystych równin i teras nadzalewowych ukształtowany został w plejstocenie (Gilewska 1972, Maruszczak 1972).

Równiny fluwioglacjalne i terasy nadzalewowe, urozmaicone formami wydmyowymi, reprezentują podtyp paleofluwialno-eoliczny (tab. 7.1). Deniwelacje osiągają tu średnio kilkanaście metrów, a maksymalnie 30 m. Największe obszary o takich cechach znajdują się na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej (Kotlina Mitręgi, Obniżenie Górnej Warty, Obniżenie Liswarty oraz Obniżenie Małej Panwi), mniejsze natomiast występują w Niece Nidziańskiej (Równina Nadpilicka, Dolina Nidy), na Wyżynie Lubelskiej (Kotlina Chodelska, Kotlina Zamojska), Wyżynie Wołyńskiej (Kotlina Hrubieszowska) i w Kotlinie Pobuża (Równina Bełzka). Drugi podtyp – fluwialny – obejmuje równie zalewowe w dnach dolin rzecznych. Występuje on powszechnie w dolinach rzecznych zachodniej części pasa wyżyn: górnej Warty, Liswarty, Rudy, Bielawki, Kłodnicy, Pilicy i jej dopływów, a także w części wschodniej, w dolinach: Wieprza (z dopływami), Bugu i Huczwy oraz w dolinach dopływów Wisły. Przy omawianiu współczesnych przemian rzeźby wyżyn nie uwzględniono samej doliny Wisły (a w zasadzie jej dna) w Małopolskim Przełomie Wisły, gdyż jest ona przedmiotem oddzielnego opracowania w tym tomie.

7.1.2. Uwarunkowania klimatyczno-hydrologiczne

Średnia roczna temperatura powietrza na wyżynach nie jest zbyt zróżnicowana i mieści się w granicach 7,0–8,5°C (Lorenc 2005), w kierunku wschodnim wzrasta jednak kontynentalizm klimatu. Roczna amplituda temperatury powietrza rośnie tu od 20°C na zachodzie do 22,5°C na wschodzie. Szczególnie wyraźne jest zróżnicowanie termiczne w chłodnej porze roku, co znajduje odzwierciedlenie

w terminach pojawiania się zimy i przedwiośnia. W kierunku wschodnim wydłuża się czas trwania zimy (od 60 do 90 dni) oraz wzrasta od 30 do 50 liczba dni mroźnych, skraca się natomiast czas trwania przedwiośnia (od 40 do 25 dni). Średnia temperatura stycznia wynosi na zachodzie od -1°C do -3°C , natomiast na wschodzie od -4°C do -5°C . Zróżnicowanie termiczne spowodowane jest także ukształtowaniem powierzchni. Szczególnie Góry Świętokrzyskie, wznoszące się >600 m n.p.m., stanowią wyspę chłodu na tle obszarów sąsiednich, bowiem średnia roczna temperatura powietrza jest tu niższa nawet o 2°C , podobnie jak temperatura stycznia, która wynosi od -4°C do -6°C . Wyraźne gradienty widoczne są też na progach morfologicznych Wyżyny Krakowskiej Północnej i Roztocza, przy monotonii termicznej na równinach (Atlas Rzeczypospolitej Polskiej 1997, Kaszewski 2008).

Występowanie wysokich progów morfologicznych i pasm górskich różnicuje lokalnie wysokość opadów poprzez tworzenie cieni opadowych. Najwyższe średnie roczne sumy opadów (650–750 mm) występują w najbardziej wyniesionych częściach Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, w Górach Świętokrzyskich i na Roztoczu. Otrzymują one nawet ponad 150 mm więcej opadów niż regiony sąsiednie. Na krańcach Wyżyny Kieleckiej i Niecki Nidziańskiej, jak również na Wyżynie Wołyńskiej, suma opadów nie osiąga średnio nawet 600 mm w ciągu roku, co jest odzwierciedleniem wzrostu kontynentalizmu w kierunku wschodnim. W latach wilgotnych w najwyższych częściach Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i na Roztoczu sumy opadów przekraczają 900 mm, a w Górach Świętokrzyskich nawet 1000 mm. Z kolei w latach suchych suma opadów nie osiąga tam 600 mm, a w Niece Działoszycko-Staszowskiej, na Wyżynie Wołyńskiej oraz w północnej części Wyżyny Lubelskiej – nawet 450 mm. W całym pasie Wyżyn Polskich dominują opady półrocza ciepłego, na które przypada $>60\%$ rocznej sumy opadów (Atlas Rzeczypospolitej Polskiej 1997, Lorenc 2005, Siwek 2006, Lorenc i in. 2012, Janicki 2016).

W pasie wyżyn charakterystyczne jest, częstsze niż w innych regionach Polski poza górami, występowanie wiosennych i letnich opadów o dużej intensywności. Towarzyszą one frontom atmosferycznym lub lokalnym komórkom burzowym, tworzącym się nad obszarami o zwiększonej dynamice atmosfery, takimi jak: wylesione strefy wododziałowe, krawędzie morfologiczne oraz duże ośrodki miejskie. Wydajność takich opadów może przekraczać 80 mm w ciągu 1 godz., a w krótszym czasie osiągać natężenie kilku milimetrów na minutę. Opady nawalne powodują lokalne powodzie błyskawiczne (Starkel 1997, Ciupa 2002, Rodzik, Janicki 2003, Michalczyk i in. 2008, Lorenc i in. 2012, Janicki 2016). Średnia roczna liczba dni z opadem >10 mm maleje z południa na północ od 20 do 12 dni (Atlas Rzeczypospolitej Polskiej 1997).

W sytuacji zmieniającego się klimatu wzrasta częstość i wysokość opadów ulewnych w rozrastających się miastach, stanowiących wyspy ciepła (Lorenc i in. 2012). Generują one intensywne procesy konwekcyjne, co w połączeniu z koncentracją pyłowych zanieczyszczeń powietrza, będących jądrami kondensacji, prowadzi do powstania chmur *cumulonimbus* i opadów o dużym natężeniu. Zjawiska te

notowano m.in. w Krakowie (Twardosz 2009), Kielcach (Ciupa 2009) i Lublinie (Michalczyk i in. 2012).

Średnia liczba dni z pokrywą śnieżną wzrasta generalnie z zachodu na wschód, od 50 dni na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej do niemal 80 dni na Rostoczu i w Górach Świętokrzyskich. Pokrywa śnieżna pojawia się średnio po 20 listopada i zwykle zanika w końcu marca, a wcześniej jedynie w południowo-wschodnich częściach Niecki Nidziańskiej i Wyżyny Kieleckiej. Średnia wysokość pokrywy śnieżnej w całym pasie wyżyn wynosi od 6 do 10 cm. Średni zapas wody, zgromadzony w pokrywie śnieżnej pod koniec okresu akumulacji, rośnie z zachodu na wschód, od około 40 mm do około 60 mm, a w Górach Świętokrzyskich osiąga 100 mm (Atlas hydrologiczny Polski 1986 i 1987).

W obrębie wyżyn przeważa zachodni kierunek wiatru (16–22%). Średnia prędkość wiatru przez większą część roku wynosi $2\text{--}4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a zimą we wschodniej części osiąga $4\text{--}4,5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Średnia liczba dni z wiatrem silnym, o prędkości $>10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, jest w pasie wyżyn mocno zróżnicowana. Najmniej, bo poniżej 20, jest ich na terenie międzyrzecza Bugu i Wieprza, w Niecce Nidziańskiej oraz na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, z wyjątkiem jej południowo-zachodniej części. Najwięcej, powyżej 40 dni, odnotowuje się na Wyżynie Kieleckiej, gdzie również rejestruje się najwięcej (>4) dni z wiatrem bardzo silnym $>15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Atlas Rzezypospolitej Polskiej 1997, Lorenc 2005).

Obszar Wyżyn Polskich należy w 82% do dorzecza Wisły, a jedynie w 18% do dorzecza Odry. Generalnie mała gęstość sieci rzecznej związana jest z dobrymi warunkami infiltracji w porowatych zwykle utworach pokrywowych i uszczelnionych skałach podłoża. Najwyższa wartość wskaźnika gęstości sieci rzecznej ($0,24\text{ km}\cdot\text{km}^{-2}$) cechuje Wyżynę Śląsko-Krakowską Południową, Nieckę Działoszycko-Staszowską oraz Nieckę Włoszczowską. Znacznie niższa gęstość sieci rzecznej występuje na terenie międzyrzecza Wisły i Bugu. Najniższe wartości ($0,13\text{ km}\cdot\text{km}^{-2}$) na Rostoczu wiążą się z silnie spękanym, przepuszczalnym podłożem, a na Wyżynie Krakowskiej Północnej – również z występowaniem zjawisk krasowych (Dynowska 1991).

Wody podziemne występują w postaci wód szczelinowych oraz porowych w kontakcie ze szczelinowymi. Jedynie w obrębie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej przeważają wody krasowe i szczelinowo-krasowe, w dolinie Wisły natomiast – wody porowe. Centralne obszary wyżyn cechuje przeważnie znaczna zasobność wód podziemnych w utworach przedczwartorzędowych. Głębokość zwierciadła wód podziemnych jest zróżnicowana od 0–5 m p.p.t. w dnach dolin do 20–40 m p.p.t. na wierzchołkach. Najgłębiej (lokalnie do 90 m p.p.t.) występuje ono na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu oraz Wyżynie Krakowskiej Północnej (Paczyński 1995, Paczyński, Sadurski 2007).

W pasie wyżyn zaznacza się regionalne zróżnicowanie odpływu jednostkowego. Najwyższe wartości tego wskaźnika, $8\text{--}10\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$, charakteryzują Wyżynę Śląsko-Krakowską, a nieco niższe, $7\text{--}8\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$, południowo-zachodni skłon Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. Znacznie niższy odpływ jednostkowy występuje w Niecce Nidziańskiej ($4\text{--}5\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$), we wschodniej części Wyżyny

Kieleckiej i północnej części Wyżyny Lubelskiej ($3\text{--}4 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$), a najniższy ($3 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$) – w obrębie Wyżyny Wołyńskiej. Maksymalny chwilowy odpływ jednostkowy – w zlewniach rzecznych kontrolowanych przez IMiGW – cechuje obszary najwyżej wyniesione. W Górach Świętokrzyskich i na Wyżynie Krakowskiej Północnej odpływ jednostkowy o prawdopodobieństwie wystąpienia 50% (raz na 2 lata) i 1% (raz na 100 lat) wynosi odpowiednio: 0,3 i $2 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^2$, natomiast w strefie południowo-zachodniej krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Rostocza jest wyraźnie mniejszy: 0,1 (50%) i 0,5 (1%) $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^2$ (Atlas hydrologiczny Polski 1987).

W regionach położonych na zachód od Wisły występują dwa okresy wezbrań: roztopowy (II–III) oraz opadowy (V–VIII). Na wyżynach międzyrzecza Wisły i Bugu w minionym stuleciu występował przeważnie jeden, roztopowy (III–IV) okres wezbrań (Atlas hydrologiczny Polski 1987). Na trzynaście pozakorytowych wezbrań, które miały miejsce na górnym Wieprzu w latach 1995–2006, jedynie trzy były wezbrańmi deszczowymi. Wystąpiły one w wilgotnych latach 1998–2000, w których odnotowano także pięć wezbrań roztopowych (Stępniewska 2007). Zjawiska lodowe na większych rzekach regionu (Warta, Wieprz, Pilićca) trwały 30–60 dni, a na Kamiennej i Nidzie nawet 61–90 dni (Atlas hydrologiczny Polski 1987). Na małych rzekach, w zależności od sposobu ich zasilania, czas trwania zjawisk lodowych jest zróżnicowany – od kilku do 50–60 dni w roku, zaś na ciekach miejskich zwykle nie przekracza 20 dni (Ciupa 2009).

7.1.3. Uwarunkowania antropogeniczne

Wpływ działalności człowieka zaznaczył się na obszarze wyżyn już w neolicie (6000–5000 lat BP). Skala przekształceń środowiska znacznie wzrosła w średniowieczu, a w XVI w. kulturowe komponenty krajobrazu (pola uprawne i tereny zabudowane) zaczęły przeważać nad naturalnymi. Od XIX w. rosła powierzchnia upraw okopowych, a powierzchnia leśna zmniejszała się aż do połowy XX w. Na Wyżynie Lubelskiej w okresie 1830–1930 została ona zredukowana o 50–70%, zaledwie do 13% powierzchni ogólnej (Maruszczak 1988). Dominujący pierwotnie krajobraz leśny zastąpiony został w większości przez pola uprawne. Nastąpiła fragmentacja lasów, związana z likwidacją serwitutów, parcelacją i komasacją gruntów oraz kolonizacją na terenach leśnych. Wojny i kryzysy gospodarcze w pierwszej połowie XX w. sprawiły, że nawet na stromych stokach karczowano lasy i zakładano pola uprawne lub pastwiska (Maruszczak 1952, Ciupa i in. 2015, 2016, Zgłobicki i in. 2016). Podobne uwarunkowania historyczno-polityczne i gospodarcze (zabór rosyjski, a potem II Rzeczpospolita) miały miejsce na prawie całym (z wyjątkiem zachodniego skraju) omawianym obszarze. Zmiany w tym zakresie na Wyżynie Lubelskiej można zatem uznać za reprezentatywne dla całego pasa wyżyn.

Proces wylesiania zahamowany został w latach 50. XX w., a na niektórych terenach już w latach 40. XX w. (Zgłobicki i in. 2016). Duże rozdrobnienie gruntów i zmiany społeczno-ekonomiczne na polskiej wsi pod koniec XX w. zaowocowały

wzrostem powierzchni odłogów, stopniowo ulegających samozalesianiu (Furtak, Someya 1997, Grądziel i in. 2001, 2006). Dokumentują to np. wskaźniki lesistości w gminie Wąwolnica na Wyżynie Lubelskiej, które w poszczególnych latach przedstawiały się następująco: 1890 – 28%, 1930 – 11%, 1997 – 18% (Zgłobicki, Baran-Zgłobicka 2007). Podobne zmiany lesistości miały miejsce w Górach Świętokrzyskich (Ciupa i in. 2015, 2016). Współcześnie las wkracza na pola o najtrudniejszych warunkach produkcji rolnej, położone na stromych stokach lub o słabych, piaszczystych glebach bielcowych (Zgłobicki i in. 2016). Wzrostowi lesistości towarzyszy jednak od kilkunastu lat wzrost zapotrzebowania na drewno jako naturalny surowiec oraz materiał opałowy. Zwłaszcza prywatne, niewielkie zbiorowiska leśne degradowane są przez rabunkową gospodarkę. Na stromych zboczach i w wąwozach stwarza to zagrożenie procesami erozyjnymi (Rodzik i in. 2004).

Rozmieszczenie obszarów leśnych nie jest obecnie równomierne, a ich udział maleje z zachodu na wschód. W różnych gminach wskaźnik lesistości wynosi od <1 do 60%, co związane jest z urodzajnością gleb, a także z rzeźbą terenu. Zwartymi kompleksami leśnymi charakteryzują się Góry Świętokrzyskie oraz wypełnione piaskami obniżenia dolinne: Małej Panwi, Liswarty, Górnej Warty i Pilicy. Na obszarach występowania pokryw lessowych, np. na Wyżynie Wołyńskiej i Wyżynie Lubelskiej, niewielkie i znacznie przekształcone kompleksy leśne o wielkości zwykle od kilku do kilkunastu, a rzadziej kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych, zajmują zaledwie kilkanaście procent powierzchni (Zgłobicki i in. 2016).

Wyjątkowo zróżnicowane cechy środowiska przyrodniczego Wyżyn Polskich, a zwłaszcza dogodne dla osadnictwa i obronności ukształtowanie terenu, urodzajne gleby oraz dostępność znacznych zasobów wód i różnych surowców mineralnych, stały u podstaw rozwoju gęstej sieci osadniczej i komunikacyjnej. Do XIX w. osadnictwo wiejskie skupione było głównie w dolinach. Od drugiej połowy XIX w., wskutek uwłaszczenia chłopów i częściowej parcelacji majątków, zakładano nowe wsie na wierzchołkach. W pierwszej połowie XX w. postępująca parcelacja i reforma rolna oraz podziały spadkowe wpłynęły na dalsze rozdrobnienie własności rolnej. Nastąpił rozwój rozproszonej zabudowy typu kolonijnego i podział pól uprawnych na małe działki (Kowalik-Bodzak 1964). W drugiej połowie XX w., wskutek mechanizacji rolnictwa i konieczności poprawy jego towarowości, ale także depopulacji wsi w Polsce Wschodniej, zaznaczyła się tendencja do powiększania pól i likwidacji niekorzystnie usytuowanych gospodarstw. Po 1989 r. obserwuje się tworzenie gospodarstw typu farmerskiego, wzrost mechanizacji rolnictwa, ale także odłogowanie pól i zanik funkcji rolniczych, co ma charakter kroczącej reformy rolnej w krajach Europy Środkowo-Wschodniej w XXI w. (Pirshepov i in. 2012). W wielu miejscach atrakcyjnych pod względem krajobrazowym są one jednak zastępowane przez zabudowę rekreacyjną.

Użytki rolne zajmują obecnie na niektórych obszarach pasa wyżyn ponad 70% powierzchni. Jest to wartość większa od średniej krajowej – 60% (Rocznik statystyczny Polski 2018). W strukturze użytkowania dominują grunty orne, zajmujące od 37 do 69% powierzchni poszczególnych powiatów wyżynnych

(Rocznik statystyczny województw 2018). W strukturze zasiewów w obrębie pasa wyżyn dominują zboża, jednak wysoki jest udział ziemniaków i buraków cukrowych, a miejscami także tytoniu i fasoli. Od kilkadziesiąt lat wzrasta, zwłaszcza w rejonie nadwiślańskim, powierzchnia stabilizujących glebę upraw wieloletnich, takich jak sady i plantacje krzewów jagodowych. W powiatach z zakładami przetwórstwa owoców (Opole Lubelskie i Sandomierz) sady zajmują około 20% ogólnej powierzchni. Większość gruntów (ok. 90%) w tej części Polski należy do rolników indywidualnych. Przeważają małe gospodarstwa rolne, a ich przeciętna wielkość jest wyraźnie niższa od średniej krajowej (11,5 ha) i wynosi w poszczególnych województwach: 4,9 ha w małopolskim, 7,6 ha w śląskim, 6,6 ha w świętokrzyskim, a w lubelskim 9,0 ha (Rocznik statystyczny województw 2018). Cechą charakterystyczną opisywanych obszarów jest mozaika pól i upraw (Baran-Zgłobicka, Zgłobicki 2012).

W ostatnich dwustu latach intensywny rozwój urbanizacji i uprzemysłowienia spowodował wielokrotne powiększenie powierzchni zajętej przez zabudowę miejską i przemysł. Dużą rolę w tym procesie odegrało zastosowanie w końcu XVIII w. węgla kamiennego w przemyśle oraz rozwój kolei żelaznej w połowie XIX w. Pozwoliło to na wykorzystanie bogatej bazy surowców energetycznych i rud metali, a w konsekwencji również surowców skalnych. Początkowo eksploatacja węgla kamiennego odbywała się metodą odkrywkową (np. kopalnie „Reden” i „Brzozowica” w Zagłębiu Dąbrowskim). Duży wpływ na rzeźbę Wyżyny Śląsko-Krakowskiej Południowej wywołała jednak podziemna eksploatacja tego surowca w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, gdzie formy antropogeniczne zajmują często ponad 50% powierzchni (Karaś-Brzozowska 1960, Klimaszewski 1959, Dulias 2013, Jania i in. 2014). Wykorzystanie węgla kamiennego do wytopu cynku w XIX w. doprowadziło do odrodzenia się po kilku wiekach górnictwa rud cynku i ołowiu w okolicach Tarnowskich Gór, Bytomia i Olkusza. Rozwój podziemnej eksploatacji tych rud, głównie od połowy XX w., przyczynił się do odwodnienia obszaru o powierzchni ponad 300 km², intensywnych deformacji powierzchni terenu oraz zanieczyszczenia aluwiiów rzecznych w zlewni Białej Przemszy (Klimek 1993, Klimek i in. 1995, Motyka 1988, Tyc 1997a, Matysik 2018).

Intensywny rozwój ośrodków przemysłowych, miast i linii komunikacyjnych spowodował wzrost zapotrzebowania na różnorodne surowce skalne, których baza w pasie wyżyn ma znaczenie ponadregionalne. Obserwuje się tendencję do intensyfikacji ich eksploatacji, a to oznacza dalszy wzrost antropogenizacji rzeźby. Surowce te eksploatuje się m.in. w okolicach: Strzelc Opolskich, Góraždzy, Tarnowa Opolskiego na Wyżynie Śląskiej Północnej (wapienie i margle), Czatkowic i Działoszyna na Wyżynie Krakowskiej Północnej (wapienie), Gacek, Borkowa i Chwałowic w Niece Nidziańskiej (gipsy), Nowin, Małogoszczy, Bukowej, Ostrówki, Wierzbicy (wapienie i dolomity), Wiśniówki (piaskowce kwarcytowe) na Wyżynie Kieleckiej, Chełma (kreda piaszcząca) i Rejowca (margle) na Wyżynie Lubelskiej oraz Józefowa (wapienie) na Roztoczu (Kozłowski 1986).

W obrębie Wyżyn Polskich powierzchnię 4133 km² zajmują miasta. Stanowi to aż 11,6% całego obszaru pasa wyżyn, podczas gdy dla Polski wskaźnik ten

wynosi 6,9%. Występuje tu jednak bardzo duże zróżnicowanie regionalne: od 3,3% w Niece Nidziańskiej do 26,7% na Wyżynie Śląskiej. Specyfiką obszarów zurbanizowanych jest duży i stale rosnący udział powierzchni nieprzepuszczalnych. W granicach administracyjnych 140 miast, położonych na Wyżynach Polskich, 24,6% zajmują tereny o zwartej zabudowie: mieszkaniowej, magazynowej, przemysłowej, usługowej, biurowej itp. (Podział terytorialny 2017). Towarzyszą im nieprzepuszczalne powierzchnie dróg i słabo przepuszczalne powierzchnie chodników, placów i parkingów, co ma konsekwencje hydrologiczne w postaci ograniczenia infiltracji i wzrostu odpływu powierzchniowego. Może to wpływać na wielkość spłukiwania, erozji liniowej i akumulacji (Ciupa 2009, Michalczyk 2012, Michalczyk in. 2012).

Cechą charakterystyczną pasa wyżyn jest duży, skoncentrowany pobór wody z ujęć podziemnych, związany z odwodnieniem kopalni odkrywkowych wspomnianych surowców skalnych, podziemnej eksploatacji węgla kamiennego oraz rud cynku i ołowiu (na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej Południowej), a także eksploatacji wody dla celów przemysłowych i komunalnych, głównie na potrzeby aglomeracji miejskich. Wokół ujęć wody wytworzyły się rozległe, regionalne leje depresji. Na skutek obniżenia zwierciadła wód podziemnych niektóre rzeki na pewnych odcinkach swego biegu zmieniły charakter z drenującego na infiltracyjny. Ich przepływy uległy znacznemu zmniejszeniu, a w szczególnych przypadkach nastąpił nawet stały lub okresowy zanik (m.in. rzek w zachodniej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i Wyżyny Kieleckiej Południowej). Z kolei wody kopalniane odprowadzane do innych cieków zwiększają ich przepływy, zwłaszcza w okresach niżówek. Skutkiem dużego poboru wody z ujęć podziemnych są deformacje powierzchni terenu (Paczyński, Sadurski 2007).

W pasie wyżyn warunki morfologiczne dolin rzecznych sprzyjają budowie jazów, zapór i zbiorników wodnych oraz lokalizacji niewielkich zakładów, wykorzystujących energię wodną. Od kilkuset lat zakładano tu młyny zbożowe i rudne, tartaki, papiernie, folusze i huty. Lokalizowano je w bezpośrednim sąsiedztwie koryt rzecznych lub na obrzeżach dolin – wówczas w celu ich zasilania zmieniano biegi koryt lub kopano kanały. Pozostałości budowli hydrotechnicznych z XIX w. oraz wywołane nimi skutki morfologiczne w dolinach są widoczne do dziś. Istotny wpływ na morfologię den dolin rzecznych wywarły także: regulacja koryt i lokalizacja stawów oraz związane z działalnością rolniczą melioracje (Pałys 1971, Łoś 1980, Ciupa 1991, Kociuba 2003a, Janiec 2006).

Przemiany społeczno-polityczne w połowie XX w. przyczyniły się do likwidacji większości urządzeń hydrotechnicznych na rzekach wyżynnych oraz zaniedbania gospodarki stawowej. Od lat 70. XX w. zintensyfikowano jednak prace melioracyjne, wybudowano nowe nasypy, mosty i przepusty, związane z rozwojem sieci dróg lokalnych oraz – dla celów retencyjnych i rekreacyjnych – różnej wielkości zbiorniki (Kociuba 2003a,b). Wszystkie te obiekty, a szczególnie zbiorniki zaporowe o dużej powierzchni, wywierają decydujący wpływ na kształtowanie den dolin rzecznych. Obecnie w pasie wyżyn znajduje się 7 dużych zbiorników zaporowych o powierzchni >100 ha. Są to: Zalew Zemborzycki (278 ha) na Bystrzycy

i zbiornik w Nieliszu (950 ha) na Wieprzu (Wyżyna Lubelska), Brody (261 ha) na Kamiennej i Wióry (408 ha) na Świślinie (Wyżyna Kielecka), Chańcza (290 ha) na Czarnej Staszowskiej (Niecka Nidziańska) oraz Poraj (550 ha) na Warcie i Zbiornik Przeczycki (470 ha) na Czarnej Przemszy (Wyżyna Śląsko-Krakowska). Ponadto na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej znajduje się kilka kilkusethektarowych zbiorników, powstałych wskutek zalania wyrobisk po eksploatacji piasku (m.in. Rzętała 1998).

7.1.4. Ocena uwarunkowań współczesnych przemian rzeźby

Uwarunkowania współczesnych przemian rzeźby w obrębie pasa Wyżyn Polskich są więc bardzo złożone, przy czym za główny czynnik różnicujący należy uznać cechy litologiczne podłoża oraz morfogenezę rzeźby w kenozoiku. Ich urozmaicenie przyczynia się m.in. do zróżnicowania współczesnej rzeźby, gleb i siedlisk zespołów roślinnych, decyduje więc o charakterze zagospodarowania oraz intensywności działalności człowieka. W rolniczym krajobrazie wyżynnym, w większości podtypów litologicznych rzeźby, dominują suche doliny, przeważnie o genezie erozyjno-denudacyjnej. Tempo ich współczesnego przekształcania zależy od odporności podłoża, rozczłonkowania obszarów wododziałowych (gęstości dolin oraz ich głębokości i nachylenia zboczy), a także struktury agrarnej. Najbardziej sprzyjającymi warunkami cechuje się litologiczny typ lessowy, a szczególnie jego podtyp erozyjny. Na uwarunkowania litologiczne, takie jak podatność lessu na procesy erozyjne (zwłaszcza na rozmywanie), nakładają się tu uwarunkowania geomorfologiczne w postaci znacznego rozczłonkowania rzeźby oraz energii, wynikającej z wysokiego położenia hipsometrycznego większości pokryw lessowych. Nie bez znaczenia jest również, nie do końca wyjaśniona, zwiększona częstość występowania gwałtownych ulew na obszarach lessowych (Rodzik i in. 1998, Rodzik, Janicki 2003) oraz, sprzyjająca użytkowaniu rolniczemu, pokrywa glebowa (Turski i in. 1987). W obrębie typu skał krasowiejących, podatnych przede wszystkim na rozpuszczanie, przemiany rzeźby są mniej spektakularne. Największą natomiast stabilnością ukształtowania powierzchni – z powodu odporności skał oraz dojrzałości rzeźby, związanej z jej wiekiem – cechuje się typ krzemionkowy.

Zróżnicowanie warunków klimatycznych odgrywa, jak się wydaje, mniejszą rolę, jednakże pod względem częstości oraz intensywności spływu powierzchniowego, a przede wszystkim jego geomorfologicznej skuteczności, można wyróżnić pas ciągnący się od Roztocza Zachodniego przez południowy i zachodni skraj Wyżyny Lubelskiej, do zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego. W strefie tej występują zarówno ciepłe i wilgotne zimy oceaniczne, jak i zimy kontynentalne, zakończone intensywnymi roztopami. Obszar ten cechuje ponadto wysoka roczna suma opadu (600–700 mm), znaczna częstość wydajnych opadów >10 mm (Siwek 2006) i wysoki odpływ jednostkowy (Michalczyk, Wilgat 1998). W rezultacie intensywny spływ powierzchniowy odbywa się tu po wilgotnym, a często też głęboko przemarzniętym podłożu. Oprócz sprzyjających warunków

litologicznych (pokrywy lessowe), morfologicznych (duże spadki i deniwelacje) i antropogenicznych (użytkowanie rolnicze; Zgłobicki, Baran-Zgłobicka 2005), do rozwoju niezwykle gęstej tu sieci wąwozów przyczyniły się niewątpliwie także warunki klimatyczne (Rodzik 2006).

Dominującą rolę odgrywa jednak wielokierunkowa działalność człowieka, zmieniająca i różnicująca pokrycie terenu i warunki obiegu wody. W części wschodniej pasa wyżyn podstawową formą gospodarki jest rolnictwo. Na natężenie i zróżnicowanie procesów geomorfologicznych (głównie erozji gleb) w znacznym stopniu wpływają tu: struktura upraw i struktura własnościowa, decydująca o rozłogu pól. Jest on zwykle niezależny od rzeźby, przez co liczne miedze i drogi gruntowe mogą stanowić zarówno lokalne bazy denudacyjne, zatrzymujące transportowany materiał, jak i linie koncentracji spływu powierzchniowego i transportu. Na obszarach najsilniej rozciętych układ pól jest zwykle wzdłużstokowy, ze względu na łatwiejszy do nich dostęp. Ku zachodowi znaczenie gospodarki rolnej nieco się zmniejsza. Wzrasta lesistość, ale także gęstość zaludnienia, liczba miast i gęstość sieci komunikacyjnej; zwiększa się też rola działalności wydobywczej i przemysłowej. O ile na terenach rolniczych człowiek stwarza przede wszystkim dogodne warunki do działania procesów naturalnych, to na terenach górniczych, przemysłowych i zurbanizowanych, sam jest najistotniejszym czynnikiem rzeźbotwórczym.

7.2. Procesy geomorfologiczne i ich skutki

Cechy litologiczne podłoża oraz warunki klimatyczne Wyżyn Polskich sprawiają, że w bilansie denudacyjnym zlewni rzecznych, opartym na pomiarach transportu fluwialnego, wskaźniki denudacji chemicznej przewyższają z reguły o rząd wielkości wskaźniki denudacji mechanicznej (Ciupa 1991, Maruszczak i in. 1992, Świeca 1998). W efekcie sumaryczny bilans denudacyjny w pasie Wyżyn Polskich jest oceniany na: $34\text{--}50 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ na obszarach krzemionkowych, $80\text{--}110 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ na obszarach węglanowych i $80\text{--}100 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ na obszarach lessowych (Bogacki, Zgorzelski 1990). Szczegółowe badania w małych zlewniach odwadnianych epizodycznie dowodzą jednak, że większość materiału uruchamianego przez procesy erozyjne zostaje zdeponowana w ich obrębie i nie dociera do koryt rzecznych (Pałys i in. 1998, Rodzik i in. 1998, 2007, Janicki 2014, 2016). Przez to ocena intensywności procesów geomorfologicznych może być dokonana tylko na podstawie wyników badań prowadzonych różnymi metodami i w różnej skali.

7.2.1. Procesy geochemiczne

Litologiczna różnorodność obszarów wyżynnych determinuje zróżnicowanie intensywności procesów geochemicznych. Z uwagi na duży udział w podłożu skał węglanowych, ich ługowanie odgrywa zasadniczą rolę w kształtowaniu odpływu roztworów z obszaru wyżyn do systemów rzecznych Wisły i Odry (tab.

7.2). Procesy denudacji chemicznej są tu jednak silnie zaburzone antropogenicznie w wyniku: eksploatacji surowców mineralnych, zmian stosunków wodnych, zanieczyszczenia opadów atmosferycznych (kwaśny odczyn) oraz urbanizacji, uprzemysłowienia i zanieczyszczenia rolniczego.

Intensywność denudacji chemicznej na wyżynach jest, według klasyfikacji M. Puliny (1974), przeważnie słaba ($<20 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$) lub średnia ($20\text{--}40 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$). Wynika to ze stosunkowo niskiej wartości średniego odpływu jednostkowego, a także przykrycia skał dobrze rozpuszczalnych płaszczem nierozpuszczalnych osadów plejstocenijskich. Wyjątek stanowią obszary gipsowe – gdzie intensywność denudacji chemicznej jest bardzo wysoka – a także lessowe i niektóre węglanowe. Skrajne wielkości denudacji chemicznej są w pasie wyżyn bardzo zróżnicowane i wynoszą od $4 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ na obszarach krzemionkowych Gór Świętokrzyskich do $189 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ na obszarach gipsowych Niecki Nidziańskiej (Ciupa i in. 2017a). Wartości te dotyczą naturalnych procesów ługowania i nie uwzględniają roztworów pochodzących z procesów antropogenicznych (tab. 7.2).

W warunkach dużej antropogenizacji środowiska, głównie w efekcie sztucznego drenażu wyrobisk górniczych (podziemne i odkrywkowe kopalnie, duże kamieniołomy) oraz intensywnej eksploatacji wód podziemnych, wskaźnik denudacji chemicznej jest na niektórych obszarach wielokrotnie wyższy niż w warunkach naturalnych. Decyduje o tym znacznie wyższy odpływ jednostkowy. W zlewni Białej Przemszy na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, gdzie następuje intensywne odwadnianie górotworu węglanowego dla potrzeb podziemnej eksploatacji rud cynku i ołowiu, odpływ jednostkowy wynosi ponad $18 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, a denudacja chemiczna osiąga $129 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (Tyc 1997a).

Wśród procesów geochemicznych, kształtujących rzeźbę Wyżyn Polskich, istotne znaczenie mają procesy krasowe. Znajdują się tu największe pod względem powierzchni obszary krasowe Europy Środkowej, takie jak: kras wapienny Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, kras kredy piszącej Wyżyny Lubelskiej oraz kras gipsowy Niecki Nidziańskiej (Tyc 2004). Intensywność współczesnych procesów krasowych, mierzona odpływem roztworów z systemu krasowego, zależy od typu krasu (tab. 7.2). Dla krasu wapiennego Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wartość ta mieści się w granicach od 10 do $25 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (m.in. Markowicz-Łohinowicz 1968, Głazek, Markowicz-Łohinowicz 1973, Pulina 1974, Rzepa 1992, Tyc 1997a). Na obszarach krasu kredy piszącej (tzw. krasu lubelskiego) na Wyżynie Lubelskiej przeciętne natężenie tych procesów szacuje się na około $22 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, przy maksymalnej wartości dochodzącej do $28 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (Maruszczak 2001). Największe natężenie procesów krasowych stwierdzono na gipsowych terenach Niecki Nidziańskiej, gdzie wielkość denudacji chemicznej, uwarunkowanej rozpuszczalnością gipsów, osiąga od 50 do $189 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (Chwalik 2006).

Większość obszarów krasu węglanowego Wyżyn Polskich przykryta jest warstwą nierozpuszczalnych osadów: polodowcowych, peryglacialnych lub rezyduum skał podłoża. W związku z tym współcześnie procesy krasowe zachodzą głównie w strefie kontaktu pokryw z podłożem, gdzie dochodzi do przesylenia węglanami

Tabela 7.2. Naturalna denudacja chemiczna w wybranych typach litologicznych Wyżyn Polskich

Litologiczne typy rzeźby	Denudacja chemiczna [$\text{m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$] (litologia)	Region (zlewnia)	Źródło danych
Krzemion-kowy	4–16 (piaskowce kwarcytowe, szarogłazy i łupki)	Góry Świętokrzyskie (Czarna Nida)	Rzepa (1992)
Skał kraso-wiejących	10–25 (wapienie, kreda pizząca, wapienie margliste i margle)	Wyżyna Śląsko-Kra-kowska (Prądnik, Biała Przemsza) Niecka Nidziańska (Nida, Dłubnia) Niecka Nidziańska/ Góry Świętokrzyskie (Biała Nida) Roztocze Zach. (Biała Łada) Wyżyna Lubelska (Wieprz)	Markowicz-Łohinowicz (1968), Buraczyński, Michalczyk (1973), Ciupa (1991), Rzepa (1992), Tyc (1997b), Świeca (1998, 2004), Kostrakiewicz (1999), Maruszczak (2001), Chwalik (2006), Róż-kowski (2006)
	25–30 (wapienie i dolomity)	Wyżyna Śląsko-Krakow-ska (Czarna Przemsza) Góry Świętokrzyskie (Czarna Nida)	Głazek, Markowicz-Łohinowicz (1973), Pulina (1974), Rzepa (1992)
	35–45 (dolomity serii sali-narnej)	Góry Świętokrzyskie (Czarna Nida)	Głazek, Markowicz-Łohinowicz (1973)
	50–189 (gipsy)	Niecka Nidziańska (Nida)	Chwalik (2006)
Lessowy	20 (lessy i wapienie)	Roztocze Zachodnie (Sanna)	Janiec (1997)

wód infiltrujących w głąb masywu i zmniejszenia ich agresywności (Tyc 1996). Także wysokość opadów oraz aktywność atmosferycznego i biogenicznego CO_2 nie warunkują ani dużego natężenia korozji krasowej, ani też depozycji CaCO_3 w środowisku wód powierzchniowych. Jedynie na terenach o silnej antropopresji następuje intensyfikacja tych procesów wskutek zwiększonego odpływu wód podziemnych i ich wzmożonej agresywności, spowodowanej zanieczyszczeniami (Pulina i in. 1997, Tyc 1997a). W warunkach naturalnych depozycja CaCO_3 jest współcześnie ograniczona do źródłiskowych torfowisk kopolowych, występujących na Wyżynie Lubelskiej (Dobrowolski i in. 2002, 2005) i Wyżynie Wołyńskiej (Dobrowolski i in. 2016). Z kolei na Wyżynie Krakowskiej Północnej depozycję osadów węglanowych, podobnych do kredy jeziornej, obserwuje się na dnie stawów hodowlanych, zakładanych poniżej wydajnych źródeł. Jest to efekt wytrącania się CaCO_3 z opuszczającej masyw krasowy przesyconej wody w wyniku

zmniejszenia się jej objętości wskutek zamarzania powierzchni stawów zimą lub intensywnego parowania latem (Tyc 1997a).

Podobny do procesów krasowych jest zespół procesów charakterystycznych dla obszarów lessowych, określane mianem krasu lessowego (Malicki 1946, Maruszczak 1954) lub zjawisk suffozyjnych (Maruszczak 1958). Jest on związany z destrukcyjnym działaniem wód infiltrujących w głąb profilu lessowego w postaci ługowania CaCO_3 , selektywnego przemywania, upłynniania i mechanicznego rozmywania. W efekcie dochodzi do osiadania, które J. Liszkowski (1971) określił jako filtracyjne deformacje lessów. Następuje rozpad pierwotnej struktury agregatowej gruntu i diametralne obniżenie jego wytrzymałości (Frankowski, Grabowski 2006). Intensywność ługowania (sufozji chemicznej) jest relatywnie mała, ale we współdziałaniu z sufozją mechaniczną i innymi deformacjami filtracyjnymi może dawać znaczące efekty morfologiczne. W obrębie miększych pokryw lessowych osiadanie może lokalnie osiągnąć wielkość nawet 1,5–2,5 m (Maruszczak 1955).

7.2.2. Procesy stokowe

Wśród systemów stokowych na obszarach użytkowanych rolniczo można wyróżnić dwa zasadnicze typy: stoki zmywowe i erozyjne (Teisseyre 1991b, 1992, 1994, Janicki i in. 2010, Janicki 2014, 2016). Dominuje typ zmywowy, nazwany przez A.K. Teisseyre'a (1991b, 1994) systemem deluwialnym (denudacyjnym), w którym stoki modelowane są przez różne formy erozji gleb: erozję wodną, w niewielkim stopniu przez procesy eoliczne i w największym – przez erozję agrotechniczną, zwaną też uprawową (Rejman 2006). Na obszarach bardziej urzeźbionych, gdzie próg równowagi geosystemu był często przekraczany (zob. Starkel 1986) – w czasie krótszym od tzw. okresu relaksacji – doszło do zmiany systemów na erozyjne (wąwozowe). Zalesienie w wąwozach ogranicza powierzchniowe działanie wody, natomiast duże spadki i deniwelacje warunkują intensywne modelowanie den i krawędzi wąwozów przez erozję wgłębną i podziemną, a także przez ruchy masowe (Rodzik i in. 2004, 2009, Rodzik 2010). W efekcie natężenie erozji wodnej jest tu znacznie wyższe niż w systemie deluwialnym, nawet w skali zlewni (Rodzik, Janicki 2003, Janicki i in. 2010).

Procesy erozji wodnej w systemie deluwialnym (zmyw powierzchniowy) obejmują: rozbryzg, splukiwanie oraz erozję liniową (Teisseyre 1991b, 1992, 1994, Janicki 2016). Na glebach lessowych rozbryzg może być uruchomiony już przy krótkotrwałym (<2 h) opadzie o sumie 7–10 mm i natężeniu $0,1\text{--}0,3\text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$, który w ciepłej porze roku może występować 5–10 razy (Rejman 2006). W wyniku rozbryzgu na lessach przemieszczane jest rocznie $10\text{--}15\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ($10\text{--}15\text{ tys. t}\cdot\text{km}^{-2}$) materiału, transportowanego na odległość około 10 cm. Proces ten niszczy teksturę gleby, powoduje jej zaskorupianie oraz powstawanie charakterystycznego mikroreliefu i pokryw rozbryzgowo-splukowych. Nie jest znana bilansowa wielkość przemieszczania gleby przez rozbryzg w dół stoku, natomiast w 2/3 przypadków oderwany materiał ulega na stokach splukiwaniu. Badania

prorowadzone na poletkach doświadczalnych, na glebie lessowej w typowym płodozmianie, wykazały, że spłukiwanie rozproszone uaktywnia się kilka razy w roku, w czasie roztopów oraz opadów efektywnych o wysokości ≥ 10 mm. Proces ten przenosi materiał glebowy na odległość do kilkunastu metrów, a przemieszczanie na większą odległość odbywa się drogą redepozycji (Rejman 2006).

W skali całego stoku pomiary spłukiwania prowadzono w pobliżu stacji Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Guciowie na Rostoczu, na polach z uprawą zbóż. Na wypukło-wklęsłych stokach o kilkudziesięciometrowej długości średnia roczna intensywność spłukiwania wynosiła, w zależności od litologii, od około 0,2 do $>2,0 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$. Najwyższe wartości odnotowano na glebie piaszczystej, nieco mniejsze na lessowej, najmniejsze na rędzinnej (tab. 7.3). Stwierdzono, że na stokach pokrytych materiałem gruboklastycznym (piaski, rumosz gezowy) intensywność spłukiwania maleje w dół stoku, co powoduje jego spłaszczanie, natomiast w przypadku materiału drobnoklastycznego (less, glina) – rośnie, z tendencją do zwiększenia nachylenia (zestramiania) stoku (Rodzik, Stępniewski 2005, Stępniewski 2008, Stępniewski i in. 2010).

Bezpośrednim, widocznym efektem spłukiwania rozproszonego są mikroformy erozyjne i depozycyjne (tab. 7.4). Formy większe, o wymiarach poprzecznych rzędu decymetrów, powstają w wyniku erozji liniowej, do której zaliczamy: erozję bruzdową, eworsję i epizodyczną erozję korytową (Janicki 2016). Procesy te, wywoływane przez intensywne roztopy oraz ulewne deszcze ($>20\text{--}30$ mm), występują, w zależności od płodozmiannu, zwykle co kilka lat (Janicki i in. 2010). Erozja bruzdowa tworzy stosunkowo wąskie ($w = 0,1\text{--}0,3$ m) i głębokie ($d > 0,1$ m) formy, o długości do kilkudziesięciu metrów, określane jako bruzdy erozyjne lub żłobiny. Ich rozwój uzależniony jest zwykle od kierunku uprawy, mogą więc rozcinać nawet garby stokowe (Janicki 2016). Rozmycie obszarów międzybruzdowych skutkuje rozwojem dość szerokich (0,4 do 1,2 m) i stosunkowo płytkich (0,2–0,3 m) tzw. bruzd głównych. Te z kolei w dolnych odcinkach stoków przechodzą czasem w szerokie (zwykle $w = 3\text{--}5$ m) i płytkie ($d < 0,3$ m) epizodyczne koryta, które funkcjonują w dnach niecek i suchych dolin jako łożyska cieków epizodycznych. Długość koryt dochodzi do kilkuset metrów, a w ich przebiegu, w zależności od stopnia pokrycia roślinnością, występują odcinki erozyjne lub

Tabela 7.3. Średnie roczne natężenie spłukiwania na stokach pod uprawą zbóż w Gucio-
wie na Rostoczu, w okresie maj 1999–czerwiec 2005 (wg Rodzika, Stępniewskiego
2005)

Rodzaj podłoża	Maksymalne nachylenie stoku	Spłukiwanie* [$\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1}$]		
		odcinek górny	odcinek górny i środkowy	cały stok
Geza	9°	332	225	623
Piasek	9°	2164	1649	1326
Less	12°	625	1030	1118

*nie zmierzono skutków trzech opadów o sumach 25–50 mm, które wystąpiły w okresie prowadzenia prac polowych.

Tabela 7.4. Procesy zmywu powierzchniowego i ich skutki w systemie deluwialnym (wg Rodzika i in. 1998, zmienione)

Proces geomorfologiczny	Występowanie	Efemeryczne formy erozyjne	Formy i pokrywy akumulacyjne
rozbryzg	wierzchowiny i stoki	mikrokratery i piramidki ziemne	pokrywy rozbryzgowo-spywowe w obrębie wierzchwin i stoków
spłukiwanie rozproszone	skłony wierzchwin i stoki	mikrobruzdy i żłobki ablacyjne	mikrostożki deluwialne w obrębie skłonów wierzchwin i stoków
erozja bruzdowa	stoki o większym nachyleniu ($>5^\circ$)	bruzdy i bruzdy główne	stożki deluwialne u podnóża stoków
erozja korytowa (epizodyczna)	dna suchych dolin i niecek denudacyjnych	koryta epizodyczne	pokrywy deluwialne w dnach walnych dolin
eworsja	dna suchych dolin i niecek (na miedzach i drogach)	wyrwy erozyjno-eworsyjne i kotły eworsyjne	pokrywy deluwialno-proluwialne w dnach dolin

depozycyjne (Teisseyre 1992, 1994, Rodzik i in. 1998, Rodzik, Janicki 2003, Janicki 2014, 2016). W miejscach zaburzenia przepływu (głównie przez miedze i drogi) powstają w dnach koryt epizodycznych wyrwy erozyjno-eworsyjne oraz kotły eworsyjne o średnicy do 3–4 m i głębokości do 2 m (ryc. 7.2). Powstałe w wyniku zmywu powierzchniowego efemeryczne formy rzeźby wyrównywane są zwykle przez zabiegi agrotechniczne, natomiast likwidacja złożonych form erozyjno-eworsyjnych o łącznej objętości kilkudziesięciu metrów sześciennych, wymaga zwykle użycia ciężkiego sprzętu (Rodzik i in. 1998, Ciupa 2001, Rodzik, Janicki 2002, Janicki 2014, 2016).

Depozycja materiału w systemie deluwialnym zachodzi generalnie u podnóża stoków w dnach niecek i suchych dolin oraz u ich wylotu, w dnach dolin wyższej rangi. Ważną rolę pełnią lokalne bazy denudacyjne, takie jak: drogi, miedze i granice upraw oraz terasy rolne. Materiał wynoszony ze stoków zwykle jest deponowany w postaci słabo nachylonych stożków deluwialnych o promieniu do kilkudziesięciu metrów. Powyżej wałów i nasypów drogowych mogą tworzyć się rozległe pokrywy deluwialne, o powierzchni do 1 ha i miąższości do 10–20 cm, a maksymalnie nawet do 0,5 m (Czyżowska 1996, Rodzik i in. 1998, Ciupa 2001, Rodzik, Janicki 2003, Janicki i in. 2010).

Procesy zmywu powierzchniowego odgrywają największą rolę w modelowaniu użytkowanych rolniczo stoków o dużych deniwelacjach i nachyleniach, zbudowanych z luźnych i małoźwężtych osadów. Warunki takie występują na większości obszarów lessowych. Przez zmyw powierzchniowy modelowane są też, dominujące na Wyżynie Lubelskiej, obszary zbudowane ze skał krzemionkowo-węglanowych

(opoki i gezy) i marglistych, z piaszczystymi i gliniastymi pokrywami rezydualno-zwietrzelinowymi. Szczególnie podatne na zmyw są stoki technogeniczne, zwłaszcza na terenach eksploatacji surowców (odkrywki, hałdy) oraz na terenach urbanizowanych i komunikacyjnych (wykopy i nasypy). Są one zabezpieczane i utrwalane, jednak w pierwszych latach po uformowaniu ulegają intensywnemu spłukiwaniu i rozcinaniu oraz osuwaniu (Repelewska-Pękałowa 1973).

Procesy eoliczne występują głównie na gruntach ornych, przy czym dostępne dane, charakteryzujące ich wielkość, są często nieporównywalne z powodu transponowania wyników uzyskanych z małych powierzchni na duże jednostki, bez uwzględnienia specyfiki procesów eolicznych (Rodzik, Siwek 2008, Demczuk i in. 2016). Średnie natężenie procesów eolicznych we wschodniej części pasa wyżyn J. Wojtanowicz (1990) oszacował na $300\text{--}600 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$. Zbliżone wielkości depozycji eolicznej zmierzili: J. Repelewska-Pękałowa i K. Pękała (1991) na Wyżynie Lubelskiej ($70\text{--}500 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$) oraz M. Józwiak (1999) w Górach Świętokrzyskich ($220 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$). Z kolei wielkość deflacji na polach ornych wynosi według M. Józwiaka (1999) zaledwie $0,7\text{--}2,0 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, podczas gdy wielkość transportu eolicznego przekracza $3000 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, a na piaskach luźnych i lessach wynosi $4\text{--}7000 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$. Zmierzone wielkości nie przekładają się jednak na tempo modelowania rzeźby, a przytaczane wyniki pomiarów są trudne do interpretacji ze względu na specyfikę procesów eolicznych. Niewątpliwie procesy eoliczne mogą miejscowo odgrywać

Ryc. 7.2. Warunki spływu propluwalnego i jego skutki erozyjne w dnie dolinki nieckowatej w Koloni Gutanów (Płaskowyż Nałęczowski) podczas różnych zdarzeń, wywołanych:

- I – deszczem nawalnym (IX 1995),
- II – deszczami ulewnymi (VI–VII 1999),
- III – deszczami rozlewnymi (VII 2001) (wg Rodzika i Janickiego 2002)
- 1 – skarpa uprawowa, 2 – kierunek uprawy (orki), 3 – spływ rozproszony, 4 – spływ skoncentrowany, 5 – wzmożona infiltracja, 6 – kanały sufozyjne, 7 – nisze eworsyjno-sufozyjne, 8 – odkłucia i drobne zerwy na skarpie, 9 – epizodyczne koryta transportowe, 10 – epizodyczne koryta erozyjne, 11 – rozcięcia i kotły erozyjno-eworsyjne

Ryc. 7.3. Przemieszczanie gleby na stoku o spadku 7% podczas zabiegów agrotechnicznych: podorywki (A) oraz kultywatorowania i bronowania (B) (wg Rejmana 2006)

1 – zabieg w kierunku przeciwnym do spadku,
2 – zabieg zgodny ze spadkiem

stoku gleba transportowana jest na różną odległość w dół i w górę stoku (ryc. 7.3). Różnica ta określana jest mianem erozji agrotechnicznej (uprawowej). Według J. Rejmana (2006), który prowadził badania na lessowych stokach o długości 40–100 m i spadku 7–12%, największą erozję agrotechniczną powoduje orka głęboka >20 cm ($45,8 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1}$), mniejszą podorywka ($34,1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1}$), a najmniejszą – kultywatorowanie i bronowanie ($8,3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1}$). Uwzględniając 3-letni cykl płodozmianu, autor ten obliczył, że na stosunkowo krótkim (40 m) i stromym (12%) stoku erozja uprawowa stanowi prawie 60% całkowitej erozji oraz powoduje obniżenie stoku o 1,4 mm rocznie. Wraz ze spadkiem nachylenia oraz wzrostem długości stoku udział erozji uprawowej maleje na rzecz erozji wodnej. Wpływ erozji agrotechnicznej na kształtowanie rzeźby jest zatem szczególnie duży na lessowych obszarach rolniczych, charakteryzujących się drobnopromienną rzeźbą o krótkich i stromych, zwykle wypukło-wklęsłych, rozczłonkowanych stokach (Rodzik 2001, Rejman i in. 2014).

Intensywność erozji gleb na Wyżynach Polskich ograniczana jest przez rozdrobnienie pól, wynikające z dominacji małych gospodarstw rolnych. Skutkuje to jednak znaczną gęstością dróg gruntowych na stokach, niekiedy intensywnie użytkowanych. Obniżanie ich powierzchni – wskutek spłukiwania, erozji liniowej i eworsji oraz mechanicznego oddziaływania kół pojazdów – określane jest jako

istotną rolę na obszarach piaszczystych, mniejszą na lessach, natomiast znikomą na terenach węglanowych (Strzemski 1957, Repelewska-Pękalo-wa, Pękala 1991, Józwiak 1999). Wykazują one duże lokalne zróżnicowanie dynamiki, uwarunkowane rzeźbą i użytkowaniem ziemi (Demczuk i in. 2016), a zwłaszcza intensywnie modelują odsłonięte powierzchnie technogeniczne. Dokumentują to badania T. Szczypka i J. Wacha (1993), którzy określili średnie tempo deflacji w piaskowni w Bukownie na Wyżynie Śląskiej na $17,8 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ (maks. $30\text{--}40 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$), natomiast tempo eolicznej depozycji na około $17 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$.

Znaczące jest natomiast bezpośrednie oddziaływanie człowieka na rzeźbę poprzez pracę maszyn i narzędzi rolniczych. Jednorazowa orka powoduje przemieszczenie około 300 kg gleby na powierzchni 1 m^2 . Na terenie płaskim materiał ten powraca na miejsce podczas następnego zabiegu, natomiast na

erozja drogowa. Na stokach lessowych szybkie (średnio do kilku centymetrów rocznie) wcinanie się dróg prowadzi do rozwoju wąwozów drogowych o profilu skrzynkowym (tzw. głębocznic lub holwegów). We wschodniej części pasa wyżyn wąwozy drogowe najliczniej występują na Rostoczu Zachodnim oraz w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego, gdzie ich gęstość przekracza lokalnie $1,5 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$. Osiągają one w wielu przypadkach głębokość 6–8 m i długość 500–600 m, a wyjątkowo (jak wąwóz na Kwaskowej Górze w Kazimierzu Dolnym) nawet 1200 m. Typowe wąwozy drogowe rozcinają garby zboczowe, przez co zwykle nie mają zlewni. Stałe jednak odsłonięcie powierzchni gruntu, o strukturze zniszczonej wskutek ciągłego użytkowania drogi, ogranicza infiltrację i warunkuje wyjątkowo dużą częstość spłukiwania. Wąwozy drogowe są głównym źródłem materiału wynoszonego na dna dolin. Przy znacznym (szczególnie w dolnym odcinku) nachyleniu dna, dochodzącym do 8° , a wyjątkowo nawet do 12° , należą one do najszybciej przekształcanych współcześnie form rzeźby (Janicki i in. 1999, Rodzik i in. 2010, 2014a). Niekiedy, podczas jednej gwałtownej ulewy, może dojść do rozcięcia o głębokości nawet 2–3 m (Rodzik i in. 1996). Intensywnemu rozcinaniu dna (ryc. 7.4) towarzyszą obrywy na zboczach, co w wielu przypadkach prowadzi do przeniesienia drogi obok zdziczałego wąwozu i rozwoju kolejnego wąwozu drogowego w sąsiedztwie. Lokalnie sieć wąwozów o genezie drogowej może osiągać gęstość $3 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ (Ziemnicki 1974, Ziemnicki i in. 1975,

Ryc. 7.4. Rozcinanie dna wąwozu drogowego Kulawa Góra k. Kazimierza Dolnego (Płaskowyż Nałęczowski) (fot. J. Rodzik)

Nowocień 1996, Ciupa 1996, Rodzik, Zgłobicki 1998, Zgłobicki 1998b, Gardziel, Rodzik 2000, 2001).

Na stokach o nachyleniu $<5^\circ$ wąwozy drogowe powstają tylko przy równoległym do drogi układzie pól i kierunku orki, gdyż przy kierunku prostopadłym podczas uprawy pól droga zwykle pełni rolę strefy nawrotu, czyli zastępuje tzw. uwrócie. W takiej sytuacji dochodzi do przemieszczania materiału glebowego z pola na drogę przez narzędzia i spływ powierzchniowy. Prowadzi to do rozwoju niecki drogowej wskutek równoczesnego, aczkolwiek nierównomiernego, obniżania powierzchni drogi i pasów przyległych pól (Rodzik i in. 2010, 2014a). Materiał z erozji dróg na stokach akumulowany jest w dnach dolin w postaci wydłużonych stożków, tworzących drogowe wały proluwialne i deluwialne. Wały takie mogą przegradzać dna mniejszych dolin nieckowatych, odcinając zagłębienia bezodpływowe, a w obrębie niecek stokowych mogą formować terasy drogowe (Rodzik i in. 1996, Janicki, Zgłobicki 1998).

Najbardziej spektakularnym zjawiskiem, mającym udział w modelowaniu użytkowanych rolniczo obszarów wyżynnych, jest erozja wąwozowa, czyli zespół procesów prowadzących do powstania i rozwoju wąwozów (tab. 7.5). Formy inicjalne mają zazwyczaj do kilkunastu metrów długości i kilka do kilkunastu decymetrów głębokości. W warunkach użytkowania rolniczego mogą one być zasypywane i niwelowane. Do rozwoju wąwozów dochodzi w sytuacji częstego, prawie corocznego, powstawania rozcięć w tym samym miejscu (Janicki i in. 2002, Janicki 2016). Formami inicjującymi powstawanie wąwozów mogą też być

Tabela 7.5. Procesy i formy erozji wąwozowej (oprac. Rodzik 2008)

	Procesy niszczące	Występowanie	Inicjalne formy	Akumulacja
Rozcinające (erozyjne)	erozja linijna (wgłębna)	dna wąwozów głównych i bocz- nych	bruzdy, rozcięcia	odsypy w dnach, stożki i pokry- wy proluwialne u wylotu
	eworsja	czoła, krawędzie i dna wąwozów	wyrwy i kotły ero- zyjno-eworsyjne i eworsyjno-sufo- zyjne	stożki i odsypy w dnach, stożki i pokrywy prolu- wialne u wylotu
	sufozja mecha- niczna	czoła i krawędzie wąwozów, dna form bocznych	studnie i kanały sufozyjne, kotły eworsyjno-sufo- zyjne	stożki i pokrywy w dnach wąwozów u wylotu kanałów
Modelujące (ruchy masowe)	obrywanie i odpa- danie	krawędzie form aktywnych	ściany i nisze obrywów	stożki koluwalne w dnach wąwozów
	osuwanie	krawędzie wąwo- zów	nisze osuwiskowe	jęczory i nabrzmie- nia w dnach wąwozów
	spółzywanie	zbocza wąwozów utrwalonych	szczeliny z od- kłącza i mikroterasy	drobne nabrzmie- nia na zboczach

studnie i kanały sufozyjne. W pasie Wyżyn Polskich erozja wąwózowa zachodzi powszechnie w erozyjnym podtypie rzeźby lessowej, o dużej miąższości lessu, znacznych deniwelacjach i rozwiniętej sieci wąwózów (Maruszczak 1973, Józefaciuk, Józefaciuk 1996).

Istnienie wąwózów, nawet utrwalonych, warunkuje występowanie współczesnej erozji, ze względu na łatwość rozcinania ich górnych odcinków i krawędzi przez spływy z pól (Malik 2008). Jednak przy skrajnie dużym rozcięciu erozja wąwózowa może ulec samoograniczeniu z powodu zalesienia oraz zmniejszania się zlewni potencjalnych form aktywnych (Rodzik, Zgłobicki 1998). Najważniejszymi procesami odpowiedzialnymi za rozwój wąwózów są: erozja linijna, ewersja oraz sufozja mechaniczna, które współdziałają zwykle przy cofaniu czoła wąwozu. Wielkość tego cofnięcia w czasie jednej ulewy nie przekracza zazwyczaj kilku decymetrów, a w wyjątkowych przypadkach dochodzi do kilku metrów (Rutkowski 1997). Intensywnemu cofaniu czoła towarzyszy zwykle pogłębianie górnego odcinka wąwozu i akumulacja w odcinku dolnym, co prowadzi do podnoszenia dna i formowania parowu. Natomiast po ustabilizowaniu odcinka górnego, gwałtowne spływy po ulewach mogą powodować wtórne rozcinanie dna parowu (ryc. 7.5) i jego odmłodzenie (Kociuba i in. 2014, 2015). Pozostałością dawnego dna jest terasa regresyjna (Andruszkiewicz 1973, Rodzik i in. 2004, Dobek i in. 2011).

Ryc. 7.5. Rozcinanie dna parowu – tworzenie terasy regresyjnej (Kolonia Celejów, Płaskowyż Nałęczowski) (fot. J. Rodzik)

Ryc. 7.6. Studnia sufozyczna – początek rozcinania krawędzi wąwozu (Skowieszynek, Płaskowyż Nałęczowski) (fot. J. Rodzik)

Rozcinanie krawędzi wąwozu może być inicjowane przez sufozję (ryc. 7.6), wykorzystującą zwykle na początku kanały zwierząt ryjących. W dalszym etapie dochodzi do zapadania się stropów kanałów, powstawania studni i kotłów. Jeżeli skoncentrowany spływ dociera nad krawędź wąwozu, jest ona rozcinana przez erozję liniową i eworsję, przy udziale sufozji w procesie pogłębiania i organizacji odpływu. Uformowanie kotła o wymiarach rzędu kilku metrów i objętości kilkunastu metrów sześciennych trwa zazwyczaj od kilku do kilkunastu lat, ale może to nastąpić podczas jednych roztopów. Przeważnie kotły takie ulegają po pewnym czasie stabilizacji, jednak w sprzyjających warunkach powtórnie mogą się uaktywnić. Końcowym stadium jest na ogół boczne rozcięcie, niekiedy zawieszane nad dnem wąwozu (Gardziel i in. 1998, Rodzik, Zgłobicki 2000, Gardziel, Rodzik 2005).

Epizodyczne wypływy z form sufozyjnych zwykle nie przekraczają $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, są jednak znacznie nasycone zawiesiną, do $200 \text{ g} \cdot \text{dm}^{-3}$ i więcej (Rodzik i in. 2009). Nasyceniu sprzyjają procesy grawitacyjne, takie jak odpadanie lub ściekanie – podczas rozmarzania – na pionowych ściankach drobnych rozcięć, kotłów i studzienek. Wymusza to depozycję (przeważnie naśnieżną) większości materiału na dnie wąwozu w postaci stożków, których objętości zależą ściśle od natężenia sufozji. Podczas rozcinania dna wąwozu materiał ten jest wynoszony i redeponowany zazwyczaj u jego wylotu. W trakcie jednego epizodu w dnach dolin nadrzędnych mogą powstać stożki i pokrywy proluwialne o powierzchni kilkuset

Ryc. 7.7. Stożek torencjalny u wylotu wąwozu (Batorz, Roztocze Zachodnie) (fot. J. Rodzik)

metrów kwadratowych i miąższości do kilkunastu centymetrów (Klatkova 1958, Andruszkiewicz 1973, Buraczyński, Wojtanowicz 1974, Rodzik 1984, Ciupa 1996, 2001, Czyżowska 1996, Rutkowski 1997, Rodzik, Janicki 2003). U wylotu wąwozów rozcinających skały podłoża takie torencjalne stożki zbudowane są z gruboklastycznego materiału (ryc. 7.7).

Pogłębianie wąwozów często prowadzi do podcinania zboczy i wystąpienia ruchów masowych (grawitacyjnych). Najczęściej są to obrywy o objętości do kilku metrów sześciennych. Nawet ustabilizowane zbocza wąwozów modelowane są przez procesy grawitacyjne, przede wszystkim spływanie. W warunkach dużego uwilgotnienia, gdy pod lessiem znajdują się mało przepuszczalne utwory, np. glina zwałowa, występują wysięki wody oraz cieczenie gruntu w dnie i u podnóża zboczy. Po mroźnych i śnieżnych zimach obserwuje się podczas intensywnych roztopów rozwój niewielkich osuwisk (Rodzik i in. 2009). Procesy grawitacyjne przyczyniają się do łagodzenia zboczy, wypływania form erozyjnych i ich stabilizacji (Klatkova 1958, Muchowski 1977). Niewielkie osuwiska i obrywy występujące w wąwozach lessowych są współcześnie najczęstszym przejawem ruchów masowych w pasie wyżyn (Janicki i in. 2010). Podobne procesy zachodzą na zboczach form antropogenicznych: wkopów i nasypów drogowych lub kolejowych oraz skarp rolnych (Janicki, Zgłobicki 1998, Janicki i in. 1999, Rodzik, Janicki 2002).

Poza zboczami wąwozów oraz form antropogenicznych w pasie wyżyn dominują stoki dojrzałe, modelowane jedynie lokalnie przez procesy spływania,

osiadania i w mniejszym stopniu przez procesy osuwiskowe. Na Wyżynie Krakowskiej Północnej i w Górach Świętokrzyskich spotkać można – w obrębie skałek oraz kamieniołomów – procesy typowe dla stoków młodych, takie jak odpadanie. Do rozwoju osuwisk są natomiast predysponowane zbocza przełomowego odcinka doliny Wisły, południowo-zachodnia krawędź Wyżyny Lubelskiej i Roztocza oraz niektóre krawędzie wewnętrzne w ich obrębie (Ziętara 1990, Janicki i in. 2010). Większe osuwiska, o kubaturze rzędu tysięcy metrów sześciennych, na wyżynach powstają rzadko, zwykle w przypadku, gdy w podłożu występują iły lub gliny zwałowe. W latach 60. XX w. odnotowano powstanie kilku form tego typu w okolicach: Nałęczowa, Godziszowa i Kamienia Nowego (Kłosowicz, Paluch 1962, Kastory 1971). Można je zaliczyć do typu osuwisk, powstających wskutek upłynnienia jednego z ogniw profilu geologicznego na stromych, podcinanych zboczach (Butrym i in. 1970).

7.2.3. Procesy fluwialne

Rola współczesnych ruchów pionowych skorupy ziemskiej jako procesów inicjujących erozję wgłębną jest w pasie wyżyn stosunkowo niewielka (Buraczyński 1984, Brzezińska-Wójcik, Superson 2004, Brzezińska-Wójcik 2013). Na obszarach aktywnie podnoszonych, takich jak Roztocze ($1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ – Wyrzykowski 1971), erozja wgłębna wywołana ruchami pionowymi mogła prowadzić do pogłębienia koryt rzecznych o 0,2 m w ciągu ostatnich 200 lat. Jest to wartość dwukrotnie niższa od zmian wysokości dna Białej Nidy w rocznym cyklu erozyjno-akumulacyjnym (Ciupa 1991). W warunkach stabilności tektonicznej erozja wgłębna i depozycja materiału dennego (akumulacja) zachodzą cyklicznie, z zachowaniem równowagi pionowej (Ciupa 1991, Kociuba 2002, 2014).

Znacznie istotniejsza – w kształtowaniu dominujących w pasie Wyżyn Polskich koryt meandrowych – jest morfogenetyczna rola erozji bocznej, determinującej układ koryta w planie (Kociuba 2014). Dynamikę tego procesu prześledzono w roztoczańskim odcinku Wieprza – typowej rzeki wyżynnej średniej wielkości (ryc. 7.8). Tempo cofania się brzegów Wieprza w latach 1998–2000 mieściło się w zakresie od $0,15$ do $0,5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$. W warunkach zakłócenia przepływu i zmiany kierunku nurtu (np. przez zatory roślinne) tempo cofania się brzegów wzrastało na odcinkach prostych do $2,5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ (Kociuba 2002). Biorąc pod uwagę, że były to lata wilgotne, ze znacznym udziałem przepływów pełnokorytowych i z dużą liczbą wezbrań (Kociuba 2002, Kociuba, Stępniewska 2002, Stępniewska 2007, Stępniewska, Stępniewski 2008), podane wielkości można uznać za ponadprzeciętne. Duża dynamika procesów korytowych pozwoliła na wydzielenie charakterystycznych – dla meandrujących rzek wyżynnych – stref morfodynamicznych (ryc. 7.8A). Udokumentowano szereg form depozycyjnych koryta i równi zalewowej, wśród których przeważały odsypy boczne i wały meandrowe o budowie dwuczłonowej (ryc. 7.8B). Średnie roczne tempo przyrostu bocznego tych form wynosiło w latach 1998–2000 około $0,6 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ i było nieco wyższe od tempa migracji brzegu zewnętrznego (Kociuba 2002).

Ryc. 7.8. Procesy fluwialne i ich skutki w meandrującym korycie Wieprza w Guciowie na Rostoczu (wg Kociuby 2002, zmienione)

A: Główne strefy morfodynamiczne

I – strefa transportu: 1 – brzeg koryta (SQ), 2 – brzeg koryta (SWQ), 3 – nurt; II – strefa erozji: 4 – brzegi erozyjne, 5 – erozja boczna, 6 – erozja denną; III – strefa depozycji: 7 – brzegi depozycyjne, 8 – bystrza

B: Uwarunkowania procesów i główne formy korytowe

I – migracja koryta: 1 – drzewa (olchy), 2 – brzeg koryta w 1998 r., 3 – brzeg koryta w 2000 r., 4 – nurt; II – formy erozyjne: 5 – wysoki brzeg, 6 – aktywne podcięcia, 7 – nisze erozyjne i przewieszki darniowe, 8 – kanały przepływów pozakorytowych, 9 – przegłębienia (płosa); III – formy depozycyjne: 10 – odsypy boczne (część górna i dolna), 11 – półki brzegowe, 12 – przemiały, 13 – zatory roślinne

W krętych i meandrujących korytach aluwialnych materiał klastyczny zazwyczaj ulega redepozycji podczas kolejnych epizodów wezbraniowych, co utrudnia ocenę tempa procesu i ilości deponowanego materiału. Cykliczna erozja i agrodacja w dnie koryta związana jest z rozwojem i migracją periodycznych form dennych, takich jak riplemarki, diuny i antydiuny (Teisseyre 1991a). W korytach naturalnych depozycja materiału wlezonego w czasie kulminacji wezbrania prowadzi do podniesienia dna, jednak w końcowej jego fazie dochodzi do rozcinania dna i wyprzątania materiału. Wywołane tym wahania poziomu dna Białej Nidy osiągają w cyklu rocznym 0,4 m (Ciupa 1991). Ten sam proces powtarza się z mniejszą intensywnością podczas sezonowych wahań stanu wody.

W trakcie wezbrań przekraczających stan pełnokorytowy przemodelowaniu ulegają też równie zalewowe (Teisseyre 1991a, Zieliński 1998). Rozpoznany w dolinie górnego Wieprza zespół form depozycyjnych jest charakterystyczny dla rzek meandrujących i krętych umiarkowanej strefy klimatycznej. W środowisku równi zalewowej są to: wały brzegowe, stożki krewasowe, mikrodelty, pokrywy i cienie piaszczyste. Wały brzegowe osiągają szerokość kilkunastu metrów oraz wysokość od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Nadbudowywane są głównie podczas wezbrań roztopowych przez mikrostożki, mikrodelty, niewielkie pokrywy piaszczyste oraz cienie sedymentacyjne, zbudowane z piasków średnio- i drobnoziarnistych, mułków i detrytus roślinnego (ryc. 7.9). Nieliczne

Ryc. 7.9. Nadbudowa wałów przykorytowych po wezbraniu w dolinie Wieprza (Guciów, Roztocze Środkowe) (fot. W. Kociuba)

udokumentowane naturalne rozcięcia wału brzegowego (krewasy i kanały krewasowe) osiągają głębokość 0,6 m i szerokość 2 m (Kociuba 2002).

W transporcie rumowiska rzecznoego na obszarze wyżyn dominują roztwory (Jaworska 1968, Ciupa 1991, Świeca 1991, 1998, 2004, Maruszczak i in. 1992, Świeca i in. 2015, Ciupa i in. 2017a). Ze zlewni górnego Wieprza o powierzchni 405 km² w suchych latach 1989–1992 (średnie roczne przepływy o 19% niższe od wieloletnich) odprowadzane było średnio rocznie 13 300 t roztworów i tylko 485 t zawiesin; wskaźniki jednostkowe wynosiły odpowiednio 32,7 i 1,2 t·km⁻²·a⁻¹. W wilgotnych latach 1998–2002 (przepływy wyższe o 41% od wieloletnich) Wieprz odprowadzał średnio rocznie około 22 800 t roztworów i 981 t zawiesin, tj. odpowiednio 56,2 i 2,4 t·km⁻²·a⁻¹ (Kociuba i in. 2003). Przebieg i natężenie procesów fluwialnych determinuje więc głównie wielkość przepływu.

Analizę przestrzenną poszczególnych składowych transportu fluwialnego przeprowadzono na przykładzie górnego Wieprza (Roztocze) i Białej Nidy (Wyżyna Kielecka, Niecka Nidziańska). Pozwoliła ona na ustalenie relacji pomiędzy nimi i zestawienie ogólnego bilansu transportu materiału wynoszonego dla wybranych regionów Wyżyn Polskich. W latach 1999–2000 relacje te dla Wieprza przyjęły postać $L_d:L_s:L_b = 91:8:1$ (L_d – ładunek roztworów; L_s – ładunek zawiesin; L_b – ładunek wleczyn), natomiast przy założeniu $L_s=1$ odpowiednio: 11:1:0,5 (Kociuba 2002). Z kolei w dorzeczu Białej Nidy w latach 1981–1982 odpowiednie proporcje to 92:4:4, a przy założeniu $L_s=1$ odpowiednio: 26:1:0,9 (Ciupa 1991). Podobne relacje, określone dla rzek Wyżyny Kieleckiej (Brański 1975, Ciupa 1991, 1993, Biernat, Ciupa 1992), można uznać za cechę charakterystyczną dla transportu fluwialnego w rzekach centralnej i wschodniej części Wyżyn Polskich. Wskazują one na kilkunastokrotną zwykle przewagę odpływu materiału rozpuszczonego nad odpływem materiału klastycznego (zawieszonego i wleczonego). Proporcje te ulegają jednak wahaniom sezonowym oraz podczas wezbrań (Ciupa 1991, Świeca 1998, Kociuba 2002, Ciupa 2012). W zlewniach zurbanizowanych dominuje również materiał rozpuszczony, ale wyraźnie wzrasta tu udział zawiesiny i rumowiska wleczonego, zwłaszcza podczas wezbrań (Ciupa 2009).

Obszary zurbanizowane dostarczają znaczną ilość substancji rozpuszczalnych i drobnoziarnistego sedymentu, co zmienia dynamikę, wielkość i udział poszczególnych rodzajów ładunków w transporcie fluwialnym. Na przykład rzeka Silnica, odwadniająca znaczną powierzchnię Kielc, odprowadzała średnio rocznie około 7300 t materiału rozpuszczonego oraz około 1050 t zawiesin, tj. odpowiednio 150 i 22 t·km²·a⁻¹ (Ciupa 2009). Szczególnie wydajnym źródłem dostawy materiału ze zlewni miejskiej do koryta rzecznoego są drogi, zwłaszcza zimą, ze względu na zastosowanie substancji chemicznych i piasku do przyspieszenia tajania śniegu i zapewnienia odpowiedniej szorstkości nawierzchni (Michalczyk 2012, Ciupa 2014, Wałek 2019). Woda wraz z niesionym materiałem odprowadzana jest przez sieć drenażową do rzeki, gdzie następuje koncentracja dostawy wody i materiału ze zlewni. Wzrost energii wód płynących intensyfikuje procesy erozji, transportu i akumulacji w korycie rzecznoym (Ciupa 2009).

Największe zmiany relacji pomiędzy składowymi transportu fluwialnego zachodzą w przepływowych zbiornikach zaporowych, spowodowane akumulacją materiału klastycznego, w tym zwykle całego ładunku materiału wleczonego i znacznej części zawiesiny (Ciupa i in. 2017b). Zbiornik Rudka na Wieprzu powyżej Zwierzyńca w latach 1999–2003 przechwycił około 50% ładunku zawiesin, przy jednoczesnym wzroście odpływu roztworów proporcjonalnym do przyrostu powierzchni zlewni (Kociuba 2002, Świeca 2004). Poniżej zapór wodnych obserwuje się wzmoczoną erozję denną, natomiast strefę litoralną zbiorników kształtuje głównie abrazja oraz procesy osuwiskowe, występujące przede wszystkim na brzegach wysokich. Na brzegach niskich obserwuje się na ogół akumulację mineralno-organiczną, która sprzyja intensywnemu rozwojowi roślinności strefy brzegowej. W zimie brzegi na wielu odcinkach modelowane są przez napierającą pokrywę lodową, która ze spiętrzonego materiału może formować wały i kopce (Rzętała 2014).

Powyżej stref przełomowych oraz w zagłębieniach powstałych na skutek zablokowania odpływu powierzchniowego koluwiami lub piaskami wydmyowymi dominującym procesem w dnach dolin jest akumulacja organogeniczna. Powstające w jej wyniku torfowiska, zasilane wodami źródeł, tworzą niewielkie, płytkie i silnie zamulone złoża, przyrastające w tempie około $0,5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. W brzeźnych strefach wielu dolin, w nieckach źródłiskowych, a także w basenach popowodziowych i w starorzeczach zachodzi akumulacja organiczno-mineralna. Podobne, niewielkie (do 1 ha) baseny sedimentacyjne utworzyły się w dnach dolin powyżej nasypów kolejowych i drogowych (Bałaga 1998, Żurek 2000, Cabaj, Ciupa 2001, Kociuba 2002, Sołtysik 2002).

7.2.4. Ocena zróżnicowania procesów geomorfologicznych

Zróżnicowanie współczesnych procesów geomorfologicznych w pasie wyżyn jest bardzo duże zarówno pod względem rodzaju, jak i natężenia (tab. 7.6). Jest to efekt zróżnicowania litologicznego rzeźby oraz gospodarki człowieka. Generalnie w systemach fluwialnych przeważa boczna erozja korytowa, uruchamiana podczas wezbrań wywołanych spływem z systemów stokowych, w których pod względem zasięgu przestrzennego dominuje zespół procesów znany jako erozja gleb. Modeluje on wszystkie stoki użytkowane rolniczo, a największe masy materiału glebowego przemieszczane są przez erozję agrotechniczną. Mniej skuteczne są różne rodzaje zmywu powierzchniowego, chociaż mogą one w krótkiej skali czasu (1 roku) przeważać (szczególnie na lessach), tworząc efemeryczne, spektakularne formy. Zwięzłość gleb i mozaika pól sprawiają, że niewielkie znaczenie ma erozja eoliczna.

Materiał z erozji gleb jest zwykle transportowany na krótkie odległości, a jego oddziaływanie na systemy fluwialne jest przez to ograniczone. W znacznym stopniu ograniczona jest również dostawa do koryt rzecznych materiału z erozji dróg gruntowych, głównego źródła dostawy materiału do koryt rzek beskidzkich (Froehlich 1992). Wskazuje na to obecność licznych i różnorodnych, akumulacyjnych

Tabela 7.6. Ocena występowania i natężenia głównych procesów geomorfologicznych w litologicznych typach rzeźby Wyżyn Polskich

Litologiczne typy i podtypy rzeźby		Procesy*											
		geochemiczne				stokowe				erozji wąwozowej			
		Ług	Krs	Sch	Spł	Żłb	Eag	Edr	Adl	REw	Smc	Rms	Apl
Krzemionkowy	krzemionkowy właściwy	+	-	-	++	+	+	+	++	+	+	-	+
	krzemionko-węglanowy	+	-	-	++	+	+	+	++	+	+	+	+
Skał krasowiejących	wapienny	+++	+++	-	++	+	++	+	+	-	+	-	+
	marglisty	++	++	-	++	+	+	+	++	+	+	-	-
	krety piszącej	+++	+++	-	++	+	++	-	+	-	+	-	+
	gipsowy	+++	+++	-	++	+	+	-	+	-	+	-	+
Lessowy	denudacyjny	++	-	+++	++	+	++	+	++	+	+	+	+
	erozyjno-denudacyjny	++	-	++	+++	++	+++	++	+++	++	++	++	++
	erozyjny	++	-	+	+++	+++	+++	+++	++	+++	+++	+++	+++
Aluwialny	paleofluwialno-eoliczny	+	-	-	+	+	-	+	++	+	+	+	++
	fluwialny	+	-	-	+	+	-	-	+	-	-	-	+

*Procesy: Ług – ługowanie, Krs – krasowienie, Sch – sufozja chemiczna, Spł – splukiwanie, Żłb – żłobienie, Eag – erozja agrotechniczna, Edr – erozja drogowa, Adl – akumulacja deluwialna, REw – rozcinanie i ewersja, Smc – sufozja mechaniczna (*piping*), Rms – ruchy masowe, Apl – akumulacja proluwialna. Intensywność procesów: duża (+++), umiarkowana (++), mała (+), brak lub występowanie sporadyczne (-)

form drogowych, powstających w obrębie wklęsłych i zbieżnych elementów stoku oraz u ich podnóży, na szerokich i płaskich dnach dolin. Większe jest pod tym względem znaczenie zespołu procesów erozji wąwozowej, gdyż materiał z systemów erozyjnych transportowany jest na duże odległości, zwłaszcza podczas gwałtownych ulew. Obszar występowania intensywnej erozji wąwozowej jest jednak znacznie ograniczony, przede wszystkim do erozyjnego podtypu rzeźby lessowej.

We wschodniej części pasa wyżyn (na wschód od Gór Świętokrzyskich) dominują procesy stokowe: erozja uprawowa, zmyw powierzchniowy, erozja drogowa i lokalnie zespół erozji wąwozowej. Uwarunkowane jest to przewagą pól uprawnych oraz dużym udziałem rzeźby drobnopromiennej, takiej jak: rzeźba lessowa i kras kredy piszącej. W bardziej zurbanizowanej i uprzemysłowionej części zachodniej przeważają natomiast procesy technogeniczne, a ze względu na duży udział skał krasowiejących, istotne są także procesy krasowe, stymulowane antropogenicznym obiegiem wody.

Na terenach zurbanizowanych dominuje szybka, linijna dostawa do koryt rzecznych substancji rozpuszczonych i sedymentu (głównie zanieczyszczeń komunikacyjnych), co warunkuje dużą dynamikę odpływu i transportu fluwialnego. Koryta małych rzek miejskich, często o uregulowanych i umocnionych brzegach, nie są istotnym źródłem dostawy materiału, pełniąc głównie funkcję tranzytową. Dopiero poniżej centrów miast są miejscem depozycji osadów, które podczas kolejnych wezbrań stanowią istotne źródło materiału, włączanego do transportu fluwialnego (Ciupa 2009, 2014).

7.3. Struktura czasowa współczesnych procesów geomorfologicznych

W pasie wyżyn – ze względu na wyraźniej zaznaczone kontynentalne cechy klimatu – bardziej widoczna niż na obszarach sąsiednich jest sezonowość procesów geomorfologicznych. Roczny cykl geomorfologiczny nawiązuje do innych cykli przyrodniczych: klimatycznego, hydrologicznego oraz wegetacyjnego. Stanowiło to podstawę do wydzielenia przez H. Maruszczaka (1963) czterech sezonów morfogenetycznych: zimy, przełomu zimy i wiosny, późnej wiosny i wczesnego lata oraz późnego lata i jesieni. Po uwzględnieniu cyklu agrotechnicznego (erozja uprawowa) autorzy rozszerzyli ten podział do ośmiu sezonów, charakteryzujących się wyraźną zmiennością występowania i natężenia poszczególnych procesów geomorfologicznych (ryc. 7.10).

7.3.1. Morfogenetyczne pory roku

Przedzime (późna jesień), obejmujące zazwyczaj listopad i często początek grudnia, odznacza się małym natężeniem procesów geomorfologicznych. Bardzo małe jest natężenie zmywu powierzchniowego i niewielkie procesów fluwialnych (stany niskie i średnie); praktycznie nie zachodzi erozja wąwozowa. Niewielkie parowanie nie przesusza gleby, procesy eoliczne są więc nieznaczne. Jedynie erozja agrotechniczna może osiągać duże natężenie, gdyż jest to pora wykonywania głębokiej orki przedzimowej.

Zima, trwająca 70–80 dni, wyróżnia się występowaniem (zwykle w 2–3 krótszych okresach) sezonowej zmarzliny oraz retencjonowaniem wody w pokrywie śnieżnej, co praktycznie eliminuje występowanie procesów stokowych. Przy skąpej pokrywie śnieżnej mogą występować procesy niweo-eoliczne podczas mroźnej i wietrznej pogody (Strzemski 1957, Rodzik, Siwek 2008). Zdarzające się w takich warunkach krótkotrwałe odwilże z opadami deszczu mogą powodować zlodzenie gruntu, ułatwiające spływ powierzchniowy podczas kolejnych odwilży śródzimowych i roztopów wiosennych (ryc. 7.11). Ograniczenie infiltracji zmniejsza dynamikę procesów geochemicznych, może natomiast zwiększać intensywność procesów fluwialnych. Podczas śródzimowych odwilży na przemarzniętych wcześniej erodowanych brzegach koryt rzecznych zachodzi wytapianie lodu gruntowego. Następuje wówczas odpadanie pakietów gruntu i powstawanie

System denudacyjny i podsystemy		Procesy geomorfologiczne	Rok hydrologiczny											
			XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
stokowy i fluwalny		geochemiczne												
s t o k o w y	deluwialny	splukiwanie												
		erozja linijna												
		erozja agrotech.												
		eoliczne												
		erozja drogowa												
	wąwozowy (erozyjny)	rozcinianie												
		sufozja mech.												
		masowe												
		fluwalny	korytowe											
Geomorfologiczne pory roku		przed- zimie	zima			przed- wiosnie	wiosna wczesna późna		lato wczesne późne		jesień			

Ryc. 7.10. Roczny przebieg głównych procesów geomorfologicznych na obszarze Wyżyn Polskich w cyklu roku hydrologicznego
 Natężenie: duże (—), umiarkowane (---), małe (----)

przewieszek darniowych, podcinanych dodatkowo w trakcie krótkotrwałych wezbrań. Jest to jeden z podstawowych procesów odpowiedzialnych za cofanie brzegów rzek (Teisseyre 1984). Odwilże śródzimowe mają szczególne znaczenie dla procesów fluwalnych na obszarach zurbanizowanych, gdzie w sezonie zimowym stosuje się sól i piasek do utrzymania dróg, ulic i chodników. Z terenów miejskich, na których system ulic i kanałów burzowych umożliwia szybki spływ, dostarczane jest wówczas do koryt rzecznych dużo materiału klastycznego i substancji rozpuszczonych. Zwiększa to znacznie transport fluwalny oraz procesy korytowe (Ciupa 2009).

Największy spływ powierzchniowy występuje w okresie przedwiosna (ryc. 7.11), tj. pory tajania pokrywy śnieżnej i rozmarzania gruntu. Spływ proniwalny uruchamia procesy splukiwania i żłobienia w systemach stokowych – narażone na rozcinanie są przede wszystkim dna niecek i suchych dolin (Janicki i in. 2010). W systemie erozyjnym podstawowym procesem jest sufozja, powodująca rozwój studni, kanałów i kotłów na krawędziach wąwozów lessowych (ryc. 7.13). Pro-wadzi to do formowania wąwozów bocznych lub rozcinania krawędzi systemem rozdołów. W dnach wąwozów dominuje akumulacja, a rozcinanie jest niewielkie.

Ryc. 7.11. Sumy miesięczne odpływu wody (A) i ładunku zawiesiny (B) ze zlewni wąwozowej (1,23 km²) w Kolni Celejów (Płaskowyż Nałęczowski) w latach hydrologicznych 2003–2012 (oprac. Rodzik i Stępniewski 2013)

Zaznacza się tu ochronna rola nierozłożonej jeszcze ściółki, często występującego zlodzenia oraz pokrywy śnieżnej, której tajanie w wąwozach jest opóźnione w stosunku do zlewni. Rozmarzające zbocza wąwozów i wcięć drogowych, głównie te słabo utrwalone, modelowane są przez procesy grawitacyjne, takie jak: odpadanie, spełzywanie, a nawet osuwanie (Gardziel i in. 1998, Gardziel, Rodzik 2005, Rodzik i in. 2009).

Podczas długotrwałych wezbrań roztopowych zwiększa się dynamika procesów fluwialnych, a to, według A.K. Teisseyre'a (1984), decyduje o dalszym kierunku rozwoju form korytowych i równi zalewowej. Stwierdzono wówczas największe tempo erozji brzegów koryta Wieprza w Guciowie (do 0,65 m) przy udziale multigelacji (Kociuba 2002). Rzeki wyżynne zwykle osiągają maksimum przepływów w marcu, z wyjątkiem obszarów krasu wapiennego, gdzie maksima przypadają najczęściej dopiero w kwietniu, maju lub nawet w czerwcu. Na terenach tych w czasie roztopów wzrost wydajności źródeł i przepływów w ciekach jest poprzedzony długim kontaktem infiltrującej wody z topniejącego śniegu ze skałą, co w rezultacie skutkuje tzw. efektem roztopowym w przebiegu procesów geochemicznych – odpływem z systemów krasowych wód o wyższej (czasem dwukrotnie) mineralizacji i twardości węglanowej. Jest to zjawisko odwrotne do obserwowanego efektu opadów nawalnych lub rozlewnych (Tyc 1997a, b).

Wczesna wiosna obejmuje okres od drugiej dekady kwietnia do połowy maja, który w systemie stokowym charakteryzuje znaczne natężenie erozji uprawowej podczas prac polowych: przy zasiewie zbóż jarych oraz sadzeniu roślin okopowych. Spulchniona, pozbawiona roślinności gleba stwarza dogodne warunki do aktywności procesów eolicznych w okresach posusznych, a zmywu powierzchniowego (rozbryzg i splukiwanie) w czasie deszczów ulewnych. Stan vegetacji a także – ograniczający infiltrację – wysoki niekiedy poziom wód gruntowych, sprzyjają dostawie materiału do koryt rzecznych. Znaczne, ale stopniowo słabnące natężenie procesów geochemicznych i korytowych, warunkują stosunkowo wysokie stany wody w rzekach w fazie opadania wezbrań roztopowych. Z kolei spływy w wąwozach mogą uaktywniać procesy erozji wgłębnej i sufozji.

Późna wiosna charakteryzuje się rozwojem vegetacji w biocenozach naturalnych i wzrostem roślin uprawnych. W tym okresie znacząco zwiększa się intensywność lokalnych ulew, co przy niedostatecznej jeszcze okrywie roślinnej wpływa na ich dużą rolę geomorfologiczną, przede wszystkim w obrębie upraw okopowych (Janicki i in. 1999, 2010, Gawrysiak i in. 2002, Janicki 2014, 2016). Maleje znaczenie rozbryzgu i splukiwania na rzecz erozji liniowej (bruzdowej i korytowej), a w systemach erozyjnych natężenie procesów bywa podobne jak w okresie poprzedzającym (Rodzik, Janicki 200). Lokalne ulewy mogą wywoływać wezbrania i powodzie w systemach fluwialnych.

Wczesne lato – trwające od połowy czerwca do końca lipca – jest porą o najlepiej rozwiniętej okrywie roślinnej, chroniącej stoki przed zmywem powierzchniowym. W tym okresie występują jednak deszcze nawalne o wyjątkowej intensywności (Parczewski 1960, Rodzik, Janicki 2002, Janicki 2016), których rezultaty nakładają się często na efekty opadów rozlewnych. W systemach stokowych najczęściej

wówczas zdarza się erozja o katastrofalnych skutkach (Rodzik i in. 1998, Janicki i in. 2010). Koncentracja spływu w bruzdach uprawowych, na drogach grunto- wych, w osiach niecek i suchych dolin oraz w wąwozach skutkuje intensywnymi procesami erozyjnymi (Maruszczak, Trembaczowski 1958, Buraczyński, Wojta- nowicz 1974, Rodzik 1984).

W systemie fluwialnym jest to druga, obok roztopów, pora wezbrań i powodzi o regionalnym zasięgu (Janicki i in. 2010). W strefie równi zalewowej roślinność utrwała jednak formy erozyjne i depozycyjne oraz przyczynia się do osłabienia intensywności procesów fluwialnych. W korytach rzecznych dominuje nadbudo- wa i wyrównywanie dna. Pogłębianie zachodzi jedynie w strefie talwegu oraz za przeszkodami, utworzonymi przez zatory roślinne, gdzie powstają misy i kotły eworsyjne (Kociuba 2002). W zlewniach zurbanizowanych, reagujących na opady częstym spływem powierzchniowym, odpływ jednostkowy i transport fluwialny jest kilkakrotnie większy w stosunku do sąsiednich zlewni rolniczych i leśnych (Ciupa 2009).

Późne lato, trwające od początku sierpnia do połowy września, jest na ob- szarach uprawy zbóż okresem zbiorów oraz późniwnych zabiegów, takich jak podorywki i kultywatorowanie. W deluwialnych systemach stokowych skutkują one erozją uprawową oraz intensyfikują procesy eoliczne w częstych wówczas okresach posusznych. Rzadsze deszcze ulewne i nawałne charakteryzują się dużą skutecznością, ze względu na słabszą ochronę roślinną i spulchnienie gleby. Duże natężenie osiągają wtedy wszystkie rodzaje zmywu powierzchniowego (Ciupa 1996, Czyżowska 1996, Dwucet, Śnieszko 1996, Rodzik i in. 1996, Janicki, Zgło- bicki 1998, Gawrysiak 2002, Janicki 2014, 2016) oraz erozja wąwozowa (Rut- kowski 1997, Zgłobicki 2002). W tym okresie zaznacza się osłabienie procesów fluwialnych związane z przewagą stanów niskich (niżówek).

Jesień – zamykający rok hydrologiczny schyłek sezonu wegetacyjnego – z re- guły rozpoczyna się w połowie września i trwa do końca października. Jest to okres różnorodnych zabiegów agrotechnicznych, związanych ze zbiorem roślin okopowych (wykopki) i siewem zbóż ozimych (orka, bronowanie). Sprzyja to deflacji, a erozja agrotechniczna osiąga wówczas maksymalne natężenie. Jej efekt wzmacnia słabo poznany ubytek gleby wywożonej z bulwami i korzeniami roślin okopowych, osiągający w przypadku zbiorów buraka cukrowego $0,91 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ (Rej- man 2006). Zdarzają się o tej porze długotrwałe deszcze rozlewne, które skutku- ją podwyższonymi stanami wód i intensyfikacją procesów korytowych. Niewiel- kie wezbrania mogą też być spowodowane opróżnianiem stawów hodowlanych i zbiorników retencyjnych (Ciupa 1991, Kociuba, Stępniewska 2002).

Generalnie sezonową zmienność erozji wodnej (zmywu powierzchniowego) oraz procesów geochemicznych wyraża zmienność transportu fluwialnego, od- powiednio: zawiesin i roztworów. W przebiegu rocznym maksymalne wielko- ści obydwu tych form transportu przypadają na marzec, czyli na przedwiośnie. Z ich porównania w trzymiesięcznych, klimatycznych porach roku wynika, że największą dynamiką procesów denudacyjnych charakteryzuje się pora wiosenna (III–V), natomiast najmniejszą – letnia (VI–VIII). Jest to w znacznym stopniu

odzwierciedleniem wielkości odpływu jednostkowego. Tylko na obszarach lessowych więcej zawiesin odpływa w porze letniej niż w jesiennej i zimowej (Maruszczak i in. 1992), co jest skutkiem dostawy materiału z wąwozów i głębocznic. W poszczególnych latach hydrologicznych na półroczu zimowe przypada zwykle od 50 do 70% rocznego odpływu rzeczno- oraz 70–80% ładunku zawiesin (Ciupa 1991, Świeca 1998). W niektórych latach z większą częstotliwością intensywnych opadów deszczu udział półroczu letniego w rocznym odpływie i ładunku rozmiarów może przekraczać 60%, a w rocznym ładunku zawiesin nawet 75% (Świeca 2004).

7.3.2. Morfogenetyczna rola zdarzeń ekstremalnych i procesów epizodycznych

Do kategorii zdarzeń ekstremalnych, których rezultatem są procesy epizodyczne, możemy zaliczyć: zamiecie śnieżno-pyłowe, gwałtowne roztopy, gwałtowne ulewę (deszcze nawalne), wyjątkowo wydajne opady ulewno-rozlewne oraz pory opadowe i okresy opadowe (Starkel 1986, Ustrnul, Czekierda 2009). Wśród nich zdarzenia katastrofalne, wywołujące nadzwyczaj duże skutki nie tylko hydrologiczne czy geomorfologiczne, ale także gospodarcze, występują zwykle w jednym miejscu raz na kilkadziesiąt, a wyjątkowo raz na kilkanaście lat. Zdarzenia skuteczne geomorfologicznie (z rozwojem form efemerycznych) występują co kilka

Ryc. 7.12. Formy niweo-eoliczne po zamieci śnieżno-pyłowej w lutym 2007 r. na zaorany polu w Snopkowie (Płaskowyż Nałęczowski) (fot. J. Rodzik)

Ryc. 7.13. Skutki gwałtownych roztopów w 1996 r. w systemie wawozowym Chałajowy Dół k. Kazimierza Dolnego na tle układu pól (wg Gardziela, Rodzika 2005)

1 – studnie i kanały sufozyjne, 2 – złożone kotły sufozyjne, 3 – bruzdy i rozcięcia erozyjno-eworsyjne, 4 – obrywy i zsuwy, 5 – stożki i pokrywy proluwialne, 6 – granice działek

lat (ryc. 7.2). W sprzyjających warunkach mogą one występować w pewnych okresach nawet corocznie.

Najmniej efektywne, chociaż niekiedy spektakularne, skutki wywołują zamiecie śnieżno-pyłowe, towarzyszące erozji niweo-eolicznej podczas mroźnej i wietrznej pogody przy stosunkowo skąpej pokrywie śnieżnej. Procesy te, o zasięgu regionalnym, w pasie wyżyn występują zwykle co kilka lat. Raz na kilkanaście lat osiągają relatywnie duże natężenie (ryc. 7.12), ograniczone przez rozłóg pól z gęstą siecią miedz i zadarnionych dróg polnych oraz mały udział w użytkowaniu rolniczym najbardziej podatnych gleb piaszczystych (Rodzik, Siwek 2008). Przykładowo w lutym 1956 r. erozja i akumulacja niweo-eoliczna w strefie krawędziowej Wyżyny Lubelskiej osiągnęła na glebach piaszczystych przedpola krawędzi $110 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$, podczas gdy na płaskowyżu lesowym tylko $6,25 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ (Strzemski 1957). Zimowe procesy niweo-eoliczne przyczyniają się natomiast do wzrostu transportu fluwialnego podczas roztopów. Duża część deponowanego w pokrywie śnieżnej materiału jest spłukiwana do rzek. Spływ roztopowy po zimie z procesami niweo-eolicznymi wyróżnia się wysoką koncentracją zawiesiny i znacznym transportem ze zlewni (Sadurska, Maruszczak 1982,

Ciupa 1991, Mazur, Pałys 1992), zarówno epizodycznych, jak i perenialnych, a więc może wpływać znacząco na system fluwialny.

Gwałtowne roztopy występują głównie we wschodniej części pasa wyżyn w końcu marca i na początku kwietnia, po długiej, mroźnej i śnieżnej zimie typu kontynentalnego, poprzedzonej zwykle mokrą jesienią. Zdarzają się one co kilkanaście lat; w drugiej połowie XX w. miały miejsce w latach: 1956, 1964, 1979 i 1996 (Mazur, Pałys 1992, Pałys i in. 1998, Gardziel, Rodzik 2005, Janicki i in. 2010). Degradacja pokrywy śnieżnej w tempie $10\text{--}20 \text{ cm}$ na dobę powoduje gwałtowny spływ powierzchniowy o ekwiwalencie wody $25\text{--}75 \text{ mm}$, wywołujący

powodzie w dolinach rzecznych, nieraz o katastrofalnych skutkach (Bryński 1965). Natężenie erozji wodnej gleby osiąga wówczas kilkaset kilogramów z 1 ha, a w 1956 r. – wskutek nałożenia się roztopów na efekty procesów niweo-eolicznych – przekroczyło $1,5 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ (Mazur, Pałys 1992). Nieco mniejsze roztopy – o kilkunastomilimetrowym spływie – zdarzają się co kilka lat, np. w latach 2003 i 2006 (Rodzik i in. 2009, Janicki i in. 2010). Występują one głównie w drugiej i trzeciej dekadzie marca, wywołując krótkotrwałe powodzie w małych zlewniach (Mazur, Pałys 1992, Janicki 2002). Podczas roztopów w systemach deluwialnych następuje rozcinanie den niecek i suchych dolin, natomiast w systemach erozyjnych rozwijają się formy sufozyczne na zboczach wąwozów, a w ich dnach zachodzi akumulacja (Klatkowa 1958, Gardziel, Rodzik 2005, Rodzik i in. 2009).

Do najbardziej efektywnych pod względem geomorfologicznym zdarzeń ekstremalnych należy zaliczyć gwałtowne ulewy w półroczu letnim, obejmujące według klasyfikacji Chomicza (1951) silne deszcze ulewne (A_4) oraz deszcze nawalne (B_1 – B_5) o natężeniu $>1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ (Rodzik, Janicki 2003). Szczególnie efektywne są ulewy występujące po sobie w krótkim odstępie czasu (2–3 dni), jak to miało miejsce w maju 1996 r. w Sułoszowej na Płaskowyżu Ojcowskim oraz w Kromiówce na Płaskowzgórzu Częstochowskim. W pierwszym przypadku po opadzie 80 mm 15 maja nastąpiła kolejna ulewa (120 mm) 18 maja (Niedbała, Soja 1998), z kolei w drugim przypadku po opadzie 71 mm 14 maja wystąpił opad 57 mm 17 maja (Zieliński 1998). W lessowych zlewniach Niecki Nidziańskiej (zlewnia Nidzicy) i Gór Świętokrzyskich (zlewnia Świśliny) wystąpiły ulewne deszcze (odpowiednio: ok. 180 mm w ciągu 3 godzin – 15.09.1995 r. i ok. 100 mm przy bardzo dużej wilgotności gruntu – 24.07.2001 r.) i katastrofalne powodzie. Przyczyniły się one do znacznych przeobrażeń rzeźby lessowej na obszarach użytkowanych rolniczo (np. głębokość rozcięć w obrębie dróg sięgała 3,5 m) oraz wielkich strat gospodarczych, w tym w strefie budowy zbiornika wodnego „Wióry” na rzece Świślinie (Ciupa 2002).

Występowaniu gwałtownych ulew na wyżynach sprzyjają warunki naturalne, które intensyfikują także ich skutki (Rodzik i in. 1998, Rodzik, Janicki 2003). Takie ulewy powodują gwałtowny spływ i zmyw powierzchniowy oraz erozję wąwozową (ryc. 7.14). Zachodzi wówczas wyprzątanie den wąwozów z osadów, które zostały zdeponowane podczas roztopów (Rodzik i in. 2009, Kociuba i in. 2015). Gwałtowne ulewy – szczególnie deszcze nawalne wyższych stopni – obejmują swoim zasięgiem niewielki zazwyczaj obszar, rzędu kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych (Niedźwiedź 1997, Janicki 2002, 2014, 2016, Siwek 2006). Stosunkowo często dochodzi do nich nad obszarami zurbanizowanymi, gdzie następuje szybka koncentracja spływu powierzchniowego, uwarunkowana znacznym udziałem powierzchni nieprzepuszczalnych (Rodzik, Janicki 2003). W efekcie opadów nawalnych o bardzo dużej wydajności ($\sim 100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) występują często katastrofalne, nawet kilkumetrowej wysokości, fale wezbraniowe w rzekach, a odpływ jednostkowy osiąga rekordowe wartości $>10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, zwłaszcza w małych zlewniach, zwykle odwadnianych epizodycznie (Ciepielowski 1970, Ciupa 2002, Michalczyk i in. 2008). Podczas nawalnego opadu o wysokości około 180

Ryc. 7.14. Skutki procesów erozyjnych w zlewni wąwozu koło Kazimierza Dolnego (wg Rodzika 1984, zmienione i uzupełnione)

I. Zmiany powierzchni pól uprawnych wskutek wieloletniej erozji gleb: 1 – erozja silna $>0,5$ m, 2 – erozja umiarkowana $<0,5$ m, 3 – erozja słaba i brak, 4 – akumulacja

II. Zasięg wąwozu i skutki roztopów w 1979 r.: 1 – górne krawędzie wąwozów (naturalne – linia ciągła, przekształcone przez uprawę – linia przerywana), 2 – osuwiska z 1979 r., 3 – kotły sufozyjne z 1979 r. (aktywne w latach następnych)

III. Skutki ulewy 24 czerwca 1981 r.: 1 – bruzdy erozyjne ($<0,5$ m), 2 – rozcięcia erozyjne ($>0,5$ m), 3 – koryta erozyjno-depozycyjne, 4 – ściany podcięć i obrywów, 5 – rozmycia na zboczach, 6 – stożki i pokrywy proluwalne, 7 – ławice kamienisto-żwirowe

mm w okolicy Kaliny Wielkiej na Wyżynie Miechowskiej, w górnej części zlewni Nidzicy ($1,98 \text{ km}^2$), wystąpił odpływ jednostkowy około $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Starkel 1997). Po ulewnym opadzie 20 września 2006 r., w położonej w tym regionie małej zlewni ($0,59 \text{ km}^2$) w Pałecznicy, odpływ jednostkowy osiągnął $22 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Bryndał i in. 2007). Maksymalny odpływ jednostkowy został natomiast zanotowany w Sułoszowej na Płaskowyżu Ojcowskim podczas opadów w maju 1996 r., gdy ze zlewni o powierzchni 1 km^2 odpłynęło aż $37 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ wody (Niedbała, Soja 1998).

Ulewy o mniejszej wydajności ($20\text{--}30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) zdarzają się prawie corocznie (Furtak, Rodzik 2007, Janicki i in. 2014, Janicki 2016). Prawdopodobieństwo wystąpienia opadów o wysokości $>50 \text{ mm}$ wynosi 10%, czyli występują one co 10 lat, jednak nie zawsze ich natężenie przekracza $1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ (Rodzik, Janicki

2003). W przypadku opadów o wysokości >100 mm prawdopodobieństwo wynosi 1% (opad stuletni), natomiast dla opadów o wysokości >200 mm prawdopodobieństwo jest szacowane na 0,2% (raz na 500 lat) (Niedźwiedź 1997, Suligowski 2004, 2013). Zauważono wzrost częstości występowania gwałtownych ulew po mroźnych i śnieżnych zimach, zakończonych intensywnymi roztopami (Rodzik, Janicki 2003), skutkujący zwykle nakładaniem się ich efektów geomorfologicznych, co L. Starkel (2003, 2008b) określa jako zgrupowanie zdarzeń

Ryc. 7.15. Aktywne formy erozyjne w zlewni wąwozu w Kol. Celejów (Płaskowyż Nałęczowski) w latach 1996–1999 (wg Rodzika, Zgłobickiego 2000)

1 – granica zlewni, 2 – miedze, 3 – aktywne, rozwinięte formy sufozcyjno-eworsyjne (kotły i studnie), 4 – inicjalne formy erozyjne i sufozcyjne (bruzdy i kanały), 5 – rozcięcia erozyjne, 6 – osuwiska powstałe podczas roztopów w 1996 r.

ekstremalnych – tzw. *clustering*. Nakładanie się skutków różnych zdarzeń, przede wszystkim gwałtownych ulew i roztopów, podczas kilku – następujących po sobie – lat wilgotnych (Gardziel i in. 1998, Rodzik, Zgłobicki 2000, Gawrysiak i in. 2002, Rodzik, Janicki 2002, 2003, Janicki i in. 2010), zdarzało się w pasie wyżyn mniej więcej co 20 lat. W ostatnim z takich okresów, w latach 1995–2002, zanotowano zwiększenie rocznych sum opadów w wyniku wzrostu częstości deszczów ulewnych (Rodzik i in. 2009, Janicki i in. 2010, Janicki 2014, 2016). W efekcie nastąpiło wyraźne ożywienie procesów erozyjnych w zlewniach epizodycznych (ryc. 7.2), a przede wszystkim wzmożenie erozji wąwozowej (ryc. 7.15). W pozostałym czasie obserwowano natomiast wyraźny spadek aktywności geomorfologicznej (Janicki i in. 2014). W XXI w. nastąpiło skrócenie okresów o niskiej aktywności, gdyż lata 2010–2013 obfitowały w ulewne opady letnie, wyraźnie intensyfikujące m.in. erozję wąwozową (Janicki 2014, 2016, Kociuba i in. 2015).

Oprócz gwałtownych ulew L. Starkel (1986) wyróżnia jeszcze dwa typy efektywnych geomorfologicznie ekstremalnych opadów: deszcze rozlewne oraz sezony opadowe. Deszcze rozlewne obejmują opady ciągłe w strefach frontów atmosferycznych, trwające 2–5 dob, o natężeniu do $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ i sumie opadu 50–150 mm. Są one przyczyną wezbrań w dolinach rzecznych, podczas których rzeki są w stanie przenieść większość rocznego ładunku zawiesiny. Na drugi typ składają się opady w ciągu kilkunastu dni, tworzące tzw. sezony lub pory opadowe, z sumą opadów 200–300 mm lub więcej, co powoduje stałe nasycenie gruntu i wyraźny wzrost intensywności procesów geomorfologicznych (Maruszczak i in. 1992, Kociuba, Stępniewska 2002, Janicki i in. 2010). Przykładem mogą być opady z października 1974 r., które na Wyżynie Lubelskiej spowodowały niezwykle o tej porze roku powódzie. Rekordowo wysokie opady miesięczne ($>200 \text{ mm}$) zdecydowały o ponadprzeciętnej sumie rocznej (ok. 900 mm) i znacznej retencji gruntowej. Wpłynęła ona na zwiększenie przepływów rzecznych i odpływu jednostkowego ($>5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$), 3-krotny wzrost ładunku zawiesin oraz 2-krotny roztworów, w następnym roku hydrologicznym (Rodzik 1981, Maruszczak i in. 1992).

Podczas zdarzeń ekstremalnych – zwłaszcza lokalnych ulew – wskaźnik erozji jednostkowej w systemach deluwialnych osiąga kilkaset lub więcej ton z km^2 (tab. 7.7), a w systemach (zlewniach) wąwozowych kilka tysięcy (maksymalnie do $10\,000 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2}$). Wielkość obniżenia powierzchni zlewni podczas gwałtownych ulew i roztopów dochodzi do kilku milimetrów na epizod, a więc jest porównywalna ze wskaźnikami średniej rocznej erozji gleb nalessowych na stokach użytkowanych rolniczo (Rodzik, Janicki 2003, Janicki i in. 2010). Duża efektywność erozji podczas tego typu zdarzeń wynika przede wszystkim z jej liniowego oddziaływania oraz znacznej odległości przemieszczania materiału (Janicki 2014, 2016).

W systemie fluwialnym podczas zdarzeń ekstremalnych wielkość jednostkowej denudacji dobowej znacznie przekracza jej średnią wartość roczną. Transport zawiesin decyduje wówczas o rozmiarach całkowitego rocznego transportu. W zlewni Bystrej ($36,6 \text{ km}^2$) w latach 1952–1971 wystąpiło 5 zdarzeń ekstremalnych, które zdecydowały o znacznej denudacji mechanicznej w wieloleciu.

Tabela 7.7. Efektywność erozyjna wybranych ulew w odwadnianych epizodycznie zlewniach na Wyżynie Lubelskiej (wg Rodzika, Janickiego 2003)

Wskaźniki	Systemy deluwialne			Systemy erozyjne (wąwozowe)		
Miejsce	Piaski Szlacheckie	Garbów-Gutanów	Zubowice-Komarów	Dzierżkowice	Krasne	Kazimierz Dolny
Data	23.06.1956	16.09.1995	7.05.1997	15.06.1969	23.07.1980	24.06.1981
Wysokość opadu* [mm]	ok. 100	>50 (>70)	ok. 60	ok. 65	65 (100)	101,5
Obszar badań [km ²]	15,7	2,74	39,3	17,1	1,7	10,0
Erozja całkowita [10 ³ t]	38,3	3,4	9,4	38,9	ok. 7	ok. 50
Erozja jednostkowa [t·km ⁻²]	2435	1256	239	2290	ok. 4000	ok. 5000
Maks. erozja jedn. [t·km ⁻²]	–	2865	382	3925	–	ok. 10000
Efektywność opadu**	0,014	0,034 (0,024)	0,004	0,035	0,037 (0,024)	0,058
Źródło danych	Maruszczak, Trembaczowski (1958)	Rodzik i in. (1996), Janicki, Zgłobicki (1998)	Janicki i in. (1999)	Buraczyński, Wojtanowicz (1974)	Górniak (1982)	Rodzik (1984)

* w nawiasie podano dobową sumę opadu

** wskaźnik efektywności erozyjnej, wyrażony stosunkiem obniżenia powierzchni terenu do wysokości opadu

W ciągu 7 dni z katastrofalnie wysoką denudacją Bystra przetransportowała ponad 10 000 ton zawieszin, co odpowiada prawie połowie (48,7%) ogólnej masy transportu za całe 20-lecie (Sadurska, Maruszczak 1982). Z kolei udział wezbrań w odpływie rocznym Białej Nidy, mierzony w kilku profilach, wynosił w 1981 r. od 43,6% do 52,8%, zaś w transporcie zawieszin od 61,4% do 70,8% (Ciupa 1991). Podobny udział odpływu rumowiska podczas wezbrań stwierdzono dla zlewni górnego Wieprza w Guciowie w latach 1999–2000 (Kociuba, Stępniewska 2002).

Procesy epizodyczne, szczególnie podczas gwałtownych roztopów, odgrywają dominującą rolę w kształtowaniu równi zalewowej. Cechami charakterystycznymi reliefu epizodycznego są jednak niewielkie rozmiary form i ich efemeryczność (ryc. 7.9). W okresie od kilku do kilkunastu tygodni następuje degradacja większości form efemerycznych wskutek rozbryzgu, splukiwania, działalności człowieka i zwierząt, a w konsekwencji homogenizacja świeżych osadów powodziowych ze starszymi (Ciupa 1991, Kociuba 2002).

Na terenach zurbanizowanych dominuje szybka, linijna dostawa do koryt rzecznych. W warunkach nadmiernego uszczelnienia podłoża epizodycznie,

podczas letnich opadów konwekcyjnych, pojawia się nadmiar wody, a odpływ jednostkowy może przekraczać $500 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, np. ze zlewni Silnicy w Kielcach. Prowadzi to do przyspieszenia obiegu wody, a średnia prędkość płynięcia w uregulowanych korytach osiąga około $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Następuje przeciążenie sieci drenażu, co wymusza konieczność jej rozbudowy (Ciupa 2009). W małych zlewniach jej gęstość przekracza nawet $40 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$, a dróg – $22 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ (Wałek 2019). Z kolei podczas roztopów śródzimowych i wiosennych wezbrania w zlewniach miejskich są spłaszczane przez wydłużenie okresu ablacji. Jest to hydrologiczny efekt przyspieszonego uprzednio tajania pokrywy śnieżnej i parowania w obrębie miejskich dróg, parkingów, terenów zabudowanych itp., powodującego znaczny ubytek zasobów wody zgromadzonej w pokrywie śnieżnej (Ciupa, Suligowski 2020). Np. w zurbanizowanych zlewniach Kielc średni maksymalny odpływ jednostkowy w marcu był w latach 1998–2003 wyraźnie niższy niż w tym samym czasie w sąsiednich zlewniach podmiejskich (Ciupa 2009, 2014).

Roztopy wiosenne (także odwilże zimowe) odgrywają natomiast ważną rolę w przebiegu procesów krasowych. Zachodzący wówczas efekt roztopowy, charakterystyczny dla obszarów krasowych umiarkowanie ciepłej strefy klimatycznej (Tyc 1997a,b), przejawia się intensywnym zasilaniem masywu wodami z topniejącej pokrywy śnieżnej. W okresie gwałtownych roztopów lub po nawalnych

Ryc. 7.16. Okresowe jezioro krasowe w Kusiętach – przykład krasu reprodukowanego (Płaskowzgórze Częstochowskie) (fot. A. Tyc)

opadach deszczu na obszarach krasu zakrytego dochodzi do pogłębiania się lejów krasowo-sufozyjnych (ryc. 7.16). Odbywa się to na drodze przemieszczania osadów rezydualnych i polodowcowych do wnętrza systemu krasowego (sufozja mechaniczna i erozja podziemna). Takie procesy występują szczególnie intensywnie przy antropogenicznych zmianach obiegu wody na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, obrzeżu Gór Świętokrzyskich oraz na Wyżynie Lubelskiej (Grzybek 1985, Tyc 1989, Dobrowolski 1993, Nowak 1993). W okolicach Kusiąt koło Częstochowy niektóre formy krasowo-sufozyjne, wypełnione okresowo wodą, pogłębiły się w latach 1985–2004 o 2 m (Tyc 2007).

7.3.3. Ocena zmienności procesów geomorfologicznych

Zmienność oddziaływania procesów geomorfologicznych w pasie wyżyn wyraża się głównie poprzez ich sezonowość. Zaznacza się ona zarówno w zmienności natężenia procesów sekularnych, w występowaniu procesów periodycznych, jak i w pojawianiu się spektakularnych procesów epizodycznych. Najwyższą dynamiką większości procesów geomorfologicznych charakteryzuje się przedwiosnie, co jest uwarunkowane tajaniem pokrywy śnieżnej i rozmarzaniem gruntu. Wysoka aktywność geomorfologiczna przedłuża się na wczesną wiosnę (do połowy maja), ze względu na retencję gruntową wody oraz zabiegi uprawowe powodujące erozję agrotechniczną i wzmagające podatność gleby. Do późnego lata większość procesów wykazuje – w sprzyjających warunkach pogodowych – znaczną aktywność, która ulega osłabieniu w pełni wegetacji. Jednak w całym tym okresie może wystąpić spektakularna erozja wodna o ekstremalnym natężeniu. Od połowy września do lutego włącznie – w okresie jesieni, przedzimia i zimy – aktywność większości procesów słabnie lub zamiera (ryc. 7.10).

Udział procesów sekularnych, periodycznych i epizodycznych w modelowaniu rzeźby wyżyn jest, według H. Maruszczaka (1986), podobny. Zważywszy na zróżnicowaną podatność różnych typów litologicznych wyżyn na różne procesy, trudno podjąć dyskusję z tym ogólnym stwierdzeniem. Wyżyny zbudowane ze skał krasowiejących przekształcane są głównie przez sekularne procesy geochemiczne. Z kolei w typie aluwialnym, a zwłaszcza w podtypie fluwialnym, dominuje, ze względu na niemal coroczne występowanie wezbrań roztopowych, periodyczne przekształcanie koryt i równin zalewowych. W pozostałych typach litologicznych wzrasta rola procesów epizodycznych, jednak w poszczególnych systemach stokowych występują wyraźne różnice jakościowe i ilościowe. W systemach deluwialnych, za tendencję do planacji (przemieszczanie dużej masy na małe odległości) odpowiadają przede wszystkim procesy sekularne (zwłaszcza erozja agrotechniczna), a w mniejszym stopniu procesy epizodyczne (zmyw powierzchniowy podczas gwałtownych ulew). Wynoszenie materiału zachodzi tu głównie podczas roztopów, które w większości należałoby zaliczyć do zjawisk periodycznych. Inaczej jest w systemach erozyjnych, w których procesy sekularne odgrywają rolę znikomą, podczas roztopów odbywa się głównie przestrzenny rozwój wąwozów, natomiast pogłębianie i wyprzątanie zachodzi podczas gwałtownych ulew.

Zauważono, że kilkuletnie okresy o zwiększonej częstotliwości występowania deszczów ulewnych i intensywnych roztopów (u schyłku lat: 50., 70. i 90. XX w.) korespondują z cyklem zmian cyrkulacji atmosferycznej nad północnym Atlantykiem, określonym jako NAO (*North Atlantic Oscillation*). Wymienione okresy wysokiej aktywności geomorfologicznej lokowały się – w cyklu NAO – w fazach postmaksymalnego spadku rocznych wartości tego wskaźnika. Niskie wartości NAO odzwierciedlają słabe wykształcenie Niżu Islandzkiego i Wyżu Azorskiego, co skutkuje osłabieniem cyrkulacji strefowej nad Europą oraz wzrostem częstotliwości cyrkulacji południkowej i związanych z nią anomalii pogodowych (Wibig 2000).

Oscylacja północnoatlantycka wpływa zwłaszcza na długość i mroźność zim (Marsz 1999). Obliczony tylko dla okresów zimowych wskaźnik NAO jest – w przypadku zim przeciętnych i łagodnych – przeważnie dodatni, natomiast ujemny – podczas zim ostrych, zwłaszcza tych skutkujących efektywnymi roztopami. Występujące w drugiej połowie XX w. cztery zimy, zakończone szczególnie gwałtownymi roztopami: 1955/56, 1963/64, 1978/79 oraz 1995/96, charakteryzowały się wybitnie ujemnym wskaźnikiem NAO – od $-1,0$ do $-2,33$ (Janicki 2002). Zwraca uwagę coraz rzadsze ich występowanie, odpowiednio po: 8, 15 i 17 latach. Zakładając utrzymanie się tej tendencji, po 2020 r. należy oczekiwać kolejnego, kilkuletniego okresu z większą częstotliwością zjawisk ekstremalnych i procesów epizodycznych, zainicjowanego mokrą jesienią i surową zimą, zakończoną ekstremalnymi roztopami.

7.4. Kierunki rozwoju rzeźby Wyżyn Polskich w warunkach antropopresji

W pasie Wyżyn Polskich w bilansie denudacyjnym zlewni rzecznych dominuje denudacja chemiczna. Jest to jednak proces sekularny, mało zmienny i stosunkowo słabo zróżnicowany, więc efekty jego oddziaływania widoczne są dopiero w bardzo długiej skali czasu. Nawet na obszarach zbudowanych ze skał krasowiejących, takich jak: gipsy, wapienie i kreda piaszcząca, tempo obniżania powierzchni jest nieznaczne – również na terenach intensywniej chemicznej degradacji środowiska – i wynosi zaledwie od kilku milimetrów do kilku centymetrów na 1000 lat (Maruszczak 1988, Pulina 1992, 1997). Nieco intensywniej przebiega ługowanie we wnętrzu masywów skał krasowiejących, prowadząc do poszerzania dróg krążenia wód podziemnych i rozwoju podziemnych próżni (Tyc 1997a).

Jedną z istotnych, długookresowych tendencji współczesnych przekształceń rzeźby na obszarach zbudowanych ze skał krasowiejących (z wyjątkiem gipsów) jest odpreparowywanie (ekshumacja) rzeźby preglaclalnej. W procesie tym dominujące znaczenie mają następujące czynniki: obniżanie się bazy erozyjnej wskutek odgrzebywania dolin z osadów plejstoceniowych, antropogeniczne obniżanie poziomu wód gruntowych wskutek eksploatacji wód podziemnych i surowców mineralnych, intensywne roztopy wiosenne i ekstremalne opady deszczu. Procesy prowadzące do odsłonięcia skalnego podłoża spod pokrywy luźnych osadów glacygenicznych i peryglacyalnych powodują powstawanie form krasu

Ryc. 7.17. Wpływ eksploatacji rud cynku i ołowiu oraz wód podziemnych w rejonie Olkusza na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej na natężenie procesów denudacyjnych (wg Tyca 1997a)

I – w warunkach naturalnych; II – w warunkach sztucznego drenażu pod wpływem górnictwa i zmian składu chemicznego wód: 1 – seria węglanowa triasu, 2 – seria ilasta górnego triasu i dolnej jury, 3 – seria węglanowa jury, 4 – źródła, 5 – wielkość odpływu jednostkowego, 6 – wielkość denudacji chemicznej, 7 – natężenie procesów zapadliskowych w latach 1970–1990

reprodukowanego: lejów, niecek i rynien, wykształconych w osadach przykrywających skały węglanowe. Na obszarach wapiennych zachodzi opróżnianie form krasu podziemnego z wewnętrznych osadów. Nasila się tu osiadanie lub zapadanie się gruntu w miejscach występowania krasu zakrytego, gdzie intensywnie prowadzona jest gospodarka człowieka (ryc. 7.17). Procesy te w coraz większym stopniu utrudniają zagospodarowanie terenów krasowych, szczególnie na Wyżynie Częstochowskiej (Tyc 1997a, 2009).

Współcześnie modelowanie powierzchni obszarów wyżynnych uwarunkowane jest więc przede wszystkim przez użytkowanie terenu, a to z kolei przez

zróżnicowanie jego cech naturalnych, głównie geologiczno-geomorfologicznych, w mniejszym stopniu klimatycznych. Na obszarach rolniczych materiałowi odprowadzanemu z małych zlewni rzecznych w postaci jonowej dorównuje wielkością ilość materiału uruchamianego mechanicznie w ich obrębie. Na stokach, po uwzględnieniu takich procesów, jak rozbryzg, splukiwanie i żłobienie, a zwłaszcza erozja uprawowa, maksymalne sumaryczne natężenie denudacji mechanicznej jest wielokrotnie większe i dochodzi lokalnie nawet do $10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, co odpowiada $10\,000 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (Zgłobicki 2002). W niewielkim stopniu znajduje to odzwierciedlenie we wskaźnikach denudacji mechanicznej, opartych na pomiarach transportu rzeczno-geologicznego, ponieważ tylko mała część uruchomionego materiału stokowego dociera do koryt rzecznych. Wskazuje to na słabą łączność użytkowanych rolniczo wyżynnych systemów stokowych z systemami fluwialnymi, nawet w czasie ekstremalnych zdarzeń (Maruszczak i in. 1992, Rodzik, Janicki 2003, Janicki i in. 2010, Janicki 2014, 2016). Należy jeszcze raz podkreślić, że zarówno zróżnicowanie, jak i natężenie procesów geomorfologicznych na obszarach zurbanizowanych i uprzemysłowionych jest wielokrotnie większe niż w systemach mniej przekształconych antropogenicznie (Ciupa 2009). W zachodniej części pasa wyżyn – zwłaszcza na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej Południowej – wskaźniki denudacji mechanicznej są do kilkuset razy wyższe niż w warunkach naturalnych, szczególnie na terenach eksploatacji węgla kamiennego w Zagłębiu Górnośląskim, gdzie wynoszą od 17 do $60 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ (Żmuda 1973, Jania 1983, Dulias 2007, 2013).

7.4.1. Ewolucja systemów stokowych pod wpływem denudacji antropogenicznej

W systemach stokowych tendencje rozwoju rzeźby można rozpatrywać w różnych przedziałach czasowych. W krótkiej skali (1 roku) najsilniej zaznaczają się skutki procesów epizodycznych, głównie zmywu powierzchniowego. Na obszarach leśnych, z wyjątkiem zlewni wąwozowych, jego rola ogranicza się praktycznie do linii koncentrujących spływ powierzchniowy. Procesy erozji i akumulacji występują tam przede wszystkim na drogach leśnych i szlakach zrywkowych (Janicki 2002, Dobek i in. 2011). Generalnie zbiorowiska leśne konserwują jednak rzeźbę odziedziczoną po morfogenezie peryglacialnej, o czym świadczą pełne profile gleb rozwijających się od schyłku ostatniego glacjału (Kowalkowski 1991, Superson i in. 2014).

Na obszarach użytkowanych rolniczo skutki zmywu powierzchniowego zaznaczają się w obrębie wszystkich elementów rzeźby. Powierzchnie wierzchowinowe oraz ich łagodne skłony obniżane są nieznacznie, dużo silniej degradowane są stoki. Niekiedy degradacja obejmuje cały stok, w tym także stok wypukły (garb wododziałowy) z tendencją do jego cofania (ryc. 7.18). Najsilniej przekształcane są jednak elementy stoku koncentrujące spływ, takie jak osie niecek i małych dolin erozyjno-denudacyjnych. W pasie o szerokości do kilku metrów ich jednorazowe obniżenie może osiągać kilkanaście centymetrów, a lokalnie (poniżej miedzy) nawet kilkanaście decymetrów. U podnóży stoków, zwłaszcza u wylotu

Ryc. 7.18. Geomorfologiczne skutki denudacji antropogenicznej w erozyjno-denudacyjnym podtypie rzeźby lessowej (Kol. Gutanów) (wg Janickiego i in. 2002); przekroje: A–A' – w środkowym, B–B' – w dolnym odcinku doliny nieckowatej

1 – powierzchnia pierwotna (średniowiecze), 2 – powierzchnia w pierwszej połowie XX w. przed komasacją i parcelacją gruntów (efekt długoskalowy), 3 – powierzchnia współczesna (efekt średnioskalowy), 4 – formy efemeryczne po gwałtownej ulewie 16 września 1995 r. (efekt krótkoskalowy), 5 – poziom odpawienia

omawianych form dolinnych, deponowany materiał nadbudowuje dna dolin wyższej rangi (ryc. 7.19). Masa materiału wyniesionego na dalszą odległość jest relatywnie mała (Rodzik i in. 1996, 1998, Janicki, Zgłobicki 1998, Janicki i in. 1999, 2010, Janicki 2014, 2016).

Rzeźbotwórcza rola procesów epizodycznych w średniej skali czasowej (dziesiątków lat) zwykle maleje na rzecz procesów sekularnych, przede wszystkim erozji uprawowej. Skutki jej oddziaływania podobne są do roli soliflukcji w warunkach peryglacjalnych. W obu przypadkach przemieszczana jest cała warstwa powierzchniowa na odległość kilku lub kilkunastu centymetrów (Rejman 2006). Podobne są też efekty morfologiczne, generalnie zarówno soliflukcja, jak i erozja uprawowa prowadzą do planacji, jednak materiał może być zatrzymywany przez lokalne bazy denudacyjne na stoku. Rolę taką pełnią miedze i granice użytków. Akumulacja materiału powyżej miedzy oraz usuwanie poniżej prowadzi do tworzenia się skarpy uprawowych i teras rolnych. Na stokach lessowych o nachyleniu przekraczającym 10° skarpy mogą dochodzić nawet do 4 m wysokości (Ziemiński 1959, Zgłobicki 1998a). Przekształcanie stosunkowo krótkich (50–200 m)

Ryc. 7.19. Wpływ układu pól i dróg na transformację systemu stokowego w Kol. Gutanów (Płaskowyż Nałęczowski) podczas gwałtownej ulewy 16 września 1995 r. (wg Rodzika i in. 1996, zmienione)

A – użytkowanie ziemi: 1 – zabudowa, 2 – pastwiska, 3 – sady, 4 – pola uprawne, 5 – łąki, 6 – drogi; lokalizacja przekrojów A–A' i B–B' zamieszczonych na ryc. 11

B – epizodyczne formy rzeźby: 1 – dział wodny sublewni, 2 – rozcięcia i kotły erozyjno-eworsyjne, 3 – bruzdy erozyjne, 4 – epizodyczne koryta erozyjne (linia ciągła) i transportowe (linia przerywana), 5 – strefy intensywnego spłukiwania, 6 – odłucia na skarpie terasy rolnej, 7 – pokrywy proluwialne, 8 – stożki deluwialne

i stromych (5–15°) stoków wyżynnych, które dominują zwłaszcza w typie rzeźby lessowej, może być wielokierunkowe (przeważnie zachodzi spłaszczanie lub terasowanie) i zależy od użytkowania ziemi, układu pól i kierunku orki (ryc. 7.20). Głównym czynnikiem modelującym jest erozja uprawowa, a zmyw

powierzchniowy odgrywa rolę wspomagającą (Rodzik, Janicki 2002).

Dominującym kierunkiem rozwoju większości terenów wyżynnych w dłuższej skali czasowej (setek lat) jest planacja. Szczególnie w typie rzeźby drobnopromiennej, jak na obszarach lessowych, do jej wyrównywania przyczynia się głównie erozja uprawowa (Rodzik 2001). Obniżaniu podlega większość powierzchni stoków, a także wypukłe elementy rzeźby: kulminacje i skłony wierzchołków oraz garby wododziałowe (ryc. 7.18). Nadbudowywane są natomiast elementy wklęsłe: zagłębienia bezodpływowe, niecki, podnóża stoków i dna dolin w tempie do kilku milimetrów rocznie (Janicki i in. 2002, Zgłobicki 2002, Zgłobicki, Rodzik 2007). Powoduje to zmniejszanie deniwelacji, które w obrębie zlewni suchych dolin mogą zostać zredukowane w ciągu 100–200 lat o 10% (Rejman i in. 2005), natomiast w obrębie zagłębień bezodpływowych, gdzie może dojść do inwersji rzeźby, nawet o 100% (Rejman i in. 2014, Rodzik i in. 2014b).

W suchych dolinach generalnie przeważa transport poprzeczny nad podłużnym – dna ich ulegają więc aggradacji. Tę tendencję potwierdzają profile glebowe, nadbudowane deluwiami o cechach diamiktonu rolnego (Mącik, Wojtanowicz 1977, Turski i in. 1987, Klimowicz 1993, Rejman i in. 2014, Rodzik i in. 2014b). W szczególnych przypadkach dna suchych dolin mogą być jednak rozcinane (ryc. 7.19). Następuje to przy wyjątkowo sprzyjającym erozji układzie pól oraz przebiegu miedz i dróg gruntowych, gdyż katalizatorem erozji wgłębnej są antropogeniczne formy rzeźby, takie jak: skarpy uprawowe oraz terasy i wały drogowe (Janicki i in. 2002, Rodzik, Janicki 2002, Janicki 2014, 2016). System deluwialny może przejść

Ryc. 7.20. Główne kierunki współczesnego rozwoju stoków wyżynnych (zbozczy dolin erozyjno-denudacyjnych) w zależności od struktury użytkowania i układu pól

A – spłaszczanie (pole uprawne o układzie wzdłużstokowym), B – terasowanie (pola uprawne o układzie poprzecznostokowym), C – zestramianie (las, powyżej i poniżej pola o układzie poprzecznostokowym), D – spłaszczanie z terasą podstokową (pole o układzie wzdłużstokowym, u podnóża łąka lub nieużytek), E – terasowanie (pola o układzie poprzecznostokowym, u podnóża rozcinana krawędź zalesionego wąwozu), F – spłaszczanie i rozcinanie (pole o układzie wzdłużstokowym, u podnóża krawędź zalesionego wąwozu); 1 – pole uprawne, 2 – łąka lub nieużytek, 3 – las, 4 – erozja, 5 – akumulacja

wówczas w system erozyjny – wąwozowy. Współcześnie zdarza się to jednak bardzo rzadko, zwykle podczas zmiany formy gospodarowania, gdyż w warunkach intensywnego użytkowania (np. rolniczego) człowiek, poprzez szybką likwidację form efemerycznych, skraca wielokrotnie okres relaksacji. Poza tym rozcięcie pre-dysponowanych ku temu systemów deluwialnych dawno już nastąpiło.

Erozja wąwozowa mogła rozpocząć się już w czasach prehistorycznych (Rodzik 2010, Dotterweich i in. 2012), jednak większość współczesnych systemów erozyjnych powstała w ostatnim tysiącleciu (Maruszczak 1986, Buraczyński 1989/90, Śnieszko 1995, Superson i in. 2014). Na podstawie średnich wymiarów wąwozów (Maruszczak 1973, Buraczyński 1977) oszacowano średnie roczne tempo historycznej erozji wąwozowej na około $120 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2}$ na obszarach średnio rozciętych (ok. $2 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$) oraz $600 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2}$ na obszarach rozciętych najsilniej (ok. $10 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$). Wielkości te mają jedynie charakter orientacyjny, gdyż skutki erozji wskazują, że natężenie jej było zmienne (Zgłobicki i in. 2003, Schmitt i in. 2006). Trudne do oceny jest także tempo współczesnej erozji wąwozowej, gdyż badania stacjonarne obejmują zbyt krótki okres. W stosunkowo spokojnych latach 2003–2006 ze zlewni aktywnego wąwozu lessowego na Płaskowyżu Nałęczowskim odpływało średnio około $25 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2}$ rumowiska rocznie (Rodzik i in. 2009), głównie podczas roztopów. Znacznie więcej materiału było wtedy depozytowane w dnie wąwozu, natomiast podczas ulew większość materiału była wynoszona poza zlewnię (Kociuba i in. 2015). Skutki ulew były jednak nieznaczne, gdyż w tych latach nie wystąpiły deszcze nawalne, które powodują rozcinanie den wąwozów i odpływ rumowiska ze zlewni wąwozowych rzędu $3000\text{--}7000 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2}$ (Buraczyński, Wojtanowicz 1974, Rodzik 1984, Rodzik, Janicki 2003). Rozcinanie dna tego wąwozu obserwowano w latach 1997 i 1999 (Zgłobicki 2002). Zaznaczyła się wówczas ogólna tendencja do stopniowego wyprzątania materiału, nagromadzonego w dnach wąwozów, m.in. w pierwszej połowie XX w., wskutek rozwoju form bocznych. Jeszcze fotografie z połowy XX w. dokumentują sprzyjające warunki ich rozwoju wobec braku zadrzewień i zakrzewień na krawędziach (zob. Klatkova 1958). Od tego czasu stopniowo zaprzestano wycinki drzew i krzewów na krawędziach wąwozów, zaniechano też wypasu bydła w wąwozach, co umożliwiło w nich rozwój biocenoz, głównie grądowych. Znacznie ograniczyło to przestrzenny rozwój wąwozów (Rodzik 2010).

Obecnie systemy wąwozowe są opanowane przez roślinność leśną i w większości ustabilizowane, jednak rolnicze użytkowanie ich zlewni powoduje uaktywnienie niektórych utrwalonych wcześniej form i rozwój nowych (Rodzik i in. 2009, Kociuba i in. 2014, 2015). Współczesny rozwój wąwozów determinowany jest przez strukturę agrarną w zlewni, a przede wszystkim przez takie jej elementy, jak rozłóg pól, rodzaj upraw oraz kierunek orki. Zależność od kierunku uprawy pól powyżej krawędzi wąwozu wykazują zwłaszcza formy erozyjno-sufozyjne (ryc. 7.13). Poniżej pól o uprawie wzdłużstokowej rozwija się po gwałtownych roztopach nawet do 15 razy więcej kotłów eworsyjno-sufozyjnych niż w przypadku uprawy poprzecznostokowej (Gardziel, Rodzik 2005). Relacja ta zmniejsza się w okresach o dużej częstotliwości letnich ulew, kiedy powstają nowe formy także

Ryc. 7.21. Skutki spływu z pola sadzonek porzeczki (tzw. sztobrów), położonego na „cuplu” między wąwozami (Kol. Celejów, Płaskowyż Nałęczowski) (fot. J. Rodzik)

poniżej pól o uprawie poprzecznostokowej, są one jednak nieliczne i nie osiągają dużych rozmiarów (Rodzik, Zgłobicki 2000). Zwykle ulegają one szybko stabilizacji lub nawet mogą zanikać w okresach o małej częstości zdarzeń ekstremalnych i przerwach dłuższych niż okres ich relaksacji. Jednak nawet w okresach stosunkowo stabilnych pod względem geomorfologicznym mogą rozwijać się kotły eworsyjno-sufozyjne na krawędziach wąwozów poniżej nowo założonych sadów i plantacji krzewów jagodowych (Rodzik i in. 2009). Te wieloletnie uprawy, w zasadzie stabilizujące powierzchnię, w pierwszych latach funkcjonowania warunkują częsty i intensywny spływ powierzchniowy (ryc. 7.21).

Niezależnie od struktury upraw, wzdłużstokowy (prostopadły do wąwozów) układ pól uprawnych sprzyja ukierunkowaniu i koncentracji na krawędziach wąwozów spływu powierzchniowego, co skutkuje ich rozcinaniem (ryc. 7.22). Między bocznymi rozcięciami pozostają tzw. cuple, predysponowane do koncentracji spływu wzdłuż krawędzi wąwozów, ich dalszego rozcinania i formowania charakterystycznego zespołu rozdołów (*badlands*). Jest to często uwarunkowane rozdrobnieniem pól przez podziały spadkowe. Jednostronne rozcięcie krawędzi wąwozu przez rozdoły tworzy układ grzebieniasty, natomiast obustronne – pierzasty. Cały system wąwozowy naśladuje zwykle dendrytyczny układ doliny

Ryc. 7.22. Wpływ układu pól i podziału spadkowego na rozcinianie krawędzi wąwozu (oprac. Rodzik 2008)

I – faza wyjściowa, II – faza „cupli”, III – faza rozdołów (badlands); 1 – las, 2 – granice pól (miedze i granica polno-leśna), 3 – kierunki uprawy (orki), 4 – kierunki spływu rozproszonego, 5 – kierunki spływu skoncentrowanego uwarunkowane uprawą, 6 – kierunek spadku dna wąwozu, 7 – krawędzie wąwozu, 8 – boczne rozcięcia, 9 – kotły eworsyjno-sufyżne, 10 – stożki proluwialne

erozyjno-denudacyjnej, w którą jest włożony. Niekiedy jednak, wskutek rozwoju zdziczałych wąwozów drogowych, powstałych w procesie rozciniania i przenoszenia dróg gruntowych, poprowadzonych z dna suchej doliny na wierzchovinę, wąwozy tworzą układ widlasty. Z kolei poprowadzenie dróg garbami zbocowymi zaowocowało układami wachlarzowatymi (Rodzik 2006). Takie układy wąwozów o genezie drogowej występują w pobliżu dawnych ośrodków handlowych, np. Kazimierza Dolnego, gdzie stanowią nawet 1/3 ogólnej długości rozwiniętej sieci wąwozowej (Gardziel, Rodzik 2001), mogą także tworzyć systemy o zagęszczeniu kilku kilometrów na kilometr kwadratowy (Superson i in. 2014).

7.4.2. Współczesna ewolucja den dolin rzecznych

W pasie Wyżyn Polskich dominują doliny stare (plejstocieńskie), których zasadniczy rozwój zakończył się u schyłku wistulianu. Ich profil podłużny jest przeważnie wyrównany, a spadki wynoszą 1–3‰. Natomiast w profilu poprzecznym zaznacza się wyraźnie wykształcony system teras erozyjnych i akumulacyjnych, które dokumentują zmiany systemu fluwialnego w plejstocenie i holocenie. W najmłodszą terasę plejstocieńską włożone są holocenne równie zalewowe, zbudowane

przeważnie z osadów piaszczystych i mułkowych, rzadziej z osadów biogenicznych (torfów). Współcześnie dna dolin są przeważnie kształtowane przez rzeki meandrujące, które wielokrotnie w holocenie przerabiały własne aluwia w wyniku lateralnej migracji koryt (Ciupa 1991, Kociuba, Brzezińska-Wójcik 1999, Krupa 2013, Kalicki i in. 2018).

W strefach krawędziowych pasa wyżyn oraz w Górach Świętokrzyskich występują miejscami doliny młode, uformowane w holocenie – z reguły są to odmłodzone odcinki dolin starszych. Ich erozyjny charakter wiązany bywa z pionowymi ruchami skorupy ziemskiej, np.: strefy krawędziowej Roztocza (Jahn 1956, Buraczyński 1984, 1997, Brzezińska-Wójcik 1996, Brzezińska-Wójcik, Superson 2004), regionu świętokrzyskiego (Sołtysik 2000, 2002) oraz Wyżyny Wieluńskiej (Krauzlis 1975, Fajer 2004). W wyniku erozji wgłębnej rzeki odpreparowują i rozcinają wychodnie płytko zalegających skał młodokenozoicznych i późnomenozoicznych, sporadycznie też starszych (Jahn 1956). Profile podłużne tych rzek są przeważnie nieregularne z wieloma załomami, nawiązującymi do zróżnicowanej odporności skał podłoża (Sołtysik 2000, Buraczyński 2002). W strefach krawędzi pasa wyżyn i kotlin podkarpackich lokalnie występują przemienne odcinki meandrujące o niewielkich spadkach i odcinki proste, których spadki mogą osiągać wartości charakterystyczne dla rzek górskich. W Górach Świętokrzyskich udokumentowano liczne przypadki tendencji rzek do prostowania koryta, szczególnie w odcinkach przełomowych takich rzek, jak: Lubrzanka, Warkocz i Bobrza (Kowalski 1998, Sołtysik 2002). Podobne zjawisko stwierdzono na Roztoczu (Kociuba 2002) oraz na Płaskowyżu Wieluńskim, w dolinach Warty i Liswarty (Fajer 2004). Powyżej większości przełomów w Górach Świętokrzyskich oraz w Niece Nidziańskiej wytworzyły się równiny akumulacyjne, współcześnie nadbudowywane osadami biogeniczno-mineralnymi (Sołtysik 2000, 2002). Zmniejszenie spadków w strefach przedprzełomowych, uwarunkowane zróżnicowaną litologią i odpornością skał podłoża, może prowadzić do lokalnego występowania rozwinięcia wielokorytowego (anastomozy) na kilkukilometrowych odcinkach den dolin (Sołtysik 2000, 2002, Fajer 2004).

Znaczący wpływ na funkcjonowanie systemów dolinnych i przebieg procesów fluwialnych miała regulacja koryt rzecznych, dokonana w XIX i XX w. (Łoś 1980, Kociuba 2006). Najwcześniejsze prace polegały na skracaniu zakoli – lokalnie formowano całkowicie sztuczne odcinki koryt. Prace regulacyjne ponowiono w latach 60. XX w. – pogłębiano dna koryt, a ich brzegi wzmacniano faszyną (Pałys 1971). W końcu XX w. zaniechano lub ograniczono zakres prac regulacyjnych, melioracyjnych i konserwacyjnych. Współcześnie w uregulowanych korytach zaznaczają się dwie przeciwstawne tendencje: 1) utrwalanie antropogenicznych koryt przez ponawianie prac hydrotechnicznych – głównie na terenach zurbanizowanych i uprzemysłowionych; 2) renaturyzacja koryt uregulowanych, które przekształcają się w koryta kręte i meandrujące – głównie na terenach o ekstensywnej gospodarce rolnej. W pasie Wyżyn Polskich możemy więc wyróżnić koryta rzeczne (lub ich odcinki) naturalne lub seminaturalne oraz koryta sztuczne. Koryta sztuczne różnicuje stopień antropogenicznego przekształcenia,

Ryc. 7.23. Transformacja uregulowanego koryta prostego w poregulacyjne koryto kręte przy wysokich stanach wody na przykładzie Wieprza w Guciowie na Rostoczu (wg Kociuby 2002, zmienione)

1 – koryto, 2 – nurt, 3 – kierunki przepływu wód pozakorytowych, 4 – zasięg wód powodziowych, 5 – aktywne podcięcia brzegu, 6 – kanały przepływów pozakorytowych, 7 – płosa, 8 – drzewa, 9 – krzewy, 10 – zwalone drzewa

od prostowania biegu przez odcinanie zakoli lub budowę sztucznych, prostych odcinków (w miastach często w formie zasklepionych kanałów), do formowania koryt krętych o założonych parametrach geometrycznych (głównie w drugiej połowie XX w.). Koryta regulowane w XVIII i XIX w., wzmacniane faszyną, w których nie ponawiano prac hydrotechnicznych, podlegają renaturyzacji (Kociuba 2006) i stopniowo powracają do naturalnych parametrów geometrycznych jako koryta seminaturalne (ryc. 7.23). Koryta skanalizowane (na terenach zurbanizowanych), których parametry geometryczne utrwalone zostały np. przez wybetonowanie dna i brzegów, pozostają stabilne (Ciupa 2001).

Tendencję rozwoju den dolin na obszarach użytkowanych rolniczo można przedstawić na przykładzie doliny Belnianki, w której nastąpiła agradacja młodszej serii osadów facji powodziowej w postaci mad pylasto-ilastych i piaszczystych. Zawężenie strefy migracji koryta, które nastąpiło m.in. wskutek nadbudowywania wałów przykorytowych, prowadzi w efekcie do względnego wzrostu jego głębokości i sprzyja powstawaniu w obrębie równi zalewowych basenów akumulacji mineralnej i biogenicznej, często przekształcanych przez meliorację. W strefie oddziaływania obiektów hydrotechnicznych (jazy, groble) w dolinie Belnianki obserwuje się natomiast anastomozowanie koryta (Ludwikowska-Kędzia 2001).

W szerokich dolinach aluwialnych, kształtowanych przez nieskrępowaną migrację boczną koryt, również dominuje agradacja dna. Dekantacja rumowiska odbywa się w tempie odwrotnie proporcjonalnym do odległości od koryta. Powoduje

to zmianę profilu poprzecznego dna doliny poprzez nadbudowę wałów brzegowych, a przez to powstawanie basenów popowodziowych przy krawędziach teras nadzalewowych (Kociuba 2002). W odcinkach przewężeń i załamania spadku doliny rozwój boczny koryt jest ograniczany, a meandrowanie rzek często wymuszane (Kowalski 1988, Kociuba 2002). Dla tych odcinków charakterystyczny jest dobrze wykształcony, wykorzystywany w trakcie wezbrań, system kanałów przepływów pozakorytowych. Podczas wezbrań przekraczających stan pełnokorytowy wody zalewają całą równię. Dekantacja rumowiska następuje zazwyczaj jednocześnie na powierzchni całej równi zalewowej, powodując szybką fosylizację śladów starszych przepływów. Aluwia w trakcie opadania wód zalewowych są fragmentarycznie rozmywane – znaczna ich część jest zatrzymywana przez roślinność (Ciupa 1991, Kociuba 2002). Większa energia przepływów powodziowych powoduje w przewężonych odcinkach wzrost tempa migracji bocznej koryta. Rzeka w szybkim tempie przerabia własne aluwia, co nie sprzyja zachowaniu nielicznych i słabo wykształconych makro- i mezoform równi zalewowej (Kowalski 1988, Kociuba 2002, 2006).

W małych rzekach zachodniej i centralnej części Wyżyn Polskich, w zasięgu oddziaływania lejów depresyjnych dużych ujęć wód podziemnych i kopalń, występują zjawiska zaniku lub jedynie okresowego przepływu. Skutkuje to zamieraniem procesów fluwialnych w korytach rzek przesuszonych zlewni. Przykładem mogą być doliny rzeczne w zlewni Białej Przemszy na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej oraz w zlewni Bobrzy i Iłżanki na Wyżynie Kieleckiej (Motyka 1988, Biernat i in. 2005). Z kolei w zlewniach, w których następuje zrzut wód z kopalń podziemnych (Matysik 2018) i odkrywkowych, obserwuje się wzmożenie procesów fluwialnych. Zwiększonym przepływom w rzekach towarzyszą wielokrotnie wyższe koncentracje materiału rozpuszczonego i zawiesiny. Dotyczy to wielu zlewni na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej i w Górach Świętokrzyskich (Czaja 1997, Tyc 1997a, Ciupa 2009, 2012). Również na obszarach zurbanizowanych następuje znaczne przyspieszenie obiegu wody, co powoduje wzrost częstości występowania podwyższonych stanów wód płynących i wzmożenie procesów korytowych. System fluwialny reaguje tu bardzo szybko na opady ulewne. Wynika to zarówno ze znacznego udziału powierzchni nieprzepuszczalnych, jak i gęstej sieci drenażowej (drogi, kanały burzowe) wykraczającej poza naturalne działy wodne. Znajduje to odbicie we wzroście transportu fluwialnego oraz tempa depozycji korytowej i pozakorytowej (Jankowski 1986, Czaja 1997, Ciupa 2009).

Duże znaczenie dla przebiegu procesów fluwialnych miało przegradzanie koryt rzecznych oraz den dolin budowlami piętrzącymi (odpowiednio: jazami i groblami) i tworzenie zbiorników o różnorodnych funkcjach, m.in. energetycznych (Burlikowska 1988, Ciupa 1991, Kociuba 2002, 2003a, b). Działaniom tym towarzyszyły miejscowe zmiany biegu koryt, a także tworzenie sztucznych kanałów zasilających wodą zakłady lokalizowane na obrzeżach dolin. Przebieg tych odnóg, nierzadko wykorzystujący starorzecza, może być współcześnie błędnie interpretowany jako świadectwo wielokorytowego rozwinięcia rzek (Kociuba 2006). Sztuczne zbiorniki wodne odgrywają istotną rolę w kształtowaniu równi

zalewowej. Stopień ich oddziaływania uzależniony jest od wielkości, położenia względem koryta i pełnionej funkcji. Retencyjne jeziora zaporowe to zazwyczaj zbiorniki przepływowe, w których podczas dużych wezbrań i powodzi spłaszcza na jest fala powodziowa. Przechwytyują one znaczną część materiału zawieszonego i praktycznie cały materiał wleczony (Kociuba 2002, 2003a, b). Depozycja materiału powoduje powstawanie delt u ujścia rzek do zbiorników, zaś poniżej piętrzenia – zwiększenie potencjału erozyjnego wód pozbawionych rumowiska (Ciupa 2001). Oddziaływanie stawów hodowlanych widoczne jest głównie podczas jesiennych zrzutów wody, zasilających koryto znaczną ilością zawiesiny. W okresie napełniania ich wpływ na zmiany reżimu hydrologicznego jest niewielki (Kociuba, Stępniewska 2002).

7.4.3. Formy antropogeniczne i ich rozwój

Eksploracja licznych surowców mineralnych, występujących w pasie wyżyn, prowadzi do rozwoju różnorodnych, antropogenicznych *sensu stricto* form terenu, które można podzielić na: formy technogeniczne oraz ciągłe i nieciągłe deformacje powierzchni. Te pierwsze, np. wyrobiska poeksploatacyjne, warpia, zwałowiska, formy zrównań antropogenicznych związanych z przemysłem, osadnictwem oraz wielkopowierzchniowymi obiektami handlowymi i centrami logistycznymi, nasypy i wykopy związane z komunikacją, formy hydrotechniczne, powstają w wyniku bezpośredniej, zamierzonej i ukierunkowanej, w zasadzie nieodwracalnej, działalności człowieka. Formy technogeniczne mogą być efektem zarówno niszczącej, jak i budującej działalności człowieka. Ciągłe i nieciągłe deformacje powierzchni to głównie niecki osiadania i formy zapadliskowe, które są następstwem naturalnych procesów morfogenetycznych będących ubocznym efektem działalności człowieka (Żmuda 1973, Wrona 1975, Tyc 1997a, Gilewska 1991b, Szponar 2003, Dulias 2013, Jania i in. 2014).

W wyniku odkrywkowej eksploatacji surowców mineralnych powstają na wyżynach wyrobiska, takie jak kamieniołomy, piaskownie, żwirownie, glinianki. Największe z nich znajdują się na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, w Górach Świętokrzyskich, w Niecce Nidziańskiej, w północnej części Wyżyny Lubelskiej i na Rostoczu. W zachodniej części pasa wyżyn położone są największe wyrobiska w skałach luźnych, związane przede wszystkim z eksploatacją piasków na podszatkę do kopalń głębinowych. Ich łączna powierzchnia wynosi ponad 76 km²; jedna tylko kopalnia piasku „Szczakowa” zajmuje ponad 30 km² (Dulias 2013). Strome ściany wyrobisk podlegają intensywnym procesom wietrzenia oraz ruchom masowym, takim jak: odpadanie, obrywanie, osuwanie itd. U podnóża ścian kamieniołomów tworzą się stożki usypiskowe. W licznych odkrywkach skał węglanowych, gdzie występują zjawiska kopalnego krasu, dochodzi do powstawania stożków usypiskowych złożonych z materiału wypełniającego formy krasowe. Wszystkie te procesy prowadzą do zmniejszania deniwelacji powstałych w wyniku eksploatacji surowców (Rutkowski 2003). W piaskowniach oraz przesuszonych fragmentach glinianek powstają natomiast formy eoliczne. Przykładem jest

Ryc. 7.24. Zwałowisko odpadów górniczych w Łaziskach Górnych – Zrąb Mikołowski, Wyżyna Śląsko-Krakowska (fot. R. Dulias)

wyrobisko w Bukownie, w którym wytworzyło się rozległe pole deflacyjne oraz wysoka na kilkanaście metrów wydma na jego obrzeżu (Szczypek, Wach 1993).

Kopalniom surowców skalnych, węgla kamiennego oraz rud cynku i ołowiu towarzyszą zwałowiska odpadów pogórnich z wysokościami dochodzącymi do kilkudziesięciu metrów (ryc. 7.24). Powstają one również w wyniku nagromadzenia odpadów przemysłowych i komunalnych. O znaczeniu tego procesu w rzeźbie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej świadczy tempo przyrostu powierzchni zajmowanych przez zwałowiska oraz ich objętości na obszarze konurbacji górnośląskiej. W 2000 r. na terenie Zabrza znajdowało się 46 zwałowisk o powierzchni 5,6 km² i objętości 90,5 mln m³, które w latach 1973–2000 zwiększyły swoją powierzchnię o 1,7 km² i objętość o 42,4 mln m³ (Wrona, Klecha 2001). Na całej Wyżynie Śląsko-Krakowskiej Południowej do połowy lat 90. XX w. powstały zwałowiska o łącznej powierzchni niemal 25 km² (Dulias 2013). Mają one zgeometryzowane kształty i często płaskie powierzchnie szczytowe. Zazwyczaj ich strome stoki modelowane są przez ruchy masowe (płytkie osuwiska, obrywy, zerwy, spływy błotne) i erozję bruzdową (zob. Klimaszewski 1959).

Współczesne procesy geomorfologiczne obejmują również formy technogeniczne częściowo zrehabilitowane, czego przykładem jest powstanie rozległego (o długości ok. 90 m i deniwelacji 15 m) osuwiska w nieczynnej kopalni gipsu w Gackach w Niecce Soleckiej (Jaśkowski, Sołtysik 1998). Nieczynne wyrobiska są jednak zwykle zasypywane odpadami, a zwały niwelowane i rekultywowane. Coraz częściej ich powierzchnie są zagospodarowywane i wykorzystywane, m.in.

Ryc. 7.25. Zmiana profilu morfologicznego niecki osiadania w Bytomiu Miechowicach w okresie 1883–2009 (wg Dulias 2013, zmienione)

do celów rekreacyjnych i sportowych – powstają w nich takie obiekty, jak kąpieliska, amfiteatry czy centra sportów zimowych.

Na obszarach górnictwa podziemnego oraz intensywnej eksploatacji wód podziemnych powstają powierzchniowe deformacje terenu, np. niecki osiadania (deformacje ciągłe) oraz zapadliska i szczeliny (deformacje nieciągłe). Najbardziej intensywne tego typu przeobrażenia rzeźby miały miejsce w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, gdzie w okresie ostatnich 240 lat wydobyto łącznie ponad 10 mld m³ węgla kamiennego i skały płonnej (Dulias 2013). Spowodowało to powstanie systemu pustek podziemnych, nad którymi rozwijają się rozległe niecki osiadania oraz liczne zapadliska (ryc. 7.25, ryc. 7.26). Osiągają one na niektórych terenach znaczne rozmiary, mają od kilkuset metrów do 2 km średnicy i od kilku do 45 m głębokości, np. w okolicach Bytomia i Piekara Śląskich (Dulias 2013). W wyniku osiadania zmienił się układ naturalnych działów wodnych i powstały obszary bezodpływowe, stanowiące na tym terenie nawet 70% powierzchni całkowitej (Dulias 2005). Omawiane deformacje powierzchni modyfikują również profile podłużne rzek, a to z kolei wpływa na przebieg procesów fluwialnych (Wach 1987). Część niecek i zapadlisk jest wypełniona wodą, tworząc pojezierze antropogeniczne (Janowski 1986). W przypadku, gdy takie jeziora mają charakter przepływowy, ulegają one w krótkim czasie wypełnieniu. Niecki osiadania, przekraczające 9 m głębokości, powstały również w rejonie Kopalni Siarki „Grzybów”, gdzie prowadzono eksploatację metodą podziemnego wytapiania (Biernat i in. 2004).

Znaczne deformacje powierzchni terenu występują również w okolicach Olkusza na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, na obszarze eksploatacji podziemnej rud cynku i ołowiu. Bezpośrednio nad wyrobiskami górniczymi powstawały, głównie w latach 70. i 80. XX w., zapadliska, których rozmiary wynosiły od kilku do kilkudziesięciu metrów średnicy i do 20 m głębokości. Największa forma w tym rejonie osiągnęła 130 m długości, 90 m szerokości i 45 m głębokości (Tyc 1989, 1990). W strefie oddziaływania drenażu górniczego olkuskich kopalń rud cynku i ołowiu rozwijają się na dużą skalę indukowane leje zapadliskowe. Są one mniejsze i rozmieszczone w strefie odległej od wyrobisk górniczych nawet o kilka kilometrów. Główną rolę w ich powstawaniu odgrywa obniżenie się zwierciadła wód podziemnych oraz wytworzenie się możliwości swobodnej infiltracji wód opadowych

Ryc. 7.26. Wypełniona wodą niecka osiadania w Bytomiu Miechowicach na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej (fot. R. Dulias)

i roztopowych do podłoża krasowego. W efekcie następuje rozwój pustek w osadach piaszczystych, przykrywających skały węglanowe tego terenu i następnie ich zawal pod wpływem opadów lub przejawów działalności człowieka, takich jak drgania komunikacyjne, prace hydrotechniczne itp. (Tyc 1989, 1990). Podobne zjawisko obserwuje się w strefach oddziaływania lejów depresji hydraulicznej głębokich ujęć wód podziemnych lub eksploatacji surowców skalnych na innych obszarach krasowych pasa wyżyn. Przykładem są wertebry powstające w strefie ujęcia wód „Wierzchowiska” k. Świdnika na Wyżynie Lubelskiej (Dobrowolski 1993) lub w strefie odwodnienia odkrywkowych kopalń gipsu „Leszcze” i „Borków-Chwałowice” w Niece Nidziańskiej (Barcicki 2005). Lokalne procesy zapadania gruntu mają miejsce również na obszarach lessowych Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Sandomierskiej. Występują one głównie w rejonie zabytkowej części starego miasta w Lublinie oraz w Sandomierzu i Opatowie, nad systemami wielopoziomowych piwnic w dawnych centrach handlowych miast (Biernat i in. 2005). Mogą im towarzyszyć procesy sufozji, powodujące wypłukiwanie gruntu i podmywanie fundamentów, np. na sandomierskiej starówce w 2007 r. (Ciupa, Suligowski 2020).

Na silnie urzeźbionych obszarach wyżynnych gęstej sieci osadniczej i komunikacyjnej towarzyszą liczne, różnorodne i najczęściej trwałe przeobrażenia powierzchni jako skutek przystosowania terenu pod zabudowę. Polega to najczęściej na zniwelowaniu nierówności oraz sterasowaniu i zmianie nachyleń stoków. Zagospodarowaniu terenów miejskich towarzyszy proces agradacji antropogenicznej

(zasypywanie nierówności gruzem, odpadami itp.), który prowadzi do podniesienia powierzchni nawet o kilka metrów, a w efekcie do rozwoju zrównań antropogenicznych. Obecnie aggradacja antropogeniczna bardzo intensywnie wkracza w naturalne zagłębienia terenu i doliny rzeczne, co wpływa na zmianę warunków hydraulicznych przepływu podczas wezbrań, a w konsekwencji do zagrożenia powodziowego (Biernat i in. 2004). Naturalna rzeźba terenu w centrach miast jest całkowicie przeobrażona technogenicznie, a na ich obrzeżach stopień zmian sięga kilkudziesięciu procent ogólnej powierzchni (zob. m.in. Wrona, Klecha 2001, Szponar 2003). W ostatnich latach rośnie znaczenie rozwoju powierzchni zrównań antropogenicznych w sąsiedztwie obszarów miejskich w wyniku prac ziemnych w celu uzyskania rozległych i płaskich powierzchni dla lokalizacji nowych obiektów handlowych, magazynowych i przemysłowych.

Rozbudowywanej sieci komunikacyjnej towarzyszą rowy, nasypy i przekopy. Są to formy zgeometryzowane, kształtowane zgodnie z założeniami projektowymi, mającymi na celu zmniejszenie spadków w profilach podłużnych dróg i linii kolejowych. Są one intensywnie modelowane w miejscach skoncentrowanego spływu wody z dróg (np. w pobliżu mostów i wiaduktów), zwłaszcza w pierwszej fazie funkcjonowania. Klastyczny materiał, który pochodzi m.in. z niszczenia poboczy, erozji pobliskich pól oraz ze splukiwania zanieczyszczeń komunikacyjnych z dróg, odpływa rowami lub ulega lokalnej sedymentacji (Ciupa 2009, Wałek 2012, 2019). Akumulację wymuszają nasypy przegradzające dna dolin i powodujące podpiętrzenia podczas wezbrań. W miejscach przelewu wody przez nasyp tworzy się po stronie dystalnej wyrwa, a przy dłużej trwającym spływie – całkowite rozcięcie kanałem ulgi (Michalczyk i in. 2008).

Obserwowany w ostatnich kilkudziesięciu latach gwałtowny wzrost antropogenizacji rzeźby pasa wyżyn przejawia się przede wszystkim przyrostem powierzchni zrównań antropogenicznych, wyrobisk i zwałowisk oraz niecek osiadania w zachodniej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Ilustruje to dobrze porównanie Cyfrowej Mapy Geomorfologicznej Polski – arkusz Katowice (Jania i in. 2014) z opracowaną w połowie lat 50. XX w. Mapą Geomorfologiczną GOP (Klimaszewski 1959, wersja cyfrowa – Szypuła 2017).

7.5. Przewidywane tendencje rozwoju rzeźby Wyżyn Polskich

Większość scenariuszy globalnych zmian klimatu zakłada wzrost do 2100 r. średniej rocznej temperatury powietrza o 1–3,5°C w obrębie północnej hemisfery. Tym zmianom ma towarzyszyć wzrost częstości i intensywności opadów ulewnych, susz i powodzi. Na obszarach położonych powyżej 50°N przewiduje się również wzrost wilgotności i ilości opadów w okresie zimowym. Prognozy te oparte są przede wszystkim na obserwowanym wzroście temperatury zim zarówno nad oceanami, jak i lądami (Kozuchowski, Przybylak 1995, Czaja 1998, Kundzewicz 2003a, b). Przewiduje się przesunięcie roztopów i nasilenia transportu fluwialnego na luty, a nawet styczeń, co wykazują symulacje przeprowadzone

dla zlewni górnego Wieprza na Roztoczu (Świeca 2004). W rozważanym modelu autorzy zwracają przede wszystkim uwagę na wzrost efektywności procesów o charakterze sekularnym. Na terenach skał krasowiejących pasa wyżyn przewidywany jest wzrost natężenia procesów denudacji chemicznej (wzrost roli efektu roztopowego w procesach geochemicznych) i rozwoju form sufozyjno-krasowych (głównie indukowanych). Towarzyszące im osiadanie lub zapadanie się gruntu może wpłynąć na ograniczenie działalności gospodarczej, co winno być uwzględnione w planach zagospodarowania przestrzennego (Tyc 1997a, 2007).

Przesunięcie roztopów na okres zimy zmniejszy ich intensywność i efektywność, a tym samym rolę procesów periodycznych. Powinno to spowodować ograniczenie sufozji w lessowych systemach erozyjnych, a więc przestrzennego rozwoju wąwozów. Na ograniczenie erozji wąwozowej wpłyną także strukturalne zmiany w rolnictwie, skutkujące wzrostem powierzchni działek rolnych (likwidacja miedz) oraz odsunięciem granicy polno-leśnej od krawędzi wąwozów (Baran-Zgłobicka, Zgłobicki 2006, Rodzik 2010). Z kolei wzrost częstości i natężenia epizodycznych procesów geomorfologicznych (zob. Starkel 2003) niewątpliwie wzmocni tendencję do rozcinania i wyprzątania den wąwozów, podobnie jak w latach 1995–2002 oraz 2010–2013. Może to zwiększyć, szczególnie na obszarach lessowych, zagrożenie zamulaniem den dolin rzecznych i zlokalizowanej tam infrastruktury (por. Gardziel i in. 1998).

Wzrost częstości procesów epizodycznych powinien przyspieszyć cofanie stoków i planację rzeźby w systemach deluwialnych. Do większej intensywności erozji wodnej gleb może przyczynić się także wzrost powierzchni poszczególnych pól uprawnych. Jednocześnie w wyniku postępującego odłogowania i zalesiania obszarów najbardziej zagrożonych i najmniej żyznych powinien zmniejszyć się areal gruntów objętych erozją gleb (Zgłobicki, Baran-Zgłobicka 2007). Na spadek tempa erozji uprawowej może też wpłynąć rozwój technik rolniczych w kierunku zabiegów przeciwerozyjnych oraz zintegrowanej uprawy bezorkowej. Z kolei powiększenie działek i zmiany klimatyczne, powodujące okresowe przesuszenie gleby, mogą przyczynić się do wzrostu zagrożenia erozją eoliczną.

Z użytkowania rolniczego wyłączane będą także coraz rozleglejsze obszary równi zalewowych. Zaprzymanie koszenia łąk i rozprzestrzenienie się zarosli łągowych spowoduje utworzenie naturalnej bariery ograniczającej dostawę materiału ze stoków do dna dolin. Można przewidywać natomiast wzrost liczby sztucznych zbiorników wodnych i ich oddziaływania na procesy fluwialne. Morfologiczny rozwój ich mis może być zbliżony do modelu zaproponowanego przez M. Banacha (1996). Rzeźba strefy brzegowej przyszłych zbiorników będzie modelowana szczególnie w kilku pierwszych latach aż do wykształcenia się platform abrazyjnych. Poniżej zapór wystąpi intensywna erozja den koryt rzecznych.

W planach przestrzennego zagospodarowania przeznaczono nowe obszary pod inwestycje, głównie drogowe i mieszkaniowe, co będzie skutkować wzrostem powierzchni przekształceń antropogenicznych oraz ich intensywności. Istnieje zagrożenie, że w przypadku braku odpowiednich terenów zabudowa wkraczać będzie na obszary trudniej dostępne, o coraz większych spadkach. W efekcie w pasie

wyżyn zwiększył się udział rzeźby antropogenicznej, a zwłaszcza technogenicznej, o małej odporności i stabilności oraz dużej dynamice przemian. Na terenach gęsto zabudowanych wzrosła jeszcze rola opadów nawałnych w kształtowaniu lokalnych wezbrań. W zlewniach zurbanizowanych na skutek ciągłego przyrostu powierzchni nieprzepuszczalnych, przy jednoczesnym wzroście częstości i natężenia opadów nawałnych, przewiduje się wzrost zagrożeń powodziowych oraz intensyfikację procesów fluwialnych i lokalnie stokowych (Ciupa 2009, 2014).

Literatura

- Andruszkiewicz A., 1973, *Geneza i rozwój form wąwozowych w dorzeczu środkowej Opatówki*, Prace i Studia Inst. Geogr. UW., 14, Geogr. Fiz., 5, 101–121.
- Atlas Rzeczypospolitej Polskiej, 1997, Główny Geodeta Kraju.
- Atlas hydrologiczny Polski, 1986 i 1987, Praca zbiorowa pod kierunkiem J. Stachy, IMGW, Warszawa.
- Atlas Rzeczypospolitej Polskiej, 1994, Główny Geodeta Kraju, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Banach M., 1996, *Rozwój procesów geomorfologicznych w projektowanej kaskadzie dolnej Wisły (KDW)*, [w:] E. Rydz (red.), *Polska w Europie Bałtyckiej*, Mater. 45 Zjazdu PTGeogr., PTG Oddział Słupski, IG WSP w Słupsku, Słupsk, s. 39–41.
- Bałaga K., 1998, *Rozwój torfowisk postglacialnych w okolicy Krasnobrodu na Roztoczu ze szczególnym uwzględnieniem wskaźników działalności człowieka*, Przegl. Geol., 46(9), 881–886.
- Baran-Zglobicka B., Zglobicki W., 2006, *Ocena współczesnego zagrożenia erozją wąwozową na obszarach lessowych Polski Południowo-Wschodniej*, Czasop. Geogr., 77(4), 313–326.
- Baran-Zglobicka B., Zglobicki W., 2012, *Mosaic landscapes of SE Poland: should we preserve them?* Agrofor. Syst., 85, 351–365.
- Barcicki M., 2005, *Współczesne procesy morfogenetyczne na obszarach krasu gipsowego Niecki Nidziańskiej*, [w:] M. Strzyż, A. Świercz (red.), *Środowisko przyrodnicze jako przedmiot badań interdyscyplinarnych, teoria i praktyka*, Inst. Geogr. AŚ, Kielce, s. 21–23.
- Biernat T., Ciupa T., 1992, *Denudacja mechaniczna i chemiczna w zlewniach wyżynnych Środkowej Polski*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 133–148.
- Biernat T., Ciupa T., Suligowski R., 2004, *Komentarz do Mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000 arkusz M-34-55-A Staszów*, GUGiK, Warszawa.
- Biernat T., Ciupa T., Suligowski R., 2005, *Komentarz do Mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000 arkusz M-34-31-A Wierzbica*, GUGiK, Warszawa.
- Bogacki M., Zgorzelski M., 1990, *Typologizacja i regionalizacja współczesnych procesów geomorfologicznych*, [w:] M. Bogacki (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski Południowo-Wschodniej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 153, 125–136.
- Brański J., 1975, *Ocena denudacji dorzecza Wisły na podstawie wyników pomiarów rumowiska unoszonego*, Prace IMiGW, 6, 5–58.
- Bryndal T., Cabaj W., Ciupa T., 2007, *Gwałtowne wezbrania na małych ciekach, a parametry zlewni na przykładzie Pałecznicy (Wyżyna Miechowska)*, [w:] R. Sołtysik, R. Suligowski (red.), *Rola geografii fizycznej w badaniach regionalnych*, PTGeogr. Oddz. w Kielcach, Wyd. Inst. Geogr. AŚ, Kielce, s. 35–43.
- Bryński K., 1965, *Powódź w województwie lubelskim wiosną 1964 r.*, Ann. UMCS, B, 20, 243–280.
- Brzezińska-Wójcik T., 1996, *Wpływ budowy geologicznej na rozwój rzeźby Roztocza Tomaszowskiego i Rawskiego*, praca doktorska, Archiw. Bibl. Gł. UMCS, Lublin.

- Brzezińska-Wójcik T., 2013, *Morfotektonika annopolsko-lwowskiego segmentu pasa wyżynnego w świetle analizy cyfrowego modelu wysokościowego oraz wskaźników morfometrycznych*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Brzezińska-Wójcik T., Superson J., 2004, *Neotectonic conditions of sedimentation and erosion in small fluvial basins of the Roztocze Tomaszowskie (south-eastern Poland)*, Zeitschrift für Geomorphologie, 48, 2, 167–184.
- Buraczyński J., 1977, *Natężenie erozji wąwozowej i erozji gleb na Roztoczu Gorajskim*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 193, 91–99.
- Buraczyński J., 1984, *Wpływ tektoniki na rozwój dolin strefy krawędzowej Roztocza*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 54, 1/2, 209–225.
- Buraczyński J., 1989/90, *Rozwój wąwozów na Roztoczu Gorajskim w ostatnim tysiącleciu*, Ann. UMCS, B, 44/45, 95–104.
- Buraczyński J., 1997, *Roztocze. Budowa – rzeźba – krajobraz*, Zakł. Geogr. Reg. UMCS, Lublin.
- Buraczyński J. (red.), 2002, *Roztocze. Środowisko przyrodnicze*, Wydawnictwo Lubelskie, Lublin.
- Buraczyński J., Michalczyk Z., 1973, *Denudacja chemiczna w dorzeczu Białej Łady*, Ann. UMCS, B, 28, 127–138.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1974, *Rozwój wąwozów lessowych w okolicy Dzierzkowic na Wyżynie Lubelskiej pod wpływem gwałtownej ulewy w czerwcu 1969 roku*, Ann. UMCS, B, 26 (1971), 135–168.
- Burlikowska I., 1988, *Młyny wodne na Wyżynie Lubelskiej i ich znaczenie*, [w:] Z. Michalczyk, K. Wojciechowski (red.), *Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 139–144.
- Butrym J., Harasimiuk M., Henkiel A., Pękała K., 1970, *Przyczyny i mechanizm powstania osuwiska w Kamieniu Nowym koło Sandomierza*, Ann. UMCS, B, 23, 29–44.
- Cabaj W., Ciupa T., 2001, *Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania przyczyn i skutków powodzi na rolniczych terenach w Niece Nidziańskiej*, Probl. Ekol. Krajobrazu, 10, 338–343.
- Cabaj W., Nowak W.A., 1986, *Rzeźba Niecki Nidziańskiej*, Studia Ośr. Dok. Fizjogr., 14, 119–210.
- Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*, Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol., 2, 3, 5–88.
- Chwalik A., 2006, *Ewolucja wybranych form rzeźby Niecki Sockiej (Niecka Nidy)*, praca doktorska, Archiw. Katedry Geomorf., UŚ, Sosnowiec.
- Ciepielowski A., 1970, *Maksymalne wielkości spływów jednostkowych z deszczów nawalnych*, Przegl. Geofiz., 15, 2, 179–193.
- Ciupa T., 1991, *Współczesny transport fluwialny w zlewni Białej Nidy*, WSP, Kielce.
- Ciupa T., 1993, *Transport fluwialny Belnianki (Góry Świętokrzyskie) podczas wezbrania roztopowego w 1991 r.*, Przegl. Geogr., 65, 3/4, 419–429.
- Ciupa T., 1996, *Wpływ nawalnego opadu deszczu w dniu 15 września 1995 roku na przekształcenie rzeźby lessowej w górnej części zlewni Nidzicy (Wyżyna Miechowska)*, Prace Instytutu Geografii WSP w Kielcach, 1, 185–195.
- Ciupa T., 2001, *Zmiany w rzeźbie lessowej Wyżyny Miechowskiej wywołane nawalnymi opadami deszczu w latach 1995 i 2000*, Folia Univ. Agricult. Stet., 217, Agricultura, 87, 27–32.
- Ciupa T., 2002, *Zagrożenia dla środowiska związane z występowaniem opadów nawalnych na terenach lessowych Niecki Nidziańskiej i Gór Świętokrzyskich*, [w:] T. Ciupa, E. Kupczyk, R. Suligowski (red.), *Obieg wody w zmieniającym się środowisku*, Prace Inst. Geogr. AŚ, 7, 269–280.

- Ciupa T., 2009, *Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ i transport fluwialny w małych zlewniach na przykładzie Sufragańca i Silnicy* (Kielce), Wyd. UJK, Kielce.
- Ciupa T., 2012, *Denudacja chemiczna w zlewniach Gór Świętokrzyskich*, *Landform Analysis*, 20, 9–16.
- Ciupa T., 2014, *Miasto jako wydajny system zasilania rzek i dostawy ładunków fluwialnych na przykładzie Kielc*, [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), *Woda w mieście*, Monografie Komisji Hydrologicznej PTG, 2, 39–48.
- Ciupa T., Suligowski R., 2020, *Water Problems in Urban Areas*, [w:] M. Zelefiakowa, K. Ku-biak-Wójcicka, A. Negm (red.), *Water Resources in Poland*, Springer (w druku).
- Ciupa T., Suligowski R., Łajczak A., 2017a, *Transport fluwialny w rzekach Polski. Materiał rozpuszczony*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, PWN, Warszawa, s. 201–208.
- Ciupa T., Suligowski R., Łajczak A., Babiński Z., 2017b, *Transport fluwialny w rzekach Polski. Materiał klastyczny*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, PWN, Warszawa, s. 209–215.
- Ciupa T., Suligowski R., Walek G., 2015, *Morphological and soil determinants of forest cover changes in Świętokrzyski National Park and its buffer zone in the last 200 years*, *Quaest. Geogr.*, 34, 1, 55–63.
- Ciupa T., Suligowski R., Walek G., 2016, *Use of GIS-supported comparative cartography and historical maps in long-term forest cover changes analysis (case study: Holy Cross Mountains in Poland)*, *Baltic Forestry*, 1, 63–73.
- Czaja S., 1997, *Antropogeniczne przeobrażenia powierzchniowej sieci hydrograficznej w zlewni Rawy w latach 1801–1994, Kształtowanie Środowiska Geograficznego i Ochrona Przyrody na Obszarach Uprzemysłowionych i Zurbanizowanych*, 24, 12–18.
- Czaja S., 1998, *Globalne zmiany klimatyczne*, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Czyżowska E., 1996, *Skutki geomorfologiczne i sedymentologiczne gwałtownej ulewy w dolinie Ka-linki 15 września 1995 r. (Wyżyna Miechowska)*, *Przegl. Geol.*, 44, 8, 813–816.
- Demczuk P., Stępniewski K., Rodzik J., 2016, *Zmienność i zróżnicowanie opadu i transportu eolicznego w Guciowie (Roztocze Środkowe) w latach 1997–2010*, [w:] J. Święchowicz, A. Michno (red.), *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*, IGiGP UJ, Kraków, s. 211–230.
- Dobek K., Demczuk P., Rodzik J., Hołub B., 2011, *Types of gullies and conditions of their development in silvicultural loess catchment (Szczepieszyn Roztocze region, SE Poland)*, *Landform Analysis*, 17, 39–42.
- Dobrowolski R., 1993, *Tendencje rozwoju współczesnych procesów krasowych w zasięgu oddziaływania ujęcia wód podziemnych „Wierchowiska” koło Świdnika (Wyżyna Lubelska)*, *Ann. UMCS*, B, 48, 6, 75–86.
- Dobrowolski R., 1998, *Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Dobrowolski R., 2006, *Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW)*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Dobrowolski R., Bałaga K., Buczek A., Alexandrowicz W.P., Mazurek M., Hałas S., Piotrowska N., 2016, *Multi-proxy evidence of Holocene climate variability in Volhynia Upland (SE Poland) recorded in spring-fed fen deposits from the Komarów site*, *The Holocene*, 26, 9, 1406–1425.
- Dobrowolski R., Durakiewicz T., Pazdur A., 2002, *Calcareous tufas in the soligenous mires of eastern Poland as an indicator of the Holocene climatic changes*, *Acta Geol. Pol.*, 52, 63–73.

- Dobrowolski R., Hajdas I., Melke J., Alexandrowicz W.P., 2005, *Chronostratigraphy of calcareous mire sediments at Zawadówka (Eastern Poland) and their use in palaeogeographical reconstruction*, *Geochronometria*, 24, 69–79.
- Dotterweich M., Rodzik J., Zgłobicki W., Schmitt A., Schmidtchen G., Bork H.-R., 2012, *High resolution gully erosion and sedimentation processes, and land use changes since the Bronze Age and future trajectories in the Kazimierz Dolny area (Nałęczów Plateau, SE-Poland)*, *Cate-na*, 95, 50–62.
- Dulias R., 2005, *Krzywe hipsograficzne obszaru osiadań górniczych (na przykładzie okolic Piekar Śląskich)*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, 19–22 września 2005, Wyd. SGP, IGiP UJ, IGiPZ PAN, IG AP Kraków, s. 116–119.
- Dulias R., 2007, *Geomorfologiczne skutki eksploatacji węgla kamiennego w Zagłębiu Dąbrowskim*, [w:] *Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona przyrody na obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych*, WBiOŚ, WNoZ UŚ, 38, 11–22.
- Dulias R., 2013, *Denudacja antropogeniczna na obszarach górniczych: na przykładzie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*, Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Dwucet K., Śnieszko Z., 1996, *Redepozycyjna transformacja lessów i gleb nalessowych po gwałtownej ulewie w dniu 15 września 1995 r. na Wyżynie Miechowskiej*, *Przegl. Geol.*, 44, 8, 790–792.
- Dynowska I., 1991, *Obieg wody*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 335–387.
- Fajer M., 2004, *Wpływ budowy geologicznej podłoża jurajskiego na rozwój dna doliny Liswarty*, [w:] R. Sołtysik (red.), *Czwartorzęd obszaru Polski na tle struktur starszego podłoża*, *Prace Inst. Geogr. AŚ*, 13, 53–82.
- Flis J., 1954, *Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej*, *Prace Geogr. IG PAN*, 1, 1–73.
- Frankowski Z., Grabowski D., 2006, *Geologiczno-inżynierskie i geomorfologiczne uwarunkowania erozji wąwozowej w lessach w rejonie Kazimierza Dolnego (wąwóz Opolska Droga)*, *Przegl. Geol.*, 54, 9, 777–783.
- Froehlich W., 1992, *Mechanizm erozji i transportu fluwialnego w zlewniach beskidzkich*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 155, 171–189.
- Furtak T., Rodzik J., 2007, *Charakterystyka odpływu ze zlewni wąwozu lessowego na Wyżynie Lubelskiej*, [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, *Badania Hydrograficzne w Poznawaniu Środowiska*, 8, 219–226.
- Furtak T., Someya T., 1997, *Zmiany struktury użytkowania ziemi w otulinie Roztoczańskiego Parku Narodowego*, *Przegl. Przyr.*, 8, 1, 49–53.
- Gardziel Z., Harasimiuk M., Rodzik J., 1998, *Syntetyczna mapa morfodynamiczna jako podstawa projektu zabezpieczeń przeciwoerozyjnych (na przykładzie okolic Kazimierza)*, [w:] K. Pękała (red.), *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy*, IV Zjazd Geomorf. Polskich, 1, Referaty i Komunikaty, 403–411.
- Gardziel Z., Rodzik J., 2000, *Warunki rozwoju, użytkowania i ochrony wąwozów drogowych okolic Kazimierza*, [w:] S. Radwan, Z. Lorkiewicz (red.), *Problemy ochrony i użytkowania obszarów wiejskich o dużych walorach przyrodniczych*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 247–255.
- Gardziel Z., Rodzik J., 2001, *Drogi gruntowe jako stymulator przemian silnie urzeźbionego krajobrazu lessowego (w okolicy Kazimierza Dolnego)*, *Probl. Ekol. Krajobrazu*, 10, 305–311.
- Gardziel Z., Rodzik J., 2005, *Rozwój wąwozów lessowych podczas wiosennych roztopów na tle układu pól (na przykładzie Kazimierza Dolnego)*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorf. Polskich, Kraków, 19–22 września 2005, SGP, IGiP UJ, IGiPZ PAN, IG AP Kraków, s. 125–132.

- Gawrysiak L., 2002, *Ewolucja dolin lessowych w świetle badań terenowych i symulacji komputerowych*, praca doktorska, Archiw. Bibl. Gł. UMCS, Lublin.
- Gawrysiak L., Janicki G., Rodzik J., Stępniewski K., 2002, *Odpyły i transport zawiesiny podczas spływu epizodycznego z rolniczej zlewni lessowej*, Przegl. Nauk. Inż. i Kształt. Środow., 11, 2, 38–45.
- Gilewska S., 1972, *Wyżyny Śląsko-Małopolskie*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, 1, PWN, Warszawa, s. 232–339.
- Gilewska S., 1991a, *Rzeźba*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 248–296.
- Gilewska S., 1991b, *Procesy antropogeniczne*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 437–440.
- Głazek J., Markowicz-Łohinowicz M., 1973, *Zależność składu chemicznego wód krasowych od budowy geologicznej w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich*, Acta Geol. Pol., 23, 3, 529–546.
- Górniak A., 1982, *Skutki gwałtownej ulewy w okolicach Krasnego na Działach Grabowieckich (23 VII 1980)*, Prace Stud. Koła Nauk. Geogr., Lublin, s. 21–37.
- Gradziński M., Szelerewicz M., 2004, *Jaskinie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej – liczba i rozmieszczenie*, [w:] J. Partyka (red.), *Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej*, 1, Ojcowski Park Narodowy, Ojców, 69–82.
- Grądział T., Janicki G., Furtak T., Pidek I.A., Rodzik J., 2006, *Ocena stopnia naturalności i kierunków przekształceń roślinności w oparciu o metody: fitosocjologiczną i krajobrazową (na przykładzie wsi Guciów na Rostoczu Środkowym)*, Probl. Ekol. Krajobrazu, 16, 401–412.
- Grądział T., Janicki G., Skowronek E., 2001, *Przemiany środowiska przyrodniczego wsi Guciów na Rostoczu Środkowym pod wpływem gospodarki człowieka*, Probl. Ekol. Krajobrazu, 10, 294–300.
- Grzybek, 1985, *Unikalna forma krasowa w Kusiętach koło Częstochowy*, Prace Nauk. UŚ, 715, Geologia, 8, 81–91.
- Harasimiuk M., 1975, *Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie*, Prace IG PAN, 115, 1–94.
- Harasimiuk M., 1980, *Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Rostocza*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Jahn A., 1956, *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd*, Prace Geogr. IG PAN, 7, 1–453.
- Jania J., 1983, *Antropogeniczne zmiany rzeźby terenu wschodniej części Wyżyny Śląskiej*, Dokumentacja Teledetekcyjna, Prace Nauk. UŚ, 575, 69–90.
- Jania J., Dulias R., Szypuła B., Tyc A., 2014, *Cyfrowa Mapa Geomorfologiczna Polski, arkusz Katowice*, Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa.
- Janicki G., 2002, *Wpływ zdarzeń katastrofalnych na funkcjonowanie systemu deluwialnego na przykładzie Wyżyny Lubelskiej*, praca doktorska, Archiw. Bibl. Gł. UMCS, Lublin.
- Janicki G., 2014, *Transformation of upland wash slope – a case study from the Lublin Upland (SE Poland)*, Ann. UMCS, B, 69, 1, 31–48.
- Janicki G., 2016, *System stoku zmywowego i jego modelowanie statystyczne – na przykładzie Wyżyn Lubelsko-Wołyńskich*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Janicki G., Kociuba W., Rodzik J., Zgłobicki W., 2010, *Ekstremalne procesy geomorfologiczne we wschodniej części Wyżyn Polskich – warunki występowania i oddziaływania na rzeźbę*, Prace i Studia Geograficzne WGiSR UW, 45, 11–28.
- Janicki G., Rodzik J., Chabudziński Ł., Franczak Ł., Siłuch M., Stępniewski K., Dyer J.L., Kołodziej G., Maciejewska E., 2014, *Monitoring of fluvial transport in small upland catchments – methods and preliminary results*, Ann. UMCS, B, 69, 1, 49–60.
- Janicki G., Rodzik J., Tyc A., 2008, *Zastosowanie klasyfikacji litologicznej w typologii krajobrazu naturalnego Wyżyn Polskich*, Probl. Ekol. Krajobrazu, 20, 99–107.

- Janicki G., Rodzik J., Zgłobicki W., 2002, *Geomorphic effects of land use changes (a case of the Gutanów loess catchment, Poland)*, Geografický časopis, 54, 1, 39–57.
- Janicki G., Zagórski P., Gawrysiak L., 1999, *Rozwój rzeźby terenu w wyniku gwałtownego opadu w strefie północnej krawędzi Grzędy Sokalskiej*, Ann. UMCS, B, 54, 135–163.
- Janicki G., Zgłobicki W., 1998, *Geomorfologiczne skutki ulewy (z dnia 16 września 1995 r.) w okolicy Garbowa na Wyżynie Lubelskiej*, Ann. UMCS, B, 53, 109–129.
- Janiec B., 1997, *Transformacje i translokacje jonowe w wodach naturalnych Roztocza Zachodniego*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Janiec B., 2006, *Mała retencja w krajobrazie kulturowym dolin rzecznych południowej krawędzi Roztocza i Wyżyny Lubelskiej*, Probl. Ekol. Krajobrazu, 18, 403–412.
- Jankowski A.T., 1986, *Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysławianym i urbanizowanym (na przykładzie Rybnickiego Okręgu Węglowego)*, Wyd. UŚ, Katowice.
- Jaśkowski B., Sołtysik R., 1998, *Osuwiska na ścianach zrehabilitowanego wyrobiska kopalni gipsu w Gackach Koło Pińczowa*, [w:] R. Sołtysik (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszarów górskich w Polsce i jego stan współczesny*, Wólka Milanowska, 26–27 października 1998 r., Wyd. Inst. Geogr. AŚ, Kielce, s. 48–49.
- Jaworska M., 1968, *Erozja chemiczna i denudacja zlewni rzek Wieprza i Pilicy*, Prace PIHM, 95, 29–47.
- Józefaciuk C., Józefaciuk A., 1996, *Erozja wąwozowa i metody zagospodarowania wąwozów*, Inst. Ochrony Środow., PIOŚ, Bibl. Monit. Środow.
- Jóźwiak M., 1999, *Ocena erozji eolicznej w Górach Świętokrzyskich na przykładzie zwiwni użytkowanych rolniczo*, Fragm. Agronom., 3, 3, 4–68.
- Kalicki T., Frączek M., Przepióra P., Kusztal P., Kłusakiewicz, Małega E., 2018, *Late Quaternary geomorphology and geoarchaeology in the rivers of the Holy Cross Mountains region, Central Europe*, Quat. Res., 1–16.
- Karaś-Brzozowska C., Klimaszewski M. (oprac. i red.), 1960, *Charakterystyka geomorfologiczna Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego*, Biul. 37, Komitet ds. GOP, PAN, 1–209.
- Kastory L., 1971, *Osuwiska w Godziszowie*, Czasop. Geogr., 42, 253–259.
- Kaszewski B.M., 2008, *Klimat*, [w:] S. Uziak, R. Turski (red.), *Środowisko przyrodnicze Lubelszczyzny*, Lub. Tow. Nauk., Lublin, s. 75–112.
- Klatkova H., 1958, *Studium morfodynamiczne pewnego wąwozu w Górach Świętokrzyskich*, Acta Geogr. Univ. Lodz., 8, 99–164.
- Klimaszewski M. (red.), 1959, *Mapa geomorfologiczna Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego, 1:50 000*, Komitet dla Spraw GOP, PAN, Warszawa.
- Klimek K., 1993, *Środowisko sedymentacji antropogennych osadów pozakorytowych w dolinach Przemszy i Wisły Śląskiej*, [w:] K. Klimek (red.), *Antropogenne aluwia Przemszy i Wisły Śląskiej*, Georama, 1, 3–15.
- Klimek K., Niewdana J., Ciszewski D., Kocel K., 1995, *Trasa 3. Procesy i osady fluwialne we wschodniej części Górnego Śląska*, [w:] T. Szczypek (red.), *Procesy geomorfologiczne – zapis w rzeźbie i osadach*, III Zjazd Geomorf. Polskich, Przew. wyciecz, UŚ, Sosnowiec, s. 47–66.
- Klimowicz Z., 1993, *Zmiany pokrywy glebowej w obszarze utworów lessowych i lessowatych w zależności od okresu użytkowania i rzeźby terenu*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Kłosowicz S., Pałuch J., 1962, *Osuwisko blokowe (zerwa ziemna) w Nałęczowie*, Czasop. Geogr., 33, 351–356.
- Kobojeck S., Nalej M., 2008, *Formy krasu reprodukowanego w południowej części Wyżyny Wieluńskiej*, Landform Analysis, 9, 247–250.
- Kociuba W., 2002, *Współczesny rozwój dna doliny górnego Wieprza*, praca doktorska, Archiw. Bibl. Gł. UMCS, Lublin.

- Kociuba D., 2003a, *Zmiany funkcji dolin rzecznych na obszarze Lublina*, Ann. UMCS, B, 58, 5, 121–137.
- Kociuba W., 2003b, *Przejawy ingerencji człowieka w funkcjonowaniu koryta i równi zalewowej górnego Wieprza (Polska SE)*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, PTGeogr., Oddz. Katowicki, Sosnowiec, s. 94–99.
- Kociuba W., 2006, *Changes in the Wieprz River channel pattern in Guciów as an indicator of antropogenization and renaturalisation of valley environment*, [w:] E. Skowronek, W. Wołoszyn, T. Speck, K.M. Born (red.), *Cultural Landscapes of the Lublin Upland and Roztocze*, Kartpol s.c., Lublin, s. 179–183.
- Kociuba W., 2014, *Geomorphological record of transformations of upland river valley bottoms at variable rate of gully erosion (case study: Wieprz River valley in Roztocze)*, Ann. UMCS, B, 69, 1, 93–106.
- Kociuba W., Brzezińska-Wójcik T., 1999, *Zarys paleogeografii roztoczańskiego odcinka doliny Wieprza (SE Polska) w czwartorzędzie*, Ann. UMCS, B, 54, 5, 49–82.
- Kociuba W., Janicki G., Rodzik J., 2014, *3D laser scanning as a new tool of assessment of erosion rates in forested loess gullies (case study: Kolonia Celejów, Lublin Upland)*, Ann. UMCS, B, 69, 1, 107–116.
- Kociuba W., Janicki G., Rodzik J., Stępniewski K., 2015, *Comparison of volumetric and remote sensing methods (TLS) for assessing the development of a permanent forested loess gully*, Nat. Hazards, 79, 1, 139–158.
- Kociuba W., Stępniewska S., 2002, *Rola wezbrań w transporcie rumowiska rzeczno górnego Wieprza*, Przegl. Nauk. Inż. i Kształt. Środow., 11, 2(25), 102–111.
- Kociuba W., Świeca A., Brzezińska-Wójcik T., 2003, *Dynamika transportu fluwalnego w zlewni górnego Wieprza w skrajnych warunkach hydrologicznych*, [w:] M. Śmigielska, J. Ślodziński (red.), *Geograficzne aspekty globalizacji i integracji europejskiej*, Polskie Tow. Geograf., Uniwersytet Opolski, Opole, s. 57–63.
- Kołodźńska-Gawrysiak R., 2019, *The impact of palaeorelief on the origin of some closed depressions in loess areas in the Lublin Upland (Eastern Poland)*, Pol. J. Sci., 52,1, DOI: 10.17951/pjss/2019.52.1.1.
- Kołodźńska-Gawrysiak R., Harasimiuk M., Chabudziński Ł., Jezierski W., 2018, *The importance of geological conditions for the formation of past thermokarst closed depressions in the loess areas of Eastern Poland*, Geol. Q., 62, 3, 685–704.
- Kostrakiewicz L., 1999, *Denudacja chemiczna skał węglanowych na terenie Ojcowskiego Parku Narodowego i obrzeża, Chrońmy Przyrodę Ojczystą*, 55, 6, 55–68.
- Kowalik-Bodzak D., 1964, *Wpływ podziału spadkowego, komasacji i parcelacji na zmianę układów przestrzennych wsi w powiecie puławskim od połowy XIX wieku*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 4, 97–152.
- Kowalkowski A., 1991, *Ewolucja gleb w holocenie*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 127–139.
- Kowalski B.J., 1988, *Warunki powstawania i rozwój przełomowego odcinka doliny rzeki Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w trzeciorzędzie*, Przegl. Geogr., 10, 3, 329–351.
- Kozłowski S., 1986, *Surowce skalne Polski*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Kożuchowski K., Przybylak R., 1995, *Efekt cieplarniany*, Wiedza Powszechna, Warszawa.
- Kraużlis K., 1975, *Wpływ młodoczwartorzędowych ruchów tektonicznych na morfologię i budowę wewnętrzną tarasów Warty Środkowej*, Materiały I Kraj. Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, Wyd. Geol., Warszawa, s. 239–253.
- Krupa J., 2013, *Naturalne i antropologiczne procesy kształtujące dno doliny Czarnej Nidy w późnym wistulianie i holocenie*, Folia Quater., 81, 5–156.

- Kundzewicz Z., 2003a, *Floods, their frequency, range and impacts*, Papers on Global Change IGBP, 10, 31–47.
- Kundzewicz Z., 2003b, *Scenariusze zmian klimatu*, [w:] *Czy Polsce grożą katastrofy klimatyczne?* Komitet Prognoz „Polska 2000 Plus”, PAN, Warszawa, s. 14–52.
- Liszkowski J., 1971, *Filtracyjne deformacje utworów lessowych*, Biul. Geol. UW, 13, 87–126.
- Lorenc H., 2005, *Atlas klimatu Polski*, IMiGW, Warszawa.
- Lorenc H., Cebulak E., Głowicki B., Kowalewski M., 2012, *Struktura występowania intensywnych opadów deszczu powodujących zagrożenie dla społeczeństwa, środowiska i gospodarki Polski*, [w:] H. Lorenc (red.), *Kłęski żywiołowe a bezpieczeństwo kraju*, Monografie IMGW–PIB, 7–32.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2001, *Ewolucja środkowego odcinka doliny Belnianki w późnym glacia-le i holocenie*, Wyd. Akad. „Dialog”, Warszawa.
- Łoś M.J., 1980, *Regulacja rzek na Wyżynie Lubelskiej*, Gosp. Wodna, 10, 288–291.
- Malicki A., 1946, *Kras lessowy*, Ann. UMCS, B, 1, 131–155.
- Malik I., 2008, *Dating of small gully formation and establishing erosion rates in old gullies under forest by means of anatomical changes in exposed tree roots (Southern Poland)*, Geomorphology, 93, 421–436.
- Markowicz-Łohinowicz M., 1968, *Procesy współczesnej korozji krasowej masywu węglanowego Jury Częstochowskiej*, Speleologia, 3, 2, 55–79.
- Marsz A., 1999, *Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i na polskim wybrzeżu Bałtyku*, Przegl. Geogr., 71, 223–242.
- Maruszczak H., 1952, *Stan i zmiany lesistości województwa lubelskiego w latach 1830–1930*, Ann. UMCS, B, 5, 109–179.
- Maruszczak H., 1954, *Werteby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej*, Ann. UMCS, B, 8, 123–262.
- Maruszczak H., 1955, *Degradacja terenów lessowych w wyniku rozwoju wzmożonej infiltracji wód atmosferycznych (Procesy suffozji w terenach lessowych)*, Post. Nauk Roln., 2(7), 6(36), 32–49.
- Maruszczak H., 1958, *Charakterystyczne formy rzeźby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej*, Czasop. Geogr., 29, 335–354.
- Maruszczak H., 1963, *Warunki geologiczno-geomorfologiczne rozwoju erozji gleb w południowej części województwa lubelskiego*, Wiad. IMUZ, 3, 4, 19–44.
- Maruszczak H., 1966, *Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu*, Przegl. Geogr., 38, 3, 339–370.
- Maruszczak H., 1972, *Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, 1, PWN, Warszawa, s. 340–383.
- Maruszczak H., 1973, *Erozja wąwozowa we wschodniej części wyżyn południowopolskich*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 151, 15–30.
- Maruszczak H., 1986, *Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych*, Czasop. Geogr., 57, 2, 271–282.
- Maruszczak H., 1988, *Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych*, [w:] L. Starkeł (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław, s. 109–135.
- Maruszczak H., 2001, *Rozwój rzeźby wschodniej części wyżyn metakarpackich w okresie posarmackim*, Przegl. Geogr., 73, 2, 253–280.
- Maruszczak H., Rodzik J., Świeca A., 1992, *Denudacja mechaniczna i chemiczna we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 105–133.
- Maruszczak H., Sirenko I., 1989/90, *Problemy regionalizacji geomorfologicznej wschodniej części wału metakarpackiego*, Ann. UMCS, B, 44/45, 37–65.

- Maruszczak H., Trembacowski J., 1958, *Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu*, Ann. UMCS, B, 11, 129–160.
- Matysik M., 2018, *Wpływ zrzutów wód kopalnianych na odpływ rzek Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*, Wyd. UŚ, Katowice.
- Mazur Z., Pałys S., 1992, *Erozja wodna w zlewni lessowej na Lubelszczyźnie w latach 1956–1991*, Ann. UMCS, E, 47, 219–229.
- Mącik M., Wojtanowicz J., 1977, *Z badań nad denudacją w dorzeczu górnej Czechówki (Wyżyna Lubelska)*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 193, 101–121.
- Michalczyk Z. (red.), 2012, *Ocena warunków występowania wody i tworzenia się spływu powierzchniowego w Lublinie*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Michalczyk Z., Chmiel S., Głowacki S., Siwek K., Sposób J., 2012, *Surface runoff in the urbanized catchment of Głęboka street in Lublin in the summer season of 2011*, Teka Kom. Ochr. Śros. Przyr. – OL PAN, 9, 107–115.
- Michalczyk Z., Janicki G., Rodzik J., Siwek K., 2008, *Hydrogeomorfologiczne skutki intensywnych opadów na międzyrzeczu Bystrzycy i Giełczwi (Wyżyna Lubelska)*, Przegl. Nauk., Inż. i Kształ. Środ., 17, 4, 42, 30–41.
- Michalczyk Z., Wilgat T., 1998, *Stosunki wodne Lubelszczyzny*, Badania Hydrograficzne w Poznawaniu Środowiska, 4, 1–167.
- Motyka J., 1988, *Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych*, Zesz. Nauk. AGH, 1157, Geologia, 36, 1–109.
- Muchowski J., 1977, *Młode wcięcia erozyjne południowej strefy krawędziowej Wyżyny Lubelskiej – ich geneza, wiek i dynamika rozwoju*, Biul. Geol. 22, 117–157.
- Niedbała J., Soja R., 1998, *Odpływ z opadu nawałnego w dniu 18 maja 1996 r. w Sułoszowej*, [w:] L. Starkel (red.), *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, Dokum. Geogr., 11, 31–38.
- Niedźwiedź T., 1997, *Katastrofalny deszcz nawałny w górnej części dorzecza Nidzicy*, [w:] L. Starkel (red.), *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 8, 38–43.
- Nowak W.A., 1993, *Skrasowienie podziemne wapieni i jego odzwierciedlenie w rzeźbie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej w rejonie Częstochowy*, Studia Ośr. Dok. Fizjogr., PAN Oddz. w Krakowie, 21, 1–157.
- Nowocien E., 1996, *Dynamika rozwoju wąwozów drogowych na obszarach lessowych*, Prace IUNG, Pamiętn. Puław., 107, 101–111.
- Paczyński B. (red.), 1995, *Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000, cz. II*, Wyd. PAE SA, Warszawa.
- Paczyński B., Sadurski A. (red.), 2007, *Hydrogeologia regionalna Polski, t. I, Wody słodkie*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Pałys S., 1971, *Erozja górnego i środkowego odcinka rzeki Wieprz na tle ogólnej charakterystyki zlewni*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 16, 119, 67–89.
- Pałys S., Mazur Z., Mitrus W., 1998, *Erozja wodna w małej zlewni użytkowanej rolniczo na Wyżynie Lubelskiej*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 460, 559–566.
- Parczewski W., 1960, *Warunki występowania nagłych wezbrań na małych ciekach*, Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol., 8, 3, 83–155.
- Podział terytorialny, 2017, Bank Danych Lokalnych, GUS, Warszawa.
- Pirshapov A.V., Radeloff V.C., Baumann M., Kuemmerle T., Müller D., 2012, *Effects of institutional changes on land use: agricultural land abandonment during the transition from state-command to market-driven economies in post-Soviet Eastern Europe*, Environ. Res. Lett., 7, 024021.

- Pulina M., 1974, *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*, Prace Geogr. IG PAN, 105, 1–159.
- Pulina M., 1992, *Denudacja krasowa*, [w:] A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy*, Prace Nauk. UŚ, 1254, 16–39.
- Pulina M., 1997, *Karst areas in Poland and their changes by human impact*, Landform Analysis, 1, 55–71.
- Pulina M., Tyc A., Rózkowski J., 1997, *Human impact on karst environment of the Silesian-Cracow region in South Poland*, Proceedings of the 12th Intern. Congress of Speleology, La Chaux-de-Fonds, Switzerland, 10th–17th August 1997, 1, 323–326.
- Rejman J., 2006, *Wpływ erozji wodnej i uprawowej na przekształcenie gleb i stoków lessowych*, Acta Agroph., 136, Rozprawy i Monografie, 3, 1–90.
- Rejman J., Iglík I., Paluszek J., Rodzik J., 2014, *Soil redistribution and crop productivity in loess areas (Lublin Upland, Poland)*, Soil Till. Res., 143, 77–84.
- Rejman J., Rafalska-Przysucha A., Rodzik J., 2014, *The Effect of Land Use Change on Transformation of Relief and Modification of Soils in Undulating Loess Area of East Poland*, The Scientific World Journal, Article ID 341804, 1–11.
- Rejman J., Paluszek J., Rodzik J., Furtak T., 2005, *Evaluation of soil erosion and deposition in the catchment*, [w:] *Reorganizing field and landscape structures in a context of building strategies for soil and water protection*, Lublin, September 15–17, 2005, Institute of Agrophysics PAS, Lublin, s. 8–12.
- Repelewska-Pękalowa J., 1973, *Denudacja na zwalach odkrywkowej kopalni siarki w Piasecznie*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 130, 73–90.
- Repelewska-Pękalowa J., Pękala K., 1991, *Natężenie erozji eolicznej gleb na Lubelszczyźnie*, [w:] Z. Mazur, S. Pałys, W. Grodzieński (red.), *Erozja gleb i jej zapobieganie*, Akad. Roln., Lublin, s. 293–303.
- Rocznik Statystyczny Polski, 2018, GUS.
- Rocznik Statystyczny województw, 2018, GUS.
- Rodzik J., 1981, *Wpływ wysokich opadów z października 1974 r. na denudację w zlewni Bystrej*, Biul. Lub. Tow. Nauk., 23, Geogr. 1/2, 13–17.
- Rodzik J., 1984, *Natężenie współczesnej denudacji w silnie urzeźbionym terenie lessowym w okolicy Kazimierza Dolnego*, Przew. Ogólnopol. Zjazdu Pol. Tow. Geogr., Lublin 13–15 września 1984, 2, 125–130.
- Rodzik J., 2001, *Wpływ rozczłonkowania stoku na zróżnicowanie erozji gleb uprawnych*, Folia Univ. Agricult. Stet., 217, Agricultura, 87, 201–204.
- Rodzik J., 2006, *Wąwozy – naturalne czy kulturowe elementy krajobrazu?* Probl. Ekol. Krajobrazu, 18, 377–382.
- Rodzik J., 2010, *Influence of land use on gully system development (case study: Kolonia Celejów loess catchment)*, [w:] J. Warowna, A. Schmitt (red.), *Human impact on upland landscapes of the Lublin region*, Kartpol, Lublin, s. 195–209.
- Rodzik J., Furtak T., Zgłobicki W., 2009, *The impact of snowmelt and heavy rainfall runoff on erosion rates in a gully system, Lublin Upland, Poland*, Earth Surf. Proces. Landf., 34, 1938–1950.
- Rodzik J., Janicki G., 2002, *Rozwój lessowej skarpy uprawowej na tle użytkowania ziemi w warunkach zwiększonej częstości wysokich opadów*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 315–325.
- Rodzik J., Janicki G., 2003, *Local downpours and their erosional effects*, Papers on Global Change IGBP, 10, 49–66.
- Rodzik J., Janicki G., Rejman J., 2007, *Human induced conditions of sediment transport during heavy rainfall in catchments of first-order of the Lublin Upland (Poland)*, [w:] A. Jakubíková, K. Uhlířova (red.), *Proceedings of the International conference on Off-site impacts of soil ero-*

- sion and sediment transport, Prague, Czech Republic, 1–3 October 2007, Czech Technical University in Prague, s. 39–43.
- Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W., 1998, *Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 11, 45–68.
- Rodzik J., Janicki G., Zgłobicki W., 1996, *Reakcja agroekosystemu zlewni lessowej na epizodyczny spływ podczas gwałtownej ulewy*, [w:] A. Józefaciuk (red.), *Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją*, Ogólnopol. Symp. Nauk., Puławy 11–13 września 1996, Prace Nauk., 1, 201–215.
- Rodzik J., Krukowski M., Zagórski P., 2010, *Rozwój śródpolnego wąwozu drogowego w świetle badań pedologicznych i pomiarów GPS*, Annales Universitatis Paedagogicae Cracoviensis, 93, 137–147.
- Rodzik J., Krukowski M., Zagórski P., 2014a, *The mechanism and stages of development of a field road gully in relation to changes in the surrounding land relief*, Ann. UMCS, B, 64, 1, 135–147.
- Rodzik J., Mroczek P., Wiśniewski T., 2014b, *Pedological analysis as a key for reconstructing primary loess relief – A case study from the Magdalenian site in Klementowice (eastern Poland)*, Catena, 117, 50–59.
- Rodzik J., Schmitt A., Zgłobicki W., 2004, *Warunki rozwoju wąwozów Rostocza Szczepieszynskiego*, [w:] R. Dobrowolski, S. Terpiłowski (red.), *Stan i zmiany środowiska geograficznego wybranych regionów wschodniej Polski*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 117–123.
- Rodzik J., Siwek K., 2008, *Natężenie procesów niweo-eolicznych w okolicy Lublina w lutym 2007 r.*, Landform Analysis, 9, 192–197.
- Rodzik J., Stępniewski K., 2005, *Splukiwanie na zróżnicowanych litologicznie użytkowanych rolniczo stokach Rostocza Środkowego*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorf. Polskich, Kraków, 19–22 września 2005, SGP, IGiPZ UJ, IGiPZ PAN, IG AP, Kraków, s. 389–396.
- Rodzik J., Zgłobicki W., 1998, *Współczesne procesy rzeźbotwórcze w północno-wschodniej części Rostocza Szczepieszynskiego*, [w:] R. Dobrowolski (red.), *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy*, IV Zjazd Geomorf. Polskich, 3, 105–112.
- Rodzik J., Zgłobicki W., 2000, *Współczesny rozwój wąwozu lessowego na tle układu pól*, [w:] S. Radwan., Z. Lorkiewicz (red.), *Problemy ochrony i użytkowania obszarów wiejskich o dużych walorach przyrodniczych*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 257–261.
- Rózkowski J., 2006, *Wody podziemne utworów węglanowych południowej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej i problemy ich ochrony*, Wyd. UŚ, Katowice.
- Rutkowski J., 1997, *Przekształcenie wąwozów*, [w:] L. Starkel (red.), *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku)*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 8, 86–92.
- Rutkowski J., 2003, *Morphological forms connected with exploitation of mineral raw materials in Poland*, [w:] A. Kotarba (red.), *Holocene and late vistulian paleogeography and paleohydrology*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 189, 43–158.
- Rzepa C., 1992, *Wpływ denudacji na chemizm wód w zlewni Czarnej Nidy w Górach Świętokrzyskich*, Kiel. Tow. Nauk., Kielce.
- Rzetała M., 1998, *Zróżnicowanie występowania sztucznych zbiorników wodnych na obszarze Wyżyny Katowickiej*, Geogr. Stud. et Diss., 22, 52–67.
- Rzetała M.A., 2014, *Wybrane przemiany geomorfologiczne mis zbiorników wodnych i ocena zanieczyszczeń osadów zbiornikowych w warunkach zróżnicowanej antropopresji (na przykładzie regionu górnośląsko-zagłębiowskiego)*, Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Sadurska E., Maruszczak H., 1982, *Zmiany natężenia denudacji mechanicznej w górnej części dorzecza Bystrej na Wyżynie Lubelskiej w dwudziestoleciu 1952–1971*, Pamięt. Puław., 78, 27–47.

- Schmitt A., Rodzik J., Zgłobicki W., Russok Ch., Bork H.-R., 2006, *Time and scale of gully erosion in the Jedliczny Dol gully system, south-east Poland*, Catena, 68, 124–132.
- Siwek K., 2006, *Zróżnicowanie opadów atmosferycznych na Lubelszczyźnie w latach 1951–2000*, praca doktorska, Archiw. Bibl. Gł. UMCS, Lublin.
- Sołtysik R., 2000, *Wpływ czynnika tektonicznego na formowanie zabagnień w strefach przed-przełomowych dolin rzecznych Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia*, Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach, 4, 209–222.
- Sołtysik R., 2002, *Geneza mokradł Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej*, Prace Inst. Geogr. AŚ, Kielce, 9, 1–126.
- Starkel L., 1986, *Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat)*, Czasop. Geogr., 57, 2, 203–213.
- Starkel L., 1988, *Przemiany środowiska geograficznego Polski a dzisiejsze geosystemy*, [w:] L. Starkel (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław, s. 7–24.
- Starkel L. (red.), 1997, *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej*, Dokum. Geogr., 8, 1–108.
- Starkel L., 2003, *Extreme meteorological events and their role in environmental changes, the economy and history*, Papers on Global Change IGBP, 10, 7–13.
- Starkel L., 2008a, *Paleogeograficzne korzenie współczesnej rzeźby Polski*, [w:] A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień, L. Starkel (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Wyd. IGiP UJ, Kraków, s. 13–20.
- Starkel L., 2008b, *Rola ekstremalnych zjawisk meteorologicznych w przekształcaniu rzeźby południowej Polski*, [w:] M.J. Kotarba (red.), *Przemiany środowiska naturalnego a rozwój zrównoważony*, Wyd. TBPŚ GEOSFERA, Kraków, s. 41–52.
- Stępniewska S., 2007, *Zmienność odpływu górnego Wieprza*, [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, Badania Hydrograficzne w Poznawaniu Środowiska, 8, 513–520.
- Stępniewska S., Stępniewski K., 2008, *Variability of fluvial transport of the upper Wieprz river*, Ann. Warsaw Univ. of Life Sci. – SGGW, Land Reclam., 39, 59–68.
- Stępniewski K., 2008, *Wpływ spływu roztopowego i deszczowego na wielkość spłukiwania z poletek o różnym użytkowaniu*, Landform Analysis, 9, 49–52.
- Stępniewski K., Demczuk P., Rodzik J., Siwek K., 2010, *Związki między opadem deszczu a spływem powierzchniowym i spłukiwaniem gleby na poletkach doświadczalnych o różnym użytkowaniu (Guciów – Roztocze Środkowe)*, Prace i Studia Geograficzne UW, 45, 229–241.
- Strzemiński M., 1957, *Efekty erozji wietrznej na terenie południowo-wschodniej Polski w lutym 1956 roku*, Przegl. Geogr., 29, 371–374.
- Suligowski R., 2004, *Struktura czasowa i przestrzenna opadów w Polsce. Próba regionalizacji*, Prace Inst. Geogr. AŚ, 12, 1–110.
- Suligowski R., 2013, *Maksymalny wiarygodny opad na Wyżynie Kieleckiej*, Wyd. UJK, Kielce.
- Superson J., Rodzik J., Reder J., 2014, *Natural and human influence on loess gully catchment evolution: A case study from Lublin Upland, E Poland*, Geomorphology, 212, 28–40.
- Szczypiek T., Wach J., 1993, *Antropogenicznie wymuszone procesy i formy eoliczne na Wyżynie Śląskiej*, Stow. Geomorf. Polskich, Poznań.
- Szponar A., 2003, *Fizjografia urbanistyczna*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Szypuła B. (red.), 2017, *Mapa Geomorfologiczna GOP 1:50 000 – wersja cyfrowa*, WNoZ UŚ, Sosnowiec.
- Śnieszko Z., 1995, *Ewolucja obszarów lessowych Wyżyn Polskich w czasie ostatnich 15 000 lat*, Wyd. UŚ, Sosnowiec.

- Świeca A., 1991, *Denudacja chemiczna zlewni górnego Wieprza*, [w:] A. Kostrzewski, S. Kozarski, Z. Zwoliński (red.), *Mater. I Zjazdu Geomorf. Polskich*, Komisja Geomorfologii PTG, IBCz UAM, Poznań, s. 29–30.
- Świeca A., 1998, *Wpływ czynników antropogenicznych na rzeczny odpływ rozтворów i zawieszin na międzyrzeczu Wisły i Bugu*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Świeca A. (red.), 2004, *Przyrodnicze uwarunkowania dynamiki obiegu wody i natężenia transportu fluwialnego w zlewni górnego Wieprza*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Świeca A., Kociuba W., Brzezińska-Wójcik T., 2015, *Hydroclimatic and geological conditions of the variability of fluvial transport rate in the upper part of the Wieprz River catchment*, *Quaest. Geogr.*, 34, 1, 5–14.
- Teisseyre A.K., 1984, *Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)*, *Geol. Sudetica*, 19, 1, 7–71.
- Teisseyre A.K., 1991a, *Klasyfikacja rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej*, *Acta Univ. Vratisl., Prace Geol.-Mineral.*, 22, 1–203.
- Teisseyre A.K., 1991b, *The deluvial (slopewash) system: A proposal*, *Bulletin Polish Academy of Sciences Ser. Earth Sci.*, 39, 4, 381–388.
- Teisseyre A.K., 1992, *Epizodyczne koryta a rozwój suchych dolin w krajobrazie rolniczym*, *AUW, Prace Geol.-Mineral.*, 31, 1–88.
- Teisseyre A.K., 1994, *Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku*, *Acta Univ. Vratisl., Prace Geol.-Mineral.*, 43, 1–188.
- Turski R., Paluszek J., Słowińska-Jurkiewicz A., 1987, *Wpływ erozji na fizyczne właściwości gleb wytworzonych z lessu*, *Roczn. Gleb.*, 38, 1, 37–49.
- Twardosz R., 2009, *Analysis of hourly precipitation characteristics in Krakow, southern Poland, using a classification of circulation types*, *Hydrology Research*, 40, 6, 553–563.
- Tyc A., 1989, *Współczesne procesy krasowe w strefie oddziaływania kopalni olkuskiego okręgu rudnego*, *Kras i Speleologia*, 6(XV), 23–39.
- Tyc A., 1990, *Formy zapadliskowe w krasie olkuskiego okręgu rudnego wywołane działalnością górniczą i pompowaniem wód*, *Zesz. Nauk. AGH, 1368, Sozologia i Sozotechnika*, 32, 100–112.
- Tyc A., 1996, *The nature of epikarst and its role in dispersed pollution of carbonate aquifers*, [w:] A. Rózkowski, A. Kowalczyk, J. Motyka, K. Rubin (red.), *International Conference on Karst-Fractured Aquifers – Vulnerability and Sustainability*, Katowice–Ustroń, 10–13 czerwca 1996, *Prace Nauk. UŚ*, 1563, 270–281.
- Tyc A., 1997a, *Wpływ antropopresji na procesy krasowe Wyżyny Śląsko-Krakowskiej na przykładzie obszaru Olkusz–Zawiercie*, *Kras i Speleologia*, nr spec., 2, 1–176.
- Tyc A., 1997b, *Spring chemograph analysis – the influence of thaw effect and dispersed pollution impulses (Cracow–Częstochowa Upland, Poland)*, *Acta Carsologica*, 26/2, 373–385.
- Tyc A., 2004, *Central Europe*, [w:] J. Gunn (red.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, Fitzroy Dearborn, New York-London, 331–333.
- Tyc A., 2005, *Relikty krasu podziemnego we współczesnej morfologii ostańców Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świechowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorf. Polskich, Kraków, 19–22 września 2005, SGP, IGiP UJ, IGiPZ PAN, IG AP, Kraków, s. 481–486.
- Tyc A., 2007, *Suffosion dolines and roche-mutonne monadnocks in the area of Kuźnia*, [w:] P. Socha, K. Stefaniak, A. Tyc (red.), *Karst and Cryokarst. Guidebook and abstracts*, 25th Speleol. School and 8th GLACKIPR Symp., Sosnowiec–Wrocław, March 19–26, 2007, Department of Geomorphology UŚ, Zoological Institute UW, s. 38–39.
- Tyc A., 2009, *Karst and caves of the Częstochowa Upland – morphology and the outline of speleogenesis*, [w:] K. Stefaniak, A. Tyc, P. Socha (Eds), *Karst of the Częstochowa Upland and*

- of the Eastern Sudetes: palaeoenvironments and protection*, Studies of the Faculty of Earth Sciences, University of Silesia, 56, 11–36.
- Urban J., Gubała J., Kasza A., 2003, *Jaskinie w gipsach Niecki Nidziańskiej*, Przegl. Geol., 51, 1, 79–88.
- Urban J., Chwalik-Borowiec A., Kasza A., 2015, *Warunki rozwoju i wiek krasu w gipsach Niecki Soleckiej*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 462, 125–152.
- Ustrnul Z., Czekerda D., 2009, *Atlas ekstremalnych zjawisk meteorologicznych oraz sytuacji synoptycznych w Polsce*, IMGW, Warszawa.
- Wach J., 1987, *Zmiany profilu podłużnego Kłodnicy w wyniku osiadań górniczych*, [w:] T. Szczypek, J. Wach (red.), *Problemy geograficzne górnośląsko-ostrawskiego regionu przemysłowego*, Oddział Doskonalenia Nauczycieli Katowice, Uniwersytet Śląski Sosnowiec, Katowice–Sosnowiec, s. 126–130.
- Wałek G., 2012, *Współczesne przeobrażenia rzeźby na terenie Kielc*, Landform Analysis, 19, 81–90.
- Wałek G., 2019, *Wpływ dróg na kształtowanie spływu powierzchniowego w obszarze urbanizowanym na przykładzie Kielc*, Wyd. UJK, Kielce (w druku).
- Wibig J., 2000, *Oscylacja północnoatlantycka i jej wpływ na kształtowanie pogody i klimatu*, Przegl. Geofiz., 45, 2, 121–137.
- Wojtanowicz J., 1990, *Procesy eoliczne*, [w:] M. Bogacki (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski Południowo-Wschodniej*, Prace Geogr. IG i PZ PAN, 153, 99–107.
- Wrona A., 1975, *Z problematyki wpływu przemysłu na środowisko geograficzne Rybnickiego Okręgu Węglowego*, Czasop. Geogr., 46, 3, 295–312.
- Wrona A., Klecha J., 2001, *Zastosowanie teledetekcji i badań naziemnych do oceny zmian środowiska wybranych miast Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego*, Probl. Ekol. Krajobrazu, 10, 426–431.
- Wyrzykowski T., 1971, *Map of recent absolute velocities of vertical movements of the earths crust surface on the territory of Poland, 1:2 500 000*, Inst. Geod.-Kart., Warszawa, s. 1–7.
- Zgłobicki W., 1998a, *Antropogeniczne przekształcenia rzeźby i procesów rzeźbotwórczych na terenach lessowych użytkowanych rolniczo (Roztocze Szczębrzeszyńskie)*, Ann. UMCS, B, 53, 305–321.
- Zgłobicki W., 1998b, *Wąwozy drogowe północno-zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego*, [w:] R. Dobrowolski (red.), *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy*, IV Zjazd Geomorf. Polskich, 3, 175–179.
- Zgłobicki W., 2002, *Dynamika współczesnych procesów denudacyjnych w północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Zgłobicki W., Baran-Zgłobicka B., 2005, *Abiotyczne uwarunkowania powstawania wąwozów na obszarach lessowych Polski południowo-wschodniej*, Przegl. Geogr., 77, 357–365.
- Zgłobicki W., Baran-Zgłobicka B., 2007, *Uwarunkowania zmian lesistości w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego w ciągu ostatnich 100 lat*, [w:] A. Latocha, A. Traczyk (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. Metody badań i studia przypadków*, IGiSR UW, SGP, Wyd. GAJT, Wrocław, s. 168–176.
- Zgłobicki W., Gawrysiak L., Baran-Zgłobicka B., Telecka M., 2016, *Long-term forest cover changes, within an agricultural region, in relation to environmental variables, Lubelskie province, Eastern Poland*, Environ. Earth. Sci., 75, 373, DOI 10.1007/s12665-016-6195-z.
- Zgłobicki W., Rodzik J., 2007, *Heavy metals in the slope deposits of loess areas of the Lublin Upland (E Poland)*, Catena, 71, 84–95.
- Zgłobicki W., Rodzik J., Schmitt A., Schmidtchen G., Dotterweich M., Zamhoffer S., Bork H-R., 2003, *Fazy erozji wąwozowej w okolicach Kazimierza Dolnego*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel

- (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, Prace Oddziału Katowickiego PTG, 3, 234–238.
- Zieliński A., 1998, *Geomorfologiczne skutki zdarzeń powodziowych w okolicach Kromiowa w maju 1996 roku*, [w:] L. Starkel (red.), *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 11, 39–44.
- Zieliński T., 1998, *Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, Wydż. Geogr. i Stud. Region. UW, Warszawa, s. 195–257.
- Ziemnicki S., 1959, *Znaczenie skarpy w terenie erozyjnym*, Roczn. Nauk Roln., 73-F-4, 715–746.
- Ziemnicki S., 1974, *Road gullies in loess territories*, Roczn. Gleb., 25 (dodatek), 241–253.
- Ziemnicki S., Mazur Z., Pałys S., 1975, *Rozwój wąwozu lessowego na Kwaskowej Górze*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 170, 7–24.
- Ziętara T., 1990, *Procesy osuwiskowe*, [w:] M. Bogacki (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski Południowo-Wschodniej*, Prace Geogr., 153, 109–117.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślaczka A., Żaba J., Żytko K., 2011, *Regionalizacja tektoniczna Polski*, Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.
- Żmuda S., 1973, *Antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego konurbacji górnośląskiej*, PWN, Warszawa–Kraków.
- Żurek S., 2000, *Przegląd badań torfowisk obszarów wyżynnych Polski ze szczególnym uwzględnieniem torfowiska Białe Ługi*, [w:] B.J. Kowalski (red.), *Geologia i geomorfologia Gór Świętokrzyskich – kontrowersje i nowe spojrzenia*, Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach, 4, 237–257.