

ZNACZENIE POWIERZCHNI PERYGLACJALNEJ DLA BADAŃ EROZJI I DENUDACJI GLEB W OKOLICACH ŁODZI

Zarys treści

Erozja i denudacja gleb są zewnętrznym przejawem procesów geomorfologicznych. Procesy te zmieniają dynamikę krajobrazu i przystosowują formy powierzchni ziemi do panującej u nas morfogenezy umiarkowanej. Działanie ich związane jest z ekstremalnymi przejawami klimatycznymi i wykazuje w cyklu rocznym okresy o zmiennym charakterze. W krótkim okresie wiosennego tajania śniegu denudacja posiada cechy morfogenezy peryglacjalnej, w okresie letnich ulew — cechy morfogenezy okresowo suchej, poza tym aż do wystąpienia mrozów obserwuje się słabą w efekcie morfogenezę umiarkowaną.

Rzeźba północnej krawędzi Wyżyny Łódzkiej nosi ślady procesów krioturbacyjnych, które świadczą o zachowaniu powierzchni peryglacjalnej. Współczesna erozja i denudacja powierzchni tę rozcina, agradacyjnie nakrywa, lub ścina, w zależności od lokalnych warunków topograficznych.

Przyjmując powierzchnię peryglacjalną za „reper” stratygraficzny można stwierdzić, iż stopień przystosowania dawnej rzeźby do dzisiejszych warunków rzeźbotwórczych jest bardzo mały. Przemawiają za tym również kryteria morfologiczne. Przetrawienie rzeźby peryglacjalnej wyjaśnić można długotrwałym oddziaływaniem pokrywy roślinnej. Wyżyna Łódzka była pokryta lasami aż do rozwoju przemysłu i zagęszczenia osadnictwa w początkach XIX-ego wieku.

ROLA GEOMORFOLOGII W BADANIACH EROZJI I DENUDACJI GLEB

Erozja i denudacja pokrywy glebowej są widocznym wyrazem współczesnego modelowania powierzchni ziemi przez siły zewnętrzne. Procesy modelujące przebiegają odmiennie w różnych środowiskach fizyczno-geograficznych w zależności od warunków klimatycznych. W obszarach ekstremalnych klimatów półsuchych, procesy modelujące przebiegają z dużym natężeniem wywołując na większych przestrzeniach efekty rzeźbotwórcze o charakterze klęsk elementarnych. Gdzie indziej, jak to się dzieje u nas, przemiany narastają najczęściej powoli i mało dostrzegalnie.

Z obserwacji bezpośredniej wiadomo, że w tych samych warunkach przebieg i efekty denudacji gleb zależą od odporności pokrywy glebowej na zwiewanie i splukiwanie. Pośrednio odporność ta zależy od składu i struktury gleby oraz od warunków topograficznych jej występowania. Wiadomo, że w tym procesie wybitnie antagonistyczną rolę odgrywa roślinność. Wraz z jej zanikaniem lub niszczeniem, wywołanym często przez nieświadomie gospodarującego człowieka, ulega zredukowaniu

działanie czynnika hamującego. Wówczas czynniki klimatyczne wywołują leżące u podstaw procesów działanie siły grawitacyjnej, wywołując efekty rzeźbotwórcze w skali wzmożonej.

W ujęciu morfologii klimatycznej elementem kształtującym formę jest proces przebiegający w określonych warunkach klimatycznych. Poznanie procesów współczesnych w określonych warunkach prowadzi do rozpoznania form tworzących się obecnie, podobnie, jak poznanie procesów niwalnych i glacialnych doprowadziło do rozpoznania form krajobrazu polodowcowego. Dlatego to badanie denudacji gleb, zarówno normalnej jak i antropogenicznie przyspieszonej ze zrozumiałych względów leży w interesie geomorfologii. Badania te prowadzą z jednej strony do poznania genezy form najmłodszych, z drugiej strony do retrospektywnego wydzielenia w krajobrazie form powstałych dawniej oraz stopnia późniejszej ich modyfikacji.

Stanowisko takie nie wyklucza ani nie uszczupla roli innych gałęzi wiedzy, posiadających już duże zasługi na polu badań erozji i denudacji gleb. W szczególności dotyczy to gleboznawstwa. Wszak procesy denudacji gleb odnoszą się do warstwy luźnej pokrywającej powierzchnię ziemi, tj. do gleby. Jest ona przedmiotem badań oddzielnej nauki i bezpośrednio obserwowane zmiany muszą znaleźć właściwy wyraz w gleboznawstwie. Erozja i denudacja gleb dotyczy jednak nie tylko bezpośrednich przemian zachodzących w pokrywie glebowej. Jest to złożony, permanentny proces prowadzący do zmian dynamiki na powierzchni ziemi i jej wyrazu morfologicznego w krajobrazie. W tym znaczeniu jest procesem geomorfologicznym obchodzącym badacza-geomorfologa.

CHARAKTERYSTYKA MORFOLOGICZNA OBSZARU

Badania obejmują krawędziową strefę Wyżyny Łódzkiej o przebiegu WNW-ESE na północny wschód od Łodzi, między Zgierzem i Brzezunami (20 km). Wysuwająca się półwyspowo od południa Wyżyna Łódzka osiąga tu kulminacje (227 m w okolicach Brzeziny, 283 m w okolicach Łodzi), poczem przechodzi w mniej więcej równoleżnikowy pas o szerokości 6—8 km i bardzo urozmaiconej rzeźbie. Wysokości względne w zasięgu widoczności dochodzą tu do 50 m, a nawet 80 m. Dalej na północ teren szybko obniża się, zmniejszają się wysokości względne, krajobraz staje się monotony. Jest to już obszar równiny denudacyjnej, która następnie przechodzi w równoleżnikową strefę pradoliny Bzury.

Urozmaicona strefa krawędziowa przecięta jest południkowymi odcinkami dolin rzecznych o charakterze przełomowym. Należą tu przede wszystkim doliny rzek Czarnawki, Moszczenicy, Mrożycy i Mrogi wraz

z dopływami. Do ich dolin nawiązują liczne, suche, rozległe i płaskie, najczęściej zawieszane dolinokształtne obniżenia, których systemy rozbijają krawędziowe obszary wysoczyznowe na różnego kształtu i wielkości formy wypukłe. Duże zróżnicowanie form występujących w krajobrazie i rozległa ich skala są wynikiem złożonego przebiegu odmiennej

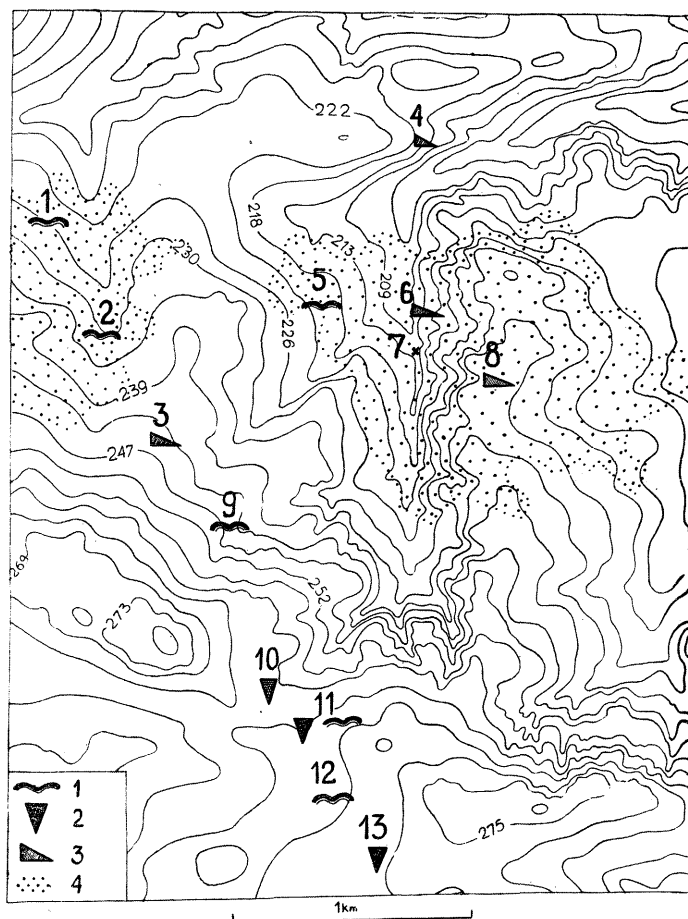


Fig. 1. Wycinek mapy ilustrujący rzeźbę północnej krawędzi Wyżyny Łódzkiej
1. struktury kongeliflukcyjne; 2. kliny zmarzlinowe; 3. odsłonięcia ściętych struktur peryglacjalnych; 4. obszary bezleśne w końcu 18 wieku; 1—13 numery stanowisk

od dzisiejszego typu morfogenezy i warunków topograficznych obszaru. J. Dylik (9) wyróżnia tutaj wśród form wklęsłych: niecki korazyjne, suche doliny i doliny rzeczne; wśród form wypukłych: wysoczyznowe guzy i równiny denudacyjne, ostrogi, pagórki wyspowe i ostańce kadłubowe.

Mimo znacznego zróżnicowania form krajobraz nosi wyraźne piętno denudacji nałożone na rzeźbę glacialną. Świadczą o tym faliste obszary denudacyjne wyżyny i ostańce kadłubowe na przedpolu krawędzi, wykazujące struktury glacialne. Widać to również w zaniku zamkniętych form wklęsłych i wykształceniu rozczłonkowujących krawędzi i wysoczyznę dolinokształtnych strefach obniżenia, do których schodzą z „centralnych obszarów denudacyjnych” wklęsłe formy niecek korazyjnych.

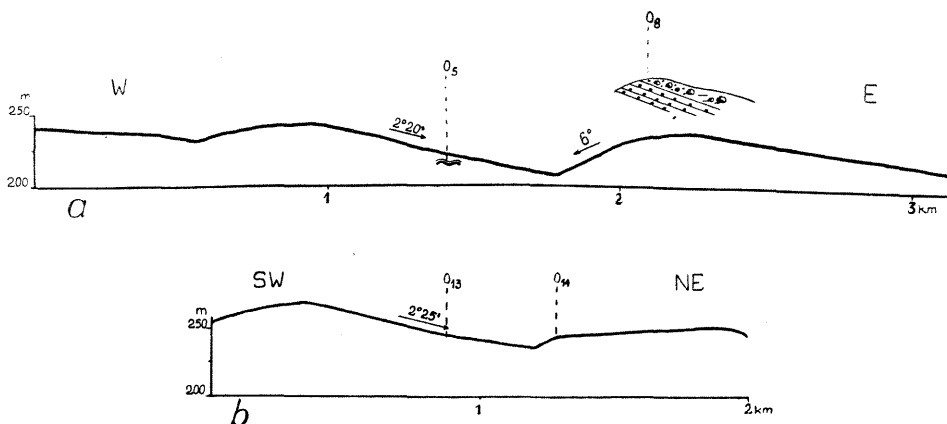


Fig. 2. Przykłady profili poprzecznych dolin Wyżyny Łódzkiej
a. strefa krawędziowa; b. strefa wysoczyznowa

W opisanej rzeźbie rozpoznano dojrzałe formy morfogenezy peryglacialnej (7, 8, 9). Właściwe dla środowiska peryglacialnego procesy wzmożonej denudacji, przy małych nawet nachyleniach terenu (ponad 2°), obnażyły kulminujące formy wypukłe i wykształciły rozległe strefy stokowe, którymi w nawiązaniu do dolin odbywały się masowe spływy kongeliflukcyjne.

W wykonanych przekopach stwierdzono liczne struktury peryglacialne (8, 9, 18) z reguły tuż pod powierzchnią. Sygnalizują one zasadniczą zgodność powierzchni peryglacialnej z dzisiejszą powierzchnią topograficzną obszaru. Załączony wycinek mapy (fig. 1) wskazuje rozmieszczenie stwierdzonych struktur krioturbacyjnych; są to kliny zmarzlinowe i kongeliflukcja. Wycinek przedstawia fragment obszaru krawędziowego z charakterystycznym kadłubowym półwyspem wysoczyznowym wysuwającym się 2 km na północ. Obok niego po zachodniej stronie rozciąga się rozległa asymetryczna sucha dolina, w której wykształcone jest odciwkami koryto typu *bałki*. Charakterystyczne jest, że nie tylko na powierzchniach form wypukłych, ale i na rozległych łagodnych stokach można prześledzić powierzchnię peryglacialną.

Za zachowaniem się tutaj powierzchni peryglacjalnej przemawiają nie tylko dowody stratygraficzne, ale i morfologiczne wyrażające się w kształtach stoków i w profilach podłużnych dolin. Przedstawiony przykładowo na mapce wierzchołkowy odcinek doliny posiada zachodni stok rozległy, łagodny ($2^{\circ}20'$) i prawie prostoliniowy. Obserwowane tutaj powszechnie rozległe stoki, mały ich spadek, zarys prostoliniowy, czasem lekko wklęsły nadają dolinom charakter nieckowaty (fig. 2). Wierzchołkowe partie dolin, początkowo bardzo szerokie, posiadają następnie zwężenia, poza którymi dopiero pojawiają się nieproporcjonalnie małe strugi. Takie rozległe formy są wyrazem działania procesów, których dzisiaj się

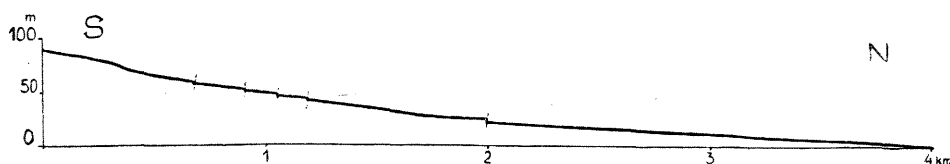


Fig. 3. Profil podłużny suchej doliny krawędziowej (por. fig. 1)

nie obserwuje. Formy te mogły powstać tylko w zupełnie innych warunkach morfoklimatycznych. Długie i prostoliniowe lub nieznacznie wklęsłe stoki wskazują na przewagę działania potężnych spływów poprzecznych nad działalnością erozyjną o kierunku podłużnym względem formy. Tego rodzaju stoki uważa J. Tricart (27, 28) za typowe dla morfogenezy peryglacjalnej.

Profil podłużny omawianej doliny (fig. 3) na pierwszym, wierzchołkowym odcinku o długości 400 m, wykazuje lekką wypukłość, ze względu na materiał spływowy zalegający w dolinie. Drugi odcinek, na długości 800 m, ma charakter prostoliniowy o spadku $3,5\%$. Odcinek trzeci, na długości 3 km tworzy prawie idealną równię pochyłą o spadku $1,4\%$. W linii osiowej formy rozwija się suche łóżysko wcięte do 3 m w stosunku do ogólnego dna rozległej doliny pierwotnej. Jest to element wtórny włożony w dno ogólnego zagłębienia doliny. Profil podłużny nowego wcięcia wykazuje na dwukilometrowej długości pięć wyraźnie wykształconych stopni. Dolny stopień osiąga wysokość 2 m i ma charakter cofającego się przegłębienia eworsyjnego z efektownym wąwozem erozji wstecznej. Profil wciętego łóżyska posiada ogólny zarys wklęsły i jest wyrazem nakładającej się erozji „normalnej”. Dno o profilu prostoliniowym doliny głównej, w które wcina się nowe łóżysko jest wyrazem odmiennego mechanizmu denudacji, właściwego dla dolin peryglacjalnych (9, 27). W ten sposób mamy tutaj nakładanie się współczesnej rzeźby typu „umiarkowanego” na przetrwałą rzeźbę peryglacjalną.

PRZEBIEG MORFOGENEZY WSPÓŁCZESNEJ

Denudacja gleb jest procesem powierzchniowym. Przebieg tego procesu i jego skutki w konkretnych warunkach zależne są od ekstremalnych zjawisk klimatycznych i od ukształtowania powierzchni topograficznej obszaru.

W rocznym cyklu klimatycznym na krawędzi Wyżyny Łódzkiej wydzielić można wyraźne trzy okresy wzmożonego występowania procesów denudacyjnych. Pierwszym z nich jest okres wiosennego tajania śniegu. Okres ten trwa krótko, średnio 8—12 dni, przy czym spływ wód wywołuje podwójne skutki morfologiczne. Pokrywa śnieżna szybciej znika na stokach o ekspozycji cieplejszej, to jest na stokach zwróconych ku południowi i południowemu zachodowi. Widoczne są na nich przejawy szybkiego spływu zorganizowanego wód. Woda spływa bruzdkami w dół, gdzie przy załamaniu stoku organizuje się w większe strumienie znosząc wysegregowany materiał piaszczysty. Materiał ten akumuluje się następnie w postaci płaskich smug i stożków bielejących na ciemniejszym tle glebowym na dolnych powierzchniach horyzontalnych (fot. 7, 8). Są to mikroformy o powierzchni od paru do kilkunastu metrów kwadratowych, przy czym kształt ich zależy od drobnej konfiguracji terenu. Są to najczęściej wydłużone pasy rozszerzające się w końcowej części w płaskie pokrywy.

Inny przebieg procesów obserwuje się na stokach o ekspozycji chłodnej, tj. zwróconych na północ i północny wschód. Szybkość tajania pokrywy śnieżnej jest tu znacznie mniejsza; płyty śniegu zalegają dłużej i tają w cieplejszych okresach dnia. Zmarznięte podłoże do głębokości około 60 cm tworzy przez dłuższy czas warstwę nieprzepuszczalną. Śnieg taje wolno przesycając rozmarzającą stopniowo wierzchnią warstwę gleby. Na obnażonych stokach o nachyleniach przekraczających 5° — 6° , które zbudowane są tutaj na ogół z piasków mułkowatych, występują powierzchniowe spływy mas o konsystencji błotnej (12, 21, 22). Masy te nawarstwiają się często na przetrwale, niżej położone stokowe płyty śniegu, po którego ostatecznym stajaniu tworzą się ilasto-piaszczyste pokrywy. Postępująca w ten sposób agradacja zmniejsza nachylenia, wzmagając w rezultacie często obserwowaną asymetrię stoków (17, 22). Zjawiska te występują w rozproszeniu, w ścisłej zależności od konfiguracji terenu, najczęściej na stokach form wypukłych, a przede wszystkim zagłębień denudacyjnych. Ślady działania tych procesów można obserwować w czasie krótkiego okresu tajania śniegu, poczem zaciera je orka wiosenna; zsumowane jednak w działaniu wieloletnim muszą powodować znaczne przesunięcia mas glebowych. Podstawą do rozwoju tych procesów — zarówno spłukiwania powierzchniowego w górnych częściach sto-

ków ciepłych jak i spływów błotnych na stokach o ekspozycji chłodnej — jest działanie wód roztopowych w warunkach zmarzniętego podłoża. Warunki te są reminiscencją morfogenezy peryglacjalnej w skali oczywiście znacznie zmniejszonej.

Drugim okresem wzmóżonej denudacji jest lato. Wprawdzie pokrywa roślinna wstrzymuje skutecznie morfogenetyczne procesy wietrzeniowe, budzą się jednak one w skali wzmóżonej okresowo w czasie krótkotrwałych ulew burzowych. Wskutek dużej szerokości stref dolinnych, jak przykładowo ilustruje załączona mapka (fig. 1), zlewnie ich są nieproporcjonalnie wielkie w stosunku do długości. Woda spływa z rozległych stoków po równiach pochyłych kumulując się w jednej krótkiej arterii odpływowej. Z uwagi na pełny rozwój wegetacji w tym czasie i większą, niż w okresie wiosennego tajania przepuszczalność podłoża, efekty spływu nie są na powierzchniach uprawnych duże. Na długich stokach słabiej umocnionych przez roślinność rozwijają się bruzdy zakończone stożkami napływowymi. Natomiast mocniej atakowane przez erozję są drogi prowadzące po stoku ku osi doliny. Posiadają one z reguły większe spadki, po ulewie pokrywają się piaszczystym i żwirowym materiałem spływowym i kształtują się jako wcinające się w teren zagłębienia wąwozowe (fot. 1). W przypadkach ich wyrównania i umocnienia przez człowieka działalność erozyjna przerzuca się na boczne rowy przydrożne, dając w rezultacie głębokie bruzdy i wyrwy (fot. 2).

Bezpośrednia działalność erozyjna wód spływających widoczna jest poza tym w strefach wierzchołkowych dolin. Wskutek dużego spadku początkowego odcinka profilu podłużnego, z reguły dochodzi tu do głębokiego wcinania liniowego. Toteż wierzchołki osi doliny głównej i wszelkich odgałęzień bocznych są strefami ożywionej erozji wstecznej typu *owragowego* (fot. 3).

Najgwałtowniejsze jednak działanie obserwować można wtedy w osi doliny. We wciętych suchych dotąd łóżyskach po większej ulewie pojawia się woda. Ilość jej szybko wzrasta, nie tylko wskutek spływów bocznych, ale i przez zbieranie się wód przesiakających, które nie pozostawiają śladów erozyjnych na powierzchniach stokowych. W ten sposób można wytłumaczyć pojawienie się już po kilku godzinach gwałtownego strumienia wypełniającego wcięte w osi doliny koryto.

Na omawianym terenie w czasie takiego wezbrania, po ulewie w lecie 1953 r. zniszczony został przepust z betonowym mostkiem na drodze przecinającej dolinę. Most ten znajdował się na południe od zaznaczonej odkrywki (fig. 1, pkt. 8) w odległości zaledwie jednego kilometra od wierzchołka doliny. Trzysta metrów dalej w dnie doliny znajduje się świeży, dwumetrowej głębokości wąwóz. W powstałym przez erozję

wsteczną wąwozie, o średniej szerokości 10 metrów zachował się ostaniec. Znaczna masa luźnego materiału została wyniesiona w czasie wezbrań, nie pozostawiając w dalszej części koryta widoczniejszych śladów. Według relacji miejscowej ludności, rozwinięcie się opisanej formy wąwozowej nastąpiło po ulewie w czerwcu 1918 r. Postępując w górę doliny, jak już wspomniano, spotykamy tu jeszcze cztery mniej zaznaczające się stopnie.

Z powyższego wynika, iż okres letni pozostawia najefektowniejsze morfologiczne ślady w postaci liniowych wcięć erozyjnych, które rozwijają się przede wszystkim w wierzchołkowych odcinkach rozgałęzień dolinnych wykazujących stały przyrost oraz w osiach dolin. Ustopniowane pogłębianie się wcięć w dnach dolinnych powoduje lokalne obniżanie bazy denudacyjnej, do której nawiązują tworzące się w ciągu cyklu rocznego bruzdy i spływy powierzchniowe. Efemeryczny przebieg opisanych wydarzeń letnich jest wyrazem skrajnych przejawów klimatycznych. Ich skutki morfologiczne posiadają cechy morfogenezy klimatu kontynentalnego, obserwowane w obszarach stepu czy lasostepu Europy południowo wschodniej. Ogólnie mówiąc są to cechy morfogenezy klimatu okresowo suchego (24, 26, 29).

Trzecim wreszcie okresem wzmożonej denudacji w rocznym cyklu klimatycznym jest okres późnego lata i jesieni. Jest to okres najbardziej przewlekły, zaczyna się od sprzętu zbóż i trwa aż do czasu ścięcia powierzchni przez mróz i pojawienia się pokrywy śnieżnej. Wyrazem przejawiającej się w tym okresie denudacji są lokalnie tworzące się bruzdy spływowe i napływy na rzyskach, występujące w zależności od opadów i topografii terenu. Podobne zjawiska obserwuje się na polach uprawnych, przy zasiewach poplonów. Powierzchniami mało odpornymi na denudację są pola młodego łubinu o nachyleniach ponad 4° oraz pola ziemniaczane, gdzie w zagłębieniach i bruzdach pojawiają się napływy. Sygnalizują one o odbywającym się stale ruchu mas z udziałem wód jako czynnika morfogenetycznego. Działaniem tym objęte są wszystkie stoki o nachyleniu ponad 4° , przy mało zwartej szacie roślinnej. Obserwowane efekty występują na ogół w małej skali i są powierzchniowo rozproszone.

Reasumując można by powiedzieć, że na opisywanym obszarze stwierdzono zróżnicowaną działalność procesów erozyjnych i denudacji. Trwałe i widoczne są na poszczególnych odcinkach osi dolinnych, w ich częściach środkowych oraz wierzchołkowych. Znajdują one wyraz w rozwijających się suchych parowach, które stają się ośrodkami stref zagrożających uprawom rolnym.

Na rozległych stokach, które są drugim dominującym elementem krajobrazu krawędziowego, odbywa się masowa denudacja na powierzch-

niach rozproszonych. Efekty jej w postaci spływów powierzchniowych, bruzd i stożków widoczne są tylko dla oka uważniejszego obserwatora. Ślady te ulegają corocznie zacieraniu wskutek upraw; mają więc charakter zamaskowany.

Procesy denudacji zależne od ukształtowania powierzchni różnicują się w cyklu rocznym. Cykl ten można rozbić na trzy okresy o odrębnych cechach morfogenetycznych: wiosenny okres o cechach morfogenezy peryglacjalnej, letni — morfogenezy klimatu suchego okresowo i jesienno — klimatu wilgotnego, umiarkowanego. Procesy te zahamowane przerwą zimową oraz okresem wegetacji letniej odbywają się stale, choć ze zmiennym natężeniem. Działanie ich zsumowane w skali wieloletniej prowadzi do znacznego przemieszczania mas, co w następstwie musi powodować przeobrażenia pierwotnej powierzchni topograficznej.

STOSUNEK RZEŻBY WSPÓŁCZESNEJ DO POWIERZCHNI PERYGLACJALNEJ

Stwierdzone w odkrywkach powszechne występowanie tuż pod powierzchnią śladów krioturbacyjnych sygnalizuje zachowanie na omawianym obszarze powierzchni peryglacjalnej (fig. 4). Powierzchnia ta odgrywa tutaj rolę reperu. Mówi ona o małych dotąd skutkach przebiegających procesów współczesnych. Słaby jest jeszcze stopień przystosowania rzeźby odziedziczonej do rozwijającej się rzeźby współczesnej, kształtującej się w dzisiejszych warunkach klimatu umiarkowanego, wilgotnego. Dokładne ustalenie stosunku powierzchni peryglacjalnej do dzisiejszej powierzchni topograficznej w urozmaiconej strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej wymagałoby wielkiej ilości przekopów. Nie mniej jednak, zgromadzone dotąd obserwacje pozwalają na wyciągnięcie pewnych wniosków.

Jakie zmiany zostały dokonane przez opisane procesy współczesne? Zmiany te zachodzą stopniowo z różną intensywnością, w zależności od warunków topograficznych. Nowa rzeźba nakłada się na odziedziczoną plastykę rzeźby peryglacjalnej powodując jej przeobrażenia.

W strefie wysoczyznowej i na półwyspach kadłubowych obserwuje się występowanie tuż pod powierzchnią klinów zmarzlinowych. Na stokach przechodzących w rozległe strefy den dolinnych zachowane są często struktury kongeliflukcyjne przykryte utworami bezstrukturalnymi o miąższości od 0,5 m do 1,5 m. Świadczy to o denudacji obszarów wysoczyznowych i górnych partii stokowych przy równoczesnej aggradacji części niższej, stokowo-dennej. Procesy te, jak wiemy występowały masowo w warunkach peryglacjalnych i datowane są z tego okresu. Nie

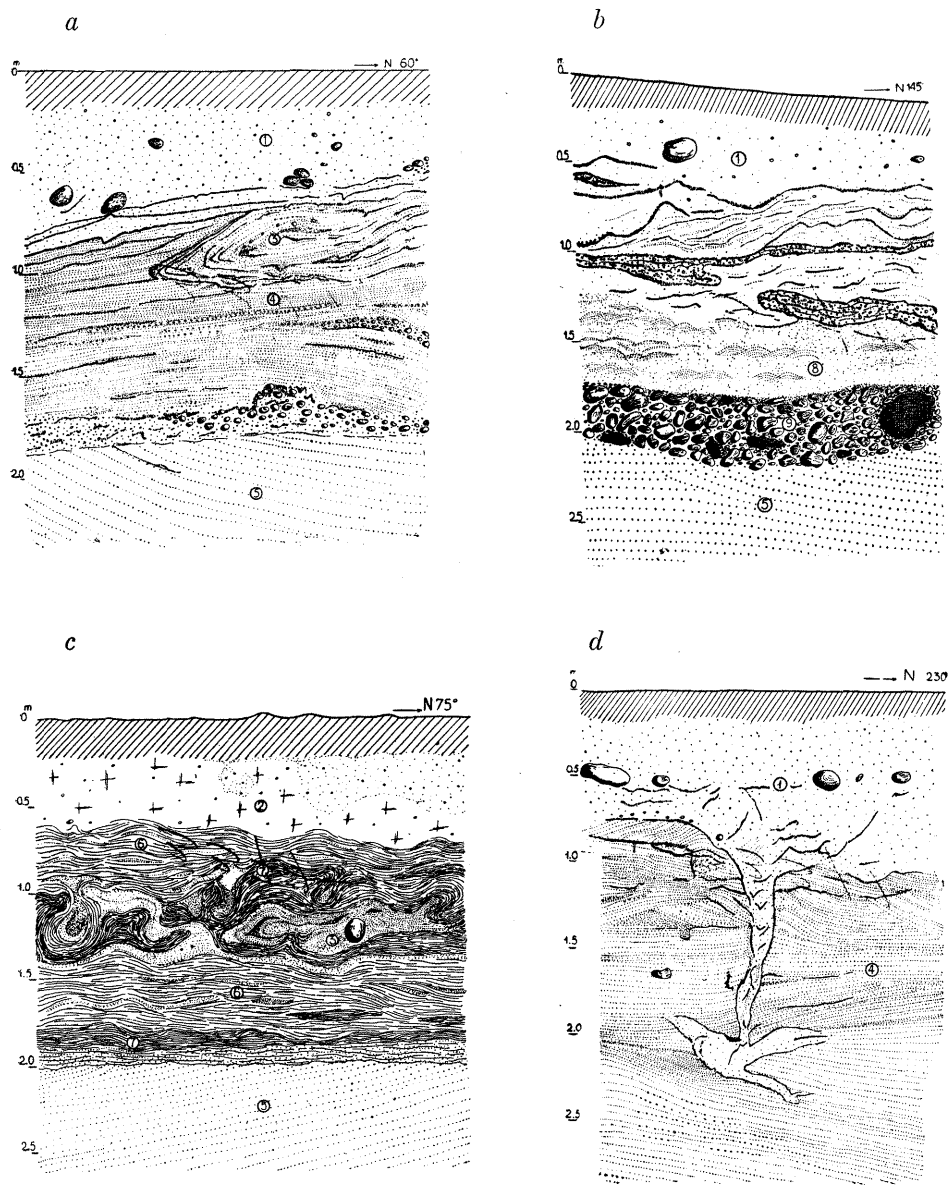


Fig. 4. Zaburzenia peryglacjalne w odkrywkach strefy krawędziowej (wg fig. 1:
a — pkt. 3; b — pkt. 4; c — pkt. 5; d — pkt. 10)

1. pokrywowy piasek bezstrukturalny, z głazami i smugami orsztynu; 2. glina piaszczysta z głazami; 3. piasek drobnziarnisty z głazikami i smugami orsztynu, przemieszczony kongeliflukcyjnie; 4. piasek średnioziarnisty ze żwirem, warstwowany; 5. piasek warstwowany; 6. ił płowo-szary, z wkładkami drobnziarnistego piasku; 7. ił szaro-niebieski; 8. drobnziarnisty piasek z ripple-markami; 9. peryglacjalny materiał pokrywowy na ściętym podłożu glacialnym

ulega jednak wątpliwości, że nadległa pokrywa bezstrukturalna, to produkt nie tylko degradacji osadów peryglacjalnych ale i współczesnych. Te ostatnie zalegają lokalnie płatami o nieznacznej miąższości (0,5—1,5 m) w strefie stokowo-dennej, nie zmieniając zarysów łagodnych rozległych stoków, ani nie zacierając ogólnego charakteru rzeźby peryglacjalnej. W dolnych częściach stoków stromych pokrywa górna zyskuje

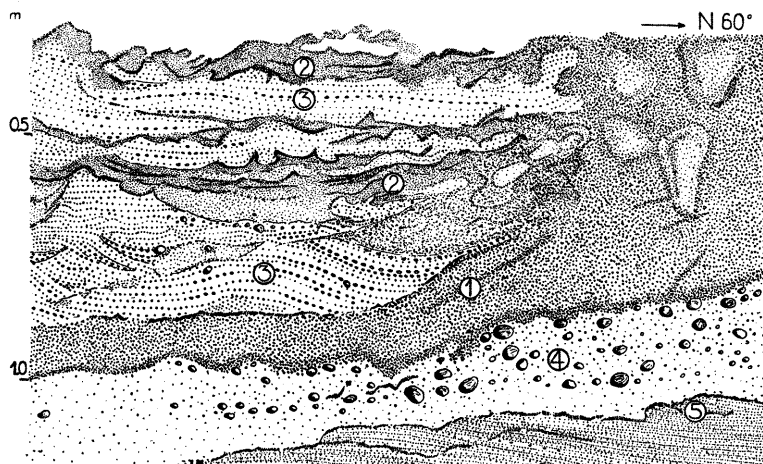


Fig. 5. Kalonka (stanowisko 7). Zazębienie się utworów stokowych z akumulacją w dnie doliny

1. gruboziarnisty piasek bezstrukturalny, ciemno-rdzawy; 2. piasek drobnoziarnisty z wkładkami humusu; 3. piasek i drobny żwir warstwowany; 4. żwir i piasek z głazami, bezstrukturalny; 5. warstwowany piasek ze smugami orsztynu

na miąższości, wykazując zazębienie się utworów stokowych z akumulacją w dnie dolinnym (fig. 5).

Większe zmiany właściwe dla nakładającego się cyklu rzeźby współczesnej znajdują wyraz w rozcięciach erozyjnych peryglacjalnych den dolinnych i denudacyjnych zagłębień. W dna te zostały włożone młode formy wąwozowe rozcinające je rozgałęzieniami na poszczególne partie (fot. 5, 6). Jak już wspomniano, te cechy młodości występują i w wierzchołkach dolin oraz w narastających i zagęszczających się rozgałęzieniach. Obserwować można różny stopień zaawansowania rozwoju młodej rzeźby wąwozowej. W przytoczonym przykładzie (fig. 3) profil podłużny doliny jest schodowaty i w dnie doliny tworzy się efektowny wąwóz wykazujący przyrost działania erozji wstecznej. Natomiast w innym miejscu wąwóz główny o długości jednego kilometra posiada stoki ustalone i zadarnione. Jedynie wierzchołki jego oraz powstające nowe boczne od-

gałęzienia są w stadium tworzenia się. Do nowej bazy nawiązują powierzchniowe ruchy mas przyległych pól uprawnych (fot. 4).

W ten sposób można ustalić ogólny stosunek obecnej powierzchni topograficznej do powierzchni peryglacialnej. Stosunek ten schematycznie przedstawia profil (fig. 6). Wyróżnić tu można: 1. głębokie rozcięcia powierzchni peryglacialnej w osiach dolin, gdzie potworzyły się parowy erozyjne włożone w dawną formę doliny; 2. najbliższą strefę przyległą do dolin współczesnych, w której odbywają się ożywione powierzchniowe ruchy mas ze względu na nisko położony w pobliżu poziom bazy de-

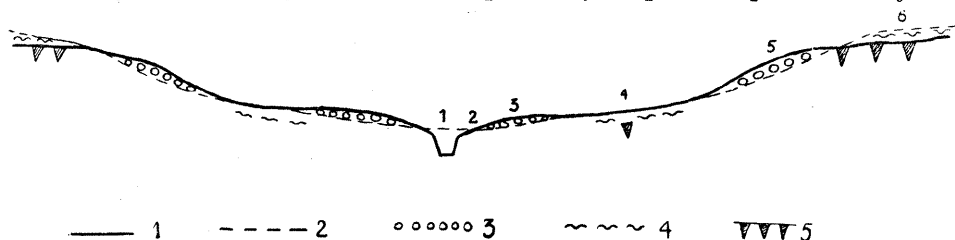


Fig. 6. Profil schematyczny przedstawiający stosunek powierzchni peryglacialnej do powierzchni współczesnej

1. powierzchnia topograficzna; 2. powierzchnia peryglacialna; 3. akumulacja holeceńska; 4. kongeliflukcja; 5. kliny zmarzlinowe

nudacyjnej; 3. dolny odcinek agradacji, na którym odbywa się akumulacja materiału spływającego z rozległego stoku doliny peryglacialnej. Odcinek ten posiada nachylenie zbliżone do zera; stąd wynikają odpowiednie warunki dla akumulacji materiału znoszonego ze stoków. Uruchomienie tego materiału zaczyna się odbywać później w kierunku wąwozu; 4. odcinek „zachowawczy” stoku peryglacialnego, po którym odbywa się jak po równi pochyłej transport materiału wywołany procesami współczesnymi; 5. górny odcinek agradacji. Stoki na tym odcinku wykazują tendencję do wypukłości nadając rzeźbie charakter właściwy dla morfogenezy umiarkowanej wskutek akumulacji materiału znoszonego z wysoczyzny; 6. odcinek wysoczyznowy ulegający ścinaniu na skutek degradacyjnego działania współczesnej denudacji.

Rozległość poszczególnych odcinków i ich wzajemny stosunek określają lokalne warunki topograficzne. Dzisiejsza powierzchnia topograficzna rozcina, przykrywa lub ścina powierzchnię peryglacialną. Stosunki te wyjaśniają charakter peryglacialny rzeźby północnej krawędzi Wyżyny Łódzkiej. Pozostaje do rozwiązania problem zasadniczy dla tego obszaru: dlaczego pierwotna rzeźba peryglacialna uległa tutaj tak małym zmianom. Inaczej mówiąc, dlaczego daje się stwierdzić tak mały ogólny stopień przystosowania się rzeźby do warunków morfogenetycznych współcześnie panującego klimatu umiarkowanego wilgotnego.

Problem ten można wyjaśnić argumentami historycznymi. Mamy tu do czynienia z obszarem, który do początków XIX-ego wieku był pokryty lasami. Pola uprawne stanowiły tylko nieliczne rozrzucone w lasach enklawy w sąsiedztwie osiedli. Na obszarze przedstawionym na mapce według pruskiego zdjęcia topograficznego na przełomie XVIII i XIX wieku znajdowały się dwie wsie otoczone lasami (fig. 1). Nie jest rzeczą przypadku, iż odcinek najlepiej dziś wykształconego suchego wąwozu w osi doliny znajduje się w sąsiedztwie podówczas już uprawianych pól. Ogólnym czynnikiem konserwującym rzeźbę peryglacjalną była tutaj roślinność, szczególnie formacja leśna. W tych warunkach rzeźba peryglacjalna mogła przetrwać z niewielkimi zmianami przez tysiące lat. Dopiero wycięcie lasów w następstwie zagęszczającego się osadnictwa i rozwoju przemysłu na Wyżynie Łódzkiej (6, 9, 19) wywołało erozję i denudację przyspieszoną. Efekty jej narastające można obserwować jako procesy świeżego nakładania się na przetrwałą rzeźbę odziedziczoną.

Literatura

1. Bac S., Ostromięcki J. — Badania nad erozją gleb w Polsce (*Etudes de l'érosion du sol en Pologne*). Warszawa 1950.
2. Büdel J. — Eiszeitliche u. rezente Verwitterung u. Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. *Pet. Geogr. Mitt., Ergh.*, No. 229, 1937.
3. Budel J. — Das System der klimatischen Morphologie. Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimata. *Deutscher Geographentag München*, 1948, 1950.
4. Cailleux A. — Le ruissellement en pays tempéré non montagneux. *Ann. Géogr.*, t. 57, no 305, 1948.
5. Dobrzański B., Malicki A., Ziemnicki S. — Erozja gleb w Polsce (*L'érosion du sol en Pologne*). Warszawa 1953.
6. Dylik J. — Rozwój osadnictwa w okolicach Łodzi (summary: The development of settlement in the Łódź-region). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, nr 2, Łódzkie Tow. Naukowe, 1948.
7. Dylik J. — The concept of the periglacial cycle in Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, vol. III, 5, 1952.
8. Dylik J. — Peryglacjalne struktury w plejstocenie środkowej Polski (summary: Periglacial structures in the Pleistocene deposits of Middle Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66, 1952.
9. Dylik J. — O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski (*résumé: Du caractère périglaciaire de la Pologne Centrale*). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, nr 4, Łódzkie Tow. Naukowe, 1953.
10. Dylik J. — Zagadnienie poligenyzy rzeźby w pracach nad geomorfologiczną mapą Polski (*résumé: Problème de la polygenèse du relief dans les travaux sur la carte géomorphologique de la Pologne*). *Przegl. Geogr.*, t. 25, 1953.
11. Dylik J. — Caractères du développement de la géomorphologie moderne. *Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź*, vol. IV, 3, 1953.
12. Dylik J. — Problematyka geomorfologiczna wobec potrzeb rolnictwa (sum-

- mary: Geomorphological problematic related to agricultural needs). *Przegl. Geogr.*, t. 26, 1954.
13. Dylikowa A. — O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej (résumé: De la méthode structurale dans la morphologie glaciaire). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, nr 3, Łódzkie Tow. Naukowe, 1952.
 14. Dylikowa A. — W sprawie nieporozumień terminologicznych w morfologii: pojęcia erozji i denudacji (résumé: Des malentendus terminologiques en géomorphologie: les termes d'érosion et de dénudation). *Czas. Geogr.*, t. 25, 1954.
 15. Furon R. — L'érosion du sol. Paris 1947.
 16. Jahn A. — Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenijskiej strefy peryglacialnej (summary: Cryoturbate phenomena of the contemporary and of the Pleistocene periglacial zone). *Acta Geol. Polonica*, vol. 2, 1951.
 17. Jahn A. — Denudacyjny bilans stoku (résumé: Balance de dénudation du versant). *Czas. Geogr.*, t. 25, 1954.
 18. Klatkova H. — Niecki korazyjne w okolicach Łodzi (résumé: Niches de corrosion aux environs de Łódź). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 1, 1954.
 19. Pelter L. C. — The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. *Ann. Ass. Am. Geogr.*, vol. 40, 1950.
 20. Pierzchałko Ł. — Zagadnienie rozwoju stoku w świetle prac Bauliga, Biota i Sobolewa (summary: The problem of slope-formation in the light of the studies by Baulig, Birot and Sobolev). *Przegl. Geogr.*, t. 25, 1953.
 21. Pierzchałko Ł. — Wstępne obserwacje współczesnych procesów stokowych w Górach Kaczawskich (summary: Preliminary investigations of present-day slope erosion in Kaczawa Mountains). *Przegl. Geogr.*, t. 26, 1954.
 22. Pierzchałko Ł. — Zagadnienie dolin asymetrycznych na tle rozwoju geomorfologii klimatycznej (résumé: Le problème des vallées dissymétriques et le développement de la géomorphologie climatique). *Czas. Geogr.*, t. 25, 1954.
 23. Reniger A. — Znaczenie rzeźby terenu dla rolnictwa (summary: The significance of land relief for agriculture). *Przegl. Geogr.*, t. 26, 1954.
 24. Sobolew S. S. — Razwitié erozjonnych processow na territorii ewropejskoj czasti SSSR i borba s nimi (Développement des processus érosifs sur le territoire de la partie européenne de l'URSS et la lutte contre eux). *Akad. Nauk SSSR*, t. 1, 1948.
 25. Starkel L. — Znaczenie mapy geomorfologicznej dla rolnictwa (L'importance de la carte géomorphologique pour l'agriculture). *Przegl. Geogr.*, t. 26, 1954.
 26. Sus N. I. — Erozja poczwy i borba s niej (L'érosion du sol et la lutte contre elle). Moskwa 1949.
 27. Tricart J. — La Partie Orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique, t. 1 — La genèse de Bassin. Paris 1950; t. 2 — L'évolution morphologique au Quaternaire. Paris 1952.
 28. Tricart J. — Le système d'érosion périglaciaire. *L'Information Géographique*, no 5, 1951.
 29. Tricart J. — Géomorphologie dynamique de la steppe russe. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1953.
 30. Tricart J. — La géomorphologie et les hommes. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1953.
 31. Zanin G. W. — Erozjonnyje formy reliefsa sozdawajemyje wremiennymi wodotokami i principy ich lesomelioracji (Les formes d'érosion dues aux écoulements des eaux et les principes de leur melioration forestière). *Izw. Ak. Nauk SSSR, Sier. Geogr.*, nr 6, 1952.



fot. autor, 1954

Fot. 1. Wcinanie się drogi schodzącej po łagodnym stoku ku osi doliny



fot. autor, 1954

Fot. 2. Ossowice. Parów rozwijający się w rowie przydrożnym



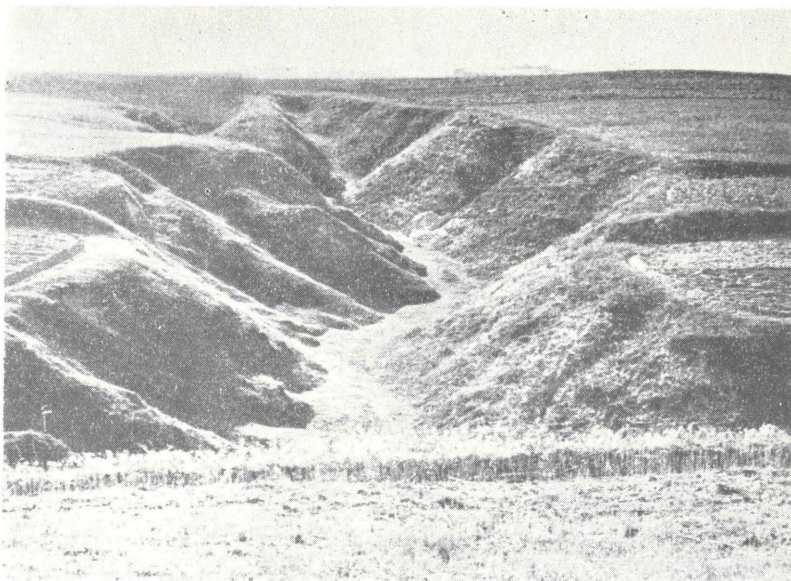
fot. autor, 1954

Fot. 3. WzmóŜona erozja parowowa w strefie wierzchołkowej suchej doliny w okolicach Brzezin



fot. autor, 1954

Fot. 4. Sucha dolina typu bałki w okolicach Brzezin. Na dalszym planie powierzchnia oŜwionego ruchu mas podzielona miedzami na oddzielne strefy



fot. autor, 1954

Fot. 5. Erozja parowowa w bocznym odgałęzieniu suchej doliny pod Brzezinami



fot. autorka, 1954

Fot. 6. Współczesne rozcięcie peryglacjalnego dna niecki denudacyjnej w okolicach Brzezin



fot. autor, 1954

Fot. 7. Akumulacja bruzdowa na łagodnym stoku w okolicach Brzezin



fot. autor, 1954

Fot. 8. Stożek napływowy erozji bruzdowej na dnie niecki korazyjnej