

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 153

WSPÓŁCZESNE PRZEMIANY  
RZEŻBY POLSKI  
POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK



JMK

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

\*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 153

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 153

СОВРЕМЕННЫЕ ПЕРЕМЕНЫ РЕЛЬЕФА  
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПОЛЬШИ

\*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 153

PRESENT-DAY CHANGES OF RELIEF  
IN SOUTH-EAST POLAND

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 153

# WSPÓŁCZESNE PRZEMIANY RZEŻBY POLSKI POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ

Opracowanie zbiorowe pod redakcją  
MIROŚŁAWA BOGACKIEGO

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK  
1990

<http://rcin.org.pl>

**Komitet redakcyjny**

**REDAKTOR NACZELNY: ANDRZEJ WRÓBEL**  
**CZŁONKOWIE: ANDRZEJ S. KOSTROWICKI, TEOFIL LIJEWSKI**  
**LESZEK STARKEL, ANDRZEJ STASIAK, JAN SZUPRYCZYŃSKI, ZBIGNIEW TAYLOR**  
**SEKRETARZ: IRENA STANCAK**

**Redaktor Wydawnictwa Jacck Sikora**  
**Redaktor techniczny Danuta Leszczyńska**

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo. Wrocław 1990

*Printed in Poland*

**ISBN 83-04-03619-3**  
**PL ISSN 0373-6547**

Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo. Wrocław 1990  
Objętość: ark. wyd. 12,20; ark. druk. 9,25; ark. A<sub>1</sub> – 12,3.  
Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 128/90.

## SPIS TREŚCI

Wprowadzenie	7
Koncepcja opracowania ( <i>Mirosław Bogacki, Cecylia Radłowska, Marek Zgorzelski</i> )	7
General outline of the study (summary)	10
Концепция работы (резюме)	11
Cechy środowiska przyrodniczego ( <i>Mirosław Bogacki, Marek Zgorzelski</i> )	12
Features of the natural environment (summary)	20
Черты природной среды (резюме)	20
Denudacja chemiczna ( <i>Henryk Maruszczak</i> )	23
Chemical denudation (summary)	40
Химическая денудация (резюме)	40
Współczesne przemiany chemiczne w glebach użytkowanych rolniczo ( <i>Henryk Kern</i> )	43
Present-day chemical changes in soils (summary)	57
Современные химические перемены в почвах (резюме)	57
Procesy splukiwania powierzchniowego i erozji wąwozowej ( <i>Czesław Józefaciuk, Anna Józefaciuk</i> )	59
Processes of surface wash and gully erosion (summary)	82
Процессы смыва и овражной эрозии (резюме)	82
Modelowanie den dolin rzecznych ( <i>Stefan Kozarski, Andrzej Witt</i> )	85
Modelling of river valley floors (summary)	97
Моделирование днищ речных долин (резюме)	97
Procesy eoliczne ( <i>Józef Wojtanowicz</i> )	99
Aeolian processes (summary)	106
Эоловые процессы (резюме)	107
Procesy osuwiskowe ( <i>Tadeusz Ziętara</i> )	109
Landslide processes (summary)	116
Оползневые процессы (резюме)	117
Antropogeniczne przemiany rzeźby ( <i>Mirosław Bogacki, Marek Zgorzelski</i> )	119
Anthropogenetic changes of relief (summary)	122
Антропогенные перемены рельефа (резюме)	123
Typologia i regionalizacja współczesnych procesów morfogenetycznych ( <i>Mirosław Bogacki, Marek Zgorzelski</i> )	125
Typology and regionalization of modern morphogenetic processes (summary)	135
Типология и регионализация современных морфогенетических процессов (резюме)	136
Literatura	137





## WPROWADZENIE

MIROSLAW BOGACKI, CECYLIA RADŁOWSKA  
MAREK ZGORZELSKI

### KONCEPCJA OPRACOWANIA

Badania z zakresu geomorfologii dynamicznej prowadzone są w celach zarówno poznawczych, jak i praktycznych. Zmierzają do coraz wnikliwszego ujęcia problemów i przejścia od wyników jakościowych do ilościowych oraz do wykrywania wzajemnej zależności między różnymi procesami. Umożliwiają prognozowanie dalszej ewolucji rzeźby jako rezultatu ogólniejszych zmian w strefach morfoklimatycznych.

Rzeźba może być przekształcana przez procesy sekularne, zwykle o małym natężeniu, albo przez procesy epizodyczne, gwałtowne, występujące w latach ekstremalnych. Śledzenie procesów w rytmie rocznym pozwala na ujawnienie ich natężenia i rozmieszczenia. Poznanie zmian sekularnych umożliwia przewidywanie tendencji i kierunków rozwojowych rzeźby. Sezonowe procesy morfodynamiczne mogą mieć niekiedy charakter katastrofalny i najczęściej zasięg lokalny. Mogą być wywołane czynnikami naturalnymi bądź też działalnością człowieka.

Dotychczas przeważają badania szczegółowe dynamiki rzeźby, które prowadzą do rozpoznania poszczególnych procesów albo ich zespołu i ograniczone są do niewielkich obszarów.

Do podniesienia merytorycznej wartości wyników niezbędne są oceny ilościowe współczesnej denudacji w ramach zamkniętych układów obiegu materii, czyli ujęcia systemowe. Do tego celu najbardziej odpowiednie mogą być dorzecza, potraktowane jako odrębne systemy.

W Polsce różne ośrodki naukowe podejmują prace z zakresu geomorfologii dynamicznej. Bada się wydajność procesów stokowych, wylicza całkowitą masę skalną usuniętą ze stoku oraz wpływ ingerencji gospodarczej człowieka na przemiany rzeźby. Najwięcej badań podjęto nad splukiwaniem pokrywowym i bruzdowym.

Dotychczas przeważa tendencja do oddzielnego badania procesów. Nieodzwone są jednak ujęcia całościowe, pokazujące współzależność między poszczególnymi procesami oraz pomiędzy procesami a różnymi elementami środowiska geograficznego. Wiadomo, że uwarunkowania przyrodnicze odgrywają przewodnią rolę w genezie, natężeniu i przebiegu procesów, np. las hamuje natężenie splukiwania, a uprawy, szczególnie okopowe, wzmagają je; nachylenie i przepuszczalność terenu oddziałują na infiltrację i spływ wody.

W Polsce południowo-wschodniej podjęte zostały zespołowe badania z zakresu geomorfologii dynamicznej w ramach problemu międzyresortowego *Przemiany środowiska geograficznego Polski* (w latach 1981–1985 MR-I-25, od 1986 r. III CPBP-03-13), który koordynował prof. dr hab. L. Starkel. Jako główne procesy rzeźbotwórcze na tym terenie zostały uznane: denudacja chemiczna i przemiany chemiczne pokrywy glebowej, splukiwanie powierzchniowe (rozproszone i skoncentrowane), procesy grawitacyjne (osuwiskowe) oraz fluwialne i eoliczne.

Wybór terenu badań był podyktowany istnieniem stacji pomiarowych i punktów obserwacyjnych zarówno w górach, jak i na Wyżynie Lubelskiej. Dla tej części Polski mamy stosunkowo najwięcej doświadczeń badawczych i wiele informacji jakościowych i ilościowych. Źródłem danych dla procesów degradacji i agradacji są m.in. stacje terenowe Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN (w Szymbarku i Frycowej) oraz stacje podlegające Instytutowi Upraw, Nawożenia i Gleboznawstwa (w Sławnie koło Lublina, w Werbkowicach, Elizówce i Węglinku). Prowadzono tu również szczegółowe kartowanie wybranych procesów w obrębie dorzeczy względnie wybranych regionów.

Mapy poszczególnych procesów morfogenetycznych i mapa syntetyczna wykonane zostały w podziałce 1 : 500 000, a więc w tej samej podziałce co *Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski*, która stanowiła niezbędny aneks merytoryczny do map analitycznych i do mapy syntetycznej, ponieważ pokazuje ona formy, na których zachodzą współczesne zmiany; można również uzyskać z niej pośrednio informacje o budowie geologicznej terenu.

Polska południowo-wschodnia, z racji długich serii obserwacji stacjonarnych i zróżnicowania cech fizycznogeograficznych, została uznana przez autorów niniejszego opracowania za poligon doświadczalny do dalszych badań na obszarze reszty kraju. Stan badań poszczególnych procesów morfogenetycznych i ich wzajemnych powiązań na tym obszarze wskazuje na wielokierunkowe zainteresowania współczesną morfogenezą, a zarazem na nierówny stopień ich poznania.

Badaniom przyświecały dwa cele: opracowanie podstaw metodycznych i przedstawienie struktury przestrzennej tendencji zjawisk modelujących rzeźbę powierzchni terenu.

U podstaw metodycznych legły następujące założenia teoretyczne:

- współczesne zjawiska morfogenetyczne są konsekwencją paleomorfogenezy, ich występowanie oraz wydajność są bowiem w znacznym stopniu uwarunkowane budową geologiczną i rzeźbą ukształtowaną w przeszłości;
- obok „odziedziczonego” ukształtowania powierzchni ziemi, o charakterze zjawisk właściwych dla współczesnego ogniwa systemu morfogenetycznego decyduje przestrzenne zróżnicowanie przejawów działania czynników klimatycznych i sposób gospodarowania człowiekiem (użytkowanie ziemi).

Zadanie realizowane było zespołowo przez specjalistów z różnych ośrodków naukowych w Polsce. Na podkreślenie zasługuje owocna współpraca z zespołem pracowników IUNG w Puławach, który wniósł poważne opracowania przeglądowe, oparte na szczegółowych studiach terenowych i wzmocnił aspekt praktyczny opracowania.

Zagadnienie denudacji chemicznej opracował prof. dr hab. Henryk Maruszczak z UMCS w Lublinie, przemiany geochemiczne gleb — doc. dr hab. Henryk Kern, a splukiwanie i erozję wąwozową — prof. dr hab. Czesław

Józefaciuk – obaj z IUNG w Puławach. Zagadnienia wiążące się z przeobrażeniem rzeźby przez procesy fluwialne opracowali prof. dr hab. Stefan Kozarski i dr Andrzej Witt z UAM w Poznaniu, procesy eoliczne – prof. dr hab. Józef Wojtanowicz z UMCS w Lublinie, a ruchy grawitacyjne – doc. dr Tadeusz Ziętara z WSP w Krakowie. Procesy antropogeniczne oraz syntezę współczesnych przemian rzeźby i konstrukcję jej obrazu graficznego opracowali doc. dr hab. Mirosław Bogacki i dr Marek Zgorzelski z Uniwersytetu Warszawskiego.

Koncepcja mapy syntetycznej współczesnych przemian rzeźby Polski powstała podczas spotkań dyskusyjnych zespołu autorskiego z udziałem prof. dr hab. L. Starkla. Jest ona wynikiem wielu prób, różniących się założeniami metodycznymi. Pierwotnie wskazywano na potrzebę skonstruowania mapy jako sumy treści zawartych w cząstkowych opracowaniach charakteryzujących przyczyny, przebieg oraz skutki działania poszczególnych typów procesów morfogenetycznych. Obraz taki okazał się bardzo nieczytelny. Dlatego syntezę wyrażono w postaci przestrzennego zróżnicowania typów bilansu materii uruchamianej przez te procesy.

Przyjęto, że odziedziczone po poprzednich epokach morfogenetycznych ukształtowanie powierzchni Polski jest współcześnie przeobrażane przez dwie, różniące się istotą działania, kategorie procesów właściwych z jednej strony dla systemu chemicznego, a z drugiej – dla systemu fizycznego modelowania rzeźby.

W ramach systemu denudacji chemicznej można wyodrębnić podsystem glebowy, reprezentowany przez procesy ługowania – zakwaszania, i podsystem skalny, reprezentowany przez głębokie krążenie wody i zjawiska krasowe. Przedstawienie przebiegu denudacji chemicznej wymaga jednak zastosowania wspólnej miary, odzwierciedlającej skutki działania obydwu podsystemów. Jako miarę przestrzennego zróżnicowania wartości wszędzie ujemnego bilansu denudacji chemicznej przyjęto ilość materii wynoszonej w postaci roztworów, wyrażoną w  $t/km^2 \cdot rok$ . Syntetyczny obraz tendencji denudacji chemicznej uzyskano przez izolację, wskazujące na rząd wielkości wynoszenia z danego terenu substancji rozpuszczonych.

W ramach systemu denudacji fizycznej można wyodrębnić: – podsystem wierzchwinowo-stokowy, reprezentowany przez procesy splukiwania rozproszonego i skoncentrowanego, procesy eoliczne oraz przez ruchy grawitacyjne; – podsystem den dolin i zagłębień, reprezentowany przez procesy fluwialne i limniczne, przez przejawy akumulacyjnej działalności uprzednio wymienionych procesów splukiwania oraz przez ruchy grawitacyjne.

Efekty działalności człowieka, za wyjątkiem jej ekstremalnych przejawów, pokazano poprzez zwiększenie natężenia prawie wszystkich procesów modelujących rzeźbę Polski.

Analizując bilans denudacyjny wymienionych podsystemów fizycznego modelowania powierzchni Ziemi, należy stwierdzić, że dla obszarów wierzchwinowo-zbozowych jest on prawie zawsze ujemny, natomiast dla den dolin i zagłębień może być ujemny, zrównoważony bądź dodatni. Dlatego wyodrębniono dna dolin rzecznych i zagłębień, dla których określono dominujący typ bilansu, zróżnicowany w wartościach względnych. Pozostałe obszary określono jako międziodolinne. Tereny te w rzeczywistości charakteryzują się rzeźbą w znacznym stopniu rozwiniętą. Dla nich też określono dominujący typ bilan-

su oraz procesy „wiodące” i ich natężenie. Podobnie jak to miało miejsce w przypadku den dużych dolin rzecznych i zagłębień, bilans denudacyjny zróżnicowany został poprzez jego wielkość, wyrażoną w wartościach względnych. Zastosowano pięciostopniową skalę wartości obszarów o ogólnie ujemnym bilansie denudacyjnym oraz wydzielono trzy kategorie obszarów o bilansie zróżnicowanym.

W treści mapy znalazły się ponadto obszary leśne jako te, które ograniczają możliwości rozwoju naturalnych procesów fizycznych, a równocześnie są terenami o ograniczonej ingerencji człowieka.

Syntetyczny obraz tendencji denudacji fizycznej w Polsce został zatem przedstawiony przez przestrzenne jednostki, charakteryzowane typem bilansu materii.

Poznanie funkcjonowania systemu współczesnego modelowania rzeźby może być podstawą do formułowania prognoz morfogenetycznych. Mogą być one wielowariantowe, długo- i krótkookresowe. Prognozy długookresowe muszą być ściśle powiązane z przewidywanym kierunkiem zmian innych elementów środowiska przyrodniczego, a zwłaszcza klimatu. Prognozy krótkookresowe powinny natomiast uwzględniać plany przestrzennego zagospodarowania, ponieważ gospodarcza działalność człowieka może prowadzić do nieprzewidzianego i gwałtownego uaktywnienia współczesnych procesów morfogenetycznych

## GENERAL OUTLINE OF THE STUDY

### Summary

The interministerial problem of *Changes in Poland's Geographical Environment* included team research work in South-East Poland concerning present-day changes of the relief. The main processes modelling the relief in that area are: chemical denudation and chemical changes of the soil cover, surface ablation, gravitational, fluvial, and aeolian processes.

The aim of the study was to elaborate methodical grounds and to present the spatial structure of the tendency of occurrences modelling the relief.

The modern morphogenetic phenomena are the consequence of palaeomorphogenesis. Their occurrence and efficiency are highly conditioned by the geological structure and relief formed in the past. Beside the inherited relief, the character of phenomena typical of the modern morphogenetic system is determined by the spatial differentiation of the effect of climatic factors and by man's management.

The relief inherited from earlier morphogenetic epochs is now being transformed by two essentially different categories of processes characteristic, on the one hand, of the chemical system and on the other—of the physical system of relief modelling. Within the system of chemical denudation we can discern the soil sub-system with leaching processes and the rock sub-system with deep water circulation and Karst phenomena. A synthetic image of chemical denudation tendencies is presented by means of isolines which show quantities of dissolved substances washed away from the given area.

Within the system of physical denudation we can discern the plateau—slope sub-system with washing, aeolian, and gravitation processes, and the sub-system of valley bottoms and depressions with fluvial and limnetic processes. A synthetic image of physical denudation tendencies has been presented as spatial typologic units characterized by the type of material balance.

The knowledge of how the system of modern relief modelling functions can be a base for the formulation of morphogenetic forecasts.

*Translated by Maria Jablonowska*

## КОНЦЕПЦИЯ РАБОТЫ

## Резюме

В рамках межведомственной проблемы *Изменения географической среды Польши* на территории юго-восточной Польши проводились исследования преобразований рельефа. К основным процессам, формирующим рельеф на упомянутой территории, относятся: химическая денудация и химические преобразования почвенного покрова, плоскостный смыв, гравитационные, флювиальные и эоловые процессы.

Целью исследований была разработка методических основ и представление пространственной структуры тенденций рельефообразующих явлений.

Современные морфогенетические явления являются последствием палеоморфогенезиса. Их наличие и действенность в значительной степени обусловлены геологическим строением и рельефом, сформированным в прошлом. Наряду с унаследованным сложением земной поверхности характер явлений, свойственный современной морфогенетической системе, предопределён также пространственной дифференциацией проявлений воздействия климатических факторов и способов хозяйствования человеком. Рельеф, унаследованный от прошлых морфогенетических эпох, современно подвергается преобразованиям под воздействием двух, разных по существу своей деятельности, процессов, свойственных с одной стороны химической системе, а с другой стороны — системе физического формирования рельефа.

В рамках системы химической денудации можно выделить почвенную подсистему, представляемую глубоким водообменом и карстовыми явлениями. Синтетическая картина химической денудации получена посредством изолиний, показывающих ряд величин выноса с данной территории растворенных веществ.

В рамках системы физической денудации можно выделить вершинно-склоновую подсистему, представляемую процессами смыва, эоловыми процессами и гравитационными движениями, а также подсистему днищ долин и западин, представляемую флювиальными и лимническими процессами. Синтетическая картина тенденций физической денудации представлена посредством пространственных типологических единиц, определяемых типом баланса вещества.

Познание функционирования системы современного формирования рельефа может служить основой для составления морфогенетических прогнозов.

*Перевела Эльжбета Яворская*

## CECHY ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO

Badany obszar (Beskidy Środkowe i Wschodnie, Pogórze Środkowo-beskidzkie, Kotlina Sandomierska, Wyżyna Lubelska, wschodnia część Wyżyny Małopolskiej, Wyżyna Zachodniowolyńska, Wyżyna Sandomierska, Polesie Zachodnie, obszar równin peryglacjalnych) charakteryzuje się dużą zmiennością cech środowiska przyrodniczego. Reprezentowane są tu następujące krajobrazy: górskie (regła dolnego, regla górnego, subalpejski), wyżynne (lessowy, węglanowy, krzemianowy), staroglacjalne (równin peryglacjalnych, ostańców peryglacjalnych), dolin i kotlin akumulacyjnych (den dolinnych, tarasów z wydmami, równin poleskich, kotlin śródgórskich).

Analiza struktury przestrzennej typów krajobrazu uwidocznia istnienie wyraźnych odrębności regionalnych, toteż przedstawiona w niniejszym rozdziale charakterystyka fizycznogeograficzna tę właściwość uwypukla. Starano się w niej przede wszystkim określić sferę działalności współczesnych procesów morfogenetycznych oraz tworzywo podlegające modelowaniu.

W prezentowanym tekście zostały wykorzystane opracowania: S. Gilewskiej (1972), M. Gutry-Koryckiej (1976), M. Klimaszewskiego (1972), J. Kondrackiego (1982), J. Makowskiego (1976), H. Maruszczaka (1972), J. E. Mojskiego (1972a, b), L. Starkla (1960, 1972a, b, 1978), Z. Ziemońskiej (1973) oraz *Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski* (1981). Z prac tych zaczerpnięto wyniki pomiarów, charakterystyki liczbowe, a także przytoczono opinie oraz poglądy tak autorów, jak i osób przez nich cytowanych.

### BESKIDY ŚRODKOWE

Stanowią strefę przejściową pomiędzy Beskidami Zachodnimi i Beskidami Wschodnimi. W Beskidzie Niskim, będącym główną jednostką fizycznogeograficzną tego obszaru, przeważają szerokie, kopulaste pasma oraz ostre grzbiety o wysokości 700–800 m npm, charakteryzujące się dużymi nachyleniami przeważnie wypukłych zboczy (25–40°). Doliny rzeczne są wcięte około 200 m w części południowej gór oraz około 400–500 m u ich północnej krawędzi, stanowiącej granicę regionu. Zaznaczają się tu także wyraźne spłaszczenia poziome śródgórskiego (650–750 m npm) oraz fragmenty poziome podgórskiego (550–620 m npm) ze sterzącymi ponad ten poziom twardzielcowymi pasami o stromych zboczach. Wzdłuż dolin znajdują się wąskie listwy poziome dolinnego (400–520 m npm). Tak więc w rzeźbie gór występują liczne lokalne bazy erozyjne.

Beskid Niski zbudowany jest z fliszu karpackiego, reprezentowanego przez różnorodne pod względem litologii, a tym samym i pod względem odporności na degradację, osady; przeważnie są to serie piaskowcowe i łupkowe. Pokrywa czwartorzędowa jest wykształcona w postaci utworów zwietrzelinowych, soliflukcyjnych, złażaskowych, osuwiskowych, deluwialnych, eolicznych i rzecznych. Pokrywy stokowe mają różny skład mechaniczny, zależny od rodzaju skały wyjściowej i od rodzaju procesu je przemieszczającego, ale przeważają wśród nich osady piaszczysto-pylaste, właściwe strefom piaskowcowym, oraz ilasto-gliniaste, właściwe strefom łupkowym. Miąższość pokryw rośnie zwykle od 0,2 m w górnych częściach stoków do 5–20 m w ich odcinkach dolnych i u podnóży.

W Beskidzie Niskim występują tylko dwa piętra klimatyczne: umiarkowane chłodne i umiarkowane ciepłe. Opady oscylują między 730 i 900 mm. W okresie zimowym przeważają wiatry z kierunków południowych, które – podobnie jak częste wiatry typu fenowego – wpływają na podniesienie minimalnych temperatur powietrza, a tym samym powodują odwilże śródzimowe. Tereny na wschód od Wisłoki charakteryzują się ponadto krótszym okresem występowania opadów śnieżnych i pokrywy śnieżnej, przy czym późne ustalenie się pokrywy śnieżnej stwarza większe prawdopodobieństwo zalegania jej na zamrożonym, a tym samym nieprzepuszczalnym podłożu. Letnie opady dbowe mogą natomiast przekraczać 100 mm.

Rzeki Beskidu Niskiego cechuje duży spadek, dochodzący do 60‰. Ich średnie przepływy wahają się od 5 do 25 m<sup>3</sup>/s, a zmiany stanów wody od 5,3 do 6,3 m. Gęstość sieci rzecznej sięga 2,5 km/km<sup>2</sup>. Średni odpływ jednostkowy wynosi 10–14 dm<sup>3</sup>/s·km<sup>2</sup>. Charakterystyczną cechą omawianego obszaru jest zmniejszenie się, w stosunku do pozostałych części Beskidów, wpływu opadów letnich na przebieg i wielkość odpływu, co wiąże się z postępującym ku wschodowi spadkiem intensywności opadów oraz wzrostem wielkości parowania. Natomiast latem, dzięki właściwościom infiltracyjnym utworów pokrywowych, pospolity jest spływ podziemny, który w znacznym stopniu decyduje o powstaniu nowych dolin i o działalności procesów grawitacyjnych.

Beskid Niski charakteryzuje się dużym udziałem powierzchni leśnych (35–40%), co również wpływa na przebieg zjawisk hydrologicznych, a tym samym na rozwój i wydajność zjawisk morfogenetycznych.

#### BESKIDY WSCHODNIE

Cechuje je brak zrównanego pogórza i wyraźna trójdzielność południkowa, zaznaczona tak w orografii, jak i w strukturze oraz budowie geologicznej. Północna ich część, odwadniana w kierunku Sanu, Wiaru i Strwiąży, wykształcona jest w postaci wyrównanych w poziomie 550–650 m npm garbów, nawiązujących do poziomu śródgórskiego. Natomiast Bieszczady Niskie stanowią strefę obniżen i o rzeźbie typu pogórskiego z izolowanymi pasmami twardzielcowymi. Stoki reprezentują tu przeważnie profile typu wypukło-wklęsłego.

Bieszczady Wysokie tworzą zwarty zespół górski składający się z kilku szerokich pasm o stromych stokach (25–50°), rozdzielonych wyraźnymi obniżeniami. Wysokość grzbietów wzrasta ku południowemu wschodowi od około 900 m npm do ponad 1300 m npm. Północną granicę Bieszczadów

Wysokich wyznacza 300-400-metrowy próg, przypominający północne ograniczenie Beskidu Niskiego.

Brzeżne części Karpat Wschodnich i Bieszczadów Niskich zbudowane są głównie z piaskowców tworzących jądra antyklin, w synklinach zaś przeważają łupki. Podobnie jak w całych Karpatach, także i w Bieszczadach występują miększe czwartorzędowe pokrywy stokowe, wśród których przeważają utwory piaszczysto-pylaste.

Klimat bieszczadzki wykazuje podobne tendencje, jak w przypadku Beskidu Niskiego, jedynie w Bieszczadach Wysokich wzrasta zdecydowanie wysokość opadu, który w skali roku może przekraczać 1000 mm.

Gęstość sieci rzecznej w Bieszczadach Wysokich jest zbliżona do notowanej w Beskidzie Niskim (ok. 2,5 km/km<sup>2</sup>), jednakże rzeki charakteryzują się tu większymi spadkami (do 70°/∞). Ich średni przepływ oscyluje od 5 do 15 m<sup>3</sup>/s, wahania stanów wód od 2 do 6 m, a średni odpływ jednostkowy 20 dm<sup>3</sup>/s · km<sup>2</sup>.

W Bieszczadach Niskich rzeki mają już zdecydowanie mniejsze spadki (5-10°/∞, lokalnie 10-20°/∞), a ich średnie przepływy są rzędu 3-10 m<sup>3</sup>/s. Jedynie wahania stanów wody są zbliżone do notowanych w Bieszczadach Wysokich (2-6 m). Średni odpływ jednostkowy wynosi 10-14 dm<sup>3</sup>/s · km<sup>2</sup>, czyli jest podobny, jak w Beskidzie Niskim.

Na Wyżynie Wańkowej rzeki mają jeszcze mniejszy spadek (1-5°/∞, lokalnie 5-10°/∞), ale wyraźnie wzrastają wahania ich stanów wody (średnio 6-8 m). Przeciętne przepływy są zbliżone do notowanych w Bieszczadach Niskich (3-10 m<sup>3</sup>/s), odpływ jednostkowy jest znacznie niższy (7-8 dm<sup>3</sup>/s · km<sup>2</sup>).

Charakterystyczną cechą obszaru bieszczadzkiego jest niski przebieg górnej granicy lasu (1200-1220 m npm) i brak górnego piętra leśnego ze świerkiem. Powyżej strefy leśnej rozciągają się łąki górskie. Lasy zajmują w Bieszczadach około 50-60% powierzchni.

#### PODGÓRZE ŚRODKOWOBESKIDZKIE

Stanowi rozległą (około 40-50 km) wyżynę wznoszącą się do 350-600 m npm, rozczłonkowaną dolinami oraz kotlinami, a miejscami urozmaiconą także izolowanymi grzbietami niskich gór. Ku Pradolinie Podkarpackiej pogórze opada 100-150-metrowym progiem. Głębokości rozcięć w zachodniej części wynoszą około 100-200 m i wzrastają w kierunku południowo-wschodnim do 200-300 m. Analogicznie zmieniają się wartości nachyleń stoków, które na Pogórzu Strzyżowskim wynoszą 5-15°, a na Pogórzu Dynowskim 10-30°. Stoki są wypukłe lub wypukło-wklęsłe.

W budowie geologicznej obszaru pogórskiego, podobne jak w całych Karpatach Zewnętrznych, dominują osady fliszowe. Na Pogórzu Dynowskim przeważają twarde i zbite margliste piaskowce dolnej kredy oraz serie naprzemianległych łupków i piaskowców. Dla Pogórza Strzyżowskiego charakterystyczne są odporne na degradację serie piaskowcowe. Na stokach występują piaszczysto-pylaste utwory pokrywowe, a w dolinach żwirowo-piaszczyste osady rzeczne, osiagające niekiedy miąższość 25 m.

Klimat regionu pogórskiego charakteryzuje się dużą zmiennością temperatur zim i wysokości opadów letnich. Odwilże zimowe występują do wysokości



500–700 m npm. Opady atmosferyczne (z przewagą deszczów) wynoszą około 700 mm, a niekiedy sięgają do 1000 mm rocznie. Maksymalne opady dobowe mogą nawet przekraczać 100 mm.

Gęstość sieci rzecznej na pogórzach jest znaczna ( $1,34 \text{ km/km}^2$ ); spadki rzek wahają się od kilku do kilkunastu promili, osiągając maksymalne wielkości około  $20\text{‰}$  na Pogórze Dynowskim. Średnie przepływy rzek pogórskich wynoszą od 5 do  $25 \text{ m}^3/\text{s}$ , a wahania stanów wody osiągają 7 m (średnio 3–5 m). Odływ jednostkowy z Pogorza Strzyżowskiego wynosi średnio  $8 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$  (maksymalnie  $750 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ , minimalnie  $0,6 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ ), natomiast odływ jednostkowy z Pogorza Dynowskiego waha się w poszczególnych latach od 4 do  $14 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ . Odływ w półroczach zimowych jest na pogórzach większy (około 64% odpływu rocznego). Udział odpływu gruntowego w ogólnej wartości odpływu sięga 37–47%.

Właściwością współczesnego krajobrazu pogórzy jest niewielki udział powierzchni leśnych (około 10%). Dominują tu obszary użytkowane rolniczo.

W obrębie Pogorza Środkowobeskidzkiego znajdują się rozległe, usytuowane równoleżnikowo kotliny oraz obniżenia ciągnące się stukilometrowym pasem o szerokości 15–20 km, gdzie poszczególne formy wklęsłe rozdzielone są płacami niskich pogórzy. Ich płaskie dna znajdują się na wysokości 225–320 m npm, deniwelacje nie przekraczają 100 m, a nachylenia zboczy dolin rozcinających kotliny sięgają  $10^\circ$ .

Wśród utworów powierzchniowych wyścielających dna kotlin dominują miększe serie aluwiów, w których skład wchodzi głównie materiał wyniesiony przez Wisłok i jego dopływy z Beskidu Niskiego.

Opady są tu mniejsze niż w pozostałych częściach pogórzy i wynoszą 650–870 mm.

Gęstość sieci rzecznej tego obszaru jest dosyć znaczna, ale spadki rzek są niewielkie ( $1,5\text{--}3\text{‰}$ ), charakterystyczne są natomiast duże wahania stanów wody (4–6 m), przy średnich przepływach  $3\text{--}10 \text{ m}^3/\text{s}$ . Średni odływ jednostkowy wynosi  $6\text{--}7 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ , a rozkład odpływu jest analogiczny, jak na pogórzach.

Kotliny śródkarpackie zostały całkowicie wylesione i powierzchnie te są obecnie użytkowane rolniczo.

#### KOTLINA SANDOMIERSKA

Składa się z wielu jednostek fizycznogeograficznych, różniących się znacznie pod względem cech krajobrazu. U stóp progu Pogorza Środkowobeskidzkiego występuje na wysokości 240–300 m npm wyraźny poziom morfologiczny, osiągający na odcinku między dolinami Wisłoka i Sanu szerokość do 18 km, zwany Podgórzem Rzeszowskim (Wysoczyzna Kańczucka i na południe od Sanu Wysoczyzna Chyrowska). Obszar ten wykształcony jest w postaci płaskich garbów trzeciorzędowych, przykrytych piaskami i glinami czwartorzędowymi oraz lessem. Doliny rozcinające podgórze mają szerokie dna wypełnione miększymi seriami aluwiów. Głębokość rozcięć przekracza 40 m. Region ma charakter rolniczy, aczkolwiek lokalnie występują niewielkie powierzchnie lasów grabowo-dębowych.

W części centralnej Kotliny Sandomierskiej istnieją na ogół zwarte obszary wysoczyznowe, rozdzielone dolinami rzek karpackich na wiele płatów. Są to starsze cokoły skalne (płaskowyże) zbudowane z ilastych utworów miocen-skich, przykryte około 30-metrowej miąższości osadami czwartorzędowymi. Wznoszą się one 40–80 m ponad poziom den dolin.

Środkową część Kotliny Sandomierskiej zajmuje Płaskowyż Kolbuszowski, ograniczony ze wszystkich stron wyraźnymi krawędziami, z których północna osiąga wysokość 50–60 m. Wysokości bezwzględne sięgają od 220 do 269 m npm, a deniwelacje dochodzą do 80 m. Teren ten charakteryzuje się odśrodkowym układem sieci rzecznej. Polodowcowa rzeźba powierzchni płaskowyżu została silnie zmieniona przez procesy peryglacjalne, w tym eoliczne, których efektem są między innymi wydmy na kulminacjach oraz pokrywy pylasto-piaszczyste o miąższości od 2 do 20 m. Obok terenów rolniczych występują lasy z sosną, bukiem, grabem, dębem i jodłą.

Między dolinami Sanu i Tanwi znajduje się Płaskowyż Tarnogrodzki, którego powierzchnia rozciąga się na wysokości od 220 do 280 m npm, a wysokości względne wahają się od 30 do 60 m. Stoki północne i wierzchowiny otulone są utworami pylastymi typu lessów, co stwarza istotne predyspozycje do rozwoju procesów erozyjnych. Dominują tu tereny użytkowane rolniczo.

Międzyrzecze Dunajca i Wisłoki, obcięte z obu stron wyraźnymi krawędziami, to Płaskowyż Tarnowski, wznoszący się do około 260 m npm. Składa się on z trzech odrębnych jednostek morfologicznych. Część południowa to równiny o wysokości 240–250 m npm, część środkowa ma charakter zwartego płaskowyżu sięgającego 260 m npm, natomiast część północna wykształcona jest w postaci obszaru falistego wzniesionego 195–210 m npm, rozciągniętego szerokimi, nieckowatymi dolinami i urozmaiconego pagórami typu ostańcowego. Część środkowa opada ku części północnej około 20–30-metrowym progiem.

Niższy poziom morfologiczny Kotliny Sandomierskiej reprezentują rozległe równiny wznoszące się 10–20 m ponad dnami współczesnych dolin. Są to starsze tarasy i stożki napływowe, często silnie zwydmione. Na powierzchniach tych rozwinęły się duże kompleksy leśne. Do największych należy Puszcza Solska, rozciągająca się na obszarze urozmaiconym wydmy i podmokłymi zagłębieniami z torfowiskami. Teren ten przecinają liczne małe rzeki, biorące swój początek w źródłach u podnóża Wyżyny Lubelskiej i Roztocza.

Równiny zalewowe współczesnych rzek przepływających przez Kotlinę Sandomierską rozcięte są do głębokości 4–10 m.

Opady w Kotlinie Sandomierskiej nie przekraczają 700 mm rocznie, jednak nie one decydują o cechach hydrologicznych tego terenu, rzeki bowiem pozostają pod silnym wpływem właściwości klimatycznych i hydrologicznych Karpat. Średni przepływ rzek jest bardzo zróżnicowany, wynosi bowiem od 25 do ponad 200 m<sup>3</sup>/s, a wahania stanów wody sięgają 8–10 m. Średni spływ jednostkowy z obszaru Kotliny Sandomierskiej kształtuje się na poziomie 5–10 dm<sup>3</sup>/s · km<sup>2</sup>.

#### WYŻYNA LUBELSKA

Stanowi główny człon Wyżyny Lubelsko-Lwowskiej i jest, szczególnie w lessowej części, drugim po Karpatach obszarem wybitnie predysponowanym

do powstawania i rozwoju współczesnych procesów morfogenetycznych. Charakteryzuje się ona dużą różnorodnością cech głównych jednostek orograficznych. Występują tu wzniesienia, garby i pagóry oraz płaskowyże, a także kotliny śródwyzynne i doliny rzek zarówno przecinających pas wyżyn, jak i z nich spływających.

Dla wyjaśnienia charakteru i wydajności współczesnej morfogenezy najistotniejsze jest przedstawienie rozmieszczenia obszarów lessowych.

Północną granicę Wyżyny Lubelskiej wyznacza lessowa krawędź o wysokości 20–30 m. Ogranicza ona między innymi Płaskowyż Nałęczowski, którego powierzchnię buduje miąższa pokrywa lessowa, silnie porozcinana wąwozami. Deniwelacje sięgają tu 80–100 m, a gęstość sieci wąwozów przekracza 2,5 km/km<sup>2</sup>.

Na południe od Płaskowyżu Nałęczowskiego rozciąga się na wysokości 160–240 m npm Równina Bełżycka. Jest ona zbudowana ze skał węglanowych, przykrytych cienką powłoką pylastą. Rzeźba równiny jest mało urozmaicona i charakteryzuje się niewielkimi deniwelacjami oraz nachyleniami zboczy. W południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (Wzniesienia Urzędowskie) wysokości bezwzględne sięgają 270 m npm. Obok skał węglanowych występują tu skały krzemianowe tylko miejscami przykryte lessem. Wzniesienia Urzędowskie opadają 70-metrową krawędzią ku Kotlinie Sandomierskiej. Płaskowyż Świdnicki, leżący w widłach Wieprza i Bystrzycy na wysokości 200–240 m npm, ma charakter równiny denudacyjnej zbudowanej ze skał węglanowych, nie posiadających przykrycia lessowego. Bardzo płytka pokrywa lessowa jest także charakterystyczna dla Wyniosłości Gielczewskiej, osiągającej 306 m npm.

Działy Grabowieckie, położone na wschód od doliny Wieprza, to drugi na Wyżynie Lubelskiej obszar pokryty dosyć mięszym lessem. Jest to garb kredowy urozmaicony siecią dolin i wąwozów, powodujących lokalne deniwelacje dochodzące często do 100 m. Wysokość bezwzględna tego obszaru sięga 311 m npm.

Kotliny śródwyzynne, reprezentowane przez Kotlinę Chodelską, Obniżenie Poru i Padół Zamojski, mają bardzo zróżnicowaną budowę warstw powierzchniowych. W Kotlinie Chodelskiej dominują czwartorzędowe utwory piaszczyste, często zwydmione. Natomiast w obrębie dna Padółu Zamojskiego i Obniżenia Poru występują mady, torfy, piaski rzeczne i tylko miejscami lessy.

#### ROZTOCZE

Jest to pas wzniesień o długości 180 km i szerokości 14–20 km. Ich wysokość wzrasta od około 300 m npm na północnym zachodzie do około 390 m npm na tak zwanym Wielkim Dziale; deniwelacje sięgają 100–150 m. Roztocze zbudowane jest ze skał krzemianowych oraz węglanowych wieku miocenkiego i kredowego, w części zachodniej przykrytych mięszszą pokrywą lessową, w obrębie której wykształciła się bardzo gęsta sieć wąwozów (2,46 km/km<sup>2</sup>).

#### WYŻYNA ZACHODNIOWOŁYŃSKA

Składa się z trzech zasadniczych członów: Grzędy Horodelskiej, Kotliny Hrubieszowskiej i Grzędy Sokalskiej. Obydwie grzędy to równoleżnikowe pasy

płaskich wzniesień, osiagających w obrębie Grzędy Horodelskiej wysokość 220–230 m npm i w obrębie Grzędy Sokalskiej 240–260 m npm, przykryte miąższą warstwą lessu. Deniwelacje sięgają tu 40 m i są związane z rozcięciem terenu przez Bug i Huczwę oraz przez liczne formy wązozowe. Kotlina Hrubieszowska wykazuje natomiast wiele wspólnych cech z Padolem Zamojskim i Kotliną Chodelską.

Powierzchnie wyżynne zbudowane ze skał węglanowych nie przykryte osadami czwartorzędowymi lub znajdujące się pod ich cienką pokrywą stwarzają predyspozycje do rozwoju zjawisk krasowych.

Opady na obszarze wschodniej części pasa wyżyn wynoszą około 550 mm, jedynie na Roztoczu wznoszą się do 700 mm. Średnie spływy jednostkowe wahają się od 2 do 5 dm<sup>3</sup>/s·km<sup>2</sup>.

Wspólną cechą tych obszarów jest także ich rolniczy charakter; powierzchnie leśne są tylko lokalnym urozmaiceniem krajobrazu.

#### WYŻYNA SANDOMIERSKA (WYSOCZYNA OPATOWSKA)<sup>1</sup>

Jest to płaski obszar położony na wysokości około 300 m npm, pokryty lessem i gęsto rozcięty wązozami. Obszar ten, wraz ze wschodnimi pasami Gór Świętokrzyskich, ma największe predyspozycje do rozwoju współczesnych zjawisk morfogenetycznych. Deniwelacje lokalne sięgają 45–60 m, ale zdarzają się i większe – do 90 m. Miąższość lessu przekracza w wielu miejscach 25 m (średnio 12 m). Gęstość sieci wązozów wynosi średnio około 1 km/km<sup>2</sup>, a maksymalnie przekracza znacznie 5 km/km<sup>2</sup>.

Wyżyna Sandomierska jest w sensie geologicznym przedłużeniem Gór Świętokrzyskich, ale tylko niewielkie fragmenty wschodnich pasm górskich, zbudowane ze skał paleozoicznych, wyniesione są ponad powierzchnię wyżyny. Na obszarach tych deniwelacje dochodzą do około 200 m i tym samym wzrasta energia rzeźby.

Na północ od doliny Kamiennej leży Przedgórze Iłżeckie (Wyżyna Iłżecka), zbudowane ze skał jurajskich i kredowych przykrytych osadami czwartorzędowymi (lokalnie nawet lessami). Monotonną rzeźbę urozmaicają monoklinalne pasemka przebiegające w NW na SE. W okolicach Szydłowa rozciąga się natomiast Pogórze Szydłowskie zbudowane ze skał węglanowych lokalnie przykrytych lessem. Jego powierzchnia sięga 300 m npm i z racji geologicznej stwarza między innymi predyspozycje do rozwoju procesów krasowych. Inny typ zjawisk krasowych rozwija się wśród gipsów wypełniających zapadlisko tektoniczne pomiędzy Pogórzem Szydłowskim a Garbem Pińczowskim.

Opady obszarów wyżynnych położonych na zachód od doliny Wisły wynoszą 550–650 mm, przy czym liczba dni z opadem sięga 60.

Bezleśny obszar Wyżyny Sandomierskiej, silnie rozcięty wązozami i głębokimi dolinami, sprzyja gwałtowności wezbrań opadowych i roztopowych. Średnie przepływy rzek wahają się od 1,17 do 3,55 m<sup>3</sup>/s, a odpływ jednostkowy z wyżyny sięga średnio 2 dm<sup>3</sup>/s·km<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> W nawiasach podano nazwy jednostek geomorfologicznych według M. Klimaszewskiego (1972).

Ważnym elementem krajobrazowym w pasie wyżyn jest przełomowa Dolina Wisły na odcinku od Zawichostu do Puław. Wisła wcina się tu około 60-80 m (lokalnie 80-100 m), a zbocza doliny są strome. Długość przełomu wynosi 82 km przy szerokości od 1,5 do 10 km. Cechy te sprzyjają wydajnemu modelowaniu tak zboczy doliny, jak i jej dna.

#### OBSZAR RÓWNIŃ PERYGLACJALNYCH

Rozciąga się na północ od pasa wyżyn i nie stwarza warunków do występowania współczesnych zjawisk morfogenetycznych o większym natężeniu.

Charakterystyczną cechą tego terenu są rozległe, płaskie, niekiedy tylko faliste powierzchnie o niewielkich deniwelacjach, zbudowane z piaszczystych bądź gliniastych utworów polodowcowych. Pewne urozmaicenie wprowadzają do krajobrazu doliny większych rzek (Wisła, Wieprz, Bug, Pilica), dosyć głęboko wcięte i o lokalnie stromych zboczach, oraz strefy, w których grupują się ostańce dawnych wzgórz i pagórków polodowcowych. Doliny wspomnianych rzek rozczłonkują ten obszar na wiele płatów wysoczyznowych o wysokości 150-180 m n.p.m. Jedynie w strefie maksymalnego zasięgu zlodowacenia Warty na Wysoczyźnie Siedleckiej wysokości wzrastają do około 200 m n.p.m. Podobnymi właściwościami charakteryzują się wysoczyzny położone na zachód od Wisły (równiny: Radomska i Kozińska).

Opady omawianego obszaru wynoszą 500-600 mm, a przeciętna liczba dni z opadem waha się od 140 do 160. Średnie spływy jednostkowe nieznacznie przekraczają  $2 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ .

Tereny te w znacznej większości są użytkowane rolniczo i charakteryzują się niską wartością wskaźnika lesistości, aczkolwiek w niektórych regionach (Wysoczyzna Łukowska, Równina Kozińska) udział powierzchni leśnych jest większy.

#### POLESIE ZACHODNIE

Stanowi północno-wschodnią część badanego obszaru. Garb Włodawski o cechach wysoczyzny morenowej rozdziela je na dwie części. Część północna opada łagodnie ku północy, a część południowa jest równinna i rozciąga się na poziomie 165-180 m n.p.m. Sieć rzeczna nawiązuje do rzeźby i budowy geologicznej. Charakterystyczne są rozległe, podmokłe obszary den dolin i mis dawnych jezior (Równina Łęczyńsko-Włodawska). W budowie tych powierzchni dominują utwory piaszczyste pochodzenia rzeczno-lodowcowego, wśród których spotykane są często utwory hydromorficzne.

Południowa część Polesia to strefa przejściowa do Wyżyny Lubelskiej (Pagóry Chełmskie), wykształcona w postaci wyspowych wzniesień (do 290 m n.p.m.) zbudowanych z margli kredowych z czapami piaskowców trzeciorzędowych. W obniżeniach między pagórami występują piaszczyste lub torfowe równiny.

Cechą charakterystyczną Polesia są jeziora, w tym również jeziora pochodzenia krasowego.

Opady wynoszą 500–600 mm, a średnia liczba dni z opadem spada poniżej 140. Przeciętne spływy jednostkowe też są tu najmniejsze, bowiem nie przekraczają  $2 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ .

\* \* \*

Omówione regiony są, z racji odmiennych właściwości fizyczno-geograficznych, swoistymi jednostkami morfogenetycznymi o różnych cechach odpowiadających im przestrzennych systemów modelowania rzeźby. Nie są to jednak systemy zamknięte, gdyż dzięki takim nośnikom materii jak woda (płynąca po powierzchni oraz krążąca wśród skał i osadów) lub wiatr poszczególne obszary pozostają we wzajemnych związkach jedno- i wielokierunkowych, są zatem elementami systemu przestrzennego wyższej rangi.

## FEATURES OF THE NATURAL ENVIRONMENT

### Summary

The south-eastern area contained in the Lublin sheet—a map in the scale of 1 : 500 000—selected as a model for large-scale studies of modern relief transformations in Poland is characterized by a great variety of landscape features and by the occurrence of most types found in the country. There occur such landscapes as: mountains (lower and upper subalpine forests), loessic, carbonate or locally siliceous uplands, old glacial landscapes (periglacial plains and monadnocks), accumulation valleys and plains (valley bottoms, terraces with dunes, Polesie plains, intermountain plains). At the same time it is an area where natural features undergo, in various ways, stronger and stronger influence of man. An analysis of the spatial structure of the landscape types in the studied area reveals the distinctly separate regional character of its parts whether they run meridionally or parallelly. The meridional variety of the landscape is revealed, first of all, in the differentiation of relief and geological structure (from mountains, highlands and forelands, through the zone of basins to upland areas and the zone of old-glacial relief), while the parallel variety of landscape features is the result of climate differences.

The spatial structure of the landscape types occurring in South-East Poland is the main factor conditioning the typologic and regional differentiation of the modern morphogenesis.

*Translated by Maria Jablonowska*

## ЧЕРТЫ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

### Резюме

Избранная модельная для макромасштабных исследований современных преобразований рельефа Польши (её юго-восточная территория), ограниченная рамками листа Люблин — карта в масштабе 1 : 500 000, отличается большой переменностью свойств ландшафта и наличием на ней большинства типов ландшафтов, встречаемых в нашей стране. Здесь представлены следующие ландшафты: горные (нижнего высокогорного леса, верхнего высокогорного леса, субальпийский), возвышенностей (лёссовый, карбонатный, местно силикатный), старогляциальные (перигляциальных равнин, перигляциальных останцев), аккумулятивных долин и равнин (днищ долин, террас с дюнами, полесских равнин, среднегорных долин). Одновременно это территория, природные черты которой подвержены всё более сильным, а вместе с тем разнообразным воздействиям человека.

Анализ пространственной структуры типов ландшафта обсуждаемой территории показал существование явных региональных отличий отдельных её частей, наблюдаемых как в меридиональном, так и в широтном направлении. Меридиональная переменность свойств ландшафта выражается главным образом в дифференциации рельефа и геологического строения (от горных, среднегорных и предгорных территорий, через зону котловин, до территории возвышенностей и зону старогляциального рельефа). Широтная же переменность вызвана дифференциацией свойств климата.

Существующая в юго-восточной Польше пространственная структура типов ландшафта является главным фактором определяющим типологическую и региональную дифференциацию современного морфогенезиса.

*Перевела Эльжбета Яворская*





HENRYK MARUSZCZAK

## DENUDACJA CHEMICZNA

Denudacji chemicznej poświęca się mniej uwagi niż mechanicznej, chociaż od dawna wiadomo, że z terenu Polski rzeki odprowadzają do morza znacznie więcej roztworów niż zawiesin. Wynika to zapewne głównie z tego, że:

a) skutki denudacji chemicznej są u nas stosunkowo mało dostrzegalne, gdy tymczasem denudacja mechaniczna w licznych miejscach powoduje znaczne i spektakularne zmiany;

b) procesy chemiczne mimowolnie chyba traktuje się jako nieuniknione, a w odróżnieniu od mechanicznych – jako niezależne od działalności człowieka.

Dlatego też badania denudacji mechanicznej podjęto wcześniej i na większą skalę. Względy natury gospodarczej zadecydowały o tym, że zajęto się głównie najpowszechniejszą odmianą denudacji mechanicznej, jaką jest erozja gleb. Dzięki temu już w 1950 r. A. Reniger mogła opublikować pierwszą próbę syntezującego studium potencjalnego zagrożenia erozją gleb w skali całego kraju. Natomiast pierwsze ujęcie zbiorcze poświęcone denudacji chemicznej zaprezentował M. Pulina dopiero w 1974 r.

Natężenie denudacji chemicznej najczęściej określa się za pomocą hydrometrycznych pomiarów ilości roztworów transportowanych i unoszonych przez rzeki z badanych zlewni. Wobec tego, że do niedawna wyniki takich pomiarów były stosunkowo nieliczne, M. Pulina (1974) przy opracowaniu mapy rozkładu aktualnej denudacji chemicznej na obszarze Polski posłużył się dedukcyjną metodą pośrednią. Obliczył reprezentatywne wskaźniki denudacji dla 8 grup utworów skalnych, wyróżnionych na obszarze kraju, na podstawie znanych wówczas wyników pomiarów mineralizacji oraz wielkości jednostkowych odpływów wód rzecznych. Ograniczone zasoby danych pomiarowych mineralizacji zadecydowały o tym, że dla niektórych grup skalnych wskaźniki denudacji okazały się zaniżone, a dla innych zawyżone. Wydaje się, że szczególnie nisko został oceniony przedział mineralizacji skał fliszowych. Dlatego też Karpaty na mapie M. Puliny (1974) zarysowały się jako obszar wyraźnie słabiej denudowany niż wyżyny. W pasie wyżyn przecenione zaś zostało natężenie denudacji chemicznej obszarów lessowych.

Obecnie dysponujemy znacznie liczniejszymi danymi pomiarowymi mineralizacji wód rzecznych. Dzięki temu można dokładniej ocenić wielkość i zróżnicowanie przestrzenne natężenia denudacji chemicznej.

## METODY POMIARÓW NATĘŻENIA DENUDACJI CHEMICZNEJ

Natężenie denudacji chemicznej można określać różnymi metodami (Pulina 1974). Najczęściej jako miarę tego natężenia przyjmuje się ilość substancji odprowadzanych ze zlewni przez rzeki w postaci roztworów. W naszych warunkach klimatycznych jest to chyba miara najlepsza. Przy umiarkowanym bowiem nasyceniu roztworami wód spływających powierzchniowo i podziemnie, niewielka ich część wytrąca się po drodze do rzek i koryt rzecznych. Świadczą o tym lokalnie występujące i stosunkowo słabo rozwijające się osadowe martwice wapienne czy trawertyny.

Masę roztworów transportowanych przez rzeki określa się metodami hydrometrycznymi. Sprowadzają się one do pomiarów przepływu rzeczego oraz zawartości roztworów. Wielkość mineralizacji określa się na podstawie:

- 1) analiz składu jonowego wody,
- 2) pomiaru suchej pozostałości po odparowaniu przefiltrowanej wody,
- 3) pomiaru przewodności wody (metodą konduktometryczną).

Zawartości jonów określa się odpowiednimi metodami chemicznymi (Markowicz, Pulina 1979). Sumę zawartości głównych jonów traktuje się przy tym jako miarę mineralizacji. Przy obliczaniu natężenia denudacji chemicznej popełnia się niekiedy istotne błędy. Wśród jonów występujących w wodach rzecznych przeważa zdecydowanie  $\text{HCO}_3^-$ . Około połowa zawartości jonów wodorowęglanowych, określonych metodami chemicznymi, nie pochodzi z ługowania badanych obszarów; należy ją wiązać z obecnością w wodzie dwutlenku węgla ( $\text{CO}_2$ ), pochodzącego głównie z atmosfery. Jeśli się o tym zapomina, oblicza się znacznie zawyżone wskaźniki mineralizacji wód rzecznych. Zwracał na to uwagę szczególnie J. Wilamski (1978), podając konkretne przykłady. Z opublikowanych danych pomiarowych – przedstawiających równocześnie rezultaty analiz wykonanych różnymi metodami – wynika, że ogólna suma jonów głównych jest około 30% wyższa od „suchej pozostałości mineralnej” (Oleksynowa, Komornicki 1965; Wilamski 1978; Świeca 1983).

Pomiary suchej pozostałości po odparowaniu wykonuje się zwykle dla wód, z których odfiltrowano zawiesiny. Tak określona pozostałość mineralna obejmuje roztwory ługowane przez wody z badanej zlewni oraz składniki dostarczane z opadami, a więc pochodzące z atmosfery.

Udział składników atmosferycznych na obszarze Polski jest stosunkowo niski. Z badań A. Chojnackiego (1967) wynikało, że w latach sześćdziesiątych wody opadowe w terenach nie zanieczyszczonych przez przemysł zawierały 6–8 mg/dm<sup>3</sup> następujących składników jonów głównych (z wyłączeniem wodorowęglanowych): N, Ca, S, K, P, Mg, Na, Cl. Po przeliczeniu siarki na siarczany ( $\text{SO}_4$ ), wskaźniki mineralizacji wód opadowych w takich terenach wynosiły 10–14 mg/dm<sup>3</sup>. Na obszarach przemysłowych analogiczne wskaźniki były rzędu 17–35 mg/dm<sup>3</sup> i tylko w okolicy cementowni (duża zawartość Ca!) wzrastały do około 65 mg/dm<sup>3</sup>. Ponieważ przeważająca część wód opadowych ulega ewapotranspiracji, więc stężenie jonów w odpływających wodach pochodzenia atmosferycznego znacznie wzrasta. Przy bardzo uproszczonym założeniu, że cztery piąte wszystkich składników przynoszonych przez opady w ostatecznym bilansie jest unoszone przez rzeki, obliczymy iż w latach

sześciodziesiątych wody rzeczne terenów nie zanieczyszczonych przez przemysł zawierały około  $30 \text{ mg/dm}^3$  roztworów pochodzenia atmosferycznego<sup>1</sup>. Ponieważ średnia mineralizacja wód rzecznych wynosiła wówczas w dorzeczu Wisły około  $300 \text{ mg/dm}^3$ , więc na składniki przynieszone z opadami przypadało około 10%. Ze względu na wzrost zanieczyszczenia atmosfery, udział składników pochodzenia opadowego jest obecnie odpowiednio większy.

Pomiary przewodności wody, wykonywane za pomocą konduktometrów, dają podstawę do obliczania mineralizacji ogólnej według odpowiednich wzorów (Markowicz, Pulina 1979). Uzyskane tą drogą wyniki są więc w pełni porównywalne z rezultatami pomiarów suchej pozostałości<sup>2</sup>.

#### ZASADA OPRACOWANIA MAPY NATĘŻENIA ODPŁYWU CHEMICZNEGO

Obecnie istnieją znaczne zasoby danych pomiarowych mineralizacji wód rzecznych. Można więc podejmować próby dokładniejszego określenia natężenia denudacji chemicznej metodą hydrometryczną. Pozwala ona łatwo i szybko obliczać masę roztworów unoszonych przez rzeki dzięki temu, że mineralizacja wód jest stosunkowo mało zmienna w czasie. Wielkość unoszenia roztworów – stanowiąca miarę denudacji chemicznej – wykazuje więc przeważnie prostą zależność od mineralizacji wody i przepływów rzecznych. W odróżnieniu od unoszenia mechanicznego zawieszin jest to zależność prostolinijna, co podkreślane jest oraz ilustrowane i wykorzystywane w wielu opracowaniach (m.in. Fal 1966; Jaworska 1968; Pulina 1974; Wilamski 1978).

Dane pomiarowe mineralizacji przed trzydziestu laty były jeszcze nieliczne. W katalogu wyników badań składu chemicznego wód rzecznych w Polsce, zestawionych przez M. Stangenberga w 1958 r., było tylko 210 punktów pomiarowych, w których wykonano przeważnie tylko jednorazowe badania. Informacje o wynikach pomiarów późniejszych, rozproszonych w różnych publikacjach, zestawione były m.in. przez M. Pulinę (1974), a ostatnio przez A. Świecę (1983). Największe zasoby danych nie publikowanych zgromadzone są obecnie w ośrodkach badań i kontroli środowiska (OBiKŚ), działających we wszystkich województwach. Dysponują one już wieloletnimi seriami danych pomiarowych, w tym także odnoszących się do mineralizacji ogólnej wód rzecznych. Próbkę pobierane są systematycznie w licznych miejscach, kilkanaście razy w roku. Punktów takich jest obecnie około tysiąca, a oprócz tego istnieje kilkaset innych, badanych mniej systematycznie czy tylko sporadycznie.

<sup>1</sup> Spośród składników opadowych tylko niewielka część absorbowana jest przez glebę (roślinność) – głównie azot, potas i fosfor; stanowią one mniej więcej piątą część substancji rozpuszczonych w wodach opadowych (Pondel, Terelak 1981). Dlatego za podstawę obliczenia przyjęto średnią zawartość ( $8-9 \text{ mg/dm}^3$ ) nie absorbowanych przez roślinność jonów z wód opadowych, współczynnik zaś odpływu tych wód w wysokości 0,28.

<sup>2</sup> Po zakończeniu niniejszego opracowania ukazała się rozprawa B. Janca (Annales UMCS, ser. B, 37, Lublin 1986, s. 119-140), w której omawiane są szczegółowo niektóre zagadnienia związane z pomiarami mineralizacji metodą konduktometryczną. Zwrócono m.in. uwagę na fakt, że wyniki uzyskiwane za jej pomocą są najbardziej miarodajne tylko w odniesieniu do wód z odczynami od słabo kwaśnych do słabo zasadowych (pH w przedziale 5,6-8,0).

Mineralizacja określana jest na drodze pomiarów suchej pozostałości. Dzięki prostocie tej metody wyniki najprawdopodobniej nie są obciążone większymi błędami. W przypadku wieloletnich serii pomiarowych znacznie większe błędy można dość łatwo wykryć i wyeliminować.

Przy opracowaniu mapy natężenia transportu chemicznego najlepiej jest posłużyć się wskaźnikami odpływów jednostkowych. Najdokładniejszy obraz zróżnicowania tych wskaźników dla całej Polski przedstawiony jest w dwu opracowaniach, wykonanych przez hydrologów (Stachy 1966; Stachy, Biernat, Dobrzyńska 1977). W obu wielkość odpływu ilustrowana jest na mapie izoliniami. Dzięki temu możliwe jest określenie, za pomocą interpolacji, wielkości odpływu dla każdego dowolnego punktu. W starszym opracowaniu J. Stachy (1966) posłużył się odpowiednio opracowanymi wzorami empirycznymi, określającymi zależności odpływu od stosunków klimatycznych. Pozwalały one obliczyć przeciętne wieloletnie wskaźniki dla dowolnego punktu, dla którego znane są odpowiednie dane meteorologiczne. W opracowaniu nowszym (Stachy, Biernat, Dobrzyńska 1977) izolinie spływu jednostkowego wykreślono na podstawie konkretnych pomiarów wielkości przepływów w dwudziestolecie 1951–1970. Punktów pomiaru przepływów jest jednak znacznie mniej niż stacji meteorologicznych. Stąd izolinie odpływów jednostkowych wykreślone w nowszym opracowaniu dają więc chyba obraz znacznie bardziej zgeneralizowany. Dlatego posłużono się wynikami opracowania starszego.

Na takich podstawach można łatwo obliczyć wskaźnik jednostkowy odpływu roztworów z badanych zlewni za pomocą prostego wzoru:

$$Tr[t/km^2 \cdot rok] = \frac{R [mg/dm^3] \cdot q [dm^3/s \cdot km^2] \cdot 31\,536\,000}{10^9}$$

gdzie:

- $T_r$  – transport, czyli odpływ roztworów,
- $R$  – mineralizacja wody rzecznej,
- $q$  – odpływ jednostkowy.

Jest to wskaźnik jednostkowy najłatwiejszy do obliczenia<sup>3</sup> i chyba najdogodniejszy do różnych celów, gdyż:

- a) ułatwia porównywanie ze sobą zlewni o różnych wielkościach,
- b) stosowany jest w licznych opracowaniach hydrologicznych do określania natężenia denudacji chemicznej,
- c) jest chyba najbardziej dostępny szerszym kręgom różnych specjalistów i niespecjalistów.

Wskaźnik ten można łatwo przekształcić matematycznie na dwie inne formuły, a mianowicie określające kubaturę materiału transportowanego z jednostki powierzchni i jej ekwiwalent w postaci przeciętnej grubości warstwy denudowanej w ciągu roku lub tysiąca lat.

<sup>3</sup> Stosowany jest więc chętnie w różnych odmianach przez wielu autorów (Corbel 1959; Pulina 1974; Aurada 1982). Należy jednak podkreślić, że w ten sposób obliczamy tylko przybliżone przeciętne odpływy roztworów. Konkretnie wielkości dla poszczególnych lat można otrzymywać, podobnie jak to uczyniła B. Fal (1966), sumując odpowiednie wskaźniki obliczone na podstawie danych dla poszczególnych miesięcy. W okresach bowiem o bardzo wysokich przepływach powodziowych wskaźniki mineralizacji są znacznie niższe od przeciętnych, a przy bardzo niskich przepływach – wyraźnie wyższe.

Kubatura materiału transportowanego ze zlewni określana jest różnie. W przypadku transportu zawiesin z reguły przyjmuje się za podstawę odpowiednie ciężary objętościowe różnych utworów klastycznych; najczęściej jest to przeciętny dla takich utworów ciężar  $1,56 \text{ g/cm}^3$  (Pulina 1974), względnie ciężar namulów, czyli aluwiiów  $1,30 \text{ g/cm}^3$  (Reniger 1957; Sadurska 1964)<sup>4</sup>. W przypadku roztworów zagadnienie jest bardziej skomplikowane, gdyż pochodzą one z różnych utworów klastycznych i skał podłoża, charakteryzujących się zróżnicowanymi ciężarami objętościowymi. Dlatego też np. M. Pulina (1974) przyjął – zgodnie z propozycją J. Corbela (1959) – wskaźnik odpowiadający raczej ciężarowi właściwemu, a mianowicie  $2,50 \text{ g/cm}^3$  (przeciętny ciężar właściwy „zaokrąglony” dla ułatwienia obliczeń).

#### PRZECIĘTNA GRUBOŚĆ WARSTWY DENUDOWANEJ

Oblicza się ją na podstawie wskaźników kubatury materiału odpływającego ze zlewni. Taki właśnie wskaźnik wyraźnie preferuje M. Pulina (1974), podając go w mm/1000 lat. Obliczeń najłatwiej dokonać wtedy, gdy mamy określoną kubaturę materiału odpływającego wyrażoną w  $\text{m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$  (kubaturze  $1 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$  odpowiada bowiem warstwa o grubości 1 mm/1000 lat). Kubaturę materiału odpływającego w postaci roztworów wspomniany autor przyjął według relacji: 2,5 t odpowiada  $1 \text{ m}^3$ , natomiast dla zawiesin:  $1,56 \text{ t} = 1 \text{ m}^3$ . Obliczone przy takich założeniach wskaźniki grubości warstwy denudowanej chemicznie i mechanicznie nie są więc równoważne. Dlatego „porównanie denudacji chemicznej z mechaniczną na przykładzie obszaru Polski” (Pulina 1974) – dokonane na podstawie zestawienia map przedstawiających tak określone natężenie tych procesów (w [mm/1000 lat]) – nie wydaje się przekonujące.

W dalszym ciągu proponujemy więc posługiwanie się jednostkowymi wskaźnikami natężenia, wyrażonymi w  $\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ , zarówno przy rozpatrywaniu samej denudacji chemicznej, jak też przy porównaniu jej z denudacją mechaniczną.

#### WYZNACZANIE ZASIĘGÓW NATĘŻENIA ODPLYWU CHEMICZNEGO

Przy dostatecznej gęstości punktów pomiaru mineralizacji i proponowanej możliwości określenia spływu jednostkowego dla każdego punktu, zasięgi natężenia odpływu chemicznego można wyznaczać za pomocą izolinii. Przy ich wykresowaniu nie można, oczywiście, stosować zasady mechanicznej interpolacji między punktami pomiarowymi. Wskaźniki mineralizacji wód rzecznych zróżnicowane są bowiem nie według gradientów ich wielkości, a odpowiednio do budowy geologicznej i rzeźby. Właściwości utworów i skał budujących zlewnie określają stopień ich wrażliwości na ługujące działanie wody oraz szybkość jej infiltrowania gruntowego. Charakter rzeźby określa relacje między składową powierzchnią

<sup>4</sup> Przyjmuje się także inne, znacznie różniące się wskaźniki – od  $1,9 \text{ g/cm}^3$  (Karczewski 1981) do  $0,7 \text{ g/cm}^3$  dla zawiesinowego materiału gromadzonego na dnach zbiorników (Brański 1971).

i podziemną odpływu oraz długości dróg odpływu i czasu ich pokonywania, co warunkuje stopień mineralizacji. Te cechy terenu należy więc uwzględnić przy kreśleniu izolinii natężenia odpływu chemicznego. Dla ułatwienia zadania autor proponował opracowanie mapy warunków rozwoju denudacji chemicznej w Polsce. Projekt był przedstawiony w 1981 r. i akceptowany na posiedzeniu zespołu ustalającego koncepcję studium pt. *Rzeźba Polski i jej współczesne przemiany*. Zasada opracowania jest prosta, ale jego realizacja kartograficzna dość czasochłonna. Przy opracowaniach przeglądowych w mniejszych podziałkach kreślenie linii zasięgowych mogą ułatwić mapy hydrogeologiczne (np. Kolago 1970) i mapa typów wody podziemnej w Polsce H. Więckowskiej (1963).

#### PROBLEM ZANIECZYSZCZEŃ KOMUNALNYCH I PRZEMYSŁOWYCH

Zróznicowanie mineralizacji wód rzecznych w zależności od budowy geologicznej i rzeźby rysuje się dość wyraźnie, ale tylko w przypadku zlewni nie zanieczyszczonych ściekami. Dlatego też przy kreśleniu izolinii zasięgowych należy pomijać punkty pomiarowe mineralizacji położone poniżej większych miast i zakładów przemysłowych odprowadzających znaczniejsze ilości ścieków. W ten sposób opracowana mapa dynamiki przestrzennej odpływu chemicznego przedstawia stosunki zbliżone do naturalnych. Ściślej ujmując, są to stosunki właściwe dla terenów rolniczych o niskim stopniu urbanizacji czy industrializacji. Obecnie bowiem nawet na terenach typowo rolniczych nie są to stosunki naturalne, ponieważ wśród roztworów odprowadzanych przez rzeki występują składniki dostarczane do gleb w postaci nawozów mineralnych, chemicznych środków ochrony roślin czy też wreszcie pochodzących z gospodarstw domowych.

#### OCENA STOPNIA DOKŁADNOŚCI MAPY ODPŁYWU CHEMICZNEGO

Opracowana mapa natężenia odpływu chemicznego przedstawia wskaźniki liczbowe obciążone różnymi błędami. Są to głównie błędy:

- 1) pomiarów mineralizacji,
- 2) obliczeń wielkości jednostkowych spływów wody,
- 3) popełniane przy kreśleniu izarytm na mapie.

#### BŁĘDY POMIARÓW MINERALIZACJI

Są to mniejsze lub większe błędy subiektywne oraz techniczne, właściwe dla każdego sposobu określania zawartości roztworów, omawiane w podręcznikowych opracowaniach metodycznych. W czasie od poboru próbek do czynności analitycznych w laboratoriach mogą następować zmiany składu chemicznego. Wtedy gdy analizuje się suchą pozostałość, w trakcie odparowywania wody w temperaturze 105–110°C następuje hydratacja soli. W rezultacie powstają uwodnione kryształy, co powoduje wzrost udziału suchej pozostałości, obliczany na 10–12% (Prikłońska, Łopatiw 1955).

## BŁĘDY OBLICZEŃ WIELKOŚCI SPŁYWU JEDNOSTKOWEGO

W proponowanym do wykorzystania opracowaniu izolinie spływów jednostkowych wykreślone są z błędem około 10-15%, który jest sumą błędów zawartych w materiałach faktycznych oraz wynikających z zastosowanych wzorów empirycznych. Według uzasadnionej analizy krytycznej opinii autora, mapa ta jednak „...może być używana do określania odpływu ze zlewni większych od 20 km<sup>2</sup> bez ryzyka popełnienia znacznych błędów” (Stachy 1966, s. 38).

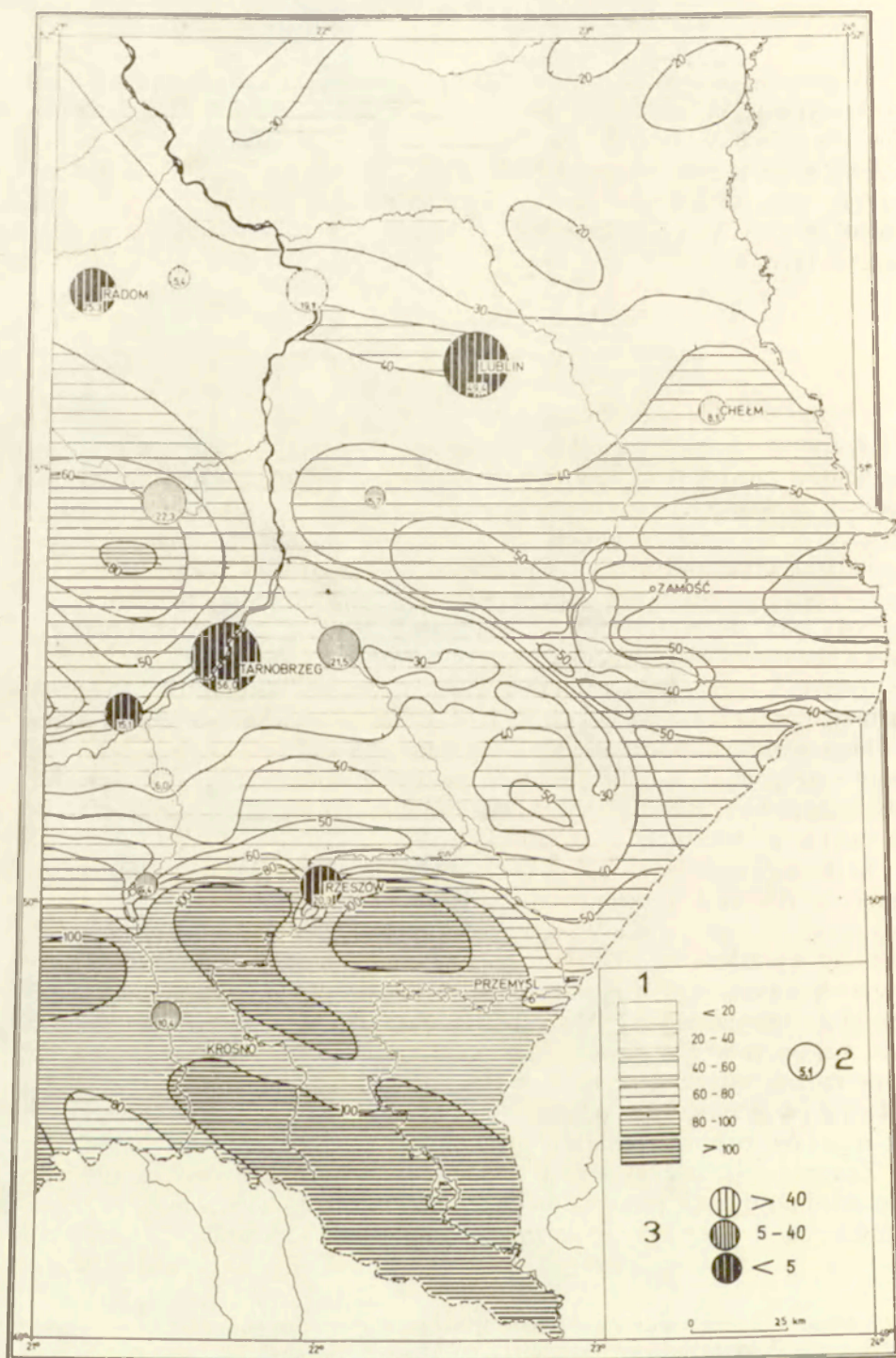
## BŁĘDY KREŚLENIA IZARYTM ODPLYWU CHEMICZNEGO

Trudno je dokładniej oznaczyć ze względu na zalecony sposób opracowania. Izarytmy są bowiem kreślone nie na podstawie arytmetycznej interpretacji gradientów między punktami pomiarowymi, a z uwzględnieniem osobliwości budowy geologicznej i rzeźby terenu. Próbę oceny wielkości błędów podjęto więc za pomocą odpowiednich pomiarów planimetrycznych na mapie 1 : 500 000, opracowanej zgodnie z przedstawionymi zaleceniami (mapa 1)<sup>5</sup>. Za pomocą tych pomiarów obliczono średnie „ważone” odpływu chemicznego i spływu jednostkowego wody dla wybranych zlewni. Uwzględniono przy tym tereny bez znaczniejszych zanieczyszczeń antropogenicznych (zlewnie: Bystrzyca powyżej Lublina, Bukowej, Łęgu, Tanwi i górnego Wieprza). W ten sposób kartometrycznie ustalone wskaźniki średnie odpływu chemicznego porównano z obliczonymi na podstawie danych pomiarowych spływu jednostkowego wody oraz pomiarów mineralizacji w punktach wodowskazowych zamykających analizowane zlewnie. Wyniki porównania wskazują, że różnice mieszczą się zwykle w przedziale od 0 do około 8%.

Rezultaty tych błędów mogą być, oczywiście, różne. W przypadku gdy ich znaki są dodatnie i ujemne, mogą się one wzajemnie „znosić”, gdy są jednakowe – sumują się. W skrajnych przypadkach błąd sumaryczny może więc nawet przekraczać 20%. Przy takiej wielkości błędów, mapy izarytmicznej raczej nie można używać do określania wielkości odpływu chemicznego z oddzielnych, małych zlewni. Może ona służyć jako ilustracja dynamiki przestrzennej omawianego zjawiska. Dzięki wykreśleniu izarytmicznych zasięgów, mapę można jednak dość łatwo wykorzystać do kartometrycznych obliczeń wskaźników przeciętnych odpływu chemicznego dla większych dorzeczy czy też regionów o powierzchniach przekraczających 500 km<sup>2</sup>.

Znaczna wielkość skrajnych błędów sumarycznych wymaga ustalenia odpowiednio dużych przedziałów natężenia odpływu chemicznego, prezentowanych na mapie. Przy wskaźnikach nie przekraczających 50 t/km<sup>2</sup>·rok

<sup>5</sup> Mapa w prezentowanej wersji została opracowana głównie na podstawie wyników analiz suchej pozostałości próbek wód rzecznych, pobieranych w stałych punktach pomiarowych ośrodków badań i kontroli środowiska w Chełmie, Kielcach, Krośnic, Lublinie, Przemyślu, Rzeszowie, Tarnowie i Tarnobrzegu. Dyrekcjom wymienionych placówek składam serdeczne podziękowanie za udostępnienie odpowiednich danych.



Mapa 1. Rzeczny odpływ rozтворów z terenów rolniczych oraz większe źródła ścieków komunalnych i przemysłowych (H. Maruszczak 1986)



należałoby przyjmować wielkości przedziałów nie mniejsze niż 10 jednostek, gdy zaś sięgają do  $100 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  — nie mniejsze niż 20 jednostek. Wówczas najmniejsza różnica między dolną i górną granicą przedziałów wynosi 20-25% (dla zakresów 40-50 lub 80-100). Jest to wtedy różnica w przybliżeniu odpowiadająca skrajnym błędom sumarycznym wskaźnika natężenia odpływu chemicznego prezentowanego na mapie.

Przy opracowaniu mapy izolinie wykreślono co 10 jednostek w przedziałach do  $60 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  i co 20 w przedziałach powyżej tej wielkości. Skalę graficzną sygnatur kreskowych podano jednak w stałym rytmie co 20 jednostek, tak aby była ona ciągła i bez „załamania”. Ułatwia to interpretację mapy.

#### RELACJA WZAJEMNA WSKAŹNIKÓW ODPLYWU CHEMICZNEGO I DENUDACJI CHEMICZNEJ LITOSFERY

Odływ chemiczny z terenu Polski jest obecnie znacznie wyższy od denudacji chemicznej litosfery. Obejmuje on bowiem różne substancje nie-naturalne, wprowadzane do obiegu w następstwie działalności gospodarczej. W związku z tym należałoby wyróżniać:

a) chemiczny odływ naturalny, związany z ługowaniem różnych składników naturalnych z litosfery (naturalna denudacja chemiczna łądów),

b) chemiczny odływ antropogeniczny, stanowiący pośrednią miarę stopnia zanieczyszczenia środowiska naturalnego.

Jak już podkreślano, prezentowana mapa natężenia odpływu chemicznego przedstawia stosunki właściwe dla terenów rolniczych słabo zanieczyszczonych, tzn. takich, na których nie ma większych miast i zakładów przemysłowych zanieczyszczających środowisko. Na tak ujęte wielkości wskaźników odpływu chemicznego składają się:

1) naturalna denudacja chemiczna,

2) substancje dostarczane przez opady i obejmujące oprócz składników naturalnych także allochtoniczne zanieczyszczenia powietrza,

3) autochtoniczne produkty antropogenicznego zanieczyszczenia litosfery i wód powierzchniowych.

Wielkość trzeciej, a także w pewnym stopniu i drugiej składowej odpowiada aktualnemu wyposażeniu techniczno-materialnemu rolnictwa oraz gospodarstw domowych typu wiejskiego i właściwego dla małych miast.

Udział drugiej składowej jest obecnie wyższy niż wynikało to z badań przeprowadzonych w latach sześćdziesiątych przez A. Chojnackiego (1967). W ciągu ostatnich dwudziestu lat bowiem wzrosło znacznie zanieczyszczenie atmosfery. Na podstawie wyników badań składu chemicznego wód opadowych na terenach rolniczych okolic Puław w latach 1981-1985 (Pondel, Terelak 1986) można przyjąć, że w ciągu tego dwudziestolecia stopień ich mineralizacji

1 — odpływ roztworów w  $\text{t/km}^2 \cdot \text{rok}$ , 2 — ogólna ilość ścieków w mln  $\text{m}^3$  (wg danych GUS z 1981 r.), 3 — udział ścieków oczyszczonych chemicznie i biologicznie w % ilości ogólnej

River run-off of solutes from agricultural areas and larger sources of municipal and industrial sewage

1 — solutes yield, in  $\text{t/km}^2 \cdot \text{year}$ , 2 — total amount of sewage, in millions of  $\text{m}^3$  (after statistical data of 1981), 3 — the part of sewage purified chemically and biologically in the % of the total amount

wzrósł przynajmniej o 50–70%. Jeśli więc w latach sześćdziesiątych opady dostarczały około 10% roztworów unoszonych przez wody z dorzecza Wisły, to obecnie dostarczają one około 15–17%.

Udział trzeciej składowej jest trudniejszy do określenia. Na terenach rolniczych o jej wielkości decyduje poziom nawożenia mineralnego. Pomiar strat nawozowych, powodowanych ługującym działaniem wód opadowych, są trudne, a więc i nieliczne. W przypadku właściwych nawozów wielkość tych strat przy obecnym poziomie nawożenia szacuje się na 10–15% (Wilamski, Śliwa 1978; Pondel, Terelak 1981; Pondel, Terelak, Sadurska 1978). Znacznie większe są ubytki nawozów wapniowych – można je szacować na około 50%. Wobec tego, że w 1980 r. przeciętne krajowe dawki nawożenia wynosiły dla NPK 193 kg/ha, a nawozów wapniowych 160 kg/ha, straty – czyli ilości unoszone przez rzeki – można szacować na około 100 kg/ha. Wskaźnik ten jest właściwy dla użytków rolnych, a więc przy odniesieniu do powierzchni ogólnej wielkość jego redukuje się do 60–70 kg/ha, tzn. 6–7 t/km<sup>2</sup>·rok. Na terenach o najniższych odpływach chemicznych, rzędu 20 t/km<sup>2</sup>·rok, udział tej trzeciej składowej może więc nawet przekraczać 30%, a na obszarach z odpływem przekraczającym 100 t/km<sup>2</sup>·rok spada do około 5%. Wskaźnik przeciętny dla całego dorzecza Wisły jest rzędu 12–13%, gdyż całkowity odpływ chemiczny z tego obszaru w latach siedemdziesiątych wynosił około 50 t/km<sup>2</sup>·rok.

Naturalna denudacja chemiczna stanowi więc 60–90% wielkości odpływu chemicznego wykazanego na mapie (około 60% w terenach nizinnych słabo denudowanych i aż około 90% w terenach wyżynnych i górskich silnie denudowanych).

#### PROBLEM ZANIECZYSZCZEŃ KOMUNALNYCH I PRZEMYSŁOWYCH

Efekty chemizacji rolnictwa powszechnie występują powierzchniowo i dzięki temu można je łatwiej uwzględnić w ujęciach bilansowych. Inna znaczna część substancji unoszonych przez rzeki pochodzi ze skoncentrowanych źródeł punktowych, w postaci zanieczyszczeń komunalnych i przemysłowych. Ujęcie tej części przy opracowaniu izarytmicznych zasięgów natężenia odpływu chemicznego jest niemożliwe. Na mapie 1 zasygnalizowano tylko występowanie większych źródeł takich zanieczyszczeń za pomocą diagramów kolistych, przedstawiających kubaturę ścieków pochodzących z większych miast i ośrodków przemysłowych. W materiałach statystycznych GUS brak jest odpowiednich danych informujących o składzie chemicznym ścieków.

Masę roztworów dostarczanych do rzek ze ściekami komunalnymi i przemysłowymi można oszacować na podstawie odpowiednich ujęć bilansowych. Między innymi wykorzystuje się w tym celu wyniki pomiarów kartometrycznych na mapie, unoszenia chemicznego ze zlewni przyjmujących ścieki, oraz dane informujące o mineralizacji i przepływie rzek poniżej ujścia ścieków. Obliczenia takie wykonano przykładowo dla zlewni Bystrzycy powyżej Wólki Lubelskiej, obejmującej teren Lublina, oraz dla dorzecza Wisłoka.

Analiza stosunkowo niewielkiej zlewni Bystrzycy ilustruje rolę dużego źródła ścieków komunalnych i przemysłowych, pochodzących z jednego znacznego ośrodka miejskiego. Powierzchnia tej zlewni wynosi 1025 km<sup>2</sup>, średni

wieloletni wskaźnik splywu jednostkowego  $3,8 \text{ dm}^3/\text{s}$ , a średnia mineralizacja wody rzecznej w Zemborzycach powyżej Lublina w latach 1975–1980 wynosiła  $327 \text{ mg}/\text{dm}^3$ . Wynika z tego, że jednostkowy wskaźnik odpływu chemicznego z części zlewni powyżej Lublina wynosił wówczas  $39,5 \text{ t}/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ . Średnia mineralizacja wód Bystrzycy po przyjęciu ścieków lubelskich w wymienionych latach wynosiła — na podstawie pomiarów w Jakubowicach poniżej Lublina —  $457 \text{ mg}/\text{dm}^3$ . Wobec tego wskaźnik jednostkowy unoszenia chemicznego dla zlewni obejmującej ścieki wynosił  $55,2 \text{ t}/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ , tzn. był wyższy o 40%. Z terenu Lublina splywało więc wówczas średnio rocznie około 16000 t roztworów spoza naturalnego drenażu. Na wielkość tę składały się:

a) produkty „sztuczne”, dostarczane ze ściekami,

b) substancje naturalne czerpane z litosfery wraz z wodami gruntowymi eksploatowanymi dla potrzeb komunalnych i przemysłowych. Tę drugą składową można oszacować na podstawie różnicy mineralizacji wód rzecznych pochodzących z naturalnego drenażu (ładunek roztworów Bystrzycy w Zemborzycach powyżej Lublina  $327 \text{ mg}/\text{dm}^3$ ) oraz wód gruntowych wypompowywanych na terenie Lublina (średnia dla wód czerpanych przez wodociągi miejskie  $400 \text{ mg}/\text{dm}^3$ ). Przypadało więc na nią około 8985 t. Wynika z tego, że masa roztworów pochodzących ze źródeł nienaturalnych położonych na terenie Lublina wynosiła średnio rocznie około 7000 t, tzn. 12% całkowitego odpływu chemicznego z analizowanej zlewni Bystrzycy.

Dorzecze Wisłoka natomiast stanowi przykład terenu z mniejszymi, licznymi i rozproszonymi źródłami ścieków komunalnych, ale ze znacznym udziałem ścieków przemysłowych. Powierzchnia tego dorzecza powyżej wodowskazu w Tryńczy — zlokalizowanego 4 km powyżej ujścia — wynosi  $3525 \text{ km}^2$ , a średni wieloletni odpływ jednostkowy  $9,6 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ . Wskaźnik odpływu chemicznego z terenów rolniczych tego dorzecza — obliczony na podstawie pomiarów kartometrycznych na mapie 1 — na przełomie lat siedemdziesiątych i osiemdziesiątych wynosił  $91,5 \text{ t}/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ , przy średniej mineralizacji około  $303 \text{ mg}/\text{dm}^3$ . Na podstawie pomiarów w Tryńczy stwierdzono w latach 1980–1982 średnią mineralizację wód Wisłoka  $395 \text{ mg}/\text{dm}^3$ , tzn. o 30% wyższą. Wskaźnik całkowitego odpływu chemicznego, obejmującego także ścieki, wynosił więc wówczas  $119,2 \text{ t}/\text{km}^2$ .

Oba omówione przykłady odnoszą się do terenów z wodami rzeczными umiarkowanie zanieczyszczonymi ściekami. Najbardziej chyba skrajny przykład, spośród szczegółowiej dotychczas zbadanych, stanowi zlewnia górnego Neru, odprowadzająca ścieki z aglomeracji łódzkiej. Na podstawie pomiarów przeprowadzonych w latach 1958–1963 w punkcie wodowskazowym Puczniew, A. Byczkowski (1970) obliczył, że z tej zlewni o powierzchni  $570 \text{ km}^2$  średni odpływ jednostkowy roztworów wynosił  $181 \text{ t}/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ . Było to więc około sześciokrotnie więcej niż odpływało z sąsiednich terenów rolniczych. Przy obliczeniu tego wskaźnika autor opracowania pominął jednak fakt, że w ściekach z aglomeracji łódzkiej bardzo duży udział mają wody gruntowe, wypompowywane na znacznym obszarze, wykraczającym poza badaną zlewnię, oraz wody rzeczne doprowadzane z Pilicy. Udział tych allochtonicznych wód stanowił prawdopodobnie około 50% w stosunku do wód autochtonicznych, normalnie drenowanych ze zlewni górnego Neru. Taka relacja zdaje się wynikać z obliczonego przez A. Byczkowskiego zestawienia średniego odpływu jednostkowego (obejmującego ścieki!), w wysokości  $6,0 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ ,

z przeciętnym wieloletnim odpływem, który według mapy J. Stachego wynosi około  $4,0 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ . Odpowiednio do takiej relacji zredukowany wskaźnik odpływu chemicznego ze zlewni górnego Neru wynosiłby wówczas około  $120 \text{ t}/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ . Obecnie jest on na pewno znacznie wyższy.

Kubatura ścieków komunalnych i przemysłowych gwałtownie wzrosła w okresie powojennym. Brak natomiast odpowiednich danych, które pozwalałyby dokładniej określić wzrost ilości roztworów dostarczanych z nimi. Można jednak podjąć próbę szacunkowych ujęć na podstawie porównania wyników aktualnych pomiarów mineralizacji wód rzecznych z danymi opublikowanymi przez M. Stangenberg (1958), odnoszącymi się do lat 1941–1952. W katalogu tym znajdujemy jednak tylko wyniki jednorazowych pomiarów i analiz. Rezultaty porównania mogą więc być obarczone znacznym błędem. Dla zmniejszenia tego błędu pojedyncze dane ze wspomnianego katalogu zestawiono ze średnimi wynikami pomiarów wykonywanych w latach 1975–1982 w tej samej porze roku i miejscu<sup>6</sup>, tzn. w tych samych odcinkach rzek czy punktach wodowskazowych.

Porównanie wykazało, że w ciągu ostatnich 30 lat mineralizacja wód rzecznych w zlewni Wisły wzrosła w granicach 10–40%. Dokładniejszą konfrontację wykonano dla wód Wisły w Puławach (zlewnia  $57088 \text{ km}^2$ ) oraz Sanu przy jego ujściu (zlewnia  $16703 \text{ km}^2$ ). W pierwszym przypadku mineralizacja wzrosła o 26%, a w drugim o 27%. Jednostkowy odpływ chemiczny ze zlewni Wisły powyżej Puław w 1950 r. wynosił  $70\text{--}80 \text{ t}/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ . Na jego wzrost ogólny o 26% w ciągu 30 lat złożyły się w trzeciej części a ściślej ujmując w niespełna 9%, roztwory związane z chemizacją rolnictwa. Wobec tego na ścieki komunalne i przemysłowe przypadło pozostałe 17%. W zlewni Sanu, — wchodzącej w skład omówionej zlewni Wisły powyżej Puław — jednostkowy odpływ chemiczny w 1950 r. wynosił około  $60 \text{ t}/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ . Na jego wzrost ogólny w wysokości 27%, w ciągu 30 lat złożyły się w 9–10% skutki chemizacji rolnictwa oraz urbanizacji i uprzemysłowienia w 17–18%. Wskaźnik jednostkowy wzrostu udziału roztworów ze ścieków komunalnych i przemysłowych w latach 1950–1980 w liczbach bezwzględnych wynosił więc w górnej części dorzecza Wisły  $10,5\text{--}13,0 \text{ t}/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ . Na tę wielkość składają się nie tylko same substancje „sztuczne”, czyli pochodzące ze źródeł nienaturalnych. Obejmuje ona bowiem także składniki naturalne czerpane z wodami gruntowymi, eksploatowanymi przez coraz liczniejsze studnie. Wody te z reguły mają mineralizację wyższą, niż naturalnie drenowane przez rzeki.

W części dorzecza poniżej Puław, w której dominują tereny nizinne, wskaźniki odpływu chemicznego są znacznie niższe i wynoszą obecnie około  $30 \text{ t}/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ . Udział roztworów pochodzących ze ścieków jest więc tam znacznie wyższy. Nie ma dostatecznych podstaw do jego oszacowania w sposób zaprezentowany. Można jednak chyba założyć, że wskaźniki wyrażone w liczbach bezwzględnych są podobne, gdyż rozmiary i skutki urbanizacji oraz industrializacji były porównywalne. Tak generalizując zagadnienie można przyjąć, że przeciętny dla całego dorzecza Wisły odpływ roztworów „ściekowych” w drugiej połowie lat siedemdziesiątych wynosił  $11\text{--}12 \text{ t}/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ .

<sup>6</sup> Mineralizacja wód rzecznych zmienia się w cyklu rocznym. W miesiącach zimowych (wzrost zasilania gruntowego) jest zwykle wyższa niż w letnich.

Stanowił on więc 22–24% całkowitego odpływu chemicznego z tego dorzecza, obliczanego na około  $50 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$ .

Z przedstawionych rozważań wynika, że ten ostatni wskaźnik ilustruje właściwie tylko wzrost udziału ścieków komunalnych i przemysłowych w latach 1950–1980. Wydaje się, że można jednak traktować go jako orientacyjną miarę ogólną tego udziału, gdyż:

a) na przełomie lat czterdziestych i pięćdziesiątych zanieczyszczenie Wisły ściekami było niewielkie;

b) obecnie ścieki są tak mocno stężone, że niektóre ich składniki są szybko osadzane przez rzeki po drodze do Wisły i morza.

#### PRÓBA BILANSOWEGO UJĘCIA SKŁADOWYCH ODPLYWU CHEMICZNEGO Z DORZECZA WISŁY

Wskaźniki odpływu chemicznego najprościej i w sposób bezpośredni można obliczyć na podstawie wyników:

a) analiz zawartości jonów głównych przy uwzględnieniu tylko połowy stwierdzonej ilości jonów wodorowo-węglanowych,

b) określenia mineralizacji ogólnej metodą konduktometryczną. Gdy posługujemy się danymi analiz suchej zawartości próbek wody przefiltrowanej (tzn. bez zawiesin), należy odejmować od wyników 11% dla wyeliminowania błędu tej metody.

Na podstawie analiz suchej pozostałości próbek wód wiślanych, pobieranych w Kieźmarku koło Gdańska, obliczono odpływ roztworów z dorzecza Wisły (Bogacka i in. 1982). Opublikowane wyniki pomiarów z lat 1974–1977 wskazują, że przeciętny odpływ chemiczny z tego dorzecza wynosił wówczas  $71,9 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$ . Należy jednak zwrócić uwagę, że średni odpływ jednostkowy Wisły, w wysokości  $6,5 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ , był wtedy o 25% wyższy od wieloletniego ( $5,2 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$  w latach 1951–1970). Wskaźnik unoszenia chemicznego zredukowany do poziomu wieloletniego odpływu wynosiłby więc  $57,2 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$ . Po odjęciu 11% (błąd metody pomiaru mineralizacji) uzyskujemy  $50,9 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$ . Wskaźnik obliczony na podstawie wyników analiz składu jonowego wód wiślanych, wykonywanych na przełomie lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych, wynosił  $47,0 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  (Aurada 1982). Wyniki te należy uznać jako w pełni zbieżne, jeśli zważymy, że w latach siedemdziesiątych odpływ chemiczny wzrósł odpowiednio do postępów chemizacji rolnictwa i zanieczyszczenia rzek ściekami.

Do bilansowego ujęcia odpływu chemicznego z dorzecza Wisły możemy więc przyjąć „okrągły” wskaźnik  $50 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  jako odpowiadający stanowi z drugiej połowy lat siedemdziesiątych.

Na tę wielkość składały się:

- 1) naturalna denudacja chemiczna litosfery,
- 2) substancje dostarczane z opadami atmosferycznymi,
- 3) substancje związane z chemizacją rolnictwa,
- 4) roztwory pochodzące z wód obiegu komunalnego i przemysłowego.

Udział substancji dostarczanych z opadami atmosferycznymi na terenach rolniczych obliczany jest różnie:  $6,9 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  (Wilamski 1978) i  $6,6 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  (Kostrzewski, Zwoliński 1985). Posługiwano się przy tym wynikami analiz składu chemicznego wód opadowych w Polsce w latach 1964–1966 (Chojnacki 1967).

Wzrost zanieczyszczenia atmosfery w latach późniejszych spowodował zwiększenie ilości substancji rozpuszczonych w wodach opadowych. W latach 1981–1985 wskaźnik dla okolicy Puław wynosił około  $14,0 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  (Pondel, Terelak 1986). Ponieważ w okolicy tej zanieczyszczenie atmosfery jest znaczne (oddziaływanie Zakładów Azotowych w Puławach oraz Elektrowni „Kozienice”), można przyjąć, że w dorzeczu Wisły przeciętna jego wielkość w pierwszej połowie lat osiemdziesiątych wynosiła około  $12 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$ . W drugiej połowie lat siedemdziesiątych była ona zapewne nieco niższa, około  $10 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$ <sup>7</sup>. Niektóre składniki dostarczane przez opady (N, P, K) są jednak łatwo przyswajane przez glebę i rośliny; udział ich można szacować na około 20% (Pondel, Terelak 1981; Pondel, Terelak, Sadurska 1978). Wobec tego spośród substancji dostarczanych z opadami w drugiej połowie lat siedemdziesiątych rzeki odprowadzały przeciętnie około  $8 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$ . Stanowiło to 16% całkowitego odpływu chemicznego z dorzecza Wisły. Na tę wielkość składały się nie tylko substancje naturalne, ale także „sztuczne” dostarczane do atmosfery w znacznych ilościach w postaci zanieczyszczeń antropogenicznych. Na te zanieczyszczenia przypada obecnie co najmniej połowa tej składowej odpływu chemicznego.

Jako miarę udziału substancji związanych z chemizacją rolnictwa przyjmujemy wcześniej obliczony wskaźnik  $6\text{--}7 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$ . Stanowi więc on około 13% całkowitego odpływu chemicznego z dorzecza. Jako miarę substancji pochodzących ze ścieków komunalnych i przemysłowych przyjmujemy dedukcyjnie określoną dla całego dorzecza Wisły wielkość  $11\text{--}12 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$ , stanowiącą około 23% całkowitego odpływu chemicznego. Należy podkreślić, że ta składowa obejmuje nie tylko substancje „sztuczne” (antropogeniczne), lecz także pochodzące z litosfery, ale sztucznie wprowadzane do obiegu w następstwie działalności gospodarczej (za pośrednictwem wód gruntowych czerpanych ze studzien). W terenach intensywnego użytkowania wód gruntowych na substancje sztuczne przypada około 40% (przykład Lublina), a przy użytkowaniu głównie wód powierzchniowych zapewne nie mniej niż 80%; jako wielkość przeciętną można więc przyjąć 50–60%.

Naturalna denudacja chemiczna litosfery dostarcza więc obecnie tylko około 48% roztworów odprowadzanych przez Wisłę do morza.

Równanie bilansowe odpływu chemicznego z dorzecza Wisły można więc zapisać w następującej postaci:

$$Tr = T_{op} + T_n + T_{s1} + T_{s2} + D_c,$$

gdzie:

- $Tr$  — transport, czyli odpływ całkowity roztworów ( $50 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok} = 100\%$ ),
- $T_{op}$  — roztwory dostarczane z opadami atmosferycznymi ( $8 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok} = 16\%$ ),
- $T_n$  — roztwory związane z chemizacją rolnictwa ( $6,5 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok} = 13\%$ ),
- $T_{s1}$  — substancje sztuczne dostarczane ze ściekami ( $6 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok} = 12\%$ ),
- $T_{s2}$  — substancje naturalne ze ścieków ( $5,5 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok} = 11\%$ ),
- $D_c$  — naturalna denudacja chemiczna litosfery ( $24 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok} = 48\%$ ).

<sup>7</sup> W zurbanizowanych terenach przemysłowych wskaźnik ten był znacznie wyższy. Tak np. w najbliższej okolicy Wrocławia w 1977 r. stwierdzono  $16,6 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  (Szymańska 1986).

Na substancje „sztuczne”, reprezentujące produkty pochodne zanieczyszczenia środowiska, przypadają przy końcu lat siedemdziesiątych prawdopodobnie około 33% roztworów unoszonych przez Wisłę do morza.

#### TENDENCJE ROZWOJU DENUDACJI CHEMICZNEJ

Naturalna denudacja chemiczna jest podstawowym procesem decydującym o rozwoju powierzchniowych i znacznie bardziej spektakularnych podziemnych form krasowych. W naszym kraju nie występują one jednak na większą skalę i nie odgrywają istotniejszej roli z gospodarczego punktu widzenia. Natomiast niedostrzegalne dla laika i niepozorne skutki takiej denudacji w postaci zubożenia gleb i ich podłoża w składniki rozpuszczalne, mają duże znaczenie gospodarcze w skali całego kraju. Wśród tych składników wiele jest cennych i niezbędnych, szczególnie dla produkcji rolniczej. Dlatego też w niektórych opracowaniach pisze się o problemie „strat składników mineralnych wymywanych do wód gruntowych” (Pondel, Terelak 1981) lub „splywu składników nawozowych roślin” (Wilamski, Śliwa 1978). Po stronie tych strat wpisuje się przy tym duże ilości unoszonych z wodami jonów  $Ca^{++}$ , ługowanych powszechnie z litosfery i nie wykorzystywanych przez rośliny w procesie ich rozwoju. Ługowanie tego jonu jest procesem naturalnym i nieuniknionym w warunkach klimatycznych typowych dla naszego kraju. Do niewątpliwych strat ekonomicznych zaliczyć natomiast należy składniki nawozów mineralnych, wymywane przez wody na skutek niewłaściwego ich stosowania.

Denudacja chemiczna w Polsce należy do tych procesów naturalnych, których natężenie najtrudniej jest regulować gospodarującemu człowiekowi. Ograniczanie tego natężenia czy też ogólniej mówiąc przeciwdziałanie w większości przypadków jest wręcz niemożliwe – w odróżnieniu np. od denudacji mechanicznej. Przeciwdziałanie wymagałoby bowiem zastosowania zabiegów zmierzających do zmiany relacji ilościowej wód atmosferycznych infiltrujących do gruntu i spływających powierzchniowo, czyli innego „urządzenia” dróg i kierunków odpływu. Stosowane i w niektórych regionach niezbędne do racjonalnego użytkowania ziemi zabiegi przeciwerozyjne (przeciwdziałające denudacji mechanicznej) powodują raczej wzrost natężenia naturalnej denudacji chemicznej. W ich rezultacie następuje bowiem ograniczenie spływu powierzchniowego na rzecz podziemnego, z którym wiąże się intensywniejsze ługowanie składników rozpuszczalnych.

Można natomiast i należy regulować odpływ składników chemicznych pochodzących ze źródeł nienaturalnych. Odpływ taki powinien być wpisywany po stronie strat ekonomicznych i to w podwójnym znaczeniu. Nawozy mineralne stosowane w niewłaściwych terminach i nadmiernych dawkach są w znacznej części ługowane i wynoszone przez wody rzeczne, gdyż rośliny nie są w stanie je absorbować. Ze ściekami odprowadza się do rzek znaczne ilości różnych związków, których produkcja wymaga dużych nakładów kosztów i pracy. Wiele spośród tych substancji powoduje zmiany składu chemicznego wód rzecznych, w rezultacie których uruchomiony zostaje mechanizm łańcuchowo rozwijającej się degradacji zespołów fauny wodnej oraz zbiorowisk roślinnych na dnach dolin i wokół jezior.

Bardzo istotny jest problem substancji zanieczyszczających atmosferę i przenoszonych następnie do litosfery w postaci np. „kwaśnych deszczów”. Wody opadowe zakwaszone, szczególnie związkami siarki, powodują przyspieszenie ługowania składników rozpuszczalnych z gleb, a więc i wzrost natężenia denudacji chemicznej. W najbliższych latach związane z tym zmiany mogą okazać się bardzo istotne. Jeśli bowiem w latach siedemdziesiątych emisja  $SO_2$  z zakładów przemysłowych na terenie Polski wzrosła o około 60%, to do roku 2000 może ona wzrosnąć ponad 225% w stosunku do stanu z 1980 r.

#### ZRÓŻNICOWANIE REGIONALNE NATĘŻENIA DENUDACJI CHEMICZNEJ W DORZECZU WISŁY

Zróźnicowanie to najłatwiej można zilustrować pośrednio, za pomocą wskaźników odpływu chemicznego z terenów rolniczych. Na mapie 1 znajdują się tereny należące do głównych pasów krajobrazowych ziem polskich, z wyjątkiem pasa pojezierzy. W dalszym ciągu posłużymy się więc tą ilustracją, a także innymi danymi, zawartymi w opracowaniach odnoszących się do różnych zlewni, położonych poza zasięgiem tej mapy.

Średni wskaźnik jednostkowy odpływu chemicznego z terenów rolniczych dorzecza wynosi obecnie niespełna  $40 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  (odpływ chemiczny całkowity  $50 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  minus składowa pochodząca z zanieczyszczeń komunalnych i przemysłowych  $11,5 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok} = 38,5 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$ ). W poszczególnych regionach i zlewniach o powierzchniach przekraczających  $100\text{--}200 \text{ km}^2$ , wskaźnik ten waha się od około 15 do  $120 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$ .

Najniższe wielkości odpływu chemicznego, przeważnie  $15\text{--}30 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$ , charakteryzują tereny nizinne Polski środkowej, zbudowane głównie ze starszych utworów plejstocenijskich, w znacznym stopniu już przemitych i zwietrziałych. Dlatego nawet przy powolnym ruchu wody, uwarunkowanym słabym urzeźbieniem, nie dostarczają one zbyt wielu roztworów. Pomimo słabego natężenia denudacji chemicznej, dominuje ona tutaj absolutnie nad mechaniczną. Tereny te wyróżniają się bowiem najniższymi w skali całego dorzecza Wisły wskaźnikami rzeczno odpływu zawiesin, wahającymi się około  $2 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  (Maruszczak 1983). Stosunek składowej chemicznej i mechanicznej odpływu kształtuje się więc jak 10 : 1.

Wyższe wskaźniki odpływu chemicznego notowane są w pasie północnopolskich pojezierzy; w niektórych zlewniach wzrastają one nawet do  $50\text{--}60 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  (Wilamski 1978)<sup>8</sup>. Wiąże się to z tym, że zbudowane są one głównie z najmłodszych utworów glacialnych i fluwioglacialnych, zasobnych jeszcze w składniki łatwo rozpuszczalne. Denudacji chemicznej sprzyjają także wyższe opady oraz zwolniony odpływ powierzchniowy, odpowiadający słabo rozwiniętej sieci drenażowej. Ta cecha urzeźbienia, pomimo wyraźnie większych nachyleń powierzchni, ogranicza natomiast wielkość unoszenia mechanicznego, którego wskaźniki przeważnie nie przekraczają  $3\text{--}4 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  (Brański 1975). W rezultacie stosunek składowej chemicznej i mechanicznej odpływu jest podobny, jak w pasie nizin środkowopolskich.

<sup>8</sup> Znacznie wyższy wskaźnik, a mianowicie  $108 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$ , podany jest w opracowaniu odnoszącym się do górnej części dorzecza Parsęty (Kostrzewski, Zwoliński 1985). Przy jego obliczaniu popełniono jednak błąd, wynikający z przyjęcia zawyżonego wskaźnika odpływu.



W pasie wyżyn południowopolskich wskaźniki odpływu chemicznego są jeszcze wyższe, ale znacznie zróżnicowane — od około 30 do 110 t/km<sup>2</sup>·rok; najwyższe charakteryzują silniej urzeźbione i zbudowane ze skał węglanowych części regionu świętokrzyskiego i krakowskiego (Tlałka 1967). Odpowiada to:

a) znacznym, ale zróżnicowanym miąższościom warstw ługowanych, tzn. występujących ponad zwierciadłem wód gruntowych;

b) częstemu występowaniu wapieni i margli wśród warstw fundamentu skalnego;

c) występowaniu licznych płatów lessów, zawierających wprawdzie tylko około 10% węglanów, ale w postaciach bardzo wrażliwych na ługowanie. Urzeźbienie sprzyja szybszemu odpływowi powierzchniowemu, osłabiającemu natężenie denudacji chemicznej, ale wzmagającemu unoszenie mechaniczne, którego wskaźnik przeciętny wynosi 9 t/km<sup>2</sup>·rok (Maruszczak 1983). Pomimo więc znacznie wyższego natężenia denudacji chemicznej, nie dominuje ona tutaj tak absolutnie, jak w pasie nizin. Stosunek składowej chemicznej i mechanicznej odpływu jest niższy i w przybliżeniu wynosi 5 : 1.

W pasie obniżeń przedgórskich pewne cechy indywidualne można określić tylko dla Kotliny Sandomierskiej. Natężenie denudacji chemicznej jest tu mniejsze niż na wyżynach ze względu na słabsze urzeźbienie, a więc i płytsze występowanie wód gruntowych, oraz znaczne rozprzestrzenienie zwietrzałych utworów staroplejstocęńskich. Wskaźniki odpływu chemicznego wahają się od około 20 t/km<sup>2</sup>·rok w obrębie równin piaszczystych, do 60 t/km<sup>2</sup>·rok na pograniczu z wyżynami i górami. Stosunek wzajemny składowej chemicznej i mechanicznej odpływu jest podobny, jak w pasie wyżyn.

W Karpatach fliszowych wskaźniki odpływu roztworów są bardzo wysokie: 60-110 t/km<sup>2</sup>·rok (Figuła 1966; Froehlich 1975; Welc 1978). W znacznej części tego pasa na wschód od Wisłoki wyraźnie przeważają przy tym wskaźniki najwyższe, ponad 100 t/km<sup>2</sup>·rok. Wiąże się to nie tyle ze znaczną zasobnością skał w składniki rozpuszczalne, ile raczej z odpływami wód kilkakrotnie wyższymi niż w pasie wyżyn. Uwarunkowana rzeźbą znaczna szybkość odpływu osłabia przy tym ługowanie, ale wydatnie zwiększa denudację mechaniczną. Przeciętny dla Karpat wskaźnik odpływu substancji unoszonych mechanicznie wynosi prawie 100 t/km<sup>2</sup>·rok (Maruszczak 1983). Pomimo więc dużego natężenia, względna rola denudacji chemicznej jest w karpackiej części dorzecza Wisły znacznie mniejsza niż na wyżynach. Ilustruje to stosunek wzajemny składowej chemicznej i mechanicznej odpływu zbliżony do 1 : 1. W licznych mniejszych zlewniach, intensywniej użytkowanych rolniczo, wskaźniki odpływu zawiesin są przy tym znacznie wyższe niż roztworów.

Najwyższe, ale i najbardziej zróżnicowane wskaźniki denudacji chemicznej charakteryzują Tatry. W obrębie wapiennych partii Tatr Zachodnich w piętrze reglowym sięgają one do 220-240 t/km<sup>2</sup>·rok, ale obniżają się dość szybko do około 100 t/km<sup>2</sup>·rok w piętrze skalnych szczytów (Kotarba 1972). Natomiast w piętrze skalnych szczytów granitowych, szczególnie w Tatrach Wschodnich, wynoszą zaledwie 15-30 t/km<sup>2</sup>·rok (Oleksynowa, Komornicki 1965; Krzemień 1983). Wskaźniki denudacji mechanicznej w Tatrach są z reguły wielokrotnie niższe, głównie dzięki temu, że roślinność skutecznie spełnia swoją ochronną rolę.

## CHEMICAL DENUDATION

## Summary

The present knowledge of basic data for the study of chemical denudation has been critically reviewed. Its intensity was determined by measurements of solutes concentration in river waters ( $R$  [ $\text{mg}/\text{dm}^3$ ]) and by the calculation of the specific discharge of those waters ( $q$  [ $\text{dm}^3/\text{sec} \cdot \text{km}^2$ ]). From these data the solutes yield or the unit transport of solutes ( $Tr$  [ $\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{year}$ ]) carried away from the particular catchment areas was calculated. Taking into account partial catchment basins not polluted by municipal and industrial sewage, we plotted a map of the intensity of the solutes yield from agricultural and forest areas in SE Poland. On the map of the isolines of the solutes yield index the distribution of the main sewage sources has been presented (Map 1).

Such a map as well as the results of investigations of solutes concentration in river water, carried out in the seventies, supplied a base for the valuation of the part of sewage in the total transport of solutes into rivers. The results of investigations of the solutes content in precipitation waters made possible the valuation of this part of the run-off which came from the atmosphere. The analysis of losses in mineral fertilization of arable grounds permitted to evaluate the component connected with chemicultivation. On the base of all those results it has been estimated that in the late seventies the component from the natural solutes yield of the lithosphere already constituted only ca 48% of the total river run-off of solutes from the Vistula drainage basin (ca 50  $\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{year}$  on the average). Components from precipitation amounted to 16%, those from chemicultivation — 13%, synthetic substances from sewage — 12%, natural substances from sewage, i. e. mainly those coming from the lithosphere through ground water intakes — 11%.

The last chapter presents the spatial differentiation of the solute yield indices in agricultural areas. In the mountains (the Carpathians) they usually exceed 80-100, in the foreland and the South-Polish uplands they mostly range from 30 to 80, while in the belt of Central-Polish lowlands — from 15 to 30  $\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{year}$ .

*Translated by Maria Jablonowska*

## ХИМИЧЕСКАЯ ДЕНУДАЦИЯ

## Резюме

Критическому просмотру было подвергнуто знание основных данных для исследования химической денудации. Её интенсивность была определена с помощью результатов измерения минерализации речных вод ( $R$ , выраженное в  $\text{мг}/\text{л}$ ) и расчёта единичных стоков этих вод ( $q$ , выраженное в  $\text{л}/\text{с} \cdot \text{км}^2$ ). На основе этих данных вычислялся единичный транспорт (сток) растворов  $Tr$  (выраженный в  $\text{т}/\text{км}^2 \cdot \text{год}$ ) из отдельных водосборных бассейнов. С учётом частичных бассейнов, где не наблюдаются загрязнения бытовыми и промышленными сбросами, была составлена карта интенсивности единичного стока растворов с сельскохозяйственно-лесных территорий юго-восточной Польши. На фоне изолиний показателя этого стока было представлено размещение главных источников загрязнения (карта 1).

Сделанная таким образом карта, равно как и результаты исследования минерализации речных вод из 70-х годов дали основу для оценки доли загрязнения в общем речном стоке растворов. Результаты исследований ионного состава ливневых вод дали возможность оценить составную стока, происшедшую от атмосферы. Анализ объёма потерь минеральных удобрений применяемых на возделываемых землях позволил оценить составную, связанную и химизацией сельского хозяйства. Учитывая результаты этих исследований было оценено, что во второй половине 70-х годов в общем речном стоке растворов из бассейна Вислы (в среднем около 50  $\text{т}/\text{км}^2 \cdot \text{год}$ ), составная, происшедшая от природной химической денудации литосферы, составляла уже всего 48%. Составные за счёт атмосферных осадков составляли 16%, составные, связанные с химизацией сельского хозяйства — 13%, искусственные вещества, вносимые с бытовыми и промышленными сбросами — 12%, а природные вещества этих сбросов, т.е. черпаемые главным образом из литосферы вследствие добычи грунтовых вод — 11%.

В последней главе обсуждаются условия, определяющие пространственную дифференциацию показателей химической денудации сельскохозяйственных территорий. В горных районах (Карпаты) они как правило превышают 80-100, в поясе предгорных понижений и южнопольских возвышенностей варьируют от 30 до 80, а в поясе низменностей центральной Польши — от 15 до 40 т/км<sup>2</sup>·год.

*Перевела Эльжбета Яворская*



HENRYK KERN

## WSPÓŁCZESNE PRZEMIANY CHEMICZNE W GLEBACH UŻYTKOWANYCH ROLNICZO

### WSTĘP

Współczesne przemiany chemiczne gleb są kontynuacją procesów zapoczątkowanych w przeszłości. Różnią się jednak nasileniem działania poszczególnych czynników. Dawniej kształtowały się one głównie pod wpływem czynników przyrodniczych, obecnie coraz częściej na procesy naturalnych przemian chemicznych gleb nakłada się dodatkowo czynnik antropogeniczny. Jego działalność wyraża się w dostarczeniu do gleby dodatkowych substancji i związków chemicznych zarówno w postaci zanieczyszczeń przemysłowych, jak i nawozów sztucznych. Powodują one naruszenie równowagi jonowej naturalnych procesów zachodzących w glebach. Najczęstszym i z tego względu najważniejszym wyrazem tej działalności jest spotęgowanie zubożenia gleb w związki o charakterze zasadowym. Prowadzi ono do głębokiego odwęglanowania i nadmiernego zakwaszenia pokrywy glebowej, a gleb użytkowanych rolniczo w szczególności (Kern 1984).

Poza rozważaniami teoretycznymi na temat przemian chemicznych pokrywy glebowej, zakwaszenie gleb ma aspekt ujemny, ponieważ przyczynia się do pogorszenia ich żyzności i obniżenia urodzajności.

Z opublikowanych badań 17 okręgowych stacji chemiczno-rolniczych wynika, że powierzchnia gleb kwaśnych i bardzo kwaśnych wymagających wapnowania stanowi około 70% użytków rolnych.

Na podstawie wyników wieloletnich doświadczeń z wapnowaniem przeprowadzonych w Polsce w okresie powojennym (Boguszewski 1980) wiemy, że średnie zwwyżki plonów roślin o stosunkowo małej wrażliwości na odczyn kwaśny (żyto, owies, ziemniaki) wynoszą około 2 q z ha, a roślin o dużej wrażliwości (jęczmień, pszenica, koniczyna, lucerna, burak cukrowy) – 4 q z ha. Niestety, zarówno niedostateczna ilość produkowanych nawozów wapniowych, jak i trudności z ich transportem i wniesieniem – pomimo dobrej lokalizacji gleb kwaśnych na terenie kraju – nie pozwalają na realizację regulacji odczynu gleb użytkowanych rolniczo.

Wspomnieć jeszcze należy, że w 21 województwach<sup>1</sup> stosuje się poniżej 100 kg CaO/ha, w 19 – 100-200 kg, a tylko w 9 województwach powyżej 200 kg/ha, przy średnich stratach rocznych dla kraju obliczonych na

<sup>1</sup> Rocznik Statystyczny Polski, 1982, GUS.

250 kg CaO/ha (Boguszewski 1980). Dążąc do optymalnego wykorzystania dostępnych ilości nawozów wapniowych, należałoby w kraju w najkrótszym czasie zlokalizować gleby głęboko odwęglanowione i silnie zakwaszone, gdzie można by spodziewać się największych efektów wapnowania. Kierując się tymi założeniami autor podjął temat pracy w Zakładzie Gleboznawstwa i Kartografii Gleb IUNG w Puławach, w którego ramach zredagowano mapę odczynu i zawartości  $\text{CaCO}_3$  w glebach użytków rolnych Polski w skali 1 : 500 000. Przeprowadzono także studium nad poznaniem czynników, które wpłynęły na aktualny stan zakwaszenia i zawartości  $\text{CaCO}_3$  w profilach gleb. Syntezę pracy przedstawiono w postaci regionów z przewagą gleb o określonym odczynie (Kern 1985).

#### PRZEGLĄD PIŚMIENICTWA

Odczyn i zawartość  $\text{CaCO}_3$  w glebach użytków rolnych są zagadnieniami interesującymi zarówno gleboznawców, jak i chemików rolnych. Z tego względu piśmiennictwo nasze dotyczące wyników badań obu tych właściwości w odniesieniu do poziomu orno-próchnicznego gleb jest bogate. Natomiast niewielu autorów zajmowało się wspomnianymi właściwościami w głębszych poziomach profilów gleb oraz ich zróżnicowaniem w układzie przestrzennym.

Pierwszym, który zwrócił uwagę na potrzeby przestrzennego przedstawienia  $\text{CaCO}_3$  w profilach i opracowania mapy odwęglanowienia gleb był F. K. Terlikowski (1958). Uzasadnił on jej opracowanie dużym wymyciem  $\text{CaCO}_3$  z gleb w warunkach glebowo-klimatycznych Polski.

Kontynuację realizacji postulatów F. K. Terlikowskiego podjął M. Górski, organizując w IUNG pierwsze stacje chemiczno-rolnicze oraz A. Musierowicz (1953), dając w swych pracach pełną, jak na owe czasy, charakterystykę właściwości chemicznych gleb. Dzięki masowym badaniom odczynu, zawartości fosforu, potasu i magnezu, przeprowadzonym w latach 1955-1975 przez 17 stacji chemiczno-rolniczych (I i II rotacja badań), opracowane zostały kartogramy i syntezy wyników dla poziomu orno-próchnicznego gleb całego kraju. W opracowaniach tych brali udział liczni autorzy, jak np. K. Boratyński, R. Czuba, S. Skowroński (1965), Z. Włodarczyk (1983), I. Ignatowicz, Z. Nowak, A. Zembaczyński oraz wielu innych.

Badania nad procesami i mechanizmem wymywania  $\text{CaCO}_3$  i zakwaszaniem się gleb, jak też nad wpływem kwaśnego odczynu na ich właściwości fizyczne i chemiczne były prowadzone w pierwszym rzędzie przez autorów z instytutu puławskiego. Do nich należą: M. Strzemski (1948), M. Kac-Kacas (1963), W. Boguszewski (1964, 1980), J. Siuta (1965), H. Pondel (1971, 1978, 1983), T. Motowicka-Terelak (1975), M. Ruskowska (1979, 1982), W. Myśków (1982).

Na szczególną uwagę zasługują prace W. Boguszewskiego, które dają wszechstronną syntezę zagadnień związanych z procesami zakwaszania gleb, technologią i procesami wapnowania, a także pogląd na stan zakwaszenia gleb w ujęciu przestrzennym.

Prace M. Ruskowskiej (1979) pozwoliły ustalić ilość wymytych składników na podstawie badań lizymetrycznych. Stwierdzono, że wielkość strat jest na ogół proporcjonalna do ilości wody, jaka przesączyla się przez glebę.

Wymywanie wapnia (76–200 kg/ha), siarki i magnezu (27–38 kg/ha) jest zawsze duże, natomiast fosforu minimalne. Wymycie potasu (3–40 kg/ha) zależne jest od składu mechanicznego gleby: najniższe jest w glebach wykształconych z lessów (3–5 kg/ha) i glin (5–8 kg/ha), najwyższe w glebach piaszkowych (30–40 kg/ha). Brak okrywy roślinnej, na przykład na tzw. czarnym ugorze, zwiększa czterokrotnie ilość wymytego potasu. Podane przez M. Ruszkowską (1982) różnice bilansowe składników pokarmowych w doświadczeniach lizymetrycznych za okres 1971–1977 wskazują na ujemny bilans Ca, N, K, Mg, S. Wyjątkiem był fosfor. Straty składników pokarmowych wynoszonych z gleb do wód glebowo-gruntowych były przedmiotem badań: H. Pondela (1971) – okolice Puław, H. Pondela, H. Terelaka, E. Sadurskiej (1978) – rzeki Bystrej, H. Pondela i Cz. Józefaciuka (1983) – rzeki Opatówki, Cz. Józefaciuka i H. Pondela (1983) – rzeki Stobnicy, S. Borowca i współpracowników (1978) – wybrzeża szczecińskiego (zlewnie rzek Regi i Świniec).

Autorzy stwierdzili, że w analizowanych wodach glebowo-gruntowych najczęściej było kationów Ca i Mg. Wahania zawartości tych składników zależne są od typów, rodzajów i gatunków gleb. Najbardziej zasobne w wapń okazały się wody pochodzące z gleb wykształconych z glin oraz głębokich lessów, zaliczane do czarnych ziem właściwych i gleb płowych (Pondel, Józefaciuk 1983). Znacznie mniejsze ilości tych składników znaleziono w wodach pochodzących z gleb lessowych płytkich na marglu, glinie lub piasku, gleb piaszkowych lub wykształconych z glin głęboko spiaszczonych (Pondel 1971).

Wyniki badań H. Pondela i współpracowników wykazują, że budowa geologiczna zlewni cząstkowych decyduje o stopniu mineralizacji wód, z czym związana jest obecność soli wapnia, magnezu i potasu. Z tego względu średnia zawartość wapnia w wodach zlewni Opatówki i Bystrej kształtowała się na poziomie 100 mg/dm<sup>3</sup> i była wyraźnie wyższa niż w wodach Wisły. Wody rzeki Wieprz, odwadniające także tereny lessowe, zawierają o połowę mniej tego składnika.

Średnią roczną ilość składników mineralnych (w [mg/ha · rok]) odprowadzaną z badanych dorzeczy (wg Borowca 1978; Józefaciuka 1983; Pondela 1971, 1978, 1983) przedstawiono w tabeli 1. Dane te pozwalają porównać ilość wymytych składników do wód glebowo-gruntowych, pochodzących z dwóch odległych, różnych geologicznie i glebowo obszarów użytkowanych rolniczo przez sektor prywatny (lessy na Wyżynie Lubelskiej; Sadurska 1980) i sektor państwowy (gliny i piaski zwałowe na Pobrzeżu Szczecińskim). Zróżnico-

Tabela 1. Średnia roczna ilość składników mineralnych [mg/ha · rok] odprowadzana z badanych dorzeczy

Składnik	Zlewnie rzek Regi i Świniec	Zlewnia rzeki	Zlewnia rzeki
		Bystrej (przy odpływie 5,66 dm <sup>3</sup> /s · km <sup>2</sup> )	Opatówki przy odpływie 6,63 dm <sup>3</sup> /s · km <sup>2</sup> )
PO <sub>4</sub>	0,04 0,05 mg/dm <sup>3</sup>	0,55	0,30
N – NO <sub>3</sub>	0,4 2,2 mg/dm <sup>3</sup>	2,62	1,70
N – NH <sub>4</sub>	–	0,62	0,5
K	25 kg/ha	6,60	8,8
Ca	110–160 kg/ha	178,5	196,6
Mg	26,0 kg/ha	21,4	42,2
Na	25–38 kg/ha	11,96	23,4
SO <sub>4</sub>	–	47,66	66,7
Cl	36–56	26,42	50,8

wanie wymycia składników spowodowały zarówno warunki przyrodnicze, jak i ekonomiczne (poziom nawożenia mineralnego, struktura zasiewów itp.)

Badania S. Borowca (1978) potwierdziły tezę o zwiększonych ubytkach związków chemicznych z gleb intensywnie użytkowanych; odpywa z nich średnio w ciągu roku 1,6 raza więcej wapnia w porównaniu do gleb o przeciętnym poziomie użytkowania. Szczególnie duże ubytki zachodzą w gruntach ornym (z podorywek i ziemniaczysk), gdzie uprawa powoduje intensywne uruchamianie składników. Mniejsze straty zachodzą w użytkach zielonych (i ścierniskach), a najmniejsze w ubogich siedliskach leśnych (bory suche i bory świeże).

Pod względem ruchliwości pedochemicznej wyróżniamy związki (za Kowdą 1984):

- o bardzo dużej ruchliwości (względna ruchliwość = 100); są to azotany, chlorki, bromki, siarczany, węglany, borany, krzemiany, fosforany metali alkalicznych (i częściowo ziem alkalicznych);

- o dużej ruchliwości (względna ruchliwość 50–10): gips, węglany magnezu i wapnia, humiany i gliniany metali alkalicznych, aluny żelazowe i glinowe;

- o umiarkowanej ruchliwości (względna ruchliwość około 0,5–1,0): dwuwęglany, krzemiany i apokrzemiany oraz fosforany Mn, Fe, hydrosole krzemionki, hydrosole próchnicy;

- o małej ruchliwości (względna ruchliwość około 0,1–0,001): wodorotlenki Al, Fe, Mn, humiany metali ciężkich;

- o bardzo małej ruchliwości (względna ruchliwość > 0,001): kwarc, rutil, cyrkon, granat, polikrzemiany (Fe, Al, Ca<sub>2</sub>), minerały ilaste, siarczki.

Produkty powstające w strefie wietrzenia i w glebach wykazują w toku migracji tendencję do przestrzennego zróżnicowania w kierunkach pionowym i poziomym. Można więc wyróżnić obszary eksportu produktów jako wynik procesu wietrzenia i procesu glebotwórczego (rejony eluwium), obszary tranzytowe (częściowego odkładania) oraz obszary końcowej akumulacji, gdzie występuje nagromadzenie produktów. Zgodnie ze współczesnymi poglądami, w obrębie form terenu W. A. Kowda (1984) wydziela terytorialne jednostki geochemiczne – krajobrazy o jednolitej, pod względem genetycznym i formy, rzeźbie terenu, tym samym typie gleb i biocenozy.

#### METODY BADAŃ

Opracowanie zostało oparte na następujących materiałach źródłowych:

1. Dokumentacji gleboznawczo-kartograficznej obejmującej:

- a) wyniki analiz odczynu i zawartości CaCO<sub>3</sub> w próbach glebowych pobranych z profilów (charakterystycznych i wzorcowych) w czasie prowadzenia prac gleboznawczych nad mapą glebowo-rolniczą w latach 1965–1975;
- b) informacje zawarte w aneksach<sup>2</sup> do powiatowych map glebowo-rolniczych (charakterystyka środowiska przyrodniczego, zestawienia powierzchni jednostek glebowych, właściwości agrochemiczne itp.);
- c) powiatowe mapy glebowo-rolnicze z lokalizacją badanych profilów.

<sup>2</sup> Przydatność rolnicza gleb powiatu..., IUNG, Puławy, ser. A (1 84) z lat 1971–1975.



2. Innych danych, jak mapy: geologiczna, gleb, geomorfologiczna, rzeźby terenu, warunków wodnych gleb, opadów atmosferycznych, kartogram stanu zakwaszenia gleb w Polsce (w poziomie orno-próchnicznym) itp. Do badań wykorzystano wyniki oznaczeń w próbach glebowych: pH w 1n KCl za pomocą potencjometru z elektrodą szklaną; CaO według metody Scheiblera.

Próby glebowe były pobierane z poziomów genetycznych profilów charakterystycznych – 1 profil na 100 ha (3–5 prób), i wzorcowych – 1 profil na 2000 ha (5–6 prób) przez redaktorów map glebowo-rolniczych wojewódzkich biur geodezji i terenów rolnych. Przeciętnie dla każdego profilu wykonano 4 oznaczenia pH i CaCO<sub>3</sub> (w próbach glebowych o pH 7,0 w 1n KCl). Wyniki analiz przed włączeniem ich do badań były kompletowane według profilów i weryfikowane w każdym z wykorzystanych zbiorów.

Dane analityczne charakteryzujące określoną miąższość poziomów w profilach rozparowano według przedziałów obowiązujących w stacjach chemiczno-rolniczych, oznaczając je odpowiednimi symbolami zaproponowanymi przez autora w tabeli 2.

Tabela 2. Zasady podziału i znakowania poziomów gleb ze względu na ich odczyn lub zawartość CaCO<sub>3</sub>

Określenie odczynu gleby w profilu (lub w 3 poziomach)	pH (1n KCl)	CaCO <sub>3</sub> [%]	Symbol oznaczenia
Silnie kwaśny	< 4,5	–	3H
Kwaśny	4,6–5,5	–	2H
Lekko kwaśny	5,6–6,5	–	H
Obojętny	6,6–7,2	(ślady)	O (O)*
Alkaliczny (słabo węglanowy)	> 7,2	< 1,0	W
Alkaliczny (średnio węglanowy)	> 7,2	1,1–5,0	2W
Alkaliczny (silnie węglanowy)	> 7,2	> 5,0	3W

\* Nawias stosuje się w przypadku występowania śladowych ilości węglanów.

Do oznaczenia zmian głębokości występowania poziomów o określonym pH lub zawartości CaCO<sub>3</sub> w profilu glebowym przyjęto przedziały i znakowania stosowane w pracach kartograficznych:

- zmiana odczynu lub zawartości CaCO<sub>3</sub> występuje płytko – do 50 cm,
- zmiana odczynu lub zawartości CaCO<sub>3</sub> występuje średnio głęboko – 50–100 cm,
- zmiana odczynu lub zawartości CaCO<sub>3</sub> występuje głęboko – poniżej 100 cm.

Zasady podziału i przyjęte symbole stanowiły legendę do mapy odczynu i zawartości CaCO<sub>3</sub> w profilach gleb użytków rolnych Polski, zredagowanej pod kierunkiem autora (Kern 1985). Do redakcji mapy wykorzystano wyniki analiz odczynu w profilach (charakterystycznych i wzorcowych), nanosząc je w postaci symboli na podkład mapy glebowo-przyrodniczej Polski w skali 1 : 500 000, z uwzględnieniem ich lokalizacji na mapach glebowo-rolniczych w skali 1 : 25 000. Redakcja mapy polegała na wybieraniu charakterystycznych symboli odczynu (z kilku wpisanych do konturów glebowych) i ustalaniu treści konturów przewagi albo na dołączaniu sąsiednich konturów o identycznej treści glebowej do konturów oznaczonych już symbolem mapy odczynu



Mapa 1. Odczyn gleb (H. Kern)

1 — bardzo kwaśny i kwaśny w całym profilu, 2 — bardzo kwaśny i kwaśny, głębiej (od ok. 50 cm), słabo kwaśny lub słabo

(w przypadku małej liczby lub braku symboli w konturze). Do kwalifikacji konturów glebowych z mapy glebowo-przyrodniczej został opracowany pomocniczy klucz, pozwalający na najwłaściwsze nadanie symboli (zależnie od typu, rodzaju i gatunku gleby oraz formy terenu). W ciągu czterech lat naniesiono na podkład mapy ponad 50 tys. wyników analiz profilów w postaci symboli, uzupełniając białe plamy wynikami analiz z bieżących prac kartograficznych i z publikowanych regionalnych monografii gleboznawczych. Wstępna redakcja mapy odczynu i zawartości  $\text{CaCO}_3$  w profilach gleb użytków rolnych Polski została sprawdzona i zweryfikowana przez piętnastoosobowy Zespół Inspektorów ds. Gleboznawstwa i Ochrony Gruntów IUNG w Puławach.

Treść opracowanej mapy odczynu i zawartości  $\text{CaCO}_3$  wykorzystano do poszukiwania związków między badanymi właściwościami gleb w ujęciu przestrzennym, a zróżnicowaniem poszczególnych czynników przyrodniczych, wyrażonych w treści map tematycznych (np. geologicznej, glebowej, geomorfologicznej, rozkładu opadów atmosferycznych itp.).

#### CHARAKTERYSTYKA ZRÓZNICOWANIA ODCZYNU I ZAWARTOŚCI $\text{CaCO}_3$ W UKŁADZIE PIONOWYM

Mapę wyjściową (mapa 1) w skali 1 : 500 000 pomniejszono do 1 : 1 000 000 i analizowano w trzech przedziałach miąższości, dzieląc ją w ten sposób na 3 mapy warstwowe: 0–30(50) cm, 50–100 cm i 100–150 cm. Powierzchnie wydzielen na każdej z wymienionych map splanimetrowano, wyrażając obszar określonego symbolu odczynu (według legendy do mapy) w procentach powierzchni użytków rolnych poszczególnych województw występujących na arkuszu (tab. 3).

W pierwszym przedziale głębokości (0–30(50) cm) występuje duża przewaga powierzchni gleb o odczynie bardzo kwaśnym i kwaśnym — łącznie 62,6%. Znaczną jeszcze powierzchnię zajmują gleby o odczynie lekko kwaśnym — 26,2%; gleby o odczynie obojętnym i alkalicznym zajmują zaledwie 11,2% powierzchni użytków rolnych. Przewaga powierzchni gleb o odczynie kwaśnym w poziomie orno-próchnicznym zgodna jest na ogół z wysokim stopniem spiaszczenia utworów powierzchniowych, ukształtowanym w wyniku wielowiekowego działania czynników przyrodniczych, zwłaszcza w południowej części Niziny Południowopodlaskiej i Polesia Zachodniego oraz w Kotlinie Sandomierskiej — na równinach: Tarnobrzskiej i Biłgorajskiej. Drugie większe skupisko gleb kwaśnych stanowią obszary górskie i części podgórskich, gdzie kwaśne z natury skały macierzyste: gliniaste, pyłowe i ilaste zadecydowały o ich odczynie.

Gleby o odczynie lekko kwaśnym występują na Wyżynie Lubelskiej. Są to przeważnie gleby lessowe o różnej głębokości odwęglanowienia, zaliczane do typu gleb płowych, brunatnych wylugowanych, a mniej do czarnoziemów zdegradowanych. Obok nich mniejsze powierzchnie zajmują lekko kwaśne

kwaśny w całym profilu, 3 — kwaśny, głębiej obojętny, 4 — kwaśny głębiej alkaliczny, 5 — obojętny w całym profilu, 6 — obojętny, głębiej (od ok. 50 cm) bardzo kwaśny lub kwaśny, 7 — obojętny, głębiej alkaliczny lub silnie alkaliczny, 8 — alkaliczny lub silnie alkaliczny w całym profilu; a — lasy

(Opracowano na podstawie wyników analiz profilów glebowych wykonanych przez okręgowe stacje chemiczno-rolnicze i Pracownię Chemii Gleb IUNG w latach 1965–1971)

#### Reaction of soils

1 — very acid and acid in the whole profile, 2 — very acid and acid, deeper (from ca 50 cm) slightly acid or slightly acid in the whole profile, 3 — acid, deeper-neutral, 4 — acid, deeper-alkaline, 5 — neutral along the whole profile, 6 — neutral, deeper (from ca 50 cm) acid and very acid, 7 — neutral, deeper-alkaline or strongly alkaline, 8 — alkaline or strongly alkaline along the whole profile; a — forests (Elaborated according to the results of soil profile analyses carried out by the Regional Agrochemical Stations)

Tabela 3. Zestawienie gleb o określonym odczynie w trzech przedziałach głębokości profili wyrażone w % powierzchni użytków rolnych (do mapy odczynu i zawartości CaCO<sub>3</sub> w profilach)

Województwo	Poziom 0-30 (50) cm					Poziom 50-100 cm					Poziom 100-150 cm				
	3H	2H	H	O	W	3H	2H	H	O	W	3H	2H	H	O	W
Warszawskie*	—	64,4	35,6	—	—	—	—	89,8	10,2	—	—	—	64,4	25,4	10,2
Białkopodlaskie*	24,0	30,7	40,3	5,0	—	5,7	25,8	40,0	27,0	1,5	5,5	16,7	14,6	23,1	40,1
Chelmskie	23,6	11,2	30,0	11,2	24,0	6,0	19,1	8,1	28,2	38,6	—	18,4	6,7	8,3	66,6
Kieleckie*	12,6	59,0	25,3	—	3,1	7,2	8,2	11,8	65,6	7,2	1,9	7,8	7,4	14,0	68,9
Krośnieńskie	55,8	28,8	15,4	—	—	52,6	35,9	9,0	2,5	—	16,8	64,9	15,4	2,9	—
Lubelskie	17,8	33,7	38,0	6,6	3,9	2,0	27,6	19,8	41,8	8,8	2,0	16,7	6,6	16,2	58,5
Nowosądeckie*	73,0	25,1	1,9	—	—	76,8	13,8	9,4	—	—	61,8	28,8	9,4	—	—
Przemyskie	17,6	55,6	20,3	1,9	4,6	14,7	28,9	36,0	5,9	14,5	7,3	19,5	31,9	18,9	22,4
Radomskie*	15,4	61,6	13,0	8,4	1,6	2,6	20,2	61,9	12,1	3,2	2,5	13,1	48,1	21,6	14,7
Rzeszowskie	41,9	42,4	15,7	—	—	17,3	38,4	34,1	6,4	3,8	7,3	25,7	35,9	20,0	11,1
Siedleckie*	43,2	29,9	10,9	16,0	—	13,9	27,6	43,1	5,1	10,3	7,8	26,2	16,9	16,1	33,0
Tarnobrzeskie	27,2	27,7	35,0	6,8	3,3	12,3	33,3	11,1	39,5	3,8	3,9	11,5	8,0	25,3	51,3
Tarnowskie*	66,2	23,4	10,4	—	—	49,4	24,3	16,9	9,4	—	16,9	34,7	34,3	14,1	—
Zamojskie	8,0	14,9	46,4	22,5	8,2	0,8	8,1	24,0	28,5	38,6	0,8	6,0	5,5	11,2	76,5
Arkuszyński	30,4	32,2	26,2	7,1	4,1	16,7	24,6	25,4	21,8	11,5	6,9	21,3	19,5	15,8	36,5

\*Fragmety powierzchni województw

gleby aluwialne, położone w dolinach rzek: Bugu, Wieprza, Sanu, Wisły, Radomki, Kamiennej i innych. Gleby o odczynie lekko kwaśnym mogły powstać zarówno pod wpływem działalności człowieka z gleb kwaśnych i bardzo kwaśnych przez wapnowanie, jak i w sposób naturalny przez zmywanie kwaśnych powierzchni gleb powstałych na węglanowych skałach macierzystych.

Gleby o odczynie obojętnym i alkalicznym (rędziny, brunatne właściwe, czarne ziemie, czarnoziemy) występują na obszarze wyżyn: Lubelsko-Lwowskiej i Zachodniowołyńskiej. Powstały one z lessowych, lessopodobnych, wapiennych i kredowych skał macierzystych. Charakteryzowany poziom podlega bezpośredniej działalności człowieka i czynników naturalnych. Dlatego też zmiany odczynu następują w nim bardzo szybko w porównaniu do zmian zachodzących w głębszych poziomach.

W poziomie środkowym (50–100 cm) odczyn i zawartość  $\text{CaCO}_3$  odznaczają się dużą zmiennością. Omawiane właściwości są bowiem wypadkową oddziaływania dwóch sąsiednich poziomów: górnego – najczęściej o odczynie kwaśnym, i dolnego – o odczynie obojętnym i alkalicznym. Czynnikiem umożliwiającym transport jonów  $\text{Ca}^{++}$  i  $\text{H}^+$  są zarówno wody opadowe, przesiąkające w dół profilu, jak i wody glebowo-gruntowe, podsiąkające do góry w okresach suszy. W poziomie tym w stosunku do poziomu  $A_1$  gleby bardzo kwaśne i kwaśne zajmują powierzchnię mniejszą o 1/3 (41,3%), lekko kwaśne (25,4%) mają zbliżoną wielkość, a powierzchnia gleb obojętnych i alkalicznych wzrosła trzykrotnie (do 33,3%). Powodem zwiększenia powierzchni gleby o odczynie obojętnym i alkalicznym w omawianym poziomie jest wspomniany wyżej wpływ odczynu poziomu głębszego (skały macierzystej). Odczynem kwaśnym odznaczają się tutaj większe powierzchnie gleb piaskowych, gliniastych i pyłowych – głębiej odwęglanowanych, należących do starszych zlodowaceń. Większość gleb wykształconych z glin marglistych i lessów, utworów kredowych i wapiennych wykazuje w omawianym poziomie odczyn obojętny lub alkaliczny.

Poziom najgłębszy (100–150 cm) charakteryzuje się występowaniem najmniejszej powierzchni gleb o odczynie bardzo kwaśnym i kwaśnym (łącznie 28,2%) oraz przewagą gleb o odczynie obojętnym i alkalicznym (52,3%); zmniejszyła się także powierzchnia gleb lekko kwaśnych (do 19,5%). Omawiany poziom obejmuje skały macierzyste w glebach całkowitych, jak i skały podścielające w glebach niecałkowitych. Stąd odczyn i zawartość  $\text{CaCO}_3$  w tym poziomie całkowicie zależały od właściwości przyrodniczych skały macierzystej gleb lub podłoża, a tylko na bardzo małych powierzchniach – od działalności człowieka (horthiole, „industrioziemie”). Odczyn bardzo kwaśny i kwaśny zachowały tu jedynie gleby wykształcone z kwaśnych z natury skał macierzystych, występujące na obszarze gór i pogórzy (Uziak 1963). Straty  $\text{CaCO}_3$  zachodzą tutaj znacznie wolniej niż w obu omówionych wyżej poziomach.

#### TENDENCJE ZMIAN ODCZYNU GLEBY

Próbe opracowania mapy prognostycznej, dotyczącej tendencji zmian odczynu podjął autor po raz pierwszy w kraju dla gleb użytków rolnych arkusza Lublin, jednocześnie zdając sobie sprawę z jej niedoskonałości. Może

ona wynikać z możliwości pominięcia niektórych czynników antropogenicznych i przyrodniczych, jakie będą miały wpływ na zakwaszenie pokrywy glebowej, a także z zastosowanych zasad prognozowania. Fakt ten pogłębia jeszcze niełatwa ocena lokalnych czynników przyrodniczych, jakie będą ograniczone antropogenezą środowiska przyrodniczego, np. przez zanik wód glebowo-gruntowych pod wpływem budowy studni głębinowych, częste przesuszanie gleb drenowanych itp.

Zmiany odczynu gleb w układach naturalnych mają bardziej określony kierunek, zależny od rzeźby terenu, warunków wodnych, właściwości skał macierzystych sumy opadów atmosferycznych itp.

Na użytkach rolnych, gdzie układy naturalne podlegają wielokierunkowej ingerencji człowieka (w kierunku zakwaszenia lub alkalizacji, czy też deformacji powierzchni i układów hydrogeologicznych), określenie tendencji zmian odczynu jest zadaniem o wiele trudniejszym, gdyż zmiany te następują bardzo szybko. Możemy mówić tam o przeważających tendencjach zmian odczynu i wnioskować o nich na podstawie bilansu związków wapnia (a głównie  $\text{CaCO}_3$ ) w glebach użytkowanych rolniczo oraz rozpatrując właściwości buforowe gleb. Przy opracowywaniu legendy do mapy 2 wykorzystano obie możliwości: zarówno zawartość  $\text{CaCO}_3$ , jak i właściwości buforowe gleb. Polegają one na zdolności przeciwstawiania się gleb czynnikom powodującym zmiany odczynu pod wpływem kwasów lub zasad.

Właściwości buforowe gleby zależą od zawartości w jej kompleksie sorpcyjnym koloidów organicznych i mineralnych, tworzących pojemność wymienną. Duży wpływ wywiera także rodzaj koloidów oraz charakter i ilość występujących w nich związków organicznych.

Pod względem zdolności buforowych gleby można uszeregować następująco:

- gleby o bardzo słabych zdolnościach,
- gleby o słabych zdolnościach,
- gleby o dobrych zdolnościach,
- gleby o bardzo dobrych zdolnościach.

Wymienione wyżej cztery grupy gleb o różnych zdolnościach buforowych odpowiadają objętym legendą mapy tendencjom zmian odczynu:

- 1 — tendencja do silnego zakwaszenia,
- 2 — tendencja do słabego zakwaszenia,
- 3 — tendencja do zobojętnienia,
- 4 — tendencja do alkalizacji.

**Ad.1.** Obejmuje przeważnie gleby wykształcone z piasków luźnych i słabogliniastych. Nieznacznie powierzchniowo zajmują rędziny siarczanowe. Wśród piasków, ze względu na pochodzenie, przeważają piaski starych tarasów akumulacyjnych, piaski wodnolodowcowe oraz luźne piaski zwałowe, położone głównie w północnej i środkowej części arkusza. Są to głównie gleby bezwęglanowe. Występują na ogół w wyższym położeniu i korzystają przeważnie z wód opadowych. Na mapie zajmują one około 30% powierzchni gruntów ornych oraz około 60% powierzchni gruntów pod lasami. Ze względu na dużą przepuszczalność i mały kompleks sorpcyjny szybko ulegają (lub już uległy) zakwaszeniu. Szczególnie silne zakwaszenie tych gleb obserwuje się pod lasami iglastymi (bory suche i bory świeże), gdzie pod ściółką leśną przebiega proces bielcowania. Do omawianej grupy należą gleby: bielicoziemne, inicjalne o niewykształconym profilu oraz brunatne kwaśne.



Mapa 2. Tendencje zmian odczynu gleb (H. Kern)

1 — do silnego zakwaszenia, 2 — do słabego zakwaszenia, 3 — do zobojętnienia, 4 — do alkalizacji; a — lasy  
 (Opracowano na podstawie *Mapy Gleb Polski* w skali 1 : 500 000 oraz *Przeglądowej Mapy Geomorfologicznej Polski* w skali 1 : 500 000)

Tendencies of changes in the soil reaction

1 — to strong acidifying, 2 — to slight acidifying, 3 — to neutralization, 4 — to alkalization; a — forests  
 Elaborated on the base of „*Map of Poland's Soils*” 1 : 500 000 and of the „*General Geomorphological Map of Poland*” 1 : 500 000)

W użytkowaniu polowym gleby te również łatwo ulegają zakwaszeniu, np. pod wpływem jednostronnego stosowania fizjologicznie kwaśnych nawozów mineralnych, a także ze względu na zaznaczające się niedobory wapna nawozowego. Peryferyjne położenie tej grupy gleb i ich duża odległość w stosunku do ośrodków gospodarczych jest powodem, że są one rzadko wapnowane lub nawożone obornikiem (zwłaszcza w gospodarstwach wielkotowarowych).

Do grupy I zaliczone zostały także gleby podlegające zakwaszającemu działaniu emisji chemicznych ( $\text{SO}_2$  i  $\text{NO}$ ), wydzielanych przez zakłady przemysłowe.

**Ad.2.** Zawiera gleby wykształcone z piasków gliniastych naglinowych, glin, utworów pyłowych i ilów. Są one zaliczane do następujących typów gleb: brunatnych właściwych i brunatnych wylugowanych, czarnych ziem właściwych i zdegradowanych, płowych, czarnoziemów i niektórych rędzin wykształconych z miękkich wapieni (podlegających także w górnych poziomach słabemu zakwaszeniu). W omawianej grupie węglan wapnia ulega (lub już uległ częściowo) powolnemu przemieszczaniu w głąb profilu. Dlatego też gleby te obecnie wykazują różny stopień i głębokość odwęglanowienia i zakwaszenia profilu. Węglały występują najczęściej w dolnej, a rzadziej w środkowej części profilu glebowego. Ze względu na bardzo zróżnicowany na obszarze kraju obraz oddziaływania antropogenicznego – o przewadze czynników zakwaszających i bardzo małych powierzchniach alkalizowanych (trudnych do zaznaczenia w tej skali mapy) – określenie tendencji gleb do słabego zakwaszenia należy traktować jako tendencję średnią dla całego obszaru przedstawionego na mapie. Przemawiają za tym zarówno układy przyrodnicze (niski lub średni stopień kultury gleb i warunki klimatyczne), jak również bardzo niskie zużycie nawozów wapniowych w rolnictwie, na przykład: w woj. siedleckim 34,0 kg, podlasko-bielskim 35,7 kg, krośnieńskim 42,9 kg, lubelskim 53,5 kg  $\text{CaO}/\text{ha}$ , przy średnim zużyciu dla kraju 133 kg  $\text{CaO}/\text{ha}$ <sup>3</sup>. Nie pokrywa ono w pełni strat  $\text{CaO}$  w kraju, które szacuje się łącznie na 250–300 kg  $\text{CaO}/\text{ha}$ .

**Ad.3.** Obejmuje głównie gleby aluwialne dolin rzecznych: mady o lekkim, średnim i ciężkim składzie mechanicznym, gleby torfowe i mułowo-torfowe w zasięgu przepływających wód rzecznych oraz śladową ilość gleb wykształconych ze skał wapniowcowych (i gleb wykształconych z innych skał macierzystych, np. glin i utworów pyłowych). Są to gleby o bezwzględnej stabilizacji odczynu (zawierające węglan wapnia często już od powierzchni).

Wydzielenie w legendzie mapy grupy gleb dolinowych wynika ze stabilizującego odczyn oddziaływania wód rzecznych, niosących w sobie duży ładunek związków wapnia. Wapń (w postaci kwaśnego węglanu wapnia) został wypłukany z wyżej położonych utworów gliniastych i pyłowych, należących do zlewni. Zdolności zubożniające wód zależą od ilości rozpuszczonych węglanów zawartych w utworach glebowych oraz od wielkości zlewni. Według S. Zawadzkiego (1957) zawartość węglanu wapnia w wodach rzecznych Lubelszczyzny wzrasta w kierunku południowo-wschodnim, maleje natomiast w kierunku północnym.

Lokalne obszary o tendencjach zubożniających można wydzielić w zasięgu oddziaływania cementowni i innych zakładów przemysłowych (emitujących związki o charakterze zasadowym).

<sup>3</sup> Rocznik Statystyczny... 1982, op. cit.



**Ad.4.** Obejmuje bardzo małe powierzchnie. Tworzą się one z węglanowych namywów deluwialnych, osadzonych u podnóży wzniesień, wykształconych z utworów wapniowcowych lub z innych utworów, bogatych w węglan wapnia, na przykład z glin marglistych.

Do grupy tej należą także powierzchnie gleb pozostających od dłuższego czasu w zasięgu alkalizującego oddziaływania pyłów wydzielanych przez zakłady przemysłowe (np. cementownie). Należą tutaj także borowiny, tworzące się współcześnie u podnóży wzniesień rędzinowych oraz gleby kształtujące się na wapnie łąkowym lub kredzie jeziornej (utworzone z węglanów wapnia wymytego z glin marglistych). Gleby te są stale lub okresowo zasilane dopływem nowych osadów zawierających węglan wapnia.

Grupa 4. gleb może być połączona z 3., ze względu na bardzo małe i rozproszone powierzchnie (występujące często razem z glebami wapniowcowymi). Treść mapy tendencji zmian odczynu będzie wówczas zawierała trzy omówione wyżej grupy wydzielenia: 1, 2 i 3.

Odstępstwem od przyjętego kryterium zdolności buforowych gleb są obszary górskie, gdzie w glebach o bardzo dobrych zdolnościach buforowych wystąpiły tendencje do silnego zakwaszenia. Złożyły się na to kwaśne z natury skały macierzyste oraz wysokie opady atmosferyczne, które potęgują zakwaszenie całego profilu gleby.

Podobnie wydzielenie obszarów o tendencjach do alkalizacji nie zawsze wiąże się z ich najlepszymi zdolnościami buforowymi. Podczas transportu roztworu wodnego zawierającego węglan wapnia podatność na alkalizację wykazują także gleby o słabszych zdolnościach buforowych, napotykanne na drogach przepływu, np. w piaszczystych rynnach przepływowych wód powierzchniowych itp. Z podanych wyżej względów przyjęte zasady określenia tendencji zmian odczynu nie mogą być stosowane bezkrytycznie.

Przy kwalifikowaniu tendencji zmian odczynu na obszarach leśnych wykorzystano podział I. Mroczkiewicza (1952), który pozwolił na przybliżone określenie składu gatunkowego drzewostanów.

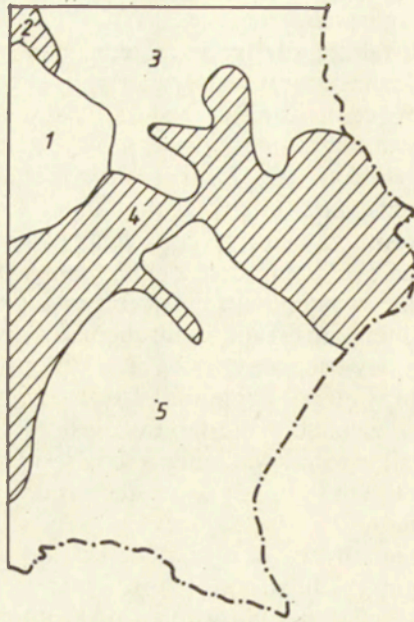
#### REGIONALIZACJA GLEB O OKREŚLONYM ODCZYNIE

Wpływ czynników przyrodniczych i antropogenicznych wyraził się w zróżnicowaniu przestrzennym odczynu i zawartości  $\text{CaCO}_3$  w profilach gleb.

Generalizacja mapy podstawowej polegająca na łączeniu konturów gleb o zbliżonym odczynie pozwoliła na wyróżnienie obszarów z przewagą konturów gleb o określonym odczynie i zawartości  $\text{CaCO}_3$ . Na omawianym arkuszu wydzielono obszary dominacji, które można również nazwać regionami występowania gleb o określonym odczynie (ryc. 1). Są to:

— region 1 — gleby o odczynie bardzo kwaśnym i kwaśnym, ze sporadycznym występowaniem  $\text{CaCO}_3$ . Obejmuje on Nizinę Południowopodlaską. Występują w nim piaszkowe skały macierzyste (piaski słabogliniaste i gliniaste lekkie, całkowite i naglinowe) oraz niewielkie powierzchnie gleb pyłowych. Opady atmosferyczne odpowiadają średniej krajowej (550 mm), rzeźba jest mało urozmaicona. Istnieją więc dobre warunki do rozwoju procesów przemiany gleb. Występują tu głównie gleby brunatne kwaśne, brunatne wylugowane,

plowe, pod lasami zaś bielicoziemne. Powierzchnia regionu (obliczona planimetrem) stanowi 28% powierzchni arkusza;



Ryc 1. Regiony występowania gleb o określonym odczynie i zawartości  $\text{CaCO}_3$

Regiony z przewagą gleb o odczynie: 1 – kwaśnym i lekko kwaśnym z często występującym  $\text{CaCO}_3$  w podłożu, 2, 4 – obojętnym lub alkalicznym z bardzo częstym występowaniem  $\text{CaCO}_3$ , 3, 5 – bardzo kwaśnym i kwaśnym ze sporadycznym występowaniem  $\text{CaCO}_3$

Occurrence of soils with defined pH and  $\text{CaCO}_3$  content

Prevailing soils: 1 – acid and slightly acid,  $\text{CaCO}_3$  often in the substratum; 2, 4 – neutral or alkaline,  $\text{CaCO}_3$  very often; 3, 5 – very acid and acid,  $\text{CaCO}_3$  sporadically

– regiony 2 i 4 – gleby o odczynie obojętnym lub alkalicznym z bardzo częstym występowaniem  $\text{CaCO}_3$ . Zajmują one wyżyny: Lubelsko-Lwowską, Zachodniowolińską i Małopolską (wschodnią jej część). Skalami macierzystymi gleb są przeważnie utwory lessowe i utwory lessowate; niewielkie powierzchnie zajmują osady wapienne i kredowe oraz piaszkowe. Region pod względem rzeźby jest bardzo urozmaicony. Występują w nim nieco wyższe od średniej opady atmosferyczne. Dominują czarnoziemy właściwe i zdegradowane, rędziny, gleby brunatne właściwe i wylugowane, gleby płowe, mady oraz gleby organogeniczne. Powierzchnia regionu zajmuje 31,2% powierzchni arkusza.

– regiony 3 i 5 – gleby o odczynie bardzo kwaśnym i kwaśnym, ze sporadycznym występowaniem  $\text{CaCO}_3$ . Regiony te zajmują wschodnią część północnego Podkarpacia, wschodnią część zewnętrznych Karpat Wschodnich oraz Beskidy Wschodnie. Dominują tu kwaśne, z natury fliszowe, skały macierzyste (gliny, pyły, ily), a na pogórzcu lessy i utwory lessowate. Rzeźba terenu jest bardzo urozmaicona – zwłaszcza w części południowej (górskiej). Charakterystyczne są tu bardzo wysokie opady atmosferyczne. Pokrywę glebową tworzą głównie gleby brunatne kwaśne i płowe. Obok nich występują w mniejszych ilościach gleby brunatne wylugowane, czarnoziemy i mady. Powierzchnia regionu zajmuje 39,8% arkusza.

Wydzielone regiony dominacji gleb o określonym odczynie wiążą się w dużej mierze (poza lokalnymi szczegółami) z treścią mapy tendencji zmian odczynu. Gleby z tendencją do silnego (i słabego) zakwaszenia występują w regionach 1. i 3., natomiast z generalną tendencją do słabego zakwaszenia — w regionie 2. Nie uwzględnia się lokalnych obszarów tranzytowych — częściowej akumulacji, oraz obszarów gromadzenia — końcowej akumulacji, w których gleby mają tendencję do zobojętnienia i alkalizacji.

## PRESENT-DAY CHEMICAL CHANGES IN SOILS

### Summary

The author characterized chemical changes in SE Poland on the base of a map of reaction and content of  $\text{CaCO}_3$  in Polish arable lands plotted in the scale of 1 : 500 000, in 1985, according to the results of profile analyses. In the studied area four large morphological units can be distinguished: lowlands, uplands, highlands, and mountains. The parent rocks of soils are: sands, loams, silts, loesses, clays and limestones of the Riss and older glaciations. There occur light soils subjected to both acidifying and washout of alcaline components, formed from whole sands and sands on loams of a mediocre agricultural value, lying on vast plains of low gradient and run-off. Less subjected to washout are fertile loess and loess-like soils, on highland areas with varying relief, and medium-heavy silty and clayey soils resistant to washout, formed of the Carpathian Flysh in high relief areas of uplands and mountains.

The washout of compounds (*eg* of Ca, N, K, and Mg) occurs with higher intensity in the northern flat part of the area under investigation, as acid and very acid soils there take up nearly 80% of arable land (province of Siedlce). Another large area of acid soils is situated in the highlands and mountains (Tarnów and Rzeszów provinces).

In the middle, upland part of the area processes of  $\text{CaCO}_3$  washout and soils acidifying are much slower because of its content in loesses. Acid soils here do not exceed 45% of the arable surface.

In the studied area natural factors have a prevailing effect on  $\text{CaCO}_3$  washout; anthropogenic factors—the moderately developed industry and the agriculture—have only a local importance.

*Translated by Maria Jablonowska*

## СОВРЕМЕННЫЕ ХИМИЧЕСКИЕ ПЕРЕМЕНЫ В ПОЧВАХ

### Резюме

Химические перемены в этой части страны автор охарактеризовал на основе разработанной в 1985 году карты реакции и содержания  $\text{CaCO}_3$  в почвах сельскохозяйственных угодий Польши в масштабе 1 : 500 000 (составленной на основе результатов анализов из почвенных разрезов). На обсуждаемой территории выделяем 4 крупные морфологические единицы: низменности, возвышенности, погорья и горы. Материнскими породами почв являются пески, глины, пыли, лёссы, илы, известняки, относящиеся к среднеспольскому оледенению и более старым оледенениям. Здесь находятся как лёгкие почвы, податливые к кислотности и вымыванию щелочных элементов, сформированные из однородных песков и наглинных песков, небольшой сельскохозяйственной пригодности, расположенные на пространственных равнинах с небольшими скатами поверхности и слабым оттоком, менее податливые к вымыванию.

Плодородные лёссовидные и лёссовые почвы, находящиеся на возвышенных территориях и разнообразные по рельефу, а также устойчивые к вымыванию средне тяжёлые пыlistые

и илистые почвы, образованные из карпатского флиша, расположенные на богато расчленённых территориях погорий и гор.

Вымывание соединений (напр. кальция, азота, калия и магния) проходит интенсивнее в северной равнинной части обсуждаемой территории, где кислые и очень кислые почвы занимают почти 80% сельскохозяйственных угодий (седлецкое воеводство). Другое крупное скопление кислых почв это территории погорий и гор (тарновское и жешовское воеводства).

В центральной возвышенной части территории процессы вымывания  $\text{CaCO}_3$  и кислотности почв проходят значительно медленнее ввиду содержания карбоната кальция в лёссах. Кислые почвы не занимают здесь 45% площади сельскохозяйственных угодий.

На обсуждаемой территории преимущественное влияние на вымывание  $\text{CaCO}_3$  оказывают природные факторы, антропогенные же факторы в виде развитой промышленности и сельского хозяйства имеют местное значение.

*Перевела Эльжбета Яворская*

CZESŁAW JÓZEFACIUK, ANNA JÓZEFACIUK

## PROCESY SPŁUKIWANIA POWIERZCHNIOWEGO I EROZJI WĄWOZOWEJ

### WSTĘP

Współczesna morfodynamika obszaru południowo-wschodniej Polski jest w znacznym stopniu uwarunkowana erozją gleb. Erozję gleb geografowie utożsamiają zwykle z naturalnymi procesami obnażającymi (w sposób mechaniczny i chemiczny) powierzchnie stokowe, chociaż niektórzy (np. Starkel 1980) włączają do niej również i procesy kształtujące dna dolin. Pojęcie „erozja gleb” w znaczeniu rolniczym obejmuje zespół procesów morfogenetycznych (naturalnych i antropogennych), modelujących wierzchnią warstwę ziemi, takich jak: spłukiwanie, rozcinanie, sufozja, ruchy masowe, deflacja, szeroko rozumiana akumulacja materiału glebowego i skalnego oraz przemieszczenia gruntu spowodowane zwłaszcza zabiegami agrotechnicznymi.

Wiodącymi procesami erozyjnymi na obszarze południowo-wschodniej Polski, którym można przypisać główną rolę w przekształcaniu rzeźby terenu, pokrywy glebowo-gruntowej i stosunków wodnych są spłukiwanie powierzchniowe oraz rozczłonkowanie przez wąwozy.

### STAN BADAŃ

Zagadnieniom spłukiwania i rozmywania poświęcono wiele uwagi. Określenie „spłukiwanie powierzchniowe” nie jest jeszcze jednoznacznie interpretowane. W naukach o ziemi wyraża ono proces przemieszczania po stoku mas zwietrzelinowych, gleb i skał luźnych, przebiegających powierzchniowo, linijsie lub warstwowo, a wywołany przez okresowe wody opadowe (Klimaszewski 1978). W naukach rolniczych przypisuje się mu różną treść. Najczęściej jednak stanowi składową szerszego znaczeniowo terminu, jakim jest erozja powierzchniowa, do której zalicza się erozję rozbryzgową, spłukiwanie powierzchniowe (rozproszone, warstwowe, mikrożłobinowe), a ostatnio również erozję żłobinową (C. Józefaciuk, A. Józefaciuk 1984a). Wspólną cechą diagnostyczną tych zjawisk jest efemeryczność występowania, erodowanie głównie poziomu orno-próchnicznego i możliwość zacierania skutków podczas uprawy roli. Natomiast skoncentrowane spłukiwanie linijsie (rozmywanie), którego rezultatem jest głębsze nacinanie profilu gleby, a nawet podłoża, zwane w geomorfologii erozją właściwą, w rolnictwie wyodrębnia się jako erozję wąwozową.

Jest to uzasadnione również względami praktyki rolniczej, gdyż zabudowa i zagospodarowanie wąwozów wymagają specjalistycznych prac projektowych i robót wykonawczych i są najczęściej kapitałochłonnym przedsięwzięciem inwestycyjnym w kompleksie zabiegów przeciwoerozyjnych.

Badania nad erozją powierzchniową i wąwozową są prowadzone głównie przez geografów i rolników. Do zakresu nauk o ziemi należy przede wszystkim teoretyczne i regionalne rozpoznanie zagadnień występowania erozji (przyczyn, przebiegu, skutków). W naukach rolniczych główny nacisk jest położony na takie kierunki badań, które umożliwiają zachowanie dodatnich wartości środowiska przyrodniczego i przebudowę zdeformowanych erozją komponentów siedliskowych oraz poprawienie organizacyjno-technicznych warunków terenów erodowanych, ułatwiających intensyfikację produkcji rolniczej. Kierunkami takimi są: rozpoznanie przyrodniczo-rolniczych warunków występowania erozji, ocena nasilenia i zasięgów erozji potencjalnej i rzeczywistej, określenie rodzajów i wielkości niekorzystnych następstw erozji, zwanych potocznie „szkodami erozyjnymi” oraz opracowanie zasad, metod i systemów przeciwdziałania erozji – melioracji przeciwoerozyjnych.

Najbardziej rozbudowanymi badaniami nad poznaniem współczesnych procesów morfogenetycznych w południowo-wschodniej Polsce mogą poszczycić się geografowie i geomorfolodzy. Szczególnie znaczące osiągnięcia badawcze w zakresie ewolucji stoków i dolin górskich w warunkach różnego typu użytkowania ziemi ma zespół krakowskiego Zakładu Geomorfologii i Hydrologii PAN (Gerlach 1966, 1976; Słupik 1973; Froehlich 1975; Gil 1976; Starkel 1978, 1980).

Cenne badania dotyczące jakościowej i ilościowej oceny mechanicznej i chemicznej denudacji – zwłaszcza w regionie wyżyn – prowadzi zespół geografów lubelskich (m.in. Maruszczak 1963, 1973; Maruszczak, Częstochowska, Gajewski 1979; Buraczyński 1977; Rodzik 1984).

Kompleksowe erozyjno-rolnicze badania są prowadzone w puławskim Instytucie Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa. Obejmują one dwie podstawowe grupy zagadnień: 1) charakterystykę zjawisk erozji w różnych układach warunków przyrodniczo-gospodarczych, opracowanie wskaźników diagnostycznych i przyrodniczo-utilitytarnej klasyfikacji erozji oraz sporządzanie map erozyjnych; 2) opracowanie i doskonalenie metod zabiegów przeciwoerozyjnych i zasad użytkowania terenów chronionych przed erozją (Reniger 1950, 1957, 1959; Strzemiński 1957a, b, 1966; Bury-Zaleska 1960; Bury-Zaleska, Wołk, Pięta 1966; C. Józefaciuk 1966a, b, 1972; Bury-Zaleska, Pięta 1968; Wołk, Pięta 1976; C. Józefaciuk, A. Józefaciuk, Naklicki 1979, A. Józefaciuk 1982; Sadurska 1982; Sadurska, Maruszczak 1982; C. Józefaciuk, A. Józefaciuk 1983, 1984a, b; C. Józefaciuk, A. Józefaciuk, Wojdała 1983; C. Józefaciuk, Pondel 1983).

Znaczące wyniki badań nad wpływem erozji na środowisko rolnicze i metodami jej przeciwdziałania na terenach wyżynnych uzyskali naukowcy Lubelskiej Akademii Rolniczej – zespół agrotechników do 1979 r. kierowany przez S. Ziemnickiego (Ziemnicki 1955, 1957, 1959, 1965, 1966, 1968a, b; Ziemnicki, Mazur 1955; Mazur 1960, 1966, 1983; Mozola 1972; Orlik 1976; Pałys 1980; Węgorek 1985) oraz zespół gleboznawców (Dobrzański 1960, 1967; Turski 1960, 1964, 1971).

Duże osiągnięcia w zakresie rozpoznania erozji na terenach pogórzy i gór oraz opracowania metod przeciwoerozyjnej zabudowy potoków i ich zlewni

notują specjaliści melioracji wodnych, rolnych i leśnych Akademii Rolniczej i Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych w Krakowie (Figuła, Kostuch, Prochal 1964; Figuła 1965, 1966; Prochal 1964, 1972, 1984; Prochal i in. 1966; Jagła 1966; Polak, Witek 1966; Koreleski 1971; Mierzwa 1980).

Prace badawcze prowadzone przede wszystkim w terenie (patrolowo i stacjonarnie), w mniejszym zakresie kameralnie, a w niewielkim laboratoryjnie można ująć w trzy grupy tematyczne:

- a) obserwacje procesów i zjawisk erozyjnych na tle warunków przyrodniczych i technicznych (gospodarczych),
- b) prace kartograficzne nad opracowaniem map podkładowych i map erozji,
- c) opracowanie metod melioracji przeciweozyjnych.

Interdyscyplinarny charakter i szeroka problematyka erozyjna powodują stosowanie różnych metod badawczych. Spośród nich można wyróżnić:

- 1) rejestrację zjawisk i procesów erozji powodowanych ulewami i roztopami śniegowymi, dokonywaną podczas jednorazowych wypadów patrolowych, rejestrację wieloletnią na obiektach ze stałymi urządzeniami pomiarowymi, oraz rejestrację procesów wywołanych sztucznym deszczowaniem;
- 2) ciągłe pomiary denudacji mechanicznej i chemicznej w punktach wodowskazowych na stałych i okresowych ciekach małych zlewni erodowanych;
- 3) pomiary niwelacyjne i tachymetryczne zmiany rzeźby terenu;
- 4) ocenę zmian gleby metodą przekrojów niwelacyjno-glebowych;
- 5) pomiary plonowania roślin na różnych elementach stoku;
- 6) kartowanie erozji potencjalnej i rzeczywistej na mapach o różnej skali i zasięgu (lokalne, regionalne, ogólnopolskie);
- 7) zakładanie obiektów doświadczalno-wdrożeniowych z zabiegami przeciweozyjnymi na gruntach rolnych i nieużytkach poerozyjnych;
- 8) opracowanie wzorcowych programów przeciwdziałania erozji dla większych jednostek terytorialnych (wsi, gmin, zlewni hydrograficznych itp.);
- 9) opracowanie projektów zabudowy rzek i potoków oraz przeciweozyjnego zagospodarowania zlewni górskich.

Należy podkreślić, że metodyka polowego doświadczalnictwa erozyjnego jest nie tylko złożona, lecz i trudna ze względu na ogromną mozaikę siedlisk terenów urzeźbionych, jak również samą technikę zakładania obiektów eksperymentalnych. W związku ze zróżnicowaniem i wzajemnym, silnym oddziaływaniem warunków środowiska, procesów erozji i zabiegów przeciweozyjnych istnieje konieczność prowadzenia doświadczeń jedno- i wieloczynnikowych w różnych układach przyrodniczo-gospodarczych (stoki i poszczególne ich strefy, zlewnie hydrologiczne, określone jednostki gospodarcze). Ponadto, większość doświadczeń musi być wieloletnia (statyczna), ponieważ nie można ograniczać się do określenia tylko jednorocznego efektu danego zjawiska czy zabiegu, lecz trzeba zbadać jego działanie następcze. Konieczne jest również posługiwanie się reprezentacyjnymi (charakterystycznymi) obiektami doświadczalnymi do uogólniania wyników, co wymaga głębokiej znajomości relacji erozja – środowisko.

Badania laboratoryjne natomiast mają ze względów obiektywnych narzucone ograniczenia, nie sposób bowiem wymodelować pełnej złożoności jakiegokolwiek siedliska erozyjnego. Dlatego dotyczą one wyizolowanych elementów, najczęściej badań cech ilościowo-jakościowych gleby i wody.

## METODA BADAN

Głównym celem było opracowanie map potencjalnej erozji wodnej powierzchniowej oraz rzeczywistej erozji wązowej dla obszaru południowo-wschodniej Polski (arkusz Lublin). Ujęcie takie umożliwia ilościowo-jakościową ocenę wymienionych rodzajów erozji oraz klasyfikację obszaru pod kątem pilności ochrony przeciwerozyjnej.

Redakcja mapy potencjalnej erozji wodnej powierzchniowej w pierwszej wersji była prowadzona w skali 1 : 300 000 na specjalnie sporządzonych podkładach – mapie spadków terenu i mapie podatności gleb na splukiwanie.

Do opracowania mapy spadków wykorzystano *Mapę nachyleń Polski* w skali 1 : 100 000, wykonaną przez J. Wolanieckiego w Instytucie Ekonomiki Rolnictwa, na której autor wyróżnił ponad dwadzieścia przedziałów nachyleń. W toku generalizacji treści tej mapy przyjęto pięć klas spadków terenu (tab. 1).

Tabela 1. Klasyfikacja terenów według wielkości spadków

Klasa spadków terenu	Wielkości spadków [%]	Przedziały nachyleń terenu [%] wyróżnione przez J. Wolanieckiego, zaszeregowane do danej klasy
1	do 3,5	0,0-0,5; 0,5-1,0; 1,0-1,5; 1,5-3,5
2	przewaga spadków 3,5-7	1,5-7; 3,5-7; 1,5-14
3	przewaga spadków 7-14	3,5-14; 3,5-33; 1,5-33; 7-14; 7-33
4	przewaga spadków 14-33	1,5-45; 3,5-45; 1,5-100; 14-33; 7-45; 14-45; 7-100; 7 > 100
5	przewaga spadków ponad 33	33-45; 14 100; 14 > 100; 33 > 100

Mapę podatności gleb na splukiwanie sporządzono na podstawie *Mapy gleb Polski* w skali 1 : 300 000. Zasięgi gleb o różnej podatności wyznaczono według kryteriów zawartych w tabeli 2.

Strukturę przestrzenną (zasięgi i nasilenie) potencjalnej erozji wodnej powierzchniowej określono według kryteriów podanych w tabeli 3.

Kryteria określania erozji zostały bardzo uproszczone i zgeneralizowane. Uwzględniono w nich czynniki jednoznaczne, najbardziej warunkujące przewidywane nasilenie erozji, wyrażane w konwencjonalnie przyjętych stopniach, rozumianych jako wskaźnik typu dynamicznego.

Stopień 1 – erozja słaba, może powodować niewielkie splukiwanie poziomu orno-próchniczego, lecz straty te są łatwo wyrównywane przez zabiegi uprawowe.

Stopień 2 – erozja umiarkowana, prowadzi do wyraźnych zmian poziomu orno-próchniczego (zmniejsza jego miąższość i pogarsza właściwości). Pełna regeneracja ubytków gleby nie zawsze jest możliwa bez zastosowania agrotechniki przeciwerozyjnej (orka warstwicowa, zróżnicowane nawożenie strefowostokowe, ochronne zmianowanie roślin).

Stopień 3 – erozja średnia, może intensywnie degradować poziom orno-próchniczny i doprowadzać do jego zupełnego zmycia i tworzenia się gleb o typologicznie niewykształconym profilu (zmywanych). Przyczynia się również do przestrzennego zróżnicowania wilgotności gleb oraz zapoczątkowuje rozczłonkowanie terenu, a także jest źródłem znacznej ilości rumowiska



Tabela 2. Podział gleb według podatności na splukiwanie powierzchniowe

Grupa gleb	Określenie podatności gleb	Rodzaj i gatunek gleb
1	bardzo silnie podatne	lessowe i lessowate, pyłowe, pyłowe pochodzenia wodnego
2	silnie podatne	piaski luźne, piaszczyste, rędziny kredowe, rędziny jurajskie
3	średnio podatne	piaski słabogliniaste, piaski gliniaste, kompleks piasków gliniastych i słabogliniastych, żwirów, rędziny trzeciorzędowe, rędziny starszych formacji geologicznych
4	słabo podatne	lekkie – gliny piaszczyste i piaski naglinowe, gliny średnie, gliniaste, wytworzone ze skał osadowych o spoiwie węglanowym niewapiennych
5	bardzo słabo podatne	ciężkie, ilaste, skaliste – skały szkieletowe, wytworzone ze skał o spoiwie niewęglanowym, wytworzone ze skał krystalicznych, torfy niskie, torfy przejściowe i wysokie

Tabela 3. Stopnie nasilenia potencjalnej erozji wodnej powierzchniowej\*

Grupy gleb według tabeli 2	Klasy spadków terenu według tabeli 1				
	1	2	3	4	5
1	1	2	3	4	5
2	1	1, 2*	2, 3	3, 4	5
3	1	1, 2	2, 3	3, 4	4, 5
4	—	1	2	3	4, 5
5**	—	1	1, 2	2, 3	3, 4, 5

\* W przypadku podanych jednocześnie dwóch stopni erozji przyjmuje się niższy – przy rocznych opadach do 600 mm, a wyższy – powyżej 600 mm.

\*\* Dla utworów glebowych grupy piątej o spadkach powyżej 33% przyjmuje się: przy opadach do 600 mm – 3 stopień, 600-800 mm – 4 stopień, powyżej 800 mm – 5 stopień nasilenia erozji.

dostarczonego do rzek. Grunty z erozją średnią wymagają stosowania agrotechniki przeciwoerozyjnej, a część z nich przeciwoerozyjnej organizacji terenu (rozmieszczenie użytków rolnych, układ działek i pól, kształtowanie rzeźby, układ i umocnienie dróg rolniczych).

Stopień 4 – erozja silna, zwykle powoduje znaczne rozczłonkowanie terenu oraz niszczenie całego pierwotnego profilu gleby, a nawet części podłoża, z czym wiążą się zmiany pokrywy glebowej o charakterze typologicznym. Ponadto ma znaczny udział w przestrzennym zróżnicowaniu wilgotności gruntów, zakłócaniu reżimu wodnego rzek oraz zanieczyszczaniu wód otwartych. Tereny zagrożone erozją silną wymagają kompleksowych zabiegów przeciwoerozyjnych, wymienionych uprzednio, oraz zagospodarowania nieużytków poerozyjnych, zwłaszcza wąwozów.

Stopień 5 – erozja bardzo silna. Skutki jak wyżej, lecz daleko bardziej wyrażone i prowadzące do głębokiej degradacji środowiska przyrodniczo-rolniczego. Najbardziej racjonalne zagospodarowanie takiego terenu to przeznaczanie go w znacznej części pod użytki ochronne – zalesienia, sady urządzone przeciwoerozyjnie oraz zadarnienia.

Redakcja mapy występowania erozji wąwozowej została przeprowadzona na podkładzie mapy topograficznej (obrębowej) w skali 1 : 25 000, na której wyznaczono zasięgi erozji wąwozowej w następujących stopniach nasilenia:

Stopień erozji	Określenie erozji	Współczynnik gęstości wąwozów [km/km <sup>2</sup> ]
1	słaba	0,01-0,1
2	umiarkowana	0,1-0,5
3	średnia	0,5-1,0
4	silna	1,0-2,0
5	bardzo silna	powyżej 2,0

Współczynnik gęstości wąwozów określano jako iloraz łącznej długości wąwozów do powierzchni, na której występują. Do form wąwozowych zaliczono wszystkie rozcięcia uwidocznione na mapach topograficznych, określane w fachowym nazewnictwie jako wąwozy, parowy, debrze, wąwozy drogowe, głębocznice i jary.

Mapę erozji powierzchniowej zmniejszono do skali 1 : 500 000 i wyznaczono tylko zasięgi: 1 – erozji słabej i umiarkowanej; 2 – erozji średniej, silnej i bardzo silnej. Mapę erozji wąwozowej zmniejszono kolejno do skali 1 : 100 000, 1 : 300 000 i 1 : 500 000 i równocześnie generalizowano.

Na obie mapy w skali 1 : 500 000 wniesiono granice jednostek fizyczno-geograficznych (Kondracki 1968) oraz zlewni hydrograficznych (*Podział hydrograficzny Polski*, 1980, IMGW).

Oprócz prac kartograficznych dokonano również charakterystyki czynników przyrodniczych i antropogennych, rzutujących na typ, przebieg i nasilenie procesów spłukiwania powierzchniowego i rozcinania oraz omówiono skutki tych procesów.

#### CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ROZWOJU SPŁUKIWANIA POWIERZCHNIOWEGO I EROZJI WĄWOZOWEJ

Wzajemny układ warunków przyrodniczych i gospodarczych na obszarze południowo-wschodniej Polski pozwala na wyodrębnienie trzech rejonów o różnym stopniu degradowania przez erozję. Są to (w kolejności od najbardziej niszczonej):

1 – Wyżyna Lubelsko-Lwowska z przyległymi od wschodu terenami Wyżyny Zachodniowołyńskiej i od zachodu Wyżyny Sandomierskiej i Niecki Nidziańskiej;

2 – Beskidy Lesiste i Środkowe, wschodnia część Pogórza Środkowobeskidzkiego (od Pogórza Wiśnickiego), Podgórze Rzeszowskie i skrawek Płaskowyżu Chyrowskiego;

3 – Kotlina Sandomierska (bez Podgórze Rzeszowskiego) i część Niziny Środkowopolskich.

**Ad.1.** Występowanie silnej erozji wodnej w pasie wyżyn przede wszystkim warunkują: pokrywa glebowa, rzeźba terenu i dominowanie gruntów ornich w strukturze użytkowania ziemi. Klimat odgrywa rolę drugoplanową.

Większość pokrywy glebowej, w przybliżeniu około 80%, stanowią gleby lessowe i lessowate, zaliczone do najbardziej podatnych na erozję wodną. Lessy polskie bowiem są na ogół słabo związane wskutek małej zasobności w koloidy, a dużej zawartości pyłu. Można przyjąć, że efekt ich erozyjnej degradacji, jest proporcjonalny do ilości wyerodowanej gleby.

Okolo 10% ogółu gleb stanowią rędziny wytworzone z miękkich skał wapiennych, jak kreda i margiel, oraz z twardych skał, takich jak: opoka, gezy, wapienie, piaskowce i zlepięce. Erozyjna podatność rędzin jest bardzo zróżnicowana, a warunkują ją: ilościowy stosunek frakcji ziemistej i szkieletowej oraz rodzaj skały macierzystej. Przeważa pogląd, że ich degradacja, bez względu na stopień podatności, jest bardziej szkodliwa niż lessów wskutek małej zdolności samoregeneracji. W związku z tym rędziny kredowe i jurajskie zaliczono do silnie podatnych na erozję wodną, a rędziny trzeciorzędowe i starszych formacji geologicznych — do średnio podatnych. Pozostałe gleby, głównie piaszczyste, wytworzone są z piasków różnej genezy: luźnych, słabogliniastych i gliniastych. Piaski o lżejszym składzie mechanicznym przynależą do grupy gleb silnie podatnych na erozję wodną, a o cięższym — do średnio podatnych.

Rzeźba terenu w regionie wyżyn jest znacznie zróżnicowana. Warunki orograficzne na pewnych obszarach bardziej sprzyjają erozji, na innych mniej. Spośród diagnostycznych cech rzeźby największe znaczenie wydają się mieć spadki i deniwelacje terenu oraz gęstość sieci dolinnej. Biorąc pod uwagę te cechy, można wyróżnić na wyżynach trzy typy krajobrazów. Najbardziej erozyjną topografię mają obszary głębokich lessów i twardych skał węglanowych, gdzie wysokości względne przekraczają nawet 100 m i dominują powierzchnie zboczowe o dużej częstotliwości maksymalnych spadków powyżej 10°. Gęstość sieci dolin wynosi tu 2–3 km/km<sup>2</sup>, a sieć wąwozów lokalnie osiąga kilkanaście km/km<sup>2</sup>. Drugi typ krajobrazu przedstawiają płaskowzgórzowe obszary średnich i płytkich lessów oraz miękkich skał wapiennych. Charakteryzują je wysokości względne do 40–60 m, łagodniejsze nachylenia zboczy, większa powierzchnia zrównań wierzchowinowych, sieć dolin do 2 km/km<sup>2</sup> (dość szerokich i często zabagnionych) i znacznie mniejsza gęstość wąwozów. Trzeci typ krajobrazu tworzą tereny piaszczyste i glin zwałowych. Są to generalnie równiny, chociaż sporadycznie występują również wzgórza wdmowe i ławice głębokich piasków.

Erozyjne predyspozycje regionu wyżyn, wyznaczone czynnikami przyrodniczymi, są na większości obszaru wzmagane sposobem użytkowania ziemi. Jest to bowiem rejon intensywnego rozwoju rolnictwa, gleb pszenno-buraczanych, gdzie grunty orne zajmują średnio powyżej 80% ogółu użytków rolnych, a w niektórych zlewniach oraz gminach nawet powyżej 90% (jak wiadomo, roślinność polowa ma wielokrotnie mniejszą wartość ochronną w porównaniu z trwałymi formacjami leśnymi i łąkowymi; np. wskaźnik denudacji gleb [mm/rok] wynosił (Gil 1976): las — 0,00003, pastwisko — 0,0012, łąka — 0,0028, zboże — 0,0043, okopowe — 2,97).

Funkcja przeciwerozcyjna upraw polowych zależy przede wszystkim od gatunku rośliny, a następnie zwartości ładu (wielkości biomasy na jednostkę powierzchni). Uszeregowanie roślin według malejących właściwości ochronnych przedstawia się następująco: trawy, wieloletnie motylkowe, zboża ozime, zboża jare, okopowe. Jednostkowy wskaźnik zmywu gleby, powszechnie uznawany za miarę intensywności splukiwania, kształtuje się różnie (Jagła 1966; Mazur, Orlik 1972). Można przyjąć, że jeżeli dla traw wynosi 1, to dla motylkowych jest trzykrotnie, dla zbóż ozimych dziesięciokrotnie, a dla okopowych stokrotnie większy.

Przeważa wzdłużstokowy układ działek i pól, a więc i kierunek zabiegów agrotechnicznych, co nasila erozję w powiązaniu z mechanizacją upraw i transportu. Również gęsta sieć dróg gruntowych, będąca konsekwencją rozdrobionej gospodarki chłopskiej, stanowi obecnie główny czynnik wąwozotwórczy. Na przykład wąwozy drogowe stanowią 40% ogólnej długości wąwozów na Wyżynie Lubelskiej (C. Józefaciuk 1972).

Trwale użytki zielone (łąki i pastwiska) stanowią tylko kilkanaście procent użytków rolnych i koncentrują się w dolinach rzek. Lesistość terenu wynosi średnio kilka procent. W większości są to niewielkie i nieforemne „łaski”. Pomimo, że ich biocenotyczne znaczenie w krajobrazie rolniczym jest bezsporne, to ich wpływ na produktywność przyległych gruntów jest kwestią otwartą. Zwiększanie lesistości w tym regionie powinno być rozpatrywane łącznie z przestrzenną organizacją rozłogu gruntów rolnych. Korzystniejsza sytuacja pod względem udziału lasów w strukturze użytkowania ziemi (około 50%) występuje jedynie na Roztoczu, co znacznie ogranicza procesy erozji, mimo „górzystej” rzeźby i przewagi gleb lessowych.

**Ad.2.** Występowanie i nasilenie wodnej erozji gleb na terenach pogórzy i gór jest wyznaczone w pierwszym rzędzie rzeźbą oraz klimatem, a następnie użytkowaniem ziemi. Gleby, z wyjątkiem lessowatych i pyłowych wytworzonych z iliszu (lokalnie na pogórzach), wykazują dużą naturalną odporność na niszczące działanie wody.

Rzeźbę terenu cechuje ogromne bogactwo form. Wysokości względne osiągają znaczne różnice i wahają się od kilkudziesięciu do 500 m. Stoki mają wąskie grzbiety i zredukowane podnóża, a silnie rozwinięte zbocza o złożonych profilach i dużych spadkach. Rzeźbę urozmaica dodatkowo jeszcze gęsta sieć głęboko wciętych wąwozów i potoków.

Klimat pogórzy i gór wyróżnia się wysokimi opadami rocznymi o dużej rozpiętości granicznych wartości maksymalnych i minimalnych (od 600 do powyżej 1500 mm). Jeszcze większe krańcowości notuje się w opadach miesięcznych, które mogą nawet przewyższać opad roczny. Charakterystyczne są ulewne deszcze letnie, trwające nawet kilka dni, z opadem do 400 mm (Starkel 1980).

Użytkowanie ziemi ma bardziej przeciwoerozyjny charakter niż na wyżynach. Grunty orne stanowią średnio około 44%, użytki zielone 14%, lasy 32% (Prochal 1984). Lesistość zlewni górskich (50-90%) jest znacznie większa od zlewni pogórzy (około 20%) natomiast przebieg granicy rolno-leśnej wymaga skorygowania. Wykazuje ona duże wahania — od 550 do 950 m n.p.m.

**Ad.3.** Na terenach Kotliny Sandomierskiej i Niziny Środkowopolskiej dominuje erozja wodna słaba i umiarkowana, a średnia i silna ma tylko lokalny zasięg.

Przebieg procesów spłukiwania i erozji wąwozowej w południowo-wschodniej Polsce ma różne natężenie w rocznym cyklu klimatycznym. Najmniej wydajny morfogenetycznie jest okres jesienno-zimowy. Do momentu ustalenia się pokrywy śniegowej obserwuje się jedynie niewielkie spłukiwanie i żłobienie, zwłaszcza podczas jesiennych mżawek, które później, po opadach śniegu zupełnie zanika. Najbardziej intensywnym rzeźbieniem wyróżnia się okres roztopów śniegowych. Dominują procesy spłukiwania nad rozcinaniem, te drugie z wymienionych atakują zwłaszcza wszelkie zagłębienia terenu, zarówno naturalne, jak i sztuczne — bruzdy, dolinki, drogi ze spadkiem. Spłukiwaniem najsilniej niszczone

są pola orne na zboczach o ekspozycji dosłonecznej. Tam bowiem najwcześniej rozpoczyna się topnienie śniegu i spływ wód po odtałej wierzchniej, a zamrożonej głębszej warstwie gleby. Wyraźnie zaznacza się wpływ kształtu zboczy i układu pól na intensywność splukiwania. Najsilniej erodowane są zbocza wypukłe. Zmywy powierzchniowe najbardziej ogranicza warstwowy układ pól, a najmniej wzdłużstokowy. Układ skośnostokowy, wbrew przeświadczeniom, podobnie oddziałuje jak wzdłużstokowy, a niekiedy nawet bardziej negatywnie (większa możliwość koncentracji spływów).

Okresem wzmożonej erozji wodnej jest również wiosna i lato – pory zwiększonej częstotliwości deszczów ulewnych. Najbardziej czynne procesy splukiwania i rozcinania notuje się wiosną, kiedy roślinność nie osiągnęła jeszcze pełnej zdolności ochronnej. Pełnia lata (do żniw) jest najbardziej bierna erozyjnie. Po żniwach ponownie rozpoczyna się ożywienie procesów morfogenetycznych. Należy jednak zaznaczyć, że w przypadku wystąpienia opadów ekstremalnych, nawałnic typu oberwania chmury, bez względu na okres wegetacji rozmiary denudacji (po jednej ulewie) mogą być większe niż zarejestrowane w całym, pozostałym okresie roku (Maruszczak, Trembaczewski 1959; Buraczyński, Wojtanowicz 1971; Starkel 1980; C. Józefaciuk, A. Józefaciuk, Wojdała 1983).

#### STRUKTURA PRZESTRZENNA POTENCJALNEJ EROZJI WODNEJ POWIERZCHNIOWEJ ORAZ EROZJI WĄWOZOWEJ

Biorąc za podstawę nasilenie procesów oraz wielkość powierzchni wyróżnionych rodzajów erozji (mapy 1 i 2), w układzie jednostek regionalnych czwartego rzędu (Kondracki 1968), można dokonać pewnego uszeregowania (tab. 4).

Potencjalna erozja powierzchniowa bardzo silna, silna i średnia występuje na około 50% ogólnej powierzchni Wschodniego Podkarpacia, Zewnętrznych Karpat Zachodnich i Beskidu Wschodniego, na około 20% Wyżyny Lubelsko-Lwowskiej, Małopolskiej i Zachodniowołyńskiej oraz na niespełna 5% Kotliny Sandomierskiej, Niziny Środkowopolskiej i Polesia Zachodniego.

Potencjalna erozja powierzchniowa słaba i umiarkowana występuje na 60% powierzchni Wyżyny Zachodniowołyńskiej, 45–50% Wyżyny Lubelsko-Lwowskiej, Polesia Zachodniego, Kotliny Sandomierskiej, Niziny Środkowopolskiej i Wyżyny Małopolskiej, na 15–20% Wschodniego Podkarpacia, Zewnętrznych Karpat Zachodnich oraz na około 5% Beskidu Wschodniego.

Potencjalna erozja powierzchniowa ogółem zajmuje 65–75% powierzchni Wyżyny Zachodniowołyńskiej, Wschodniego Podkarpacia, Wyżyny Lubelsko-Lwowskiej, Zewnętrznych Karpat Zachodnich i Wyżyny Małopolskiej oraz na 45–50% Beskidu Wschodniego, Kotliny Sandomierskiej, Polesia Zachodniego i Niziny Środkowopolskiej.

Krainami szczególnie narażonymi na degradowanie procesami splukiwania są pogórza: Rożnowskie, Ciężkowickie, Strzyżowskie, Przemyskie i Bukowskie, oraz Beskid Niski, Góry Sanocko-Turczańskie, Płaskowyż Chyrowski (gdzie erozja bardzo silna, silna i średnia zagraża od 60 do 100% ogólnej powierzchni), a następnie Roztocze Zachodnie (około 50%), Wyżyna Sandomierska, Płaskowyż Nałęczowski i Wzgórza Koneckie (od 35 do 40%).

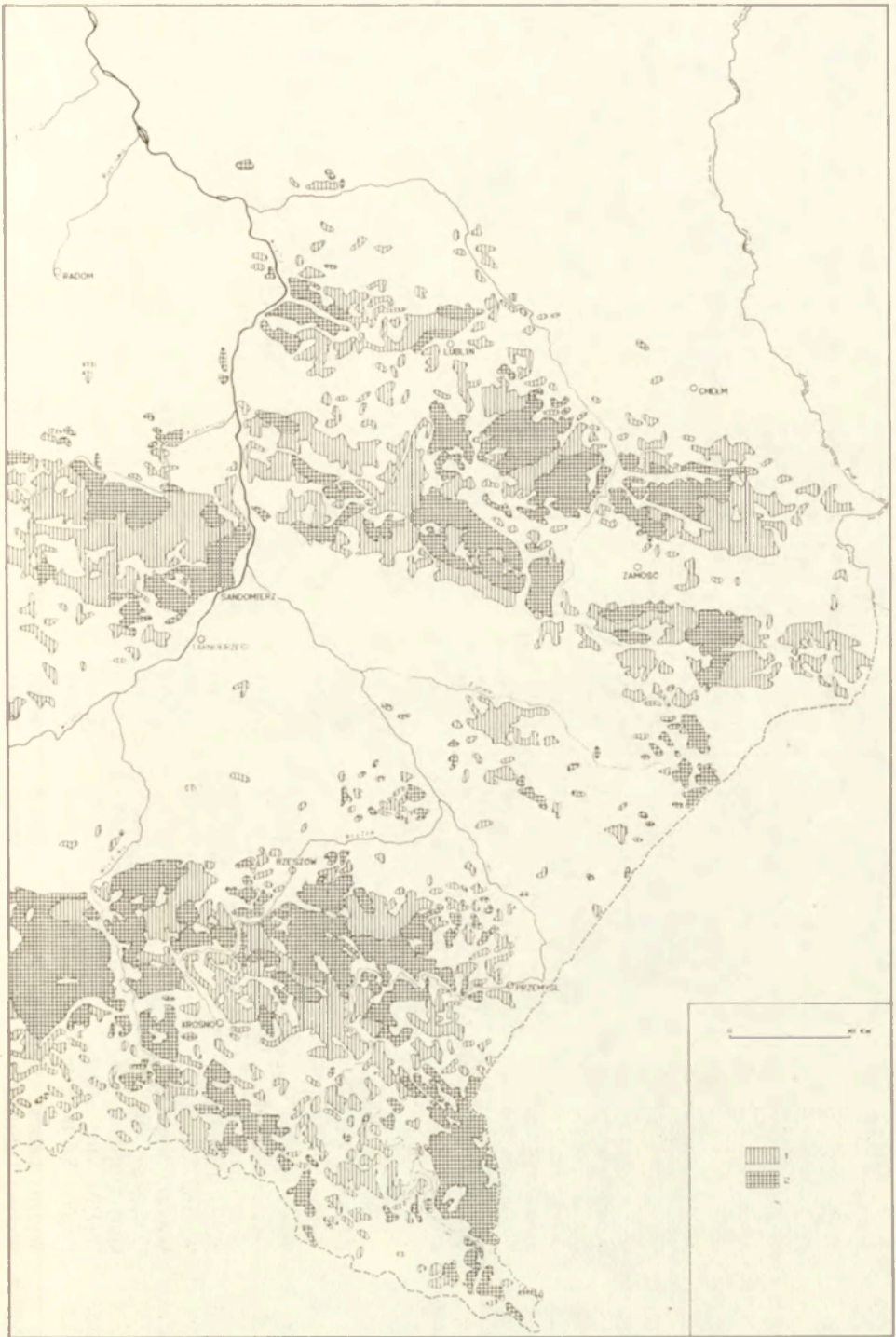


Mapa 1. Zagrożenie erozją wodną powierzchniową (C. Józefaciuk, A. Józefaciuk)

1 – umiarkowaną i słabą, 2 – bardzo silną, silną i średnią

Menace of sheet water erosion

1 – moderate and weak, 2 – very strong, strong and of medium strength



Mapa 2. Występowanie erozji wązowej (C. Józefaciuk, A. Józefaciuk)

1 – obszary o umiarkowanej i średniej gęstości wązów (0,1-1 km<sup>2</sup>/km<sup>2</sup>), 2 – obszary o dużej i bardzo dużej gęstości wązów (od 1 do ponad 2 km<sup>2</sup>/km<sup>2</sup>)

Occurrence of gully erosion

1 – areas of moderate and mean density of gullies (0,1-1 km<sup>2</sup>/km<sup>2</sup>), 2 – areas of high and very high density of gullies (from 1 to over 2 km<sup>2</sup>/km<sup>2</sup>)

Tabela 4. Erozja wodna powierzchniowa i wąwozowa w jednostkach fizjograficznych (arkusz Lublin)

Symbol dziesiętny	Nazwa krainy	Powierz- chnia w. obrębii arkusza [km <sup>2</sup> ]	Obszar potencjalnej erozji wodnej powierzchniowej				Obszar pokryty wąwozami w przedziałach gęstości			
			słabej, umiar- kowanej		średniej, silnej, bardzo silnej		0,1–1,0 km/km <sup>2</sup>		1,0–> 2.0 km/km <sup>2</sup>	
			[km <sup>2</sup> ]	[%]	[km <sup>2</sup> ]	[%]	[km <sup>2</sup> ]	[%]	[km <sup>2</sup> ]	[%]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
318	Niziny Środkowopolskie	9217,5	4245,0	46,1	73,0	0,8	64,5	0,7	28,0	0,3
318,7	Nizina Środkowomazowiecka	2947,5	1189,0	40,3	14,5	0,5	–	–	–	–
318,75	Dolina Środkowej Wisły	980,0	216,0	22,0	6,5	0,7	–	–	–	–
318,76	Równina Warszawska	455,0	299,0	65,7	1,0	0,2	–	–	–	–
318,77	Równina Kozienicka	1040,0	496,0	47,7	3,0	0,3	–	–	–	–
318,79	Równina Garwolińska	472,5	178,0	37,7	4,0	0,8	–	–	–	–
318,8	Wzniesienia Południowomazowieckie	2147,5	1312,0	61,1	29,0	1,4	9,0	0,4	13,0	0,6
318,86	Równina Radomska	2147,5	1312,0	61,1	29,0	1,4	9,0	0,4	13,0	0,6
318,9	Nizina Południowopodlaska	4122,5	1744,0	42,3	29,5	0,7	55,5	1,3	15,0	0,4
318,95	Wysoczyzna Żelechowska	1792,5	680,0	37,9	25,5	1,4	15,0	0,8	15,0	0,8
318,96	Równina Łukowska	1137,5	502,0	44,1	–	–	–	–	–	–
318,97	Pradolina Wieprza	262,5	111,0	42,3	–	–	–	–	–	–
318,98	Wysoczyzna Lubartowska	930,0	451,0	48,5	4,0	0,4	40,5	4,4	–	–
342	Wysoczyzna Małopolska	4085,0	1813,0	44,4	803,0	19,7	1045,0	25,6	558,0	13,7
342,2	Niecka Nidziańska	432,5	285,0	65,9	10,0	2,3	47,5	11,0	2,5	0,6
342,27	Garb Pińczowski	72,5	48,5	66,9	10,0	13,8	30,0	41,4	2,5	3,4
342,28	Niecka Połaniecka	360,0	236,5	65,7	–	–	17,5	4,9	–	–
342,3	Wyżyna Kielecka	3652,5	1528,0	41,8	793,0	21,7	997,5	27,3	555,5	15,2
342,31	Wzgórza Koneckie	72,5	25,0	34,5	26,0	35,9	5,0	6,9	12,5	17,2
342,33	Przedgórze Iłżeckie	1427,5	430,0	30,1	114,5	8,0	116,0	8,1	58,0	4,1
342,34	Góry Świętokrzyskie	550,0	214,5	39,0	134,0	24,4	262,5	47,7	35,0	6,4
342,35	Wyżyna Sandomierska	1212,5	649,0	53,5	484,0	39,9	535,0	44,1	442,5	36,5
342,35	Pogórze Szydłowski	390,0	209,5	53,7	34,5	8,8	79,0	20,3	7,5	1,9
343	Wyżyna Lubelsko-Lwowska	9672,5	4840,5	50,0	1921,0	19,9	2342,0	24,2	1927,0	19,9
343,1	Wyżyna Lubelska	7210,0	3993,5	55,4	1227,5	17,0	1814,5	25,2	1257,0	17,4



cd. tabeli 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
343,11	Małopolski Przełom Wisły	365,0	111,0	30,4	11,0	3,0	12,5	3,4	7,0	1,9
343,12	Płaskowyż Nałęczowski	785,0	382,5	48,7	293,0	37,3	192,5	24,5	150,0	19,1
343,13	Równina Bełżycka	562,5	454,0	80,7	21,5	3,8	135,0	24,0	27,5	4,9
343,14	Kotlina Chodelska	240,0	152,0	63,3	17,5	3,1	27,5	11,5	2,5	1,0
343,15	Wzniesienia Urzędowskie	1455,0	684,5	47,0	283,0	19,5	547,5	37,6	202,5	13,9
343,16	Płaskowyż Świdnicki	642,5	441,5	68,7	11,5	1,8	172,5	26,8	22,5	3,5
343,17	Wyniosłość Gielczewska	1205,0	713,0	59,2	256,5	21,3	224,5	18,6	555,0	46,1
343,18	Działy Grabowickie	1252,5	528,0	42,2	327,0	26,1	422,5	33,7	270,0	21,6
343,19	Padół Zamojski	702,5	527,0	75,0	16,5	2,3	80,0	11,4	20,0	2,8
343,2	Roztocze	2462,5	847,0	34,4	693,5	28,2	527,5	21,4	670,0	27,2
343,21	Roztocze Zachodnie	705,0	172,0	24,4	365,0	51,8	207,5	29,4	355,0	50,4
343,22	Roztocze Środkowe	1232,5	491,5	39,9	229,0	18,6	307,5	24,9	182,5	14,8
343,23	Roztocze Wschodnie	525,0	183,5	35,0	99,5	19,0	12,5	2,4	132,5	25,2
512	Północne Podkarpacie	11610,0	5360,0	46,2	562,5	4,8	393,0	3,4	185,0	1,6
512,4-5	Kotlina Sandomierska	11610,0	5360,0	46,2	562,5	4,8	393,0	3,4	185,0	1,6
512,41	Kotlina Nadwiślańska	937,5	256,0	27,3	2,0	0,2	—	—	5,0	0,5
512,43	Płaskowyż Tarnowski	727,5	543,0	74,6	20,0	2,7	17,5	2,4	12,5	1,7
512,44	Dolina dolnej Wisłoki	282,5	115,0	40,7	1,5	0,5	10,0	3,5	7,5	2,7
512,45	Równina Tarnobrzeska	1460,0	633,0	43,4	13,5	0,9	15,0	1,0	2,5	0,2
512,46	Dolina dolnego Sanu	537,5	141,0	26,2	21,0	3,9	8,0	1,5	17,5	3,3
512,47	Równina Biłgorajska	2035,0	704,5	34,6	13,0	0,6	12,5	0,6	5,0	0,2
512,48	Płaskowyż Kolbuszowski	1547,5	1008,5	65,2	85,5	5,5	42,5	2,7	25,0	1,6
512,49	Płaskowyż Tarnogrodzki	2365,0	1375,0	58,1	44,0	1,9	167,5	7,1	45,0	1,9
512,51	Pradolina Podkarpacka	790,0	280,5	35,5	6,5	0,8	10,0	1,3	12,5	1,6
512,52	Podgórze Rzeszowskie	927,5	303,5	32,7	355,5	38,3	110,0	11,9	52,5	5,7
513	Zewnętrzne Karpaty Zachodnie	7319,5	1161,2	15,9	3832,5	52,4	1720,5	23,5	2303,5	31,5
513,54	Beskid Sądecki	15,0	1,5	10,0	6,0	40,0	2,5	16,7	—	—
513,6	Pogórze Środkowobeskidzkie	5534,5	1055,7	19,1	2702,0	48,8	1360,5	24,6	2035,5	36,8
513,61	Pogórze Rożnowskie	12,0	—	—	12,0	100,0	—	—	12,0	100,0
513,62	Pogórze Ciężkowickie	712,5	176,0	24,7	400,0	56,1	45,0	6,3	590,0	82,8
513,63	Pogórze Strzyżowskie	900,0	117,0	13,0	532,0	59,1	210,5	23,4	403,0	44,8
513,64	Pogórze Dynowskie	2010,0	347,5	17,3	833,8	41,5	752,5	37,4	660,0	32,8
513,65	Pogórze Przemyskie	532,5	55,3	10,4	313,1	58,8	135,0	25,4	102,5	19,2

cd. tabeli 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
513,66	Obniżenie Gorlickie	247,5	74,3	30,0	115,6	46,7	55,0	22,0	107,5	43,4
513,67	Kotlina Jasielsko-Krośnieńska	355,0	111,0	31,3	90,0	25,4	37,5	10,6	30,5	8,6
513,68	Pogórze Jasielskie	355,0	95,0	26,8	156,7	44,1	25,0	7,0	110,0	31,0
513,69	Pogórze Bukowskie	410,0	79,6	19,4	248,8	60,7	100,0	24,4	20,0	4,9
513,7	Beskidy Środkowe	1770,0	104,0	5,9	1124,5	63,5	357,5	20,2	268,0	15,1
513,71	Beskid Niski	1770,0	104,0	5,9	1124,5	63,5	357,5	20,2	268,0	15,1
522	Beskidy Wschodnie	2660,0	157,6	5,9	1261,8	47,4	366,0	13,8	585,0	22,0
522,11	Góry Sanocko-Turczańskie	925,0	101,6	11,0	527,8	57,1	120,0	13,0	367,5	39,7
522,12	Bieszczady Zachodnie	1735,0	56,0	3,2	734,0	42,3	246,0	14,2	217,5	12,5
521	Wschodnie Podkarpacie	100,0	19,5	19,5	55,0	55,0	2,5	2,5	2,5	2,5
521,1	Płaskowyż Chyrowski	100,0	19,5	19,5	55,0	55,0	2,5	2,5	2,5	2,5
845	Polesie	6742,5	3230,5	47,9	30,0	0,4	45,0	0,7	5,0	0,1
845,1	Polesie Zachodnie	4627,5	2211,5	47,8	2,0	0,0	3,5	0,1	—	—
845,11	Zakłęśność Łomaska	735,0	287,5	39,1	—	—	—	—	—	—
845,12	Równina Kodeńska	830,0	317,0	38,2	1,0	0,1	—	—	—	—
845,13	Równina Parczewska	860,0	502,5	58,4	—	—	—	—	—	—
845,14	Zakłęśność Sosnowicka	512,5	249,5	48,7	—	—	—	—	—	—
845,15	Garb Włodawski	327,5	178,0	54,4	—	—	—	—	—	—
845,16	Równina Łęczynsko-Włodawska	1362,5	677,0	49,7	1,0	0,1	3,5	0,3	—	—
845,3	Polesie Wołyńskie	2115,0	1019,0	48,2	28,0	1,3	41,5	2,0	5,0	0,2
845,31	Obniżenie Dorohuckie	422,5	257,0	60,8	14,0	3,3	4,5	1,1	2,0	0,5
845,32	Pagóry Chełmskie	820,0	479,0	58,4	12,0	1,5	32,0	3,9	3,0	0,4
845,33	Obniżenie Dubienieckie	872,5	283,0	32,4	2,0	0,2	51,0	0,6	—	—
851	Wyżyna Wołyńsko-Podolska	1790,0	1075,0	60,1	317,0	17,7	324,0	18,1	55,0	3,1
851,1	Wyżyna Zachodniowołyńska	1615,0	976,5	60,5	317,0	19,6	321,5	19,9	55,0	3,4
851,11	Grzęda Horodelska	240,0	130,0	54,2	42,0	17,5	50,0	20,8	—	—
851,12	Kotlina Hrubieszowska	695,0	506,0	72,8	8,0	1,2	13,5	1,9	2,5	0,4
851,13	Grzęda Sokalska	680,0	340,5	50,1	267,0	39,3	258,0	37,9	52,5	7,7
851,2	Kotlina Pobuża	175,0	98,5	56,3	—	—	2,5	1,4	—	—

Erozja wąwózowa bardzo silna, silna i średnia występuje na około 30% powierzchni Zewnętrznych Karpat Zachodnich, na około 12–20% Beskidu Wschodniego, Wyżyny Lubelsko-Lwowskiej i Małopolskiej oraz niemal 3% Wyżyny Zachodniowołyńskiej, Wschodniego Podkarpacia, Kotliny Sandomierskiej, Niziny Środkowopolskiej i Polesia Zachodniego.

Erozja wąwózowa słaba i umiarkowana występuje na około 25% powierzchni Wyżyny Środkowomałopolskiej i Wschodniomałopolskiej oraz Zewnętrznych Karpat Zachodnich, 15% Wyżyny Zachodniowołyńskiej i Beskidu Wschodniego oraz na około 3% powierzchni Wschodniego Podkarpacia, Niziny Środkowopolskiej i Polesia Zachodniego.

Erozja wąwózowa ogółem występuje na 55% powierzchni Zewnętrznych Karpat Zachodnich, na około 40% Wyżyny Lubelsko-Lwowskiej i Małopolskiej, 35% Beskidu Wschodniego, 20% Wyżyny Zachodniowołyńskiej oraz prawie 5% Wschodniego Podkarpacia, Kotliny Sandomierskiej, Niziny Środkowopolskiej i Polesia Zachodniego.

Krainy najbardziej rozczłonkowane przez wąwozy (wskaźnik gęstości od 1 do powyżej 2 km/km<sup>2</sup>) to: Pogórze Rożnowskie (100%) i Ciężkowickie (80%), Rostocze Zachodnie i Wyniosłość Gielczewska (po około 50%), Pogórze Strzyżowskie, Obniżenie Gorlickie, Góry Sanocko-Turczańskie, Wyżyna Sandomierska, Pogórze Dynowskie i Jasielskie (30–40%). Silnie rozwinięta sieć wąwozów, o gęstości podanej wyżej, występuje na około 20% ogólnej powierzchni Rostocza Wschodniego, Działów Grabowieckich, Płaskowyżu Nałęczowskiego i Pogórza Przemyskiego oraz 15% Wzgórz Koneckich, Pogórza Bukowskiego, Beskidu Niskiego, Rostocza Środkowego i Wzniesienia Urzędowskiego.

Podane wskaźniki gęstości uwzględniają tylko wartości średnie, natomiast wartości maksymalne są wielokrotnie większe i mogą wynosić kilkanaście km/km<sup>2</sup> (Maruszczak 1973; Buraczyński 1977; C. Józefaciuk 1972).

Analiza struktury potencjalnej erozji powierzchniowej i erozji wąwózowej w układzie zlewni hydrograficznych II–IV rzędu wykazała największe ich natężenie w dorzeczach rzek górskich i podgórskich oraz wyżynnych (tab. 5).

Erozją powierzchniową bardzo silną, silną i średnią są najbardziej zagrożone zlewnie: Warężanki i Stobnicy (po 60% obszaru), Ropy (50%) oraz Dunajca, Białej, Wielopolki, Solinki, Oslawy, Wiatru, Mleczyki, Opatówki, Świśliny, Wolicy i Raty (po 40%).

Bardzo silna, silna i średnia erozja wąwózowa występuje na 60% obszaru zlewni Raty, na 40% zlewni Dunajca, Białej, Poru, Wojsławki, Gielczy i Kosarzewki oraz na 30% obszaru zlewni Ropy i Żółkiewki.

#### SKUTKI SPLUKIWANIA POWIERZCHNIOWEGO I EROZJI WĄWOZOWEJ

Skutki erozji powierzchniowej to systematyczne i powszechne degradowanie zasobów środowiska przyrodniczego, prowadzące do obniżania jego potencjału produkcyjnego.

Procesy powierzchniowe powodują duże zmiany typologiczne i gatunkowe pokrywy glebowo-gruntowej.

Tabela 5. Erozja wodna powierzchniowa i wąwozowa w zlewniach hydrograficznych (arkusz Lublin)

Zlewnie hydrograficzne			Powierzchnia zlewni w obrębie arkusza	Obszar potencjalnej erozji wodnej powierzchniowej				Obszar pokryty wąwozami w przedziałach gęstości			
I i II rzędu	III rzędu	IV rzędu		słabej umiarkowanej		średniej silnej, bardzo silnej		0,1-1,0km/km <sup>2</sup>		1,0->2,0 km/km <sup>2</sup>	
1	2	3	[km <sup>2</sup> ]	[km <sup>2</sup> ]	[%]	[km <sup>2</sup> ]	[%]	[km <sup>2</sup> ]	[%]	[km <sup>2</sup> ]	[%]
Wisła			52966,0	21874,8	41,3	8655,8	16,3	6297,5	11,9	5458,0	10,3
Dunajec			562,0	120,5	21,4	242,0	43,0	86,0	15,3	248,5	44,2
	Poprad		58,0	4,0	6,9	16,0	27,6	15,5	29,8	—	—
	Biała		504,0	116,5	23,1	226,0	44,8	70,5	13,9	248,5	49,3
Nida	Belnianka		32,0	7,0	21,9	—	—	—	—	—	—
Breń			727,2	384,0	52,8	1,0	0,1	5,0	0,7	—	—
	Jamnica		572,0	241,0	42,1	—	—	—	—	—	—
		Zgórski	155,2	143,0	92,1	1,0	0,6	5,0	3,2	—	—
Czarna			720,0	398,0	55,3	2,0	0,3	153,0	21,2	21,5	2,9
	Wschodnia		210,0	130,0	61,9	2,0	0,9	13,0	6,2	—	—
Wisłoka			4110,2	945,5	23,0	1574,8	38,3	614,5	14,9	947,0	23,0
	Ropa		974,1	125,0	12,8	519,8	53,4	196,0	17,3	314,5	32,3
	Jasiołka		513,2	80,0	15,6	228,5	44,5	78,0	15,2	139,0	27,1
	Grabnianka		180,3	144,0	79,9	19,5	10,8	7,5	4,1	—	—
	Wielopolka		486,1	155,5	31,9	199,0	40,9	154,5	31,8	105,0	21,6
Babulówka			215,9	146,0	67,6	3,0	1,4	—	—	—	—
Koprzywianka			707,4	334,0	47,2	180,0	25,4	209,0	29,5	141,0	19,9
Trześniówka			569,6	278,0	48,8	5,0	0,9	8,0	1,4	—	—
Łęg			960,2	556,0	57,9	13,0	1,4	8,0	0,8	—	—
	Przyrwa		281,2	156,0	55,5	10,0	3,5	8,0	2,8	—	—
San			14390,0	3826,0	26,6	3738,0	26,0	1900,0	13,2	1862,0	12,9
	Solinka		314,3	10,0	3,2	134,0	42,6	41,0	13,0	5,0	1,6

cd. tabeli 5.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Oslawa		507,4	42,0	8,3	222,0	43,7	99,0	19,5	41,5	8,2
	Wiar (w grani- cach Polski)		398,6	30,0	7,5	194,0	48,7	65,0	16,3	46,5	11,7
	Wisznia		174,0	46,5	26,7	4,0	2,3	1,0	0,6	—	—
	Szkło		320,0	186,0	58,1	15,0	4,7	10,5	3,3	7,5	2,3
	Lubaczówka		790,0	432,0	54,7	41,0	5,2	26,0	3,3	21,5	2,7
		Sołotwa	190,0	110,0	57,9	29,0	15,3	2,5	1,3	12,0	6,3
	Wisłok		3528,2	639,5	18,1	1402,0	39,7	713,0	20,2	777,5	22,0
		Stobnica	331,5	40,0	12,1	206,0	62,1	156,5	47,2	49,0	14,8
		Czarna	204,2	46,0	22,5	22,0	10,8	13,0	6,4	12,0	5,9
		Mlecza	558,5	135,0	24,2	254,5	45,6	175,0	31,3	126,5	22,6
	Trzebońnica		262,3	133,0	50,7	24,5	9,3	8,0	3,0	14,5	5,5
	Tanew		2339,0	1277,0	54,6	116,0	4,9	219,5	9,4	90,5	3,8
		Wirowa	529,7	312,0	58,9	21,5	4,0	8,0	1,5	21,5	4,1
		Biała i Czarna Łada	507,3	211,0	41,6	4,0	0,8	63,0	12,4	49,5	9,8
		Bukowa	661,9	258,0	39,0	48,5	7,3	57,5	8,7	9,5	1,4
Opatówka			281,5	118,0	41,9	128,5	45,6	188,0	66,8	58,5	20,8
Sanna			606,8	254,0	41,8	138,0	22,7	201,0	33,1	97,5	16,1
Wyżnica			508,3	263,0	51,7	153,0	30,1	251,0	49,4	58,5	11,5
Kamienna			1375,0	585,5	42,6	404,0	29,4	270,5	19,7	237,0	17,2
	Świślina		305,0	123,0	40,3	149,0	48,8	164,5	53,9	19,5	6,4
Krępianka			275,7	222,0	80,5	24,0	8,7	—	—	—	—
Ilżanka			1096,0	528,0	48,2	14,0	1,3	8,0	0,7	9,5	0,9
	Modrzejowica		372,5	206,0	55,3	—	—	—	—	—	—
Zwolenka			230,0	146,0	63,5	—	—	—	—	—	—
Chodelka			566,3	290,0	51,2	17,0	3,0	68,0	12,0	29,0	5,1
Bystra			295,7	187,0	63,2	108,0	36,5	78,5	26,5	78,5	26,5
Kurówka			395,4	244,0	61,7	70,0	17,7	89,5	22,6	5,0	1,3
Wieprz			10415,2	5088,0	48,8	1092,5	10,5	1304,5	12,5	1250,0	12,0
	Por		590,3	243,0	41,2	199,0	33,7	76,0	12,9	275,5	46,7
	Łabuńka		513,5	391,0	76,1	26,0	5,1	55,0	10,7	63,0	12,3
	Wolica		375,9	51,0	13,6	179,0	47,6	172,5	45,9	97,5	25,9

cd. tabeli 5.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Wojśławka		283,1	156,0	55,1	36,0	12,7	21,0	7,4	117,0	41,3
	Żółkiewka		216,5	100,0	46,2	32,0	14,8	84,0	38,8	85,5	39,5
	Giełczew		359,2	217,0	60,4	115,0	32,0	81,0	22,5	175,5	48,9
	Świnka		272,2	206,0	75,7	—	—	7,5	2,7	5,0	1,8
	Bystrzyca		1315,5	707,5	53,8	225,0	17,1	407,5	31,0	156,0	11,9
		Kosarzewka	208,2	146,0	70,1	26,0	12,5	13,0	6,2	102,5	49,2
		Krężniczanka	225,2	166,0	73,7	1,0	0,4	29,0	12,9	—	—
	Tyśmienica		2688,6	1290,0	48,0	—	—	—	—	—	—
		Piwonia	521,3	272,0	52,2	—	—	—	—	—	—
		Białka	287,8	107,0	37,2	—	—	—	—	—	—
		Bystrzyca Pn. i Pd.	706,8	376,0	53,2	—	—	—	—	—	—
		Czarna	213,0	105,0	49,3	—	—	—	—	—	—
	Minina		420,7	260,0	61,8	2,0	0,5	5,0	1,2	—	—
Radomka			1114,0	529,5	47,5	4,0	0,3	—	—	—	—
	Mleczna		368,0	182,5	49,6	—	—	—	—	—	—
	Szabasówka		106,0	75,0	70,7	1,0	0,9	—	—	—	—
Okrzejk			528,3	250,0	47,3	4,0	0,7	—	—	—	—
Wilga			568,9	162,0	28,5	—	—	—	—	—	—
Pilica			624,0	425,0	68,1	1,0	0,2	—	—	—	—
Czarna			160,0	98,0	61,2	—	—	—	—	—	—
Jeziorka			122,0	71,0	58,2	—	—	—	—	—	—
Świder			344,0	77,0	22,4	—	—	—	—	—	—
Narew	Bug		7796,4	4243,3	54,4	575,0	7,4	609,5	7,8	249,5	3,2
		Rata (w granicach Polski)	70,0	16,0	22,8	30,0	42,8	—	—	45,0	64,3
		Sołokija (w granicach Polski)	737,0	466,0	63,2	14,0	1,9	28,5	3,8	41,0	5,6
		Warężanka	157,0	54,0	34,4	102,0	64,9	83,5	53,2	—	—
		Bukowa	198,4	155,0	78,1	12,0	6,0	12,0	6,0	—	—
		Huczwa	1394,3	835,0	59,9	361,0	25,9	398,0	28,5	153,5	11,0
		Wcłnianka	240,3	162,0	67,4	2,0	0,8	34,0	14,1	10,0	4,2
		Udał	321,1	202,0	62,9	3,0	0,9	26,0	8,1	—	—

cd. tabeli 5.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		Uherka	577,0	405,0	70,2	5,0	0,9	5,0	0,9	—	—
		Włodawka	724,7	382,5	52,8	—	—	—	—	—	—
		Hanna	268,6	144,8	53,9	—	—	—	—	—	—
		Krzna	2118,0	985,0	46,5	—	—	—	—	—	—
Dniestr			231,0	27,0	11,7	200,0	86,6	5,0	2,2	191,0	82,7

Na zboczach, wskutek przewagi procesów redukcji profilu, występuje ogromna mozaika typów i podtypów gleb, o dużym udziale gleb z typologicznie niewykształconym profilem, „silnie zmywanych”. Na podnóżach i w dolinkach tworzą się gleby „namywane”, o nadmiernie rozbudowanym poziomie akumulacyjnym. Oczywiście wraz ze zmianami morfologii zmieniają się fizykochemiczne właściwości gleb, najczęściej niekorzystnie dla rolnictwa. Na przykład w zlewni Opatówki (281,5 km<sup>2</sup>) dominujące niegdyś czarnoziemy nalessowe obecnie stanowią zaledwie 10% ogółu gleb i z reguły mają silnie zdegradowany profil w stosunku do czarnoziemów właściwych (A. Józefaciuk 1982).

Erozja powierzchniowa ma poważny wpływ na kształtowanie się stosunków wilgotnościowych gleb stokowych. Te na wierzchowinach, najmniej erodowane, mają zwykle wilgotność optymalną. Natomiast położone na zboczach, zmywane, często o zupełnie zredukowanym poziomie próchnicznym, o warstwie uprawnej wytworzonej z poziomów głębszych, a nawet z podłoża, mają najmniejszą wilgotność spośród gleb stokowych. Przyczyną tego jest ich zmniejszona przepuszczalność i pojemność wodna, poważnie obniżające wielkość infiltracji, a nasilające spływy powierzchniowe. Wilgotność gleb na podnóżach i w dolinach zależy od składu mechanicznego. Jeśli na gleby związane jest namywany materiał drobnoziarnisty, zwłaszcza o dużej zawartości cząstek spławialnych, to stają się one zlewne, podmokłe i bardzo wolno obsychają. Natomiast namywany materiał piaszczysty będzie rozluźniał strukturę i polepszał warunki powietrzno-wodne; oczywiście o ile zostanie przemieszany z glebą w toku uprawy roli. W przypadku gleb luźnych namycie cząstek pyłowych i koloidalnych będzie poprawiało pojemność wodną, a piasek może jeszcze ją zmniejszyć.

Przestrzenne zróżnicowanie wilgotności gleb jest tym większe, im bardziej jest urozmaicona rzeźba i im większe nasilenie erozji. Utrudnia ono uprawę roli i obniża efekty produkcyjne. Jest to widoczne zwłaszcza na dużych polach, obejmujących powierzchnie o różnej konfiguracji – wierzchowiny, zbocza o różnej ekspozycji i spadku, zagłębienia i dolinki. Zróżnicowanie wilgotności gleb na poszczególnych elementach rzeźby opóźnia terminy prac agrotechnicznych i ich jakość, ponieważ gleby na podnóżach i w dolinach znacznie później obsychają. Podobnie przedstawia się zbiór plonów. Na przykład zboża na zboczach o ekspozycji dosłonecznej dojrzewają od kilku do kilkunastu dni wcześniej niż na zboczach zacienionych i w dolinkach.

Procesy powierzchniowe o permanentnie dużym nasileniu mogą lokalnie doprowadzić do nadmiernego przesuszenia lub uwilgotniania gleb. Zjawisko nadmiernego przesuszenia dotyczy przede wszystkim gleb zboczowych, przy czym deficyty wody są tym większe, im zbocza bardziej strome i nasłonecznione, a gleba silniej zerodowana. Na przykład na wyżynach za trwale suche uważa się piaski na zboczach o wystawie południowej. Również gleby lessowe, wyróżniające się ogólnie dobrymi właściwościami fizycznymi, są w takich warunkach okresowo suche, a niekiedy nawet trwale suche. Podobnie rzecz ma się z rędzinami o dużej zawartości szkieletu. Natomiast do nadmiernie wilgotnych należą gleby namywane, zwłaszcza u podnóży zboczy o ekspozycji północnej i w dolinkach.

Erozja powierzchniowa powoduje systematyczne zamulanie rzek i zbiorników nie tylko rumowiskiem ziemnym, wyerodowanym z obszaru zlewni, lecz również zanieczyszczanie różnymi substancjami i odpadami zmytymi



lub wypłukanymi przez spływy powierzchniowe. Ponadto przyczynia się do zwiększania częstotliwości krótkotrwałych powodzi i czasu trwania głębokich niożówek w ciekach.

Erozja powierzchniowa ma poważny udział w przekształcaniu rzeźby terenu, chociaż – jak się wydaje – jest to jeszcze nie bardzo zauważane. Efektem jej jest zarówno urozmaicenie rzeźby (falistość zboczy, skarpy, obniżenia śródzbozowe, stożki napływowe), jak również łagodzenie rzeźby (zmniejszenie spadku i wydłużania zboczy, obniżanie lokalnych wyniosłości, podwyższanie dolin itp.). Tempo ewolucji stoków w wyniku splukiwania jest wciąż aktualnym tematem rozważań. Panuje powszechne przeświadczenie, że w warunkach naturalnego środowiska w naszej strefie klimatycznej jest ono bardzo powolne. Na przykład wielkość średniego obniżenia stoku w Pieninach w okresie 300 lat wyniosła 27 cm na odcinku wklęsłym i 14 cm na wypukłym (Gerlach 1966). Badania w tym zakresie prowadzone na wyżynach, w warunkach intensywnej gospodarki rolnej, wykazują znacznie szybsze tempo ewolucji rzeźby. Średnie obniżenie zboczy lessowych w gospodarstwach indywidualnych wynosi 0,5 cm/rok (Ziemnicki 1968a, b). Natomiast średnia wielkość denudacji zboczy lessowych w gospodarstwie wielkoobszarowym osiągnęła 2 cm rocznie w okresie 30 lat (C. Józefaciuk, A. Józefaciuk 1984b).

Degradowanie środowiska przyrodniczego i obniżanie technicznych warunków terenu przez procesy powierzchniowe powoduje niestałość i obniżkę plonowania, którą Ziemnicki (1968) szacuje na około 30%. W wielu przypadkach prowadzi do uszkodzania, a nawet zniszczenia upraw polowych.

Skutki i skala występowania erozji wężozowej stawiają ją w rzędzie najbardziej destrukcyjnych form denudacji. Wywiera ona wyjątkowo negatywny wpływ na produktywność i możliwości racjonalnego użytkowania ziemi. Wężozy przekształcają grunty rolne w nieużytki, których obszar stale się powiększa nie tylko kosztem pól bezpośrednio niszczonej przez wężozy, lecz i z konieczności pozostawianych odłogiem powierzchni przywężozowych ze względu na ich trudną uprawę. Rozczłonkowanie stoków powoduje zwiększanie liczby działek uprawnych, a zmniejszanie się ich powierzchni, co bardzo komplikuje mechanizację prac polowych. Drogi w wężozach są trudne w użytkowaniu. Wprawdzie dna wężozów dość często poszerza się spycharkami, lecz zabieg ten zwiększa nasilenie erozji. Drogi w wężozach mają bardzo ograniczoną widoczność, co prowadzi do kolizji przy wymijaniu się pojazdów, a zasypane śniegiem i zerodowane spływami powierzchniowymi są okresowo wyłączane z użytkowania i wówczas się jeździ obok. Często obok wężozu wręcz się wytycza, po jednej lub po obu stronach, trasy nowych dróg, które z czasem również przekształcają się w wężozy.

Erozja wężozowa deformuje stosunki wodne. Głębokie rozcinanie zboczy i dolin drenuje przyległe grunty, obniżając poziom wód gruntowych. Ponadto zimą zwiewany jest do wężozów śnieg z sąsiednich pól, wskutek czego już na początku okresu wegetacji pola te mają mniejszy zapas wilgoci. Wody powierzchniowe prowadzone przez wężozy rozlewają się u ich wylotów, powodując okresowe nadmierne nawilżenie gleb, a niekiedy nawet zabagnienie. Z wężozów wypływają wody roztopowe jeszcze przez kilka lub kilkanaście dni po zakończeniu tania śniegu na polach.

Stożki napływowe, formujące się poniżej wąwozów, zniekształcają stosunki wodne przyległego terenu. Zwykle są one zbudowane z przesortowanego materiału o lżejszym składzie mechanicznym oraz mniejszej zawartości cząstek spławialnych i pyłowych w stosunku do otaczającego i pogrzebanego gruntu. W związku z tym tworzące się gleby są przeważnie zbyt suche, a jeśli stożki zbudowane są ze żwiru, okruchów skalnych lub kamieni (np. w górach), to proces tworzenia się gleb i kształtowania korzystnych stosunków wodnych jest w ogóle bardzo utrudniony. Stożki zalegające w przewężeniach dolin spychają cieką i w efekcie mogą przegradzać dolinę. Wówczas powyżej stożka spadek rzeki zmniejsza się, koryto ulega spłyceciu i następuje zabagnienie terenu. Poniżej stożka spadek rzeki wzrasta, zwiększa się nasilenie erozji dennej, koryto pogłębia się i następuje przesuszenie terenu.

Wąwozy podczas spływów powierzchniowych prowadzą znaczne ilości rumowiska, zamulają urządzenia melioracyjne i drogowe, cieką i zbiorniki. O wielkości rumowiska najlepiej świadczy wskaźnik objętości ziemi wyerodowanej z wąwozów, który na przykład dla Wyżyny Lubelskiej (13 000 km<sup>2</sup>) wynosi 19 230 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> (Maruszczak 1973), a dla Roztocza Zachodniego (779 km<sup>2</sup>) aż 176 380 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> (Buraczyński 1977). Rozmiary i tempo dostarczonego rumowiska przez poszczególne wąwozy kształtuje się różnie: 235 m<sup>3</sup>/2 lata, 317 m<sup>3</sup>/3 lata, 624 m<sup>3</sup>/10 lat, 1085 m<sup>3</sup>/23 lata, 3760 m<sup>3</sup>/32 lata (C. Józefaciuk 1972) i 14 325 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> podczas jednej katastrofalnej ulewy (Maruszczak, Trembaczewski 1959).

#### UWAGI O ZAPOBIEGANIU EROZJI

Głównym celem racjonalnego gospodarowania w regionie gór i pogórzy jest zwiększenie retencji zlewni potoków oraz zachowanie walorów uzdrowiskowych i krajobrazowych. Podstawowymi kierunkami zabiegów przeciwoerozyjnych są: korygowanie użytków rolno-leśnych pod kątem ich prawidłowego rozmieszczenia w terenie i zachowania odpowiednich proporcji, techniczno-biologiczna zabudowa dolin i potoków oraz budowa zbiorników retencyjnych, usuwanie ognisk erozji, jakie stanowią zwłaszcza wąwozy drogowe i osuwiska.

W zakresie zabudowy potoków zrobiono już wiele (Prochal 1984), a programy działań obejmujące także kaskadowanie rzek są również bardzo ambitne. Preferowana jednak kamienno-betonowa obudowa rzek z pominięciem przeciwoerozyjnego zagospodarowania zlewni sprowadza się do łagodzenia skutków, a nie usuwania przyczyn. Dlatego techniczna regulacja potoków, włącznie z budową zapór przeciwrumowiskowych, winna co najmniej przebiegać równocześnie z przeciwoerozyjnymi zabiegami na obszarze zlewni.

Podstawę racjonalnego użytkowania terenów wyżynnych, należących w całości do rejonu intensywnego rozwoju rolnictwa, stanowią zabiegi przeciwoerozyjne na gruntach rolnych. Czołowe miejsce zajmują: techniczne kształtowanie rozłogu gruntów rolnych, agrotechnika przeciwoerozyjna i zagospodarowanie wąwozów.

Najważniejsze elementy kształtowania rozłogu to: właściwy układ działek i pól względem kierunku spadku oraz odpowiednie usytuowanie w rzeźbie terenu i umocnienie dróg rolniczych (C. Józefaciuk, Kukielka, A. Józefaciuk 1984).

W zakresie zagospodarowania wąwozów opracowano różne sposoby, które można podzielić na ochronne: zabudowa biologiczna i techniczno-biologiczna (Ziemnicki 1955, 1966; Ziemnicki, Pałys, Węgorek 1980; Mazur 1964; Bury-Zaleska, Pięta 1968) oraz ochronno-użytkowe: zasypanie, zabudowa zbiornikami retencyjnymi lub kolmatacyjnymi, zakładanie sadów lub pastwisk, zabudowa rekreacyjna (C. Józefaciuk, A. Józefaciuk 1980).

W omawianym regionie, zwłaszcza na obszarach lessowych, przyszlściowym kierunkiem może być łagodzenie rzeźby i mikrorzeźby terenu. Przemawiają za tym: stały postęp w mechanizacji prac ziemnych, konieczność usprawnienia użytkowania gruntów i wyjątkowa łatwość regeneracji gleby ze skały lessowej.

Warunki fizjograficzne i hydrograficzne panujące na wyżynach umożliwiają również wykonywanie zbiorników dużej i małej retencji o charakterze wielofunkcyjnym.

Co się tyczy zalesiania terenów wyżynnych, to nie ma ono gospodarczego uzasadnienia ze względu na dużą żyzność gleb, chociaż z przeciwoerozyjnego punktu widzenia pożądana lesistość winna wynosić 15–18% (Niewiadomski 1960). Pewne natomiast uzupełnienie roślinności drzewiastej można uzyskać przez zakładanie na stokach sadów owocowych, urządzonych przeciwoerozyjnie.

Melioracje przeciwoerozyjne na terenach nizinnych mają znaczenie lokalne i mogą być rozwiązywane głównie przez stosowanie agrotechniki przeciwoerozyjnej i dolesianie krajobrazu.

Na zakończenie przedstawionych uwag należy również podkreślić, że ustanowione w Polsce przepisy<sup>1</sup> w zakresie ochrony grunzków stwarzają podstawę do szerokiego stosowania melioracji przeciwoerozyjnych w praktyce.

#### ZAKOŃCZENIE

Na obszarze południowo-wschodniej Polski krainami najbardziej zagrożonymi procesami splukiwania powierzchniowego o natężeniu średnim, silnym i bardzo silnym są: Beskidy (Środkowe, Wschodnie i Beskid Sądecki), Płaskowyż Chyrowski oraz Pogórze Środkowobeskidzkie i Pogórze Rzeszowskie, a następnie Wyżyna Kielecka i Lubelska wraz z Roztoczem.

Najsilniej rozwinięta sieć wąwozów — o wskaźniku gęstości od 1 km/km<sup>2</sup> do powyżej 2 km/km<sup>2</sup> — występuje na Pogórzu Środkowobeskidzkim i Roztoczu, a następnie w Beskidach (Wschodnich i Środkowych) oraz na Wyżynie Lubelskiej i Kieleckiej.

Biorąc pod uwagę zasięgi średniej, silnej i bardzo silnej potencjalnej erozji wodnej powierzchniowej oraz erozji wąwozowej na tle warunków przyrodniczych i użytkowania ziemi należy zakładać największą, erozyjną degradację środowiska na obszarach Wyżyny Lubelskiej wraz z Roztoczem, Wyżyny Kieleckiej, a następnie na obszarach Pogórza Środkowobeskidzkiego.

<sup>1</sup> Instrukcja nr 3 Ministrów Rolnictwa oraz Leśnictwa i Przemysłu Drzewnego z dnia 18 sierpnia 1973 r. w sprawie sposobu określania gruntów rolnych i leśnych zagrożonych erozją oraz zasad i trybu przeciwdziałania erozji, DzU nr 8, poz. 43. Ustawa z 26 marca 1982 r. o ochronie gruntów rolnych i leśnych, DzU nr 11, poz. 79. Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 28 czerwca 1982 r. w sprawie wykonywania przepisów o ochronie gruntów rolnych i leśnych, DzU nr 20, poz. 149.

Prognoza rozwoju procesów spłukiwania powierzchniowego i erozji wąwozowej przewiduje dalsze nasilenie się tych zjawisk w przypadku nie stosowania melioracji przeciwozyjnych, których systemy powinny być wyznaczone specyfiką biotopu i wiodącymi funkcjami gospodarczymi danego regionu.

## PROCESSES OF SURFACE WASH AND GULLY EROSION

### Summary

The paper presents the results of investigations on the part of surface wash and gully erosion in the transformation of the natural and agricultural features of SE Poland.

The spatial structure (reach and intensity) of water sheet erosion threatening soils (Map 1) and gully erosion (Map 2) have been presented as well as comments on the quantitative data in the systems of physico-geographical and hydrographical units (Tables 4, 5) based on maps in the scale of 1 : 300,000.

A map of potential water sheet erosion was plotted according to criteria given in Table 3; it was based on a map of gradients (1 : 100,000) which was generalized and 5 classes of inclination of the terrain were distinguished (Table 1), and on the map of soils subject to various degrees of sheet wash—plotted according to criteria presented in Table 2.

The map of gully erosion was plotted on the basis of a topographic map (1 : 25,000) and 5 degrees of gully erosion were distinguished (Map 5).

The authors have characterized the natural and anthropogenetic conditions of the development of sheet wash and the formation of gullies. The authors have discussed the ecologic and economic consequences resulting from the environment degradation by processes of sheet water and gully erosion.

Presenting their remarks on the prevention of erosion they have quoted the principal methods of anti-erosion melioration and the regional systems of soil protection against erosion. The state of investigations of soil erosion in SE Poland has also been presented.

*Translated by Maria Jablonowska*

## ПРОЦЕССЫ СМЫВА И ОБРАЖНОЙ ЭРОЗИИ

### Резюме

Работа содержит результаты исследований, касающихся влияния плоскостного смыва и ображной эрозии в преобразовании природно-сельскохозяйственной черт территории юго-восточной Польши.

Представлена пространственная структура (охваты и интенсивность) почв угроженных водной поверхностной эрозией (карта 1) и ображной эрозией (карта 2) и обсуждены количественные данные в системе физико-географических и гидрографических единиц (табл. 4, 5) — на основе разработанных карт в масштабе 1 : 300 000.

Карта потенциальной водной поверхностной эрозии разработана по критериям, представленным в табл. 3, с использованием карты уклонов в масштабе 1 : 100 000, при генерализации которой принимались 5 классов наклона территории (табл. 1), а также карты податливости к плоскостному смыву, разработанную по критериям, представленным в табл. 2.

Карта ображной эрозии была составлена на основе топографической карты в масштабе 1 : 25 000. В ней выделены 5 степеней ображной эрозии (карта 2).

Схарактеризованы природные и антропогенные условия развития плоскостного смыва и образования оврагов.

Рассматриваются экологические и экономические последствия деградации среды в результате водной поверхностной и ображной эрозии.

В замечаниях, касающихся предупреждения эрозии, даются основные методы противэрозионных мелиораций и региональные системы защиты почв от эрозии.

Представлено также состояние исследований в области эрозии почв на исследуемой территории Польши.

*Перевела Эльжбета Яворская*



STEFAN KOZARSKI, ANDRZEJ WITT

## MODELOWANIE DEN DOLIN RZECZNYCH

Wśród badań geomorfologicznych i geologicznych dolin rzecznych w Polsce odrębną grupę stanowią prace dotyczące najmłodszych przeobrażeń koryt i równin zalewowych (np. Trafas 1975; Szumański 1977; Witt 1979; Baumgart-Kotarba 1980; Florek 1982). Znaczenie badań w tej dziedzinie, obejmującej także czasy historyczne, polega m.in. na możliwości oceny stopnia ingerencji człowieka w proces naturalnej ewolucji den dolin rzecznych. Ponadto – w myśl zasad aktualizmu geologicznego – poczynione obserwacje stwarzają podstawy do bardziej precyzyjnych rekonstrukcji paleogeograficznych w lokalnej i ponadregionalnej skali przestrzennej. Z drugiej strony właściwe określenie tendencji zmian współczesnych procesów wymaga poszerzonego kontekstu w postaci obrazu przemian holocenijskich. Takie podejście przyjęto w niniejszym opracowaniu.

### PRZEGLĄD METOD BADAWCZYCH WSPÓŁCZESNEJ MORFODYNAMIKI DEN DOLIN RZECZNYCH

Dobór metody bądź metod badawczych pozostaje w ścisłym związku ze skalą opracowania. Studia małoskalowe najczęściej mają charakter prac kameralnych, wykorzystujących w pierwszym rzędzie dostępne materiały kartograficzne i fotointerpretacyjne oraz zdjęcia naziemne, a w dalszej kolejności dokumentacje wierceń geologicznych. W przypadku badań wielkoskalowych wachlarz metod badawczych znacznie się rozszerza w związku z realizowanym zazwyczaj programem obserwacji terenowych.

Odrębną kwestię stanowią zagadnienia morfodynamiki den dolinnych w odniesieniu do przyjętych skal czasowych. Określenie stopnia przeobrażeń den jest ściśle związane z długością czasu obserwacji i częstotliwością rejestracji zmian w ramach czasowych danego opracowania.

Współczesne przemiany morfologiczne w dolinach rzecznych stały się przedmiotem licznych prac (np. Gregory (red.) 1977). To główne zagadnienie jest rozpatrywane w kilku aspektach, a mianowicie:

- 1) jako zmiany koryta rzecznego, stanowiącego najbardziej dynamiczny element systemu fluwialnego, w układzie poziomym i pionowym,
- 2) jako przeobrażenia fluwialne powierzchni równin zalewowych, związanych z dwiema podstawowymi tendencjami rozwoju den dolin (rozwój pionowy i rozwój poziomy),
- 3) jako przemiany obydwu wyżej wymienionych elementów systemu fluwialnego przez czynniki inne od czynnika rzecznego. Ten aspekt rozważań

obejmuje m.in. kwestie przeobrażeń eolicznych piaszczystych serii fluwialnych, ząbienia się oddziaływań systemu denudacyjnego z systemem fluwialnym w strefach zboczowych dolin rzecznych, jak również szeroki krąg tematyczny obejmujący zagadnienia wzajemnego przenikania się naturalnych i wywołanych działalnością człowieka tendencji rozwojowych dolin.

Wśród metod stosowanych najczęściej do rejestracji zmian koryta rzeczne-  
go należy wymienić:

— w zakresie opracowań małoskalowych: studia porównawcze map archiwalnych i zdjęć lotniczych, wykonanych w podobnych skalach lub sprowadzone do jednakowej skali na drodze przetworzeń

— w zakresie badań wielkoskalowych: pomiary terenowe tempa erozji bocznej i wglębnej, tempa przemieszczania się meandrów oraz wielkości i migracji łąch rzecznych.

Doświadczenia brytyjskie (Lewin (red.) 1981) wskazują, że powtarzalne obserwacje w samym korycie pozwalają na odróżnienie długo- i krótkookresowych tendencji erozyjnych i akumulacyjnych. Praca R. K. Fahnestocka (1963) dowodzi, że za pomocą powtarzalnych reperowych zdjęć naziemnych można skutecznie ująć morfologiczne przeobrażenia współczesnego koryta roztokowego.

Najefektywniejszą metodą śledzenia przemian rzeźby równin zalewowych jest porównywanie powtarzalnych zdjęć lotniczych, najlepiej wielkoskalowych. Umożliwia to względnie dokładne wyróżnienie form mezoreliefu den dolin rzecznych i określenie tendencji ich rozwoju bądź zaniku. Zabieg ten pozwala również na wyodrębnienie w skali przestrzennej dna doliny rzecznej stref o różnej dynamice przemian morfologicznych w nawiązaniu do dynamiki koryta w aspekcie hydrologicznym.

Znacznie rzadsze i jednocześnie trudniejsze od strony metodycznej są bezpośrednie obserwacje terenowe. Potrzeba wielu szczegółowych pomiarów topograficznych na wybranych fragmentach równin zalewowych ogranicza skalę przestrzenną badań, zawężając je do pól testowych. Istotną komplikacją tego rodzaju podejścia metodycznego są zjawiska hydrologiczne, które — mając często zasadniczy wpływ na kierunek przeobrażeń równin zalewowych — utrudniają bezpośrednio i natychmiastowe pomiary z przyczyn technicznych, np. w okresie silnych wezbrań.

Stosunkowo najszerszy zestaw metod odnosi się do trzeciej z wymienionych sfer badań, co wynika z ilości oddziałujących na siebie systemów geomorfologicznych, monitorowych na ogół przez odmienne procedury badawcze. System eoliczny, denudacyjny i czynnik antropogeniczny są badane pod kątem przeobrażeń systemu podstawowego, jakim jest system fluwialny. Na przykład będzie to rejestracja współczesnej deflacji fragmentów równin zalewowych w nawiązaniu do stref popowodziowych rozcięć erozyjnych, śledzenie rozcinania stref krawędziowych dolin rzecznych z jednoczesną ewolucją różnowiekowych stożków napływowych bądź rejestracja współczesnego wypełniania odciętych meandrów rzecznych pod wpływem procesów naturalnych lub w wyniku regulacji koryta przez człowieka.

#### ZAŁOŻENIA TEORETYCZNE I OPIS ZASTOSOWANYCH METOD

Niniejsze opracowanie stanowi próbę syntetycznego przedstawienia współczesnych zmian i tendencji rozwojowych den dolin rzecznych na przykładzie sieci



dolinnej południowo-wschodniej Polski. Jako zmiany współczesne autorzy potraktowali przeobrażenia w dolinach rzecznych, które dokonały się w przeciągu ostatnich 200 lat. Okres ten przyjęto umownie. Jakkolwiek zwrócono uwagę głównie na zmiany naturalne, to jednak w opracowaniu znalazło wyraz również zagadnienie ingerencji człowieka (przez zagospodarowanie hydrotechniczne) w procesy morfogenetyczne w dolinach rzecznych.

Realizacja podstawowego zadania badawczego jest ściśle związana z konstrukcją mapy morfodynamicznej den dolin rzecznych rozpatrywanego obszaru (mapa 1). Ma ona dostarczyć informacji na temat ich tendencji rozwojowych w przybliżonym okresie ostatnich 200 lat, tendencji rozpatrywanych w kategoriach rozwoju pionowego i poziomego. Ponadto mapa zawiera dane dotyczące różnych elementów środowiskowych, które — jak założono — bezpośrednio lub pośrednio oddziałują na wspomniane tendencje bądź świadczą o ich przejawach.

Osnowę mapy stanowią wyrysowane zasięgi holocenijskich teras zalewowych i nadzalewowych, odwzorowanych z przeglądowej *Mapy geomorfologicznej Polski* w skali 1 : 500 000, wraz ze współczesną siecią rzeczną. Na tle tych podstawowych elementów zostały przedstawione — na podstawie istniejących map tematycznych i studium literatury — pozostałe charakterystyki, które autorzy grupują w trzy kategorie:

- 1) elementy morfologiczne i morfodynamiczne,
- 2) elementy hydrograficzne,
- 3) elementy glebowo-litologiczne.

Wydzielenia opracowanej legendy nawiązują do wymienionych kategorii.

**Ad.1.** Spośród elementów morfologicznych i morfodynamicznych zaznaczono na mapie duże czynne podcięcia erozyjne zboczy dolinnych, świadczące o współczesnej dominacji rozwoju bocznego dna doliny. Ponadto zostały naniesione duże starorzecza i sporadycznie większe paleomeandry jako ślady po lateralnej migracji koryta rzecznoego. W przypadku paleomeandrów trzeba podkreślić, że z dużym prawdopodobieństwem są to elementy morfologiczne doliny wiekowo wykraczające poza przyjęty okres 200 lat. Ich zaznaczenie na mapie było podyktowane faktem wyraźnego przetrwania tych form w rzeźbie, pośrednio pozwalającym wyciągnąć wnioski co do intensywności przeobrażeń den dolinnych w czasach współczesnych.

Najistotniejszą informację, wyrażoną kartograficznie, stanowi wskazanie na odcinki o określonej tendencji rozwojowej: pionowej lub poziomej. Realizacja tego zadania napotyka jednak na podstawową trudność w postaci braku odpowiednich danych tych fragmentów dolin, gdzie nie były w przeszłości prowadzone badania szczegółowe, nawiązujące tematycznie do rozważanego zagadnienia. Stąd sygnatury ilustrujące tendencje rozwojowe zostały naniesione wybiórczo, zaznaczono jedynie orientacyjnie obszary o dominacji rozwoju pionowego bądź poziomego. Inne utrudnienie w możliwie rzeczywistym odzwierciedleniu współczesnych kierunków ewolucji den dolinnych wynika z faktu odmienności podejścia badawczego poszczególnych autorów na obszarach studiów szczegółowych. Tak więc w jednych przypadkach przypisanie na mapie wybranym odcinkom dolin rzecznych określonej tendencji rozwoju stanowi jedynie przybliżony wniosek autorów niniejszego opracowania, a w innych jest prostą konkluzją zawartą w raportach ze szczegółowych badań.

**Ad.2.** Z kategorii oznaczeń hydrograficznych za istotne potraktowano dane



Mapa 1. Mapa morfodynamiczna den dolin rzecznych (S. Kozarski, A. Witt)

Elementy morfologiczne i morfodynamiczne: 1 – zasięg równin zalewowych i nadzalewowych holocenijskich (obszary akumulacji holocenijskiej w dnach dolin), 2 – czynne podcięcia erozyjne zboczy dolinnych, 3 – tendencja do pionowego rozwoju dna dolina, 4 – tendencja do poziomego rozwoju dna doliny. Elementy hydrograficzne: 5 – koryta rzek, 6 – zasięg powodzi katastrofalnych, 7 – miejsca częstych zatorów lodowych, 8 – daty powodzi katastrofalnych

#### Morphodynamic map of river valley floors

Morphological and morphodynamic elements: 1 – reach of Holocene flood and upper-flood plains (areas of Holocene accumulation in valley floors), 2 – active erosional undercut of valley slopes, 3 – tendency towards vertical accretion of valley floor, 4 – tendency towards lateral accretion of valley floor. Hydrographic elements: 5 – river channels, 6 – extent of catastrophic floods, 7 – sites of frequent ice jams, 8 – dates of catastrophic floods

na temat powodzi katastrofalnych (zasięg, daty pojawienia się, ich stosunek przestrzenny do wałów ochronnych) oraz miejsc częstego występowania zatorów lodowych (Mikulski 1965). Hydrologiczne znaczenie zatorów polega na wzmocnieniu fali powodzi roztopowej, co sumarycznie daje odpowiednio spotęgowane skutki przeobrażenia morfologicznego części dennych dolin, przynajmniej o zasięgu lokalnym. W odniesieniu do powodzi katastrofalnych uznano, że pośrednio o skali ich oddziaływania morfodynamicznego świadczą m.in. rzadkie, ale występujące przypadki przekroczenia zasięgu powodzi poza linie przebiegu wałów przeciwpowodziowych.

Ad.3. Trzecia grupa oznaczeń obejmuje dwa typy gleb: mady rzeczne (piaszczyste, pyłowe) i gleby hydromorficzne, których występowanie znamionuje dominację bądź procesu aluwialnego, bądź bagiennego, informując pośrednio o warunkach zalewania dna doliny. Dla wykształcenia obydwu typów gleb istotne znaczenie ma proces namulania (Tomaszewski 1969), stowarzyszony nieodłącznie z wystąpieniem wód rzecznych z koryta na powierzchnię terasy zalewowej. Podstawowe różnice między madami i glebami hydromorficznymi sprowadzają się do stopnia nawilżenia profilu glebowego (większego i równomiernie rozłożonego w przypadku tych ostatnich) oraz odmiennej wysokości zalegania utworów w dnie dolinnym (wyższe położenie mad).

Ilość wydzielen w legendzie mapy morfodynamicznej pozostaje w ścisłym związku z zagadnieniem natury ogólniejszej, stale obecnym w kartografii, a mianowicie wymaganą skalą mapy. Dostępnie do niniejszego opracowania mapy robocze w skali 1 : 300 000 i 1 : 500 000 od początku stanowiły czynnik hamujący dążenie autorów do ujęcia w legendzie bardziej szczegółowych przejawów współczesnej morfodynamiki dolin rzecznych. Dodatkowe ograniczenie wynikało ze świadomości, że mapa jest nie tylko odrębnym obrazem kartograficznym, ale również jednym z elementów wyjściowych – mapą tematyczną dla mapy syntetycznej współczesnych przeobrażeń rzeźby omawianego regionu jako całości.

Reasumując: powstała mapa wraz z legendą jest daleka od pożądanego wzorca, za jaki autorzy uważają kartograficzną próbę wydzielenia stref dna, charakteryzujących się bądź dominacją rozwoju pionowego, bądź przewagą rozwoju poziomego, lub też stref różniących się tzw. niestabilnością w ujęciu zS. A. Schumma (1977); jest próbą skojarzoną z charakterystyką ilościową. Tu jednak pojawia się potrzeba szczegółowych badań morfologiczno-litologicznych w terenie według jednolitej koncepcji, co mogłoby uczynić całe zamierzenie nierealnym ze względu na skalę programu terenowego.

#### CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Zasięg przestrzenny opracowania wyznaczają granice arkusza Lublin *Przeglądowej mapy geomorfologicznej Polski* w skali 1 : 500 000. W obrębie obszaru, objętego zasięgiem arkusza Lublin mapy 1 : 300 000, wydziela się jednostki regionalne, często o randze mezoregionów geomorfologicznych. Są to, idąc od północy (Kondracki 1978): południowa część Niziny Mazowieckiej z sąsiadującym od wschodu Polesiem, Wyżyna Lubelsko-Lwowska z Wyżyną

Wołyńsko-Podolską i wschodnią częścią Wyżyny Małopolskiej, Kotlina Sandomierska oraz wschodnia część Zewnętrznych Karpat Zachodnich wraz z Beskidami Wschodnimi.

Na tym tle sieć dolinna, zwłaszcza większych rzek, stanowi w wielu przypadkach granice mniejszych jednostek taksonomicznych w podziale regionalnym. Do głównych należą dolin: przełomowa Wisły środkowej (Małopolski Przełom Wisły), Wieprza z Bystrzycą, Sanu, Wisłoki i Wisłoka.

Małopolski Przełom Wisły stanowi część Wyżyny Lubelskiej (Maruszczak 1972). Ma ona zmienną szerokość: od 3 do 5 km w części południowej, od 5 do 10 i więcej km w części środkowej (łączącej się z obszarem Kotliny Chodelskiej), oraz do 0,9 km w części północnej. Jest formą zaawansowaną wiekowo; jej założenia są datowane na neogen (Pożaryski 1955; Jahn 1956b).

Doliny Wieprza i Bystrzycy stanowią główne rozcięcia Wyżyny Lubelskiej. Przebieg dolin nawiązuje do skłonu synklinorium wzdłuż linii dyslokacyjnych (Jahn 1956b). Górny Wieprz ma dolinę subsekwentną.

Dolina Sanu przebiega na znacznej przestrzeni w obrębie Kotliny Sandomierskiej, między Płaskowyżem Tarnogrodzkim i Równiną Biłgorajską a Płaskowyżem Kolbuszowskim. W okolicy Przemyśla San opuszcza Karpaty.

Podobnie zlokalizowane są doliny Wisłoka i Wisłoki. Dolne biegi rzek znajdują się w Kotlinie Sandomierskiej, wpływając w pierwszym przypadku do Sanu, a w drugim do Wisły, natomiast pozostałe odcinki są usytuowane na obszarze Karpat.

#### PODSTAWOWA LITERATURA PRZEDMIOTU DOTYCZĄCA TERENU BADAŃ

Temat ewolucji dolin rzecznych Polski południowo-wschodniej został pofuszony w wielu większych opracowaniach geomorfologicznych, dotyczących tej części kraju.

Chronologicznie rzecz biorąc, w pierwszej kolejności należy wymienić obszerną monografię A. Jahna (1956b) poświęconą morfogenezie i osadom czwartorzędowym Wyżyny Lubelskiej. Stosunkowo najwięcej spostrzeżeń dotyczy doliny Wieprza, chociaż punkt ciężkości, zgodnie z założeniem pracy, jest przesunięty na rozwój rzeźby fluwialnej, głównie poziomów terasowych, w całym czwartorzędzie. W odniesieniu do najmłodszych serii osadowych w dolinach rzecznych studium to zawiera ogólne spostrzeżenia na temat antropogenicznego uwarunkowania i związku pomiędzy denudacją gleb, tworzeniem się najmłodszych namulisk podstokowych i sedymentacją mady pylastej w górnych seriach równin zalewowych.

Więcej danych na temat holocenu fluwialnego tej samej jednostki fizycznogeograficznej, łącznie z uwagami dotyczącymi przeobrażeń współczesnych, zawiera rozprawa S. Nakoniecznego (1967). W nawiązaniu do współczesnej fazy ewolucji den dolinnych zaletą tej pracy jest ukazanie złożonych zależności pomiędzy synchroniczną akumulacją młodych torfów i mad pylastych, jak również syntetyczne porównanie przebiegu tzw. fazy antropogenicznej (Starkel 1960) rozwoju rzeźby na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Karpat.

Spostrzeżenia z powyższych prac zostały podsumowane i rozszerzone

merytorycznie i regionalnie przez H. Maruszczaka (1972) w jednym z rozdziałów *Geomorfologii Polski*.

Nowe światło na temat uwarunkowań rozwoju dna doliny Wieprza i przebiegu współczesnych procesów fluwialnych rzucają M. Harasimiuk i A. Henkiel (1980), sugerując wpływ ruchów neotektonicznych.

Dolina Wisły, stanowiąca w przybliżeniu zachodnią granicę obszaru będącego przedmiotem opracowania, została na rozważanym odcinku najpełniej scharakteryzowana w aspekcie współczesnych przeobrażeń E. Fałkowskiego (1967). Analizę uwarunkowań najmłodszej fazy transformacji dna doliny, dokonaną przez tego autora, uzupełnia opracowanie M. Dembińskiej (1972), sugerując wyraźny wpływ wylesień i załamania się systemu tzw. małej retencji na modyfikację reżimu hydrologicznego i sedymentacyjnego Wisły i innych rzek tego obszaru. Opinię tę podtrzymuje E. Mycielska-Dowgiąłło (1977).

Rozwój dolin Wisły i Sanu w czwartorzędzie z uwzględnieniem holocen-skiego cyklu akumulacyjnego w północnej części Kotliny Sandomierskiej został przedstawiony przez J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1966). Wiele wniosków tych autorów odnośnie do ewolucji dolnego Sanu spotkało się z krytycznym przyjęciem w cytowanych poniżej pracach A. Szumańskiego (1972, 1977).

Najszerzą podstawę do analizy współczesnych przeobrażeń fluwialnych w dolinach Karpat Wschodnich stwarza studium L. Starkla (1960), który wyróżnił fazy holocen-skiej ewolucji rzeźby. Wątek współczesnych tendencji rozwojowych den dolin rzecznych został podjęty przez tego autora wspólnie z K. Klimkiem w odrębnej publikacji (1974).

W odniesieniu do mniejszych rzek Polski południowo-wschodniej należy wymienić: prace K. Klimka (1974), L. Starkla z zespołem (1981, 1982), L. Dakuszy z zespołem (1982) oraz A. Szumańskiego (1972, 1977). Trzy pierwsze dotyczą doliny Wisłoki, publikacja L. Daukszy i współautorów — doliny Ropy, wreszcie opracowania A. Szumańskiego obejmują dolinę Sanu, głównie w dolnym biegu.

#### CHARAKTERYSTYKA WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW FLUWIALNYCH (UWARUNKOWANIA, FUNKCJONOWANIE, SKUTKI GEOMORFOLOGICZNE)

Funkcjonowanie współczesnego systemu fluwialnego Polski południowo-wschodniej podlega ogólnie znanym (Starkel 1977) uwarunkowaniom, mieszczącym się w dwu, odmiennych jakościowo, kategoriach. Pierwszą z nich stanowi czynnik klimatyczny, wyznaczający długookresowe tendencje rozwojowe procesów i form fluwialnych. Klimat jako zintegrowana zmienna niezależna systemu fluwialnego (Schumm 1977) warunkuje wykształcenie naturalnego reżimu hydrologicznego i sedymentacyjnego. Drugą kategorią jest czynnik antropogeniczny, którego ingerencja w przyrodnicze podstawy morfogenezy rzecznej nasila się w bliżej nie zbadany sposób, począwszy od neolitu. Ostatnie stulecia stały się okresem licznych przeobrażeń fluwialnych den dolin rzecznych, co do których nie ma wątpliwości, że są skutkiem bezpośrednich lub pośrednich działań człowieka.

Dodatkową komplikacją, utrudniającą jednoznaczne wykrycie faktu, czy w kształtowaniu den dolin rzecznych dominuje współcześnie tendencja klimatyczna, czy antropogeniczna, są ruchy neotektoniczne.

Poniżej przedstawiono przykłady, pochodzące z analizowanego obszaru, które ilustrują skalę ingerencji działalności ludzkiej w funkcjonowanie rzek.

#### WISŁA

Wpływy antropogeniczne, związane z wylesianiem i zmianami w sposobie gospodarowania w obrębie fragmentu zlewni Wisły objętego analizą, spowodowały dziczenie koryta połączone z agradacją jego dna i sąsiadującej terasy zalewowej (Falkowski 1982). Proces ten uległ wydatnemu przyspieszeniu w XIX w. Osady o miąższości 1 m, zdeponowane w przeciągu od XVII do XIX w., został przykryty serią o podobnej grubości, w okresie nieporównywalnie krótszym – 45 lat.

#### WISŁOKA

Z początkiem XIX w. – wraz z przeobrażeniami w gospodarce rolnej w Karpatach, polegającymi na odstępowaniu od „trójpolówki” i wprowadzaniu na dużą skalę uprawy ziemniaka – nastąpiła przemiana wąskiego koryta meandrowego w koryto roztokowe (Klimek, Starkel 1974). Wyprostowanie biegu rzeki przez wykonanie przekopów w drugiej połowie XIX w. wpłynęło na pogłębienie koryta rzecznego (Starkel 1981; Starkel i in. 1982). K. Klimek (1974) stwierdził, że tendencja ta nasiliła się po 1954 r., osiągając wartość 1 m na 10 lat. Wśród przyczyn należy wymienić pobór z koryta żwirów jako kruszywa oraz zjawisko niedociążenia rzeki, wywołane mniejszą dostawą osadów do koryta z górnej części zlewni wskutek zredukowania areалу. Proces ten spowodował, że – przy podobnych objętościach przepływu fali wezbrańniowej – zmniejszyło się prawdopodobieństwo wylewu wód na terasę zalewową i tym samym nadbudowy tego poziomu seriami osadów powodziowych. Jednocześnie – w związku z pogłębieniem – pojawił się czynnik ograniczający również boczną wędrówkę koryta, a mianowicie wcięcie rzeki w osady trudno rozrywalne w postaci grubych żwirów i lokalnie ilów mioceńskich (Starkel i in. 1982).

#### ROPA

Korektura koryta w dolnym biegu na początku XX w. znalazła wyraz w obniżaniu się dna (Dauksza, Gil, Soja 1982). Czynniki antropogenicznymi potęgującymi pogłębienie były:

1) zmiana użytkowania terenu w górnej części dorzecza (przekształcenie terenów ornych w pastwiska i obszary leśne w latach czterdziestych i pięćdziesiątych XX w.,

2) pobieranie żwirów z koryta do celów budowlanych.

Powyższe procesy ograniczyły zatapianie terasy zalewowej, jednakże współczes-

ne dotarcie obniżającego się dna rzecznoego na znacznych przestrzeniach do poziomu litej skały wyzwoliło aktywną migrację boczną koryta (Dauksza, Gil, Soja 1982).

## DOLNY ODCINEK SANU

Kwerenda materiałów archiwalnych skłania A. Szumańskiego (1981) do twierdzenia, że od XIV do początków XVII w. meandrujące koryto Sanu charakteryzowało się znaczną stabilnością (wpływ „małej retencji”). Zmiana układu koryta na typ błędzący nastąpiła w XIX w. wskutek przeobrażeń gospodarczych w rolnictwie i załamania się systemu małej retencji. Prace hydrotechniczne prostujące i zwężające koryto na przełomie XIX i XX w. stały się impulsem wyzwalamym proces intensywnej erozji wgłębnej (2–3 m w XX w., Szumański 1981). Ograniczało to zasięg przestrzenny rozbudowy pionowej terasy zalewowej do wąskiego pasa strefy przykorytowej. Współcześnie można zaobserwować zmniejszenie intensywności erozji wgłębnej. Istotny wpływ na funkcjonowanie całego Sanu i innych cieków odwadniających Kotlinę Sandomierską mają melioracje rolne, które — przeprowadzone na ogół niewłaściwie — spowodowały silne przesuszenie den dolinnych i niskich teras (Wilgat, Kowalska 1975), a nawet zmiany gęstości sieci wodnej (Rederowa 1976). Ponadto budowa wałów przeciwpowodziowych uwypukliła stany niżówkowe (Wilgat, Kowalska (red.) 1975).

\* \* \*

Przedstawione przykłady wskazują na główne składowe antropogenicznych zmian systemu fluwialnego: wylesienia fragmentów dorzecza, wprowadzenie uprawy roślin okopowych, regulacja koryt oraz pobór z nich kruszywa. Wpływ wylesienia zaznacza się w postaci zmiany składu mechanicznego w profilach pokryw madowych współczesnych równin zalewowych w wielu dolinach Wyżyny Lubelskiej i karpackich kotlinach śródgórskich: serie ilaste i pylaste przechodzą w serie piaszczyste. Zmiana ta odzwierciedla wzrost zdolności transportowej rzek i faktyczne zwiększenie transportu dennego oraz oscylacji objętości przepływów. Znalazło to wyraz w tendencji do zasypywania części den dolin karpackich, czemu towarzyszy wykształcenie się koryt roztokowych (Klimek, Trafas 1972).

Na tle powyższych przeobrażeń wykrycie naturalnej ewolucji koryt rzecznych i den dolinnych, rozumianej głównie jako proces zdeterminowany klimatycznie, natrafia na znaczne trudności. Model klimatycznego dostosowania się systemu fluwialnego, wypracowany dla obszaru karpackiego przez Starkla (1960), mówi o skłonności do pogłębiania koryt poprzez naturalne wyprostowanie biegów lub tworzenie meandrów ześlizgowych w górnych odcinkach dolin i o tendencji do swobodnego meandrowania, a także bocznej rozbudowy równin zalewowych w odcinkach dolnych.

Istotny wkład w problematykę współczesnego funkcjonowania koryt na przedpolu Karpat stanowi opracowanie K. Klimka (1983). Autor ten poddał

analizie dane hydrometryczne z okresu obserwacyjnego 1913–1975 dla wybranych punktów pomiarowych w dolinach m.in. takich rzek, jak San, Wisłoka i Wisłok. Analiza ta wykazała, że bezpośrednio przedpole gór w badanym okresie charakteryzowało się wyraźną tendencją do pogłębiania koryt rzecznych. Czytelny jest fakt stopniowego zmniejszania się tempa erozji wgłębnej w kierunku północnym, aż do prawie jej całkowitego zaniku w północnej części Kotliny Sandomierskiej. Ponadto stwierdzono, że średnie tempo pogłębiania koryt zwiększało się skokowo. W latach 1913–1947 wynosiło ono od  $1,0$  do  $3,3 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$ , 1947–1955 –  $1,5$ – $3,3 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$ , a 1965–1975 –  $3,0$ – $9,0 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$ . Porównanie tych danych z szacunkami odnoszącymi się do tempa erozji wgłębnej w dolinie Wisłoki koło Pilzna w okresie od schyłku glacjału do początku naszej ery wykazuje, że tempo pogłębiania koryt wzrosło o kilkadziesiąt razy. Prędkość rozcinania aluwialnej pokrywy plejstocenijskiej pomiędzy późnym glacjałem a początkiem holocenu szacuje się na  $1,2$ – $1,6 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ , podczas gdy okres od początku holocenu do początku naszej ery charakteryzował się tempem wolniejszym – rzędu  $0,5 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ . W porównaniu z tą szybkością znaczne przyspieszenie erozji wgłębnej, dostrzegalne nawet w zakresie 60-letniego okresu obserwacyjnego w obecnym stuleciu, dowodzi – zdaniem K. Klimka – dobitnej roli antropresji, pośredniej lub bezpośredniej.

W zakresie pośredniego oddziaływania człowieka podkreśla się rolę zmian w użytkowaniu ziemi, polegających głównie na przekształcaniu powierzchni leśnych na pola uprawne. Zmiana ta przyspiesza dostawę zwietrzelin ze strefy stoków w obręb dolin rzecznych. Efektem morfologicznym jest z jednej strony tworzenie się centralnych łach żwirowo-piaszczystych, które wymuszają poszerzenie koryt, a z drugiej istotnie ograniczają proces ich pogłębiania (Klimek, Trafas 1972). Praca E. Gila i J. Słupika (1972) zwraca uwagę na fakt uzależnienia tempa denudacji gleby w procesie splukiwania od rodzaju i sposobu upraw. Powierzchnie pól z uprawą ziemniaków dostarczają od kilku do kilkudziesięciu razy więcej masy glebowej, przemieszczanej w dół stoków w kierunku m.in. den dolin rzecznych, aniżeli pola zajęte pod uprawy zbóż lub pastwiska. Wiadomo (Klimek 1974), że na obszarze Karpat w ciągu ostatnich około 200 lat nastąpiły znaczne zmiany stosunku areалу upraw okopowych do użytków zielonych (w pierwszej połowie XIX w. – wzrost powierzchni pól z uprawą ziemniaka, w ostatnich dziesięcioleciach – stopniowe zwiększanie areálu użytków zielonych), rzutujące na transformację układu koryt i przeobrażania den dolin.

Zagadnienie bezpośredniej ingerencji człowieka w procesy korytowe na terenie Karpat i ich przedpola nabiera znaczenia – zdaniem K. Klimka (1983) – dopiero na przełomie XIX i XX w. W pierwszym rzędzie wpływ ten wyraził się w formie regulacji odcinków koryt rzecznych. Regulacja – przez budowę konstrukcji prostopadłych do nurtu, zwężających strefę nurtową rzeki – doprowadziła do przyspieszenia tempa rozmywania den koryt aluwialnych wskutek wymuszenia większych prędkości spływu wody.

Drugą dziedziną bezpośrednich oddziaływań człowieka na współczesny system fluwialny jest eksploatacja na skalę przemysłową kruszywa wprost z koryt rzecznych. K. Klimek (1983) podaje, że nasilenie tego procesu nastąpiło w latach 1950–1970 w związku z rozwojem budownictwa, przede wszystkim



wiejskiego. Istotne znaczenie – z punktu widzenia pogłębiania koryt – ma fakt, że strefa spotęgowanej erozji dennej w korytach aluwialnych przybiera większe rozmiary aniżeli strefa bezpośredniej eksploatacji. Jest to spowodowane procesem naturalnego dostosowywania się profilu podłużnego rzeki do nowych warunków konfiguracji dna, uformowanego sztucznie przez pobór kruszywa.

Z dotychczasowych rozważań, opartych na analizie dostępnych prac badawczych, wyłania się pewien całościowy obraz współczesnych przeobrażeń fluwialnych w dnach dolin rzecznych Polski południowo-wschodniej, jednakże dotyczy on głównie samych koryt, mniej natomiast jest danych obserwacyjnych związanych z morfogenezą równin zalewowych.

W większości wypadków możemy jedynie pośrednio wnioskować o skutkach geomorfologicznych wezbrań na równinach zalewowych. Podnoszona poprzednio kwestia – w nawiązaniu do opracowania K. Klimka (1983) – wiąże się ściśle ze zjawiskiem obniżania średnich i maksymalnych stanów wody w stosunku do wysokości brzegów, co zmniejsza stopień zatapiania równiny zalewowej. Współcześnie na wielu odcinkach wspomnianych rzek na przedpolu Karpat w okresach wezbrań wody nie wykraczają poza obręb koryta i tym samym nie dokonują przeobrażeń morfologicznych na powierzchniach sąsiadujących równin zalewowych.

#### ZRÓŻNICOWANIE REGIONALNE WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW FLUWIALNYCH

Jak wspomniano, w niniejszym opracowaniu przy analizie zróżnicowania morfodynamiki den dolin rzecznych odwołano się do tradycyjnego podziału na mechanizm rozwoju pionowego i poziomego. Zróżnicowanie przestrzenne tych tendencji w odniesieniu do dolin, które zostały przebadane w stopniu umożliwiającym bezpośrednio lub pośrednio wnioskowanie na temat współczesnego kierunku rozwoju ich części dennych, przedstawiono kartograficznie (mapa 1).

Rozwój pionowy obejmuje odcinki środkowego Wieprza i przełomowy fragment doliny Wisły. Boczna rozbudowa charakteryzuje niektóre odcinki Sanu, Wisłoka, Wisłoki i Wisły poza częścią przełomową.

Wycinkowe dane na temat tendencji rozwoju den dolinnych w powiązaniu z bardziej szczegółowymi wynikami badań nad procesami korytowymi pozwalają jedynie na wykrycie ogólnych różnic regionalnych w przebiegu współczesnego modelowania fluwialnego rozpatrywania obszaru.

W rzekach Karpat, jak również na ich bezpośrednim przedpolu dominuje proces pogłębiania, związany lokalnie z dziczeniem koryt i wzmożonym podcinaniem brzegów. Równina zalewowa w tej sytuacji podlega raczej rozbudowie poziomej aniżeli przyrostowi pionowemu, aczkolwiek proces ten jest zaakcentowany również tylko lokalnie. Trzeba w tym miejscu podkreślić związek przestrzenny stref rozwoju bocznego z roztokowym układem koryta.

W północnej części Kotliny Sandomierskiej – na przykładzie dolnego Sanu – tendencja do rozwoju poziomego zarysowuje się w bardziej typowej postaci jako rozrost boczny, któremu towarzyszy migracja lateralna meandrów rzecznych.

Z głównych, zbadanych rzek Wyżyny Lubelskiej Wieprz dostarcza przykładów pionowej nadbudowy równiny zalewowej, zarówno przez odkładanie serii powodziowych o charakterze mad, jak również lokalny rozwój torfowisk i bagien.

Odrębną rangę we współczesnej ewolucji dolin tego obszaru trzeba przypisać Wiśle, która — ze względu na wielkość doliny i współczesnego koryta oraz skalę zjawisk hydrologicznych — w sposób bardziej wyrazisty manifestuje kierunek dalszego rozwoju. W obrębie analizowanego odcinka wykazuje ona bądź zdecydowany rozwój pionowy, bądź poziomy.

#### TENDENCJE ZMIAN W ROZWOJU DEN DOLIN RZECZNYCH

Tworzenie współczesnych den dolinnych rozpatrywanego obszaru rozpoczęło się w optimum klimatycznym holocenu (Maruszczak 1972), początkowo poprzez przyrost osadów biogenicznych, a następnie przez coraz intensywniejszą akumulację serii mineralnych typu madowego (Jahn 1956; Falkowski 1967; Nakonieczny 1968; Szumański 1977, 1981).

Ta ogólna prawidłowość zyskała potwierdzenie w świetle nowszych badań szczegółowych fragmentów większych dolin, jednakże w kilku przypadkach tendencja agradacyjna (rozwój pionowy) została zdominowana przez rozwój boczny.

W dolinie Wisły badania E. Falkowskiego (1967) skoncentrowały się na odcinku przełomowym. Wskazują one na postępującą agradację dna, która doprowadziła do uformowania dwóch teras holocenijskich: zalewowej 1–2,5 m i 2,5–3,5 m. Zasięg współczesnych procesów fluwialnych w układzie poziomym ograniczają wały przeciwpowodziowe, ciągnące się w dolinie na znacznych przestrzeniach. Osady agradacyjne w większości składają się z serii mineralnych typu madowego.

W poznanie holocenijskich, w tym współczesnych, tendencji rozwojowych den doliny Wieprza, jego dopływów, jak również innych mniejszych rzek Wyżyny Lubelskiej, wiele wniosła praca S. Nakoniecznego (1968). Badania tego autora wykazały, że agradacyjne podnoszenie się den postępuje od okresu atlantyckiego poprzez czasy historyczne i współczesne, angażując zarówno doliny główne, jak i dolne oraz środkowe odcinki dopływów. Obok składania serii madowych duży udział w przyroście osadów posiada proces zatorfienia i akumulacji mułków organicznych.

Tendencję podnoszącą dna doliny Wieprza w okolicy Kocka potwierdziły ostatnio badania A. Szumańskiego (1981). Autor ten prowadził również bardziej szczegółowe badania nad dolnym Sanem (Szumański 1977), wykrywając we współczesnej ewolucji morfodynamicznej tego obszaru dominującą rolę rozwoju bocznego. Średnie tempo roczne migracji lateralnej koryta Sanu w II połowie XIX w. zostało oszacowane na 10–15 m, z przypadkami skrajnymi dochodzącymi do 60 m. Współcześnie proces ten uległ znacznemu ograniczeniu na korzyść postępującego pogłębiania koryta. Na taki kierunek działania procesów duży wpływ miała zabudowa przeciwdenuwacyjna dorzecza (Szumański 1972).

Kompleksowe badania w dolinie Wisłoki (Starkel 1981; Starkel i in. 1982) dowodzą istnienia fazy agradacji dna w ciągu ostatniego tysiąca lat, która

współcześnie — począwszy od XIX w. — przeobraziła się w fazę wcinania koryta, któremu towarzyszy jego boczne przemieszczanie.

## MODELLING OF RIVER VALLEY FLOORS

### Summary

The present paper is an attempt at comprehensive presentation of changes and developmental tendencies of river valley floors in SE Poland. The changes within the river valley network of this area have been presented by means of morphological-morphodynamic and hydrographic symbols on a morphodynamic thematic map at the scale of 1 : 500,000.

Among factors affecting present-day fluvial processes in Poland, neotectonic movements also need to be given attention in addition to climatic variable determining long-term developmental trends of fluvial processes and forms, and the anthropogenic factor. The action of the climatic variable can be observed in a tendency towards channel bed deepening through natural straightening of channel courses or forming ingrown meanders in the upper reaches of river valleys and towards free meandering as well as lateral accretion of flood plains in the lower parts, while the main components of anthropogenic changes in the fluvial system include deforestation of drainage basin parts, the cultivation of root crops, river channel regulation, and the excavation of aggregates from river channels.

The comparison of the analytical material from numerous river valleys such as the upper Vistula, Wisłoka, Wieprz, Ropa, lower San, and Wisłok shows that during the last 200 years those valleys have exhibited differences in their vertical and lateral accretion. Nowadays vertical accretion occurs in the middle part of the Wieprz and the gap section of the Vistula River. Lateral accretion takes place in some parts of the valleys of the San, Wisłok, Wisłoka, and Vistula except for the gap segment. Lately, there has been a tendency towards vertical cutting in many river channels.

*Translated by Maria Jablonowska*

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ДНИЩ РЕЧНЫХ ДОЛИН

### Резюме

Работа является попыткой синтетически представить современные перемены и тенденции развития днищ речных долин в юго-восточной Польше. Перемены долинной сети на этой территории представлены с помощью морфодинамических и гидрографических сигнатур на тематической морфодинамической карте в масштабе 1 : 500 000.

В ряду факторов, влияющих на современные флювиальные процессы в юго-восточной Польше — кроме климатической переменной, определяющей долгосрочные тренды развития флювиальных процессов и форм и кроме антропогенного фактора — внимания заслуживают неотектонические движения. Воздействие климатической переменной сказывается в склонности к углублению русел посредством природного выпрямления берегов или создания сползающих меандров в верхних отрезках долин и в тенденциях к свободному меандрированию, а также бокового расширения пойменных равнин в нижних отрезках, в то время как основные составные антропогенных перемен флювиальной системы это обезлесение фрагментов бассейна, введение пропашных культур, регуляция русел и выемка дроблёного материала из русел.

Сопоставление аналитического материала для днищ долин ряда рек, таких как верхняя Висла, Вислока, Вепш, Ропя, нижний Сан, Вислок показывает, что в течение минувших 200 лет это долины отличались дифференцированным вертикальным и горизонтальным развитием. Современное вертикальное развитие охватывает отрезки среднего Вепша и переломный фрагмент долины Вислы. Боковое расширение характеризует некоторые отрезки долин Сана, Вислока, Вислоки и Вислы вне переломного сегмента. В последнее время многие речные русла вошли в фазу прогрессирующего углубления.



JÓZEF WOJTANOWICZ

## PROCESY EOLICZNE

### WSTĘP

W globalnych, bilansowych ujęciach współczesnych procesów morfogenetycznych w strefie umiarkowanej leśnej procesy eoliczne nie są w ogóle uwzględniane; największe znaczenie mają w strefach pustynnej i półpustynnej oraz w arktycznej i subarktycznej (Diedkow i in. 1977). Również przy omawianiu natężenia współczesnych procesów eolicznych na świecie nie podaje się przykładów ze strefy umiarkowanej leśnej, jeśli pominąć wybrzeża (Kukał 1983). Dobrze natomiast poznane są te procesy w strefie umiarkowanej suchej – stepowej, gdzie przyjmują zresztą charakter zjawisk katastrofalnych (Wojtanowicz 1972).

Polska znajduje się w strefie umiarkowanej ciepłej i wilgotnej w odmianie przejściowej i morskiej z lasami mieszanymi i liściastymi. Procesy eoliczne w tej strefie odgrywają istotną i coraz większą rolę, aczkolwiek ich rzeczywiste rozmiary nie są dostatecznie poznane; są jednak coraz szerzej badane. Tytułem przykładu można przytoczyć prace w Anglii (Robinson 1968; Fullen 1985), w północnych Niemczech (Richter 1980), na Węgrzech (Borsy 1972), w europejskiej części Związku Radzieckiego (Solowyej 1968; Anoszko, Jaroszewicz 1980) i w Polsce (Gerlach, Koszarski 1968; Jahn 1969 i inni).

Działanie współczesnych procesów eolicznych w omawianej strefie odbywa się głównie w krajobrazie zmienionym przez człowieka, a więc w warunkach antropopresji, głównie na gruntach ornych, a także na zmeliorowanych i osuszonych torfowiskach. Tutaj natężenie procesów jest największe i zajmuje najrozleglejsze przestrzenie. Mniejszą rolę odgrywają procesy eoliczne w krajobrazach naturalnych omawianej strefy, a więc na wybrzeżu morskim, w korytach większych rzek i w górach powyżej górnej granicy lasu.

Zajmowano się autochtonicznymi procesami eolicznymi, a więc takimi, które mają charakter lokalny oraz regionalny i w tej skali przestrzennej się bilansują, to znaczy realizują się we wszystkich swych postaciach: w deflacji, transporcie i akumulacji. Pominięte zostały allochtoniczne zjawiska eoliczne, przejawiające się w opadzie pyłów transportowanych z daleka (Wojtanowicz 1986). Na mapie 1:500 000 (arkusz Lublin) przedstawiono przestrzenne zróżnicowanie natężenia współczesnych procesów eolicznych. Wydzielono cztery klasy natężenia potencjalnego procesu eolicznego. Poszczególne klasom przypisano szacunkowo wartości natężenia procesu wyrażone w tonach na 1 km<sup>2</sup> w ciągu roku.

## PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH OPRACOWAŃ

Dla terenu badań brak jest syntetycznego ujęcia działania współczesnych procesów eolicznych. Istnieje jednak kilka opracowań dość istotnych, które dają pojęcie o skali zjawiska. Stosunkowo najlepiej pod tym względem poznany jest teren Karpat. Wymienić tu trzeba przede wszystkim prace T. Gerlacha i L. Koszarskiego (1968) z terenu Dolów Jasielsko-Sanockich i późniejsze S. Janigi (1971) z obszaru Dolów Jasielsko-Sanockich i Beskidu Niskiego oraz A. Welca (1977) z okolic Gorlic. Obserwacje dotyczą różnych okresów, różne też stosowano metody. Dlatego dane dotyczące intensywności procesów eolicznych należy traktować jako orientacyjne. Są one dość rozbieżne; wartości średnie roczne wahają się od kilkudziesięciu ton na 1 km<sup>2</sup> do kilkunastu tysięcy ton na 1 km<sup>2</sup>. Stwierdzonym faktem obiektywnym jest duża zmienność procesu eolicznego z roku na rok (nawet w relacji 1 : 500 000), duże zróżnicowanie w piętrach wysokościowych (w relacji około 1 : 5) i zróżnicowanie w obrębie stoku (również w relacji 1 : 5). T. Gerlach (1986) wyraża opinię, że udział procesów eolicznych (60%) we współczesnym modelowaniu w niektórych regionach Karpat jest większy niż splukiwania (40%).

Pewne rozeznanie co do natężenia współczesnych zjawisk eolicznych mamy także na obszarze Lubelszczyzny. M. Strzemski (1957) opisał wyjątkowo silne, ekstremalne zjawisko erozji wietrznej w okolicy Puław, w strefie krawędziowej Wyżyny Lubelskiej. Akumulacja osiągnęła wartości dochodzące do 625–11 000 t/km<sup>2</sup>. M. Lubarski (1985) prowadził przez parę zim obserwacje procesów niveo-eolicznych w Lublinie. Przeciętne wartości akumulacji wynosiły kilkaset ton na 1 km<sup>2</sup> (260–470 t/km<sup>2</sup> · rok), przy czym autor stwierdził bardzo duże zróżnicowanie przestrzenne na niewielkim obszarze, zaledwie 1,5 km<sup>2</sup>, wyrażające się stosunkiem 1 : 25. Od kilku lat K. Pękala wraz z zespołem (1987) prowadzi w kilku stałych punktach na Wyżynie Lubelskiej i jej północnym przedpolu systematyczne, całoroczne badania metodą sedymentacyjną (słoiki Wecka). W roku hydrologicznym 1986/1987 roczne sumy gromadzonego pyłu eolicznego wynosiły 166–330 t/km<sup>2</sup>.\*

## METODA OPRACOWANIA

Jest to w założeniu typ opracowania przeglądowego, syntetyzującego. Nie prowadzono specjalnych badań podstawowych, analitycznych. Jako formę syntezy przyjęto mapę potencjalnego występowania procesów eolicznych. Jej treść jest wynikiem analizy charakteru procesu eolicznego i warunków, w jakich ten proces występuje na obszarze Polski.

Należy więc stwierdzić, że proces eoliczny jest tym procesem rzeźbotwórczym, który wśród innych aktywnych procesów egzogenicznych kształtujących rzeźbę powierzchni Polski wyróżnia się największym zasięgiem przestrzennym. Występuje powszechnie, w różnych formach terenu i na różnych wysokościach. Efektywna działalność eoliczna nie ma jednak zwartego zasięgu. Odwrotnie, rejon jej działalności, szczególnie jeśli chodzi o natężenie procesu, tworzy bardzo

\* Już po oddaniu niniejszego tekstu do druku ukazała się praca: J. Repelewska-Pękalowa, K. Pękala, 1988, *Erozja eoliczna gleb na Wyżynie Lubelskiej w okresie 1981–1985* (Zesz. Probl. Post. Nauk. Roln., 357, 7–16). Przytoczone tam wskaźniki wahają się od 8,7 do 524 t/km · rok, a więc nie odbiegają zasadniczo od podanych wyżej.

mozaikowy obraz. Decyduje o tym wiele czynników środowiska fizyczno-geograficznego, które ogólnie podzielić można na lokalne, związane z powierzchnią terenu, oraz troposferyczne – głównie wiatry. Z czynników grupy pierwszej największe znaczenie mają: stopień pokrycia roślinnego terenu, rodzaj użytkowania ziemi, stan wilgotności gruntu, a także stopień urzeźbienia.

Powszechny charakter procesu eolicznego uzasadnia przyjęcie na mapie sygnatur powierzchniowych. Nie podważa zasadności tej metody cecha mozaikowości procesu, jeśli zważyć na skalę opracowania i konieczność uogólnień, a także niedostateczny stopień poznania zróżnicowania przestrzennego procesu eolicznego.

Podstawowymi kryteriami klasyfikacji terenu pod względem działania erozji eolicznej były: stopień pokrycia terenu przez roślinność, charakter skał budujących powierzchnię oraz stopień urzeźbienia. Uwzględniono więc większe kompleksy leśne, które oczywiście eliminują działalność erozyjną wiatru, będącą podstawową formą działania procesu eolicznego. Jako najbardziej podatne na działania wiatru i obszary potencjalnie dużego natężenia procesów eolicznych (rozwiwania) uznano pokrywy lessowe i pylaste oraz pokrywy plejstocenijskie piasków eolicznych i wydmy śródlądowe.

Tereny o większej energii rzeźby – obszary górskie i wyżynne – uznano za bardziej sprzyjające efektywnemu działaniu procesu eolicznego. Na podstawie powyższych kryteriów dokonano klasyfikacji terenu wg czterostopniowej skali natężenia procesów eolicznych w Polsce:

- 1 – natężenie bardzo silne,
- 2 – natężenie średnie,
- 3 – natężenie słabe,
- 4 – zjawisko nie występuje lub występuje sporadycznie.

Trzem pierwszym klasom przypisano – na podstawie analizy dotychczasowych badań szczegółowych – szacunkowe wartości natężenia procesów eolicznych, wyrażone w tonach na 1 km<sup>2</sup>.

Mapa 1 przedstawia także klasyfikację procesów eolicznych w zależności od warunków ich występowania. Tak więc wydzielono procesy eoliczne działające w warunkach zbliżonych do naturalnych (A) i działające w warunkach antropogenicznych (B). Te pierwsze objawiają się w dwu środowiskach:

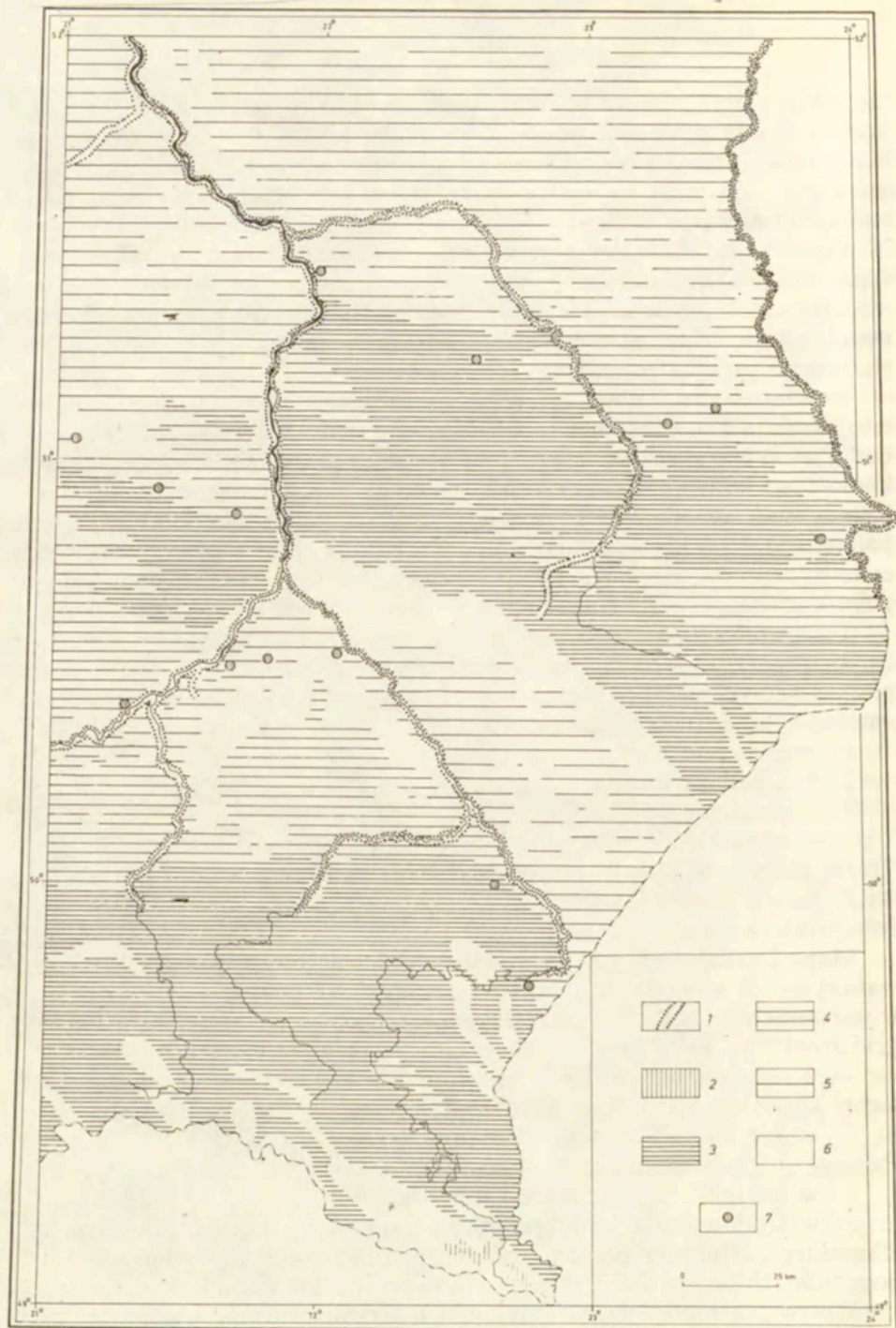
- w dolinach dużych rzek, a właściwie stref wzdłuż koryt rzecznych (odsypy, łachy, krawędzie koryt, wały przykorytowe, świeże podcięcia krawędzi teras),
- w górach powyżej górnej granicy lasów.

Procesy eoliczne działające w warunkach antropogenicznych znajdujemy:

- w środowisku z krajobrazem rolniczym,
- w środowisku z krajobrazem przemysłowym i zurbanizowanym.

Charakter i struktura procesu eolicznego działającego w warunkach antropogenicznych jest bardziej złożona niż w przypadku warunków naturalnych.

Wpływ „antropogenizacji” środowiska jest jakby dwojaki: pośredni, przygotowujący sprzyjające warunki do działalności eolicznej (jak w przypadku pól ornych, wielkich piaskowni, cegielni itp.), oraz bezpośredni, kiedy działalność gospodarcza człowieka powoduje mechaniczne, sztuczne wyniesienie cząstek mineralnych do atmosfery (tak jest przy orce, ruchu drogowym, mechanicznej odkrywkowej eksploatacji surowców). Wtedy, nawet przy niewielkich prędkościach wiatru, następuje transport i redepozycja. Efekt dzia-



Mapa 1. Występowanie i intensywność współczesnych procesów eolicznych (J. Wojtanowicz)

Proces eoliczny w warunkach naturalnych: 1 – w strefie koryt rzecznych, 2 – powyżej górnej granicy lasu. Proces eoliczny w warunkach antropopresji: a) natężenie procesu w krajobrazie rolniczym: 3 – bardzo silne 500-1000 t/km<sup>2</sup> (średnio 600 t/km<sup>2</sup>), 4 – umiarkowane 200-500 t/km<sup>2</sup> (średnio 300 t/km<sup>2</sup>), 5 – słabe 50-200 t/km<sup>2</sup>, (średnio 100 t/km<sup>2</sup>), 6 – proces nie występuje lub występuje sporadycznie, np. na rozwiewanych wydmach; b) w krajobrazie przemysłowym i zurbanizowanym: 7 – intensywna działalność eoliczna w dużych odkrywkach przemysłu wydobywczego surowców, na haldach, w miastach

#### Occurence and intensity of present-day aeolian processes

Aeolian process in natural conditions: 1 – in the zone of river channels, 2 – above the upper forest limit. Anthropogenetic aeolian process: a) process intensity in agricultural landscape: 3 – very strong 500-1000 t/km<sup>2</sup> (600 t/km<sup>2</sup> on the average), 4 – moderate 200-500 t/km<sup>2</sup> (300 t/km<sup>2</sup> on the average), 5 – weak 50-200 t/km<sup>2</sup> (100 t/km<sup>2</sup> on the average), 6 – the process occurs sporadically eg on blown away dunes; b) in industrial and urbanized landscape: 7 – intensive aeolian activity in large outcrops of the mining industry, on dumps, in towns



łania tego typu procesów eolicznych może być bardzo duży, a jego znaczenie wzrasta. Ogólnie procesy eoliczne działające w warunkach antropogenicznych zależą zarówno od czynników stałych, właściwych temu procesowi (jak prędkość wiatru i charakter podłoża skalnego), oraz od skali i charakteru (np. struktury upraw) działalności gospodarczej człowieka.

## PRZEBIEG, ZRÓŻNICOWANIE PRZESTRZENNE I NATĘŻENIE PROCESÓW EOLICZNYCH

### PROCESY EOLICZNE W WARUNKACH NATURALNYCH

W dolinach rzek procesy eoliczne ograniczają się do strefy przykorytowej i są czytelne (a nawet odgrywają znaczącą rolę) w większych rzekach o szerszych łóżyskach, gdzie występują wyraźne krawędzie, lachy i inne formy korytowe oraz podcięcia erozyjne. Na mapie strefy te zaznaczono wzdłuż Wisły, Bugu, Sanu, Wieprza i dolnego odcinka Wisłoki.

Proces działa efektywnie w ciągu całego roku, w tym także w lecie i jesienią, ale jedynie w krótkich odcinkach czasu, kiedy występują silne wiatry o prędkościach powyżej 8–10 m/s. Takich dni w ciągu roku jest od kilku do kilkunastu. Procesy eoliczne w dolinach rzek są słabo poznane. Pewne badania wykonał jedynie K. Laskowski (1981). W dolinie Wisły koło Siekierok przez jeden rok w specjalnie zainstalowanych skrzynkach prowadził pomiary ilości materiału eolicznego dostarczanego do koryta rzeki. Ich wynik ( $15\,000\text{ t/km}^2\cdot\text{rok}$ ) budzi jednak pewne wątpliwości. Czy na wartość tę złożył się wyłącznie materiał eoliczny, czy także sedymenty akumulacji fluwialnej, jak by można przypuszczać z bardzo lakonicznego opisu metody.

W górach powyżej górnej granicy lasu omawiane procesy występują na terenie Polski w Tatrach, Karkonoszach i Bieszczadach, przy czym tylko ostatnie z wymienionych objęte są niniejszym opracowaniem. Wydaje się, że właśnie Bieszczady mają najmniej sprzyjające warunki do rozwoju procesów eolicznych, które ograniczają się tam do połonin, a właściwie niektórych ich wąskich stref skałkowych i przełęczy, a więc stref pozbawionych zwartej pokrywy roślinnej darniowej. Działalność eoliczną na połoninach badał K. Pękala (1970). Przebiega ona tam we wszystkich porach roku, ale największy rozwój następuje zimą (proces niveo-eoliczny) i wiosną. Stoki o ekspozycji S i SW oraz przełęcze podlegają korozji i deflacji, głównie podczas wiatrów fenowych. Akumulacja następuje na stokach zawietrznych. Przeprowadzone przez K. Pękalę (1970) pomiary wielkości akumulacji niveo-eolicznej w ciągu trzech zim (1965–1967) dały wynik  $110\,900\text{ t/km}^2\cdot\text{rok}$ ; średnio  $400\text{ t/km}^2\cdot\text{rok}$ . Dla porównania, w Tatrach B. Izmailow (1984) otrzymała za okres 1975–1979 wartości mniejsze —  $1\text{--}265\text{ t/km}^2\cdot\text{rok}$ ; średnio  $76\text{ t/km}^2\cdot\text{rok}$ . Takie, a nie inne relacje tłumaczyć można różnym okresem obserwacji i różnicami w metodach pomiaru.

### \* PROCESY EOLICZNE W WARUNKACH ANTROPOGENICZNYCH

W krajobrazie rolniczym znakomite warunki występują na gruntach ornych, które zajmują około 50% powierzchni opracowanego obszaru. Proces eoliczny w tym krajobrazie charakteryzuje się wybitną sezonowością, jeśli zważy się, że zachodzi głównie zimą i wiosną, kiedy obszary upraw rolnych pozbawione są pokrywy roślinnej i kiedy wiatry osiągają względnie duże prędkości. Sama zima

stwarza dobre warunki tylko wtedy, jeśli pokrywa śnieżna nie jest zbyt gruba i zwarta. Te warunki oraz odpowiednio silne wiatry (powyżej 5 m/s) sprzyjają rozwojowi procesów niveo-eolicznych. Działają one krótko i z bardzo różną częstotliwością, zarówno w ciągu roku, jak i w dłuższym okresie (w wieloleciu). Stąd i efekty tej działalności są bardzo zróżnicowane, zarówno w skali przestrzennej, jak i w skali czasu. Ta duża zmienność bardzo utrudnia ocenę rozmiarów działalności eolicznej.

Dotychczasowy stan rozpoznania zjawiska, jakkolwiek niepełny, stwarza jednak pewną podstawę do szacunkowego określenia natężenia procesu eolicznego. Próbę tę podjęto i dla wyróżnionych klas natężenia przyjęto następujące roczne wartości (średnie w przedziale od – do i średnią wielolecia):

- 1 klasa – natężenie bardzo silne 500–1000 t/km<sup>2</sup>; średnio 600 t/km<sup>2</sup>,
- 2 klasa – natężenie umiarkowane 200–500 t/km<sup>2</sup>; średnio 300 t/km<sup>2</sup>,
- 3 klasa – natężenie słabe 50–200 t/km<sup>2</sup>; średnio 100 t/km<sup>2</sup>,
- 4 klasa – proces nie występuje lub występuje sporadycznie.

Obszary wyżynne i górskie znajdują się w pierwszej lub w drugiej klasie. Zajmują one na mapie dominujące powierzchnie. W Kotlinie Sandomierskiej występują klasy druga i trzecia oraz czwarta, a na nizinach środkowopolskich trzecia i czwarta. Polska południowo-wschodnia jest niewątpliwie tym obszarem, w którym procesy eoliczne występują z największą intensywnością.

Dla porównania przeciętnych wartości dotyczących natężenia procesu eolicznego można przytoczyć badania A. Jahna (1969) z Sudetów, który przeciętną roczną depozycję eoliczną oblicza na 500 t/km<sup>2</sup>. Jest to wysoka wartość, dorównująca tym, które przyjmuje się dla obszarów stepowych – 200–600 t/km<sup>2</sup> · rok. (Diedkow i in. 1977). Lokalnie wystąpić może jeszcze większe natężenie tego procesu, na co mogą wskazywać cytowane badania M. Strzemskiego (1957) oraz T. Gerlacha i L. Koszarskiego (1968). Taki przykład dokumentuje z terenu Anglii D. N. Robinson (1968), gdzie wielkość deflacji za okres kilku dni określona została na około 3700–5000 t/km<sup>2</sup>.

Na terenach górskich procesy eoliczne odgrywają bardzo ważną rolę w modelowaniu stoków; dowietrzne podlegają deflacji, natomiast na zawietrznych następuje depozycja materiału, głównie pylastego (Gerlach 1986). Powoduje to zmianę profilów stoków, zmniejszenie ich nachylenia i wydłużenie, a ogólnie obniżenie i zmniejszenie deniwelacji obszaru (Gerlach 1986). Na Polesiu Białoruskim obserwuje się duże natężenie procesów eolicznych na osuszonych torfowiskach i błotach. Wielkość tej erozji ocenia się na 600–700 t/km<sup>2</sup> · rok (Anoszko, Jaroszewicz 1980). Stwierdza się także, na skutek silnej erozji powierzchniowej, której podlegają gleby torfiasto-błotne, znaczne zmniejszenie się miąższości torfu, w tempie około 1,0–1,5 cm/rok (Solowyej 1968; Anoszko, Jaroszewicz 1980). Proces deflacji zachodzi przy wiatrach powyżej 6,5 m/s i ma miejsce wiosną (kwiecień–maj) oraz na początku lata (pierwsza dekada czerwca), kiedy gleba jest rozpylona przez obróbkę mechaniczną i nie przykryta roślinnością. Podobne zjawiska, chociaż niewątpliwie na mniejszą skalę, obserwujemy także na Polesiu Lubelskim.

Skalę zjawisk eolicznych dobrze ilustruje porównanie ich z wielkością denudacji mechanicznej i chemicznej. Otóż denudacja mechaniczna, charakteryzowana przez ilość zawiesiny unoszonej przez rzeki, ze średnich zlewni o powierzchni 1–10 tys. km<sup>2</sup> wynosi przeciętnie: w części górskiej dorzecza Wisły 97 t/km<sup>2</sup> · rok, w przedgórskiej i wyżynnej 9 t/km<sup>2</sup> · rok, a w nizinnej 2 t/km<sup>2</sup> · rok

(Maruszczak 1984). Denudacja chemiczna zaś, mierzona jako odpływ chemiczny z dorzecza, w przypadku Wisły wynosi około  $50 \text{ t/km}^2 \cdot \text{rok}$  (Maruszczak 1986a).

W krajobrazie przemysłowym i zurbanizowanym procesy eoliczne są bardzo słabo poznane. Zachodzą przez cały rok. J. Repelewska-Pękalowa (1973) badała te zjawiska na zwałach kopalnianych kopalni siarki w Piasecznie. Stwierdziła dużą ich efektywność przy wiatrach powyżej  $7 \text{ m/s}$ . Autorka nie prowadziła jednak badań ilościowych. Nie ma ich także i dla innych tego typu obiektów.

Na mapie dołączonej do niniejszego opracowania punktowo oznaczono najważniejsze skoncentrowane miejsca działalności eolicznej, do jakich zaliczyć należy niektóre duże miasta, np. „lessowy” Lublin, wielkie odkrywki eksploatacji surowców (np. kopalnia siarki w Machowie), cementownie, hałdy w obrębie dużych zakładów przemysłowych i inne.

#### TENDENCJE W DZIAŁANIU ZJAWISK EOLICZNYCH

Zmiany w charakterze i intensywności działania procesów eolicznych możemy rozpatrywać z pewną wiarygodnością dla ostatniego tysiąclecia. Jest to możliwe dlatego, że istnieją dla tego okresu opracowania dotyczące ewolucji całego środowiska geograficznego Polski lub niektórych jego elementów (Strzemski 1961; Maruszczak 1974, 1986b).

Procesy eoliczne w ostatnim tysiącleciu — zwłaszcza występujące w warunkach antropogenicznych — wykazały, w porównaniu z innymi procesami morfogenetycznymi, bardzo duże zmiany jakościowe i ilościowe. W warunkach naturalnych zmiany natężenia tych procesów nie były tak istotne; nie można by chyba było także jednoznacznie określić jaki był kierunek tych zmian. Chociaż zmiany środowiska geograficznego, jakie zaszły w dolinach rzecznych, a między innymi większe przepływy rzek i zdecydowanie mniejsze zatorfienie den dolin w pierwszej połowie omawianego okresu, mniej więcej do połowy XIV w., zdają się wskazywać na bardziej sprzyjające warunki rozwoju procesów eolicznych. Na połoninach bieszczadzkich odwrotnie; prawdopodobne jest większe nasilenie procesów w drugiej połowie tysiąclecia w związku z zagospodarowaniem tych terenów przez człowieka. Przyjmując naturalny charakter połonin (ich klimatyczną genezę), wyrąb lasu oraz wypas bydła i owiec niewątpliwie przyczynił się do okresowego zwiększenia efektywności procesów eolicznych.

Zdecydowany kierunek zmian wykazują natomiast „antropogeniczne” procesy eoliczne. W czasie omawianego tysiąclecia około siedmiokrotnie wzrosła powierzchnia użytków rolnych, około trzykrotnie zmniejszyła się powierzchnia lasów (Maruszczak 1974). Biorąc pod uwagę zmiany struktury upraw, agrotechniki, osuszający wpływ melioracji, nie będzie chyba przesadą założenie, że nastąpił około dziesięciokrotny wzrost natężenia procesów eolicznych w krajobrazie rolniczym w ciągu ostatniego tysiąclecia. Krzywa wyrażająca ten wzrost dzielić się będzie wyraźnie na dwie części. Do końca XIV w. będzie nachylona łagodnie, co oznacza, że zmiany są niewielkie. Od XV w. krzywa wznosi się już gwałtownie. Taki wniosek wyciągnąć można z ustaleń zmian tych elementów środowiska geograficznego, które są istotne dla procesu eolicznego (Strzemski 1961; Maruszczak 1974, 1986b). Ostatnie 200 i 100 lat to także wyraźne prog

na wznoszącej się krzywej wzrostu antropogenicznych procesów eolicznych. Stwierdzono to między innymi w profilach torfowych, gdzie w stropowych partiach torfu następuje zwiększenie udziału pyłów mineralnych (Bałaga, Buraczyński, Wojtanowicz 1983).

#### PODSUMOWANIE

Procesy eoliczne w Polsce południowo-wschodniej występują w dwu głównych środowiskach: naturalnym – w dolinach rzek i w górach powyżej górnej granicy lasu, oraz w środowisku antropogenicznym – w krajobrazie rolniczym oraz w krajobrazie przemysłowym i zurbanizowanym. Te drugie z wymienionych dominują w naszej strefie geograficznej. W wyniku prowadzonych prac przedstawiono zróżnicowanie typologiczne procesów eolicznych oraz wydzielono 4 klasy ich natężenia, którym przypisano szacunkowe wartości oraz przestawiono zróżnicowanie regionalne stopnia natężenia.

Natężenie procesów eolicznych w krajobrazie rolniczym oceniono średnio na 100–200 t/km<sup>2</sup>·rok. Są to wartości bardzo duże, znacznie wyższe od wskaźników erozji wodnej i denudacji chemicznej.

W ostatnim tysiącleciu antropogeniczne procesy eoliczne przeszły znamiennej ewolucję, z wyraźną, a nawet gwałtowną tendencją wzrostu natężenia. Nastąpił około dziesięciokrotny wzrost natężenia (efektywność) procesów eolicznych.

#### AEOLIAN PROCESSES

##### Summary

The map presents typologic and spatial differences of the intensity of the present-day aeolian processes.

According to conditions of the activity of modern aeolian processes two main types have been distinguished: A – the aeolian process in natural conditions, B – the aeolian process in anthropogenic conditions. Process A occurs in two types of environment:

- in the valleys of large rivers, mainly along their channels on outwash bars, channel edges, levees, and fresh incisions of terraces,

- in mountains, above the upper forest limit. Process B also occurs in two types of environment:

- in agricultural landscapes,

- in industrial and urbanized landscapes.

The anthropogenetic process is most intensive in the agricultural landscape, mainly on arable grounds which comprise over 50% of the investigated area. Four classes of intensity of the aeolian process have been distinguished and attempts were made at a quantitative determination of the degree of that intensity:

class 1 – very strong intensity – 500–1000 t/km<sup>2</sup>·year; on the average 600 t/km<sup>2</sup>·year,

class 2 – moderate intensity – 200–500 t/km<sup>2</sup>·year; on the average 300 t/km<sup>2</sup>·year,

class 3 – weak intensity – 50–200 t/km<sup>2</sup>·year; on the average 100 t/km<sup>2</sup>·year,

class 4 – the process occurs sporadically or not all.

The intensity of present-day aeolian processes is very high, much higher than the indices of water erosion and chemical denudation. In the present millenium anthropogenetic aeolian processes went through a significant evolution with a distinct, even violent tendency towards growing intensity which grew ten times.

*Translated by Maria Jablonowska*

## ЗОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

## Резюме

На карте представлены типологическая и пространственная дифференциация степени интенсивности современных золовых процессов.

Учитывая условия, в каких протекают современные золовые процессы, выделено 2 главных типа: А — золовые процессы в природных условиях и В — золовые процессы в антропогенных условиях. Процесс группы А наблюдается в двух средах:

- в долинах больших рек, главным образом в зоне вдоль речных русел на отмелях, старицах, краях русла, прирусловых валах и в свежих подрезах террас,
- в горах выше верхней границы лесов.

Процессы группы В проявляются тоже в двух средах:

- в сельскохозяйственных ландшафтах,
- в промышленных и урбанизованных ландшафтах.

Самую большую интенсивность показывает „антропогенный” золовый процесс в сельскохозяйственном ландшафте, прежде всего на пашнях, которые занимают 50% территории исследований. Обособленно 4 класса интенсивности золового процесса и была предпринята попытка определить степень его интенсивности.

- 1 класс — очень высокая интенсивность — 500-1000 т/км<sup>2</sup>·год; в среднем 600 т/км<sup>2</sup>·год,
- 2 класс — умеренная интенсивность — 200-500 т/км<sup>2</sup>·год, в среднем 300 т/км<sup>2</sup>·год,
- 3 класс — слабая интенсивность — 50-200 т/км<sup>2</sup>·год; в среднем 100 т/км<sup>2</sup>·год,
- 4 класс — процесс не проявляется или появляется от случая к случаю.

Интенсивность современных золовых процессов следует определить как очень высокую, значительно выше показателей водной эрозии и химической денудации.

В последнем тысячелетии „антропогенные” золовые процессы прошли знаменательную эволюцию с отчетливой и даже опасной тенденцией роста интенсивности процесса: произошло около десятикратное увеличение интенсивности золовых процессов.

*Перевела Эльжбета Яворская*



TADEUSZ ZIĘTARA

## PROCESY OSUWISKOWE

### WSTĘP

Rozmieszczenie osuwisk opracowano na mapie w podziałce 1 : 300 000. Materiałami wyjściowymi były dokładne, wieloletnie badania terenowe prowadzone przez Instytut Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Krakowie. Wykorzystano także analizy map geologicznych, geomorfologicznych w różnych podziałkach oraz materiały archiwalne Instytutu Geologicznego.

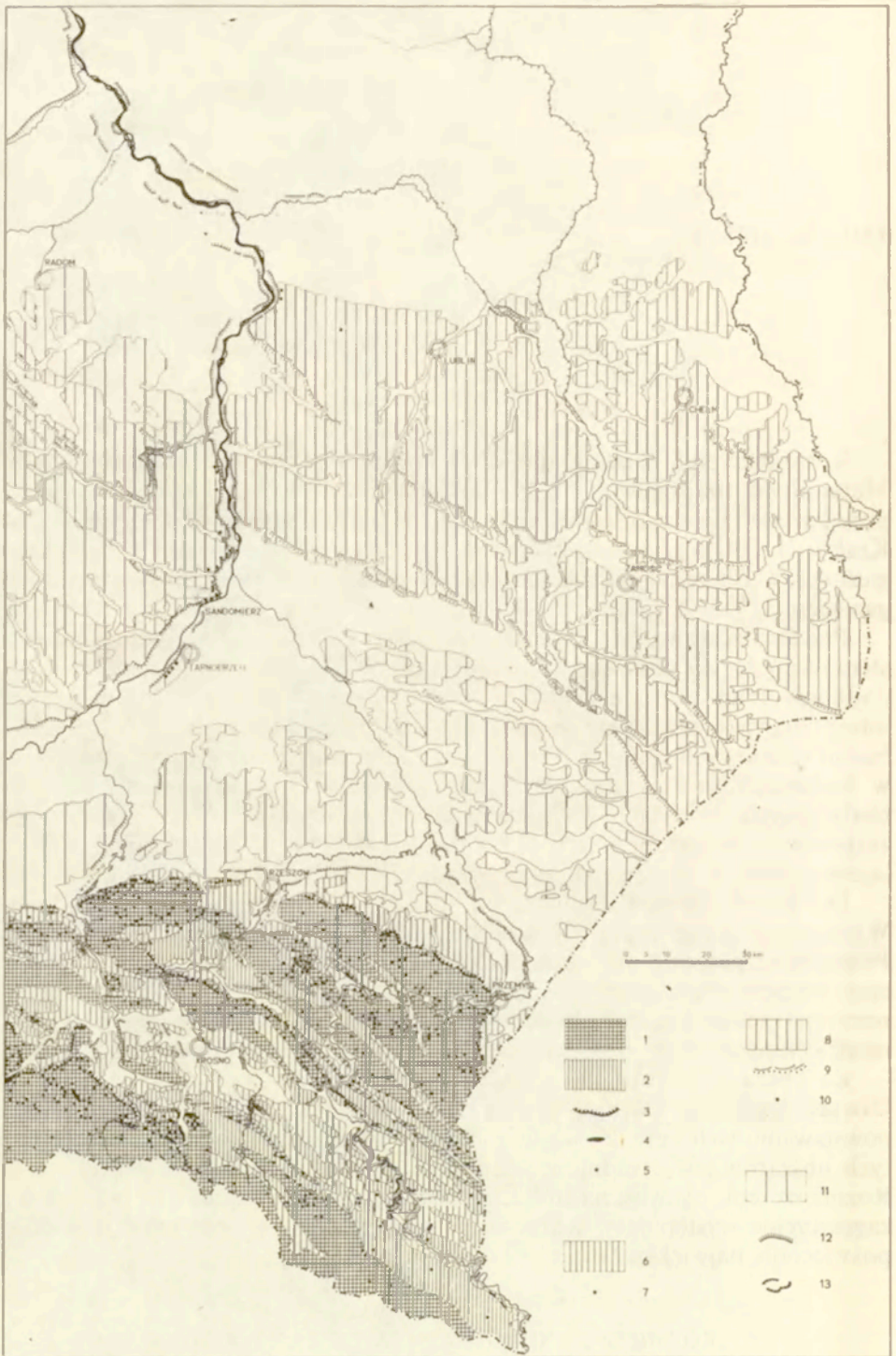
Przeanalizowano panchromatyczne zdjęcia lotnicze, interpretowane pod stereoskopem. Za pomocą przetwornika LUZ naniesiono granice osuwisk na podkłady map poziomicowych w porównywalnej podziałce. Analiza fotointerpretacyjna bardzo wzbogaciła materiał zebrany w archiwach i podczas badań terenowych (Ziętara, Lis, Bajgier 1986). Najpoważniejszym problemem w badaniach ruchów masowych jest dokładność granic osuwisk, co przy tradycyjnych metodach kartowania geomorfologicznego było trudne do zaznaczenia, zwłaszcza w przypadku dużych osuwisk na stokach porośniętych lasem (około 90% osuwisk znajduje się na stokach zalesionych).

Do przedstawienia osuwisk na mapie I wybrano metodę punktową. Wyznaczono także strefy o szczególnej podatności na powstawanie osuwisk. Ponadto zaznaczono klify wokół zbiorników wodnych o intensywnej abrazji, stoki progów strukturalno-denudacyjnych i tektonicznych predysponowane do rozwoju ruchów masowych oraz progi wysoczyzn i podcięć zboczy często modelowanych przez procesy osiadania i osuwania.

Za obszary podatne na tworzenie się osuwisk uznano te części Karpat, których wzajemne warunki litologiczno-tektoniczno-morfologiczne sprzyjają powstawaniu tych form. Ze względu na skalę mapy szczegółowsze przedstawienie tych obszarów jest utrudnione, stąd w ich obrazie zaznacza się generalizacja. Rozmieszczenie osuwisk na stokach jest bardzo różne (mapa 1). Największe ich zagęszczenie występuje w Karpatach fliszowych, dlatego też temu regionowi poświęcono największą uwagę.

### ROZMIESZCZENIE OSUWISK A RZEŻBA TERENU

Przemieszczenie pokryw zwietrzelinowych, a także skał luźnych i zwięzłych, w wyniku ruchów masowych prowadzi do przekształcenia stoków: Na stokach



Mapa 1. Rozmieszczenie osuwisk i obszarów o skłonnościach osuwiskowych w południowo-wschodniej Polsce (T. Ziętara)



dojrzałych, o nachyleniu 15–55°, pokrytych płaszczem pokryw stokowych (zwietrzelinowych, soliflukcyjnych, eolicznych i innych) zachodzi osuwanie, osiadanie i spelzwanie mas zwietrzelinowych, przy czym procesy degradacyjne zązębiają się z akumulacyjnymi. Powstawaniu osuwisk sprzyja gruba pokrywa zwietrzelinowa oraz obecność wśród mas skalnych ilów, łupków, mułowców, fylitów, tufitów (Kleczkowski 1955).

Najpowszechniejszy jest proces osuwania, który polega na stosunkowo szybkim przemieszczaniu mas zwietrzelinowych i skalnych w dół stoków. Szybkość jego jest różna i wynosi od kilku centymetrów do kilku metrów na sekundę. Może ono występować nagle i niespodziewanie (Klimaszewski 1978) lub może być poprzedzone licznymi pęknięciami i rozpadlinami; które powstają na granicy obszaru podlegającego osuwaniu (Sawicki 1917; Teisseyre 1936; Ziętara 1968b).

Rozwój osuwisk jest związany z warunkami klimatycznymi (opady, wilgotność podłoża) oraz z procesami podcinania lub rozcinięcia stoków. Przyczyną ruchu jest bardzo często zwiększenie stromości stoków wskutek podcinania przez rzekę, jezioro, człowieka lub wzrost obciążenia w następstwie zabudowy (Ziętara 1974b), a także trzęsienia ziemi (Gerlach, Pokorny, Wolnik 1958). Największe znaczenie ma silne nasiąknięcie mas skalnych i zwietrzelinowych wodą deszczową, w mniejszym stopniu roztopową (Sawicki 1917; Starkel 1960; Ziętara 1964). Osuwiska występują zarówno w obrębie Beskidów, jak i pogórzy. Wyraźne różnice zaznaczają się w ich typie, rozmiarach i zasięgu (Kotarba 1986). W Beskidach przeważają osuwiska głębokie, skalno-zwietrzelinowe i skalne, o wyraźnej rzeźbie, natomiast na pogórzach są płytkie, płynne, ale częstotliwość ich odmładzania jest większa.

Rola osuwisk w przekształcaniu stoków Karpat fliszowych jest duża (Starkel 1957, 1960; Ziętara 1964, 1968a; Bober 1984; Kotarba 1986), pomimo że modelują one ograniczone odcinki stoków. L. Starkel (1960) wyróżnia stoki typu osuwiskowego, który w końcowym stadium ma profil wklęsły. Bardzo często w Karpatach fliszowych znajdują się stoki erozyjno-osuwiskowe, które występują w lejach źródłowych. Stoki modelowane przez osuwiska mają różne kształty, które zależą od rodzaju osuwisk (pakietowo-warstwowe, rumoszowe, spływowe), ich usytuowania (Ziętara 1968b; Kotarba 1986) oraz od późniejszych

---

Stoki fliszowych gór i wysokich pogórzy z płytkimi pokrywami zwietrzelinowymi modelowane przez osuwiska: 1 – stoki o dużej predyspozycji do osuwania, 2 – stoki o małej predyspozycji do osuwania, 3 – stoki fliszowych progów strukturalno-tektonicznych z bardzo dużą predyspozycją do osuwania, 4 – zespolone bardzo duże osuwiska skalno-zwietrzelinowe, 5 – pojedyncze duże osuwiska skalno-zwietrzelinowe. Stoki niskich fliszowych pogórzy z pokrywą utworów lessowych i lessowatych: 6 – predysponowane do płytkich osuwisk, 7 – duże osuwiska zwietrzelinowe. Stoki wyżyn i działów wyżynnych z pokrywą lessów i zwietrzliny: 8 – modelowane przez osiadanie i spelzwanie, 9 – stoki progów tektonicznych i kuest o średniej predyspozycji do ruchów masowych, 10 – pojedyncze duże zsuwy i osuwiska, 11 – stoki płaskowyżów, wysoczyzn i garbów z pokrywą utworów lessowych, piaszczystych i piaszczysto-gliniastych o znikomych predyspozycjach do ruchów masowych, 12 – progi teras akumulacyjnych modelowane punktowo przez osuwanie i osiadanie, 13 – czynne klify na zbiorcach retencyjnych i morskie o intensywnej abrazji

#### Distribution of landslides and of areas with a predisposition to slide down, in SE Poland

Slopes of flysch mountains and elevated highlands with shallow waste covers, modelled by landslides: 1 – slopes highly predisposes to sliding, 2 – slopes little predisposes to sliding, 3 – slopes of flysch structural and tectonic thresholds with a very high predisposition to sliding, 4 – very large group rock-and-waste landslides, 5 – large single rock-and-waste landslides. Slopes of low flych highlands with a cover of loess and loess-like formations: 6 – predisposed to shallow sliding, 7 – large waste landslides. Slopes of uplands and upland divides covered with loess and waste: 8 – modelled through subsidence and creeping, 9 – slopes of tectonic thresholds and cuestas of a moderate predisposition to mass movements, 10 – single large landslides and landslides, 11 – slopes of plateaus, high plains and hummocks covered by loessic, sandy and sand-and-clay formations with minimal predispositions to mass movements, 12 – thresholds of alluvial terraces modelled pointwise through sliding and subsidence, 13 – active cliffs on retention reservoirs and marine cliffs with intensive abrasion

różnorodnych procesów przekształcających osuwiska. Największą rolę odgrywają procesy erozyjne (rozciniwanie i podcinanie stoków), które prowadzą do odmładzania i powiększania się powierzchni osuwiskowych.

Na powstawanie osuwisk duży wpływ ma nachylenie stoków. Ogólnie można stwierdzić, że rozwijają się one na stokach o nachyleniu powyżej 15°. Na stokach krawędziowych duże nachylenia (powyżej 35') sprzyjają rozwojowi bardzo licznych osuwisk stokowych, pomimo przeciwnego upadu warstw w stosunku do nachylenia stoków. Płaszczyzny poślizgów rozwijają się wówczas wzdłuż spękań ciosowych i tektonicznych.

#### ZALEŻNOŚĆ ROZWOJU OSUWISK OD TEKTONIKI W KARPATACH FLISZOWYCH

Występowanie osuwisk nawiązuje głównie do litologicznych i tektonicznych podatności wychodni fliszu. Stąd zagęszczenie osuwisk pokrywa się z bardziej łupkowymi strefami fliszu lub rejonami o dużej jego zmienności litologicznej (Ziętara 1974a; Bober 1984; Oszczytko, Wójcik 1984; Kotarba 1986). Skłonność do dużych uskoków związana jest z poprzecznymi uskokiemi, które stanowią szeroką strefę zluźnień tektonicznych (Ziętara 1988; Kukulak 1988; Bajgier 1989). We wschodniej części Karpat fliszowych występują następujące jednostki tektoniczne: skolska, śląska, dukielska i magurska. Zróznicowane wykształcenie litologiczno-tektoniczne tych jednostek w zasadniczy sposób wpływa na rozmieszczenie i rozwój procesów osuwiskowych.

Osuwiska karpackie o wyraźnych formach powstały u schyłku glacjału i w holocenie (Starkel 1960; Ziętara 1968a). Były one odmładzane w późniejszych fazach o klimacie bardziej wilgotnym (Gil i in. 1974). Dużo płytkich osuwisk powstało po wylesieniu gór. Obecnie osuwiska powstają lub są odmładzane w czasie rozlewnych opadów i wilgotnych lat (Sawicki 1917; Ziętara 1964, 1976).

#### JEDNOSTKA SKOLSKA

Charakteryzuje się bardzo licznymi osuwiskami. Można tu wyróżnić strefę brzeżną – antyklinalną, i wewnętrzną – synklinalną (Bober 1984). Brzeżna strefa składa się z licznych stromych fałdów, które ku wschodowi przechodzą w łuski. Jądra struktur fałdowych strefy brzeżnej oraz siodła strefy synklinalnej są zbudowane z piaskowców-łupkowych warstw inoceramowych. W łękach znajdują się warstwy krośnieńskie. Podłużne ciągi osuwisk na wschód od Wisłoka pokrywają się z wychodnimi warstw inoceramowych i menilitowych. W osuwiskowych rejonach na północ od Sanoka – w Błażowej i Borku – występują zróznicowane miąższości warstw silnie spękanych o zmiennym ułożeniu. Taka budowa geologiczna wpływa na rozwój procesów osuwiskowych, których obszary znajdują się w brzeżnej części jednostki skolskiej, w rejonach Dębicy i Ropczyc (Starkel 1957), Łopuszki Wielkiej (Lach 1984a, b), Birczy i Krzywicy (Pękala 1960, 1964) oraz Przemyśla i Wiaru (Bober 1984). Jednostka skolska według L. Bobera (1984) jest stosunkowo mało osuwiskowa, choć występują w niej obszary o dużej osuwiskowości, wynoszącej około 9% powierzchni. Osuwiskowość obliczona przez L. Bobera odnosi się do całej

powierzchni, na której występują osuwiska. Procesy osuwiskowe modelują stoki, a więc znacznie bardziej wiarygodny jest wskaźnik osuwiskowości obliczony w stosunku do powierzchni stokowej. Po odliczeniu z ogólnej powierzchni szerokich den dolin i rozległych wierzchołków, zajmujących duży procent na Pogórzu Dynowskim, wskaźnik osuwiskowości jest znacznie większy. Osuwiskowość w obrębie jednostki skolskiej jest zróżnicowana. Najbardziej podatne na tworzenie się osuwisk są warstwy inoceramowe, hieroglifowe i pstre łupki. W obrębie tych warstw występują bardzo płytkie (do 2 m) osuwiska (Pękala 1964) lub płytkie, nie przekraczające 10 m miąższości, osuniętych mas koluwalnych (Ziętara 1968b). Do wyjątków należy głębokie osuwisko w rejonie Birczy, założone na poprzecznej strefie dyslokacyjnej. Miąższość przesuniętych pakietów skalnych w obrębie tych osuwisk waha się od 15 do 46 m.

#### JEDNOSTKA ŚLĄSKA

Na obszarze Karpat fliszowych jest bardzo zróżnicowana; występują wyraźne różnice między częścią zachodnią i wschodnią. Wschodnia składa się z dwóch stref: północnej, stosunkowo wąskiej i złuskowanej, oraz środkowo-wewnętrznej. W strefie północnej przeważają łupki wierzowskie, piaskowce grodzickie i piaskowcowo-łupkowe warstwy lgockie (Świdziński 1953; Bober 1984). W tej części duże powierzchnie osuwiskowe (powyżej 20% powierzchni stokowej) występują na zboczach dolin: Sanu w Międzybrodziu, Wisłoka powyżej Wojaszówki, Wisłoki pomiędzy Brzostkiem a Strzegocicami i Białej Dunajcowej poniżej Ciężkowic (Ziętara 1968b). Wiąże się to nie tylko ze skomplikowaną tektoniką fałdową (Koszarski 1961), ale przede wszystkim z tym, że fragmenty tych dolin są założone na strefach poprzecznych uskoków (Unrug 1980), którym towarzyszą spękania tektoniczne, ciosowe i międzyławicowe, sprzyjające powstawaniu osuwisk (Ziętara 1988).

W strefie wewnętrznej jednostki śląskiej jest duże zróżnicowanie litologiczne. Występują tu pstre łupki, łupkowo-piaskowcowe warstwy godulskie, piaskowce istebniańskie, piaskowce ciężkowickie, warstwy krośnieńskie, warstwy hieroglifowe i inne. Utwory te zostały sfałdowane, a liczne siodła rozdzielają szerokie synkliny (Świdziński 1953). Ku wschodowi fałdy rozszerzają się, tworząc rozległe synklinorium. Występuje tu rzeźba niskich pogórzy, rozciętych przez szerokie doliny i kotliny, zwane Dołami Jasielsko-Sanockimi. W obrębie tego obszaru osuwiska występują sporadycznie. Dominujące w tej jednostce warstwy krośnieńskie wykazują małe predyspozycje do osuwania. Do wyjątku należy zaliczyć wyraźnie kulminujące ponad niskim progiem pasmo Liwocza (562 m npm.). Zbudowane jest ono w przeważającej części z warstw godulskich i istebniańskich, obalonych ku północy w postaci siodła (Świdziński 1971), które na linii Wisłoki jest pocięte poprzecznymi dyslokacjami, tworzącymi szerokie strefy zluźnień uskokowych, wpływających na rozwój osuwisk skalnych. Środkowa część siodła Liwocza charakteryzuje się dużą osuwiskowością, dochodzącą do 10%, którą J. Bober (1984) wiąże ze znacznym przefałdowaniem utworów fliszowych oraz redukcjami tektonicznymi i niezgodnymi kontaktami tektonicznymi poszczególnych ogniw litologiczno-stratygraficznych.

## JEDNOSTKA DUKIELSKA

Fałdy dukielskie, płaszczowinowo nasunięte na jednostkę śląską, są złuskowane, o różnej wielkości, i ciągną się przed czołem płaszczowiny magurskiej (Teisseyre 1932). Strefa zewnętrzna składa się z wielu stromo zapadających na południe łusek, a wewnętrzna charakteryzuje się obecnością bardziej płaskich nasunięć. W strefie zewnętrznej wyjątkiem jest fałd Cergowej Góry, który jest drugorzędnie sfałdowany i płasko nasunięty na przedpole. W jednostce dukielskiej zaznacza się duże zróżnicowanie litologiczne. Kontaktują tu ze sobą różne pod względem odporności utwory o przewodze piaskowców (piaskowce cergowskie, piaskowce z mszanki, warstwy inoceramowe) z utworami o przewodze łupków (łupki pstry z warstwami hieroglifowymi, łupki menilitowe). Głębokie osuwiska występują na kontakcie piaskowców podścielonych utworami o przewodze łupków. Największe osuwiska strukturalne rozwinęły się na czołach nasunięć i skrzydłach fałdów. Głębokie osuwiska zostały dokładnie opracowane na stokach Chryszczatej koło Duszatyna (Zuber, Blauth 1907; Schramm 1925; Bober, Oszczytko 1975), Lipowskiej Góry (Gerlach, Pokorny, Wolnik 1958; Bober, Thiel 1980) oraz Cergowej Góry. W obrębie osuwiska w Duszatynie zostało przemieszczone około 10 mln m<sup>3</sup> skał. Osuwisko to w późniejszym okresie zostało wielokrotnie odmłodzone, a powierzchnia jego powiększona.

W podsumowaniu można stwierdzić, że utwory w jednostce dukielskiej są podatne na procesy osuwiskowe. Według L. Bobera (1984) jądra fałdów i łusek charakteryzują się dużą osuwiskowością (7–9%). Stoki założone na czołach warstw płaszczowiny dukielskiej są modelowane przez rozległe i głębokie osunięcia mas skalnych, np. stoki Cergowej Góry, których powierzchnia w ponad 85% zajęta jest przez osuwiska (Ziętara 1988).

## JEDNOSTKA MAGURSKA

Płaszczowina magurska jest sfałdowana, a w jej obrębie występują wyraźne siodła i łęki. We wschodniej części Karpat fliszowych łęki są wąskie, a siodła strome. Występowanie osuwisk wiąże się najczęściej z wychodniami pstrych łupków, warstw hieroglifowych, inoceramowych lub łupkowych poziomów warstw podmagurskich. Modelowanie stoków przez osuwanie jest uzależnione od położenia warstw względem siebie.

Głębokie osuwiska strukturalne o wyraźnych niszach osuwiskowych, których głębokość dochodzi do kilkudziesięciu metrów, rozwijają się na stokach zbudowanych w górnej części z gruboławicowych piaskowców magurskich leżących na łupkowo-piaskowcowych warstwach podmagurskich i innych. Zagęszczenie osuwisk w brzeżnej strefie płaszczowiny magurskiej wiąże się z większym zaangażowaniem tektonicznym jej czoła, wyrażającym się: dużą ilością spękań, licznymi przesunięciami poprzecznymi i podłużnymi oraz intensywniejszym sfałdowaniem utworów. Duże osuwiska znajdują się w miejscach półwyspów i czap tektonicznych tej jednostki. Wyraźny próg morfologiczny, założony na czołe płaszczowiny magurskiej dodatkowo sprzyja rozwojowi ruchów masowych.

Największe, typowo progowe, głębokie osuwiska skalne występują w rejonie Grybowa, Moszczenicy, Gorlic, Kobylanki, Harkłowej, Krempnej, Polan i Ropienki. W tych rejonach dezintegracja skał jest największa, tym samym najbardziej wyraźna jest strefa wietrzenia, z czym wiąże się istnienie korzystnych dla rozwoju osuwisk stosunków hydrogeologicznych. Grube kompleksy skalne mają zbiorniki wód podziemnych, a woda wypływająca w strefie brzeżnej zasila obszary położone u podnóża progów, czyniąc je podatnymi na osuwanie (Kotarba 1986).

W tej strefie płaszczowiny magurskiej zostały dokładnie opracowane głębokie osuwiska w Szymbarku (Sawicki 1917; Bober, Oszczytko 1975), Bielance (Gil, Kotarba 1979) i na stokach Magury Wątkowskiej (Lach 1971).

We wschodniej części płaszczowiny magurskiej przeważają osuwiska subsekwentne, które są związane z rusztowym układem grzbietów i kratowym układem dolin (Lach 1974). Rozwijają się one na wychodniach utworów o przewodzie łupków ograniczonych seriami piaskowców magurskich, a ruch mas koluwalnych jest zgodny z biegiem warstw. Takie osuwisko zostało opracowane przez T. Ziętara (1968b) na zboczach doliny Ropy w Łosiach.

W podsumowaniu jednostki magurskiej można stwierdzić, że modelowanie stoków jest zróżnicowane i zależy od układu warstw o przewodzie piaskowców i łupków. Najgłębsze osuwiska – osunięte masy skalne o miąższości od 25 do 45 m – znajdują się na kontakcie gruboławicowych piaskowców magurskich i podścielających je łupków. Ponadto na rozwój osuwisk wpływa zagęszczenie powierzchni nieciągłości (wszelkiego typu spękania i uskoki), które sprzyjają nie tylko tworzeniu się osuwisk, ale również uzależniają ich wewnętrzny rozwój. Z kierunkową orientacją tych nieciągłości są związane założenia i przebieg nisz osuwiskowych, szczelin i rowów różpadlinowych oraz głębokość tych form. Nisze założone na uskokach zazwyczaj są głębokie, mają prostoliniowy przebieg i wyraźne krawędzie (Alexandrowicz 1978; Ziętara, Lis, Bajgier 1986; Ziętara, Jakubowska 1983; Ziętara 1988). Układom głównych kierunków spękań odpowiadają często kształty osuniętych pakietów skalnych, a nawet całych osuwisk. Do stref głównych dyslokacji nawiązują całe zespoły osuwisk. Tego typu formacje najczęściej występują na zboczach dolin Ropy, Wisłoki, Jasiołki i Wisłoka. Jeszcze wyraźniej ta prawidłowość zaznacza się w dolinach bocznych (Sękówka, Przysłup, Bystrzyca).

#### OSUWISKA W KOTLINIE SANDOMIERSKIEJ I NA WYŻYNIU LUBELSKO-LWOWSKIEJ

W Kotlinie Sandomierskiej można wyróżnić trzy podstawowe typy rzeźby: płaskowyże, pradoliny i terasowe równiny dolin rzecznych. Płaskowyże (Kolbuszowski, Tarnogrodzki i inne) mają lekko falistą powierzchnię, zbudowaną z utworów plejstoceniowych, które spoczywają na utworach mioceniowych. Rzeźba ma charakter erozyjno-denuwacyjny. Ograniczone są one wyraźnymi progami często erozyjnie podcinanymi, na których punktowo występują osuwiska ziemne, o charakterze frontalnym, o szerokości wielokrotnie większej od długości. Zespoły osuwisk znajdują się w miejscach progów, w których spągu leżą ility mioceniowe, ułatwiające zarówno procesy

osiadania, jak i osuwania. Takie osuwiska modelują progi koło Tarnobrzega i Baranowa. W tej części występują także liczne duże osunięcia na skarpach i hałdach związanych z kopalnictwem siarki. Są to formy ziemno-rotacyjne i związane z działalnością człowieka (Glazar, Kaczyński 1979).

Pradolina Przedkarpacka jest wycięta w utworach plejstocenijskich. Sterasowane jej dno jest pochylone w kierunku wschodnim. Południowy próg ograniczający tę pradolinę w wielu miejscach jest zbudowany z plastycznych utworów mioceńskich, na których występują płytkie — do 4 m miąższości — osuwiska ziemne. W miejscach podcięć erozyjnych osuwiska są czynne i w obrębie ich występują ruchy potomne.

Terasowe dna dolin Wisły, Dunajca, Wisłoki, Sanu i innych rzek są zbudowane z nanosów aluwialnych. Progi ograniczające poszczególne terasy są niskie. Jest to obszar bezosuwiskowy, nie licząc procesów osiadania, związanych z erozyjnym podcinaniem teras. Są to jednak formy bardzo małe, najczęściej o charakterze zerw.

Wyżyna Lubelska jest lekko falista (wysokość względna do 60 m), zbudowana z grubych warstw utworów kredowych pokrytych lessem. Ku południowi przechodzi w Rostocze, częściowo również przykryte lessem. Jego płaska powierzchnia opada stromym progiem, około 70 m wysokim, w Kotlinę Sandomierską. Od wschodu znajduje się głęboka, przełomowa dolina Wisły, która oddziela Wyżynę Lubelską od Wyżyny Sandomierskiej. Dolina Wisły ma strome zbocza, częściowo przykryte lessem o miąższości dochodzącej do 30 m. Zbocza te są rozcięte przez liczne doliny o charakterze debrzy, wąwozów i parowów oraz modelowane przez procesy osuwania i osiadania. W wyniku tych procesów powstały liczne osuwiska ziemne. Najbardziej znane znajdują się na skarpie w Sandomierzu, zagrażając zabytkowym budowlom (Kłębek, Klich 1979). Na pozostałym obszarze osuwiska ziemne rzadko występują, przeważnie o małej miąższości — do 5 m utworów koluwalnych. W ostatnim okresie w związku z budową Lubelskiego Zagłębia Węglowego powstały tąpnięcia związane z osiadaniami spowodowanym gospodarczą działalnością człowieka.

Rekapitulując można stwierdzić, że na pozakarpackim obszarze arkusza Lublin osuwiska występują sporadycznie. Więcej ich koncentruje się na wysokich progach wysoczyzn i skarpach w dolinie Wisły, między innymi w rejonie Baranowa, Tarnobrzega, Sandomierza, Zawichostu i Puław. Intensywnie modelowane jest lewe zbocze doliny Wisły. Są to osuwiska ziemne, często o charakterze zerw, powstałe w wyniku ruchu obrotowego osuniętego materiału.

## LANDSLIDE PROCESSES

### Summary

The greatest density of landslides occurs in the Flysch Carpathians, that is why most attention has been paid to that region. The part of landslides in the transformation of Flysch Carpathian slopes is great, though they model limited sections of slopes. Slopes modelled by landslides have various shapes according to the kind of landslides (groups of strata, rubble, solifluction) and

to their distribution on slopes as well as to various later processes transforming the landslides. Erosion processes (dissection and incision of slopes) are the most important as they cause the rejuvenation and increase of landslide surfaces.

The occurrence of landslides is mainly connected with the lithological and tectonic predispositions of Flysch outcrops. Therefore the density of landslides occurs in zones of Flysch which is more shaly or of great lithologic variability.

The density of discontinuous surfaces (all kinds of fissures, faults) is not only favourable to the formation of landslides but their inner development depends on it. The foundation and run of landslide recesses, fissures, and rifts as well as their depth are connected with the orientation of those discontinuities. Recesses formed on faults are usually deep, they have a rectilinear run and distinct edges.

Landslides occur both in the Beskidy Mts and in the foreland. In the Beskidy Mts deep, rock-and-waste or rocky landslides of a distinct relief prevail while in the foreland they are shallow, but the frequency of their rejuvenation is higher. In other areas landslides occur sporadically.

*Translated by Maria Jablonowska*

## ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ

### Резюме

Самая большая концентрация оползней наблюдается во флишевых Карпатах. ввиду чего этому району уделяется наибольшее внимание. Роль оползней в преобразовании склонов флишевых Карпатов большая помимо того, что они моделируют ограниченные отрезки склонов. Склоны, моделируемые оползнями, имеют разные формы, зависящие от вида оползней (пакетно-слоевые, россыпные, сточные), их размещения на склонах, а также от более поздних разных процессов преобразующих оползни. Самую большую роль играют эрозионные процессы (разрезывание и подрезывание склонов), которые ведут к омолаживанию и увеличению оползневых площадей.

Появление оползней связано главным образом с литологическими и тектоническими склонностями выходов флиша. Поэтому концентрация оползней совпадает с зонами более сланцевого флиша или с флишем большой литологической изменчивости.

Концентрация площадей прерывистости (всякого рода трещин и уступов) располагает не только к образованию оползней, но и предопределяет их внутреннее развитие. С направлением этих прерывистостей связаны образование и течение оползневых ниш, трещин и расщелин, а также глубины этих образований. Ниши, заложенные на уступах, обычно относятся к глубоким, проходят прямолинейно и имеют отчетливые бровки.

Оползни появляются как в пределах Бескидов, так и Погорья. В Бескидах преобладают оползни глубокие, скально-дресвовые и скальные отчетливого рельефа, в то время как на Погорье преобладают оползни мелкие, плавные, но частотность их омолаживания выше. На остальной территории оползни появляются от случая к случаю.

*Перевела Эльжбета Яворская*





## ANTROPOGENICZNE PRZEMIANY RZEŻBY

Działalność człowieka jako jeden ze współczesnych czynników morfogenetycznych jest coraz częściej brana pod uwagę w opracowaniach geomorfologicznych, a ostatnio staje się także celem odrębnych studiów.

Badając charakter i tempo przemian ukształtowania powierzchni terenu, jakie obecnie zachodzą w Polsce południowo-wschodniej, należy pamiętać, że powstają one zarówno dzięki naturalnym predyspozycjom krajobrazu do rozwoju określonych zjawisk, jak i dzięki czynnikowi antropogenicznemu, przy czym obydwie wymienione typy uwarunkowań współczesnych procesów morfogenetycznych najczęściej są współzależne.

Wielkość oraz rodzaj transformacji antropogenicznej ukształtowania powierzchni Ziemi zależy przede wszystkim od sposobu użytkowania oraz od zagospodarowania terenu. Obszary zurbanizowane i uprzemysłowione cechuje największe przeobrażenie rzeźby, formy bowiem tam występujące są przeważnie bezpośrednim dziełem ludzkim. Natomiast rozwój tych form jest efektem procesów naturalnych i gospodarczych lub naturalnych – zmodyfikowanych przez działalność człowieka.

Na terenach użytkowanych rolniczo większość form antropogenicznych powstała w wyniku przeobrażenia form naturalnych lub wskutek naturalnych procesów geomorfologicznych, wyzwolonych lub zmienionych przez człowieka (Lach 1984a, b). Najsłabiej zaznacza się ingerencja człowieka w naturalny rytm zjawisk morfogenetycznych na obszarach leśnych, ale i tam sposób urządzenia lasu (przesieki, będące zabezpieczeniem przeciwpożarowym, drogi, wyręby itp.) stwarza warunki do rozwoju nowych procesów rzeźbotwórczych.

Dna dolin rzecznych także charakteryzują się często dosyć znacznymi różnicami stopnia ingerencji człowieka w przebieg, natężenie i skutki procesów morfogenetycznych. Różnice te wynikają bezpośrednio z nasycenia obiektami zabudowy hydrotechnicznej, a pośrednio zależą od wielkości i charakteru przeobrażeń elementów przyrodniczych w zlewniach. Największe przekształcenia rzeźby odnotowujemy w dnach dolin rzek, które zostały spiętrzone. Nieco mniejsze efekty morfologiczne działalności człowieka występują w dolinach rzek obwałowanych.

Bezpośrednia transformacja ukształtowania powierzchni terenu wzrasta wraz z rozwojem aglomeracji i okręgów przemysłowych. Objawia się ona zarówno wyrównaniem terenu, jak też wznoszeniem zwałowisk i wysypisk, powstawaniem wykopów i wyrobisk, a także zapadlisk związanych z podziemną eksploatacją surowców, przekształcaniem skarp oraz modyfikacją przebiegu koryt rzecznych. Na obszarze Polski południowo-wschodniej ten typ

oddziaływań człowieka na rzeźbę nie jest jeszcze tak wyraźny, jak w innych częściach kraju, ale i tutaj znajdują się tereny o bardzo wysokim stopniu przeobrażenia powierzchni Ziemi, szczególnie w tarnobrzesckim okręgu przemysłowym, lubelskim okręgu przemysłowym, w południowo-wschodniej części staropolskiego okręgu przemysłowego oraz w okręgach karpackim i tarnowsko-rzeszowskim. Do ośrodków i obiektów przemysłowych powodujących największe przemiany rzeźby należy w omawianej części Polski zaliczyć:

- kopalnie odkrywkowe siarki nad Wisłą i kombinat siarkowy w Machowie, powodujące dewastację krajobrazu okolic Piaseczna, Jeziorka, Grzybowa oraz Machowa;

- elektrownie ciepłe w Kozienicach, Połańcu, Puławach, Lublinie, Stalowej Woli, Tarnowie, Rzeszowie, Przeworsku, Przemyślu, Werbkowicach i Rejowcu, którym towarzyszą składowiska opału i rozrastające się hałdy odpadów;

- duże zakłady przemysłowe w Puławach, Stalowej Woli, Lublinie, Mielcu, Tarnowie, Rzeszowie, Kraśniku, Chełmie, Przemyślu, Sanoku, Łańcucie, Krośnie, Starachowicach, Ostrowcu Świętokrzyskim, Sandomierzu, Tarnobrzegu, Dębicy, z którymi są związane składowiska surowców, produktów i odpadów, a ponadto zakłady te (szczególnie metalurgiczne, metalowe i maszynowe, chemiczne oraz elektrownie) pobierają duże ilości wody, powodując tym samym modyfikacje reżimu wielu rzek, jak również emitują znaczne ilości pyłów oraz substancji chemicznych;

- kopalnie odkrywkowe, kamieniołomy, wyrobiska pracujące na potrzeby przemysłu mineralnego zlokalizowanego w okolicach Radomia, Starachowic, Ostrowca Świętokrzyskiego, Ćmielowa, Rejowca, Chełma, Lublina, Rudy, Uhruska, Dubeczna, Parczewia, Lubartowa, Huty Dąbrowa, Czechowa, Tarnowa, Jasła i Krosna;

- główne obiekty hydrotechniczne: kanał Wieprz – Krzna, sztuczne zbiorniki wodne: Solina, Myczkowce, Jedlicze;

- główne trasy komunikacyjne (drogowe i kolejowe), a przede wszystkim tzw. linia hutniczo-siarkowa.

Zmiany w rzeźbie, co prawda znacznie mniejsze objętościowo od uprzednio wymienionych, ale zajmujące dosyć rozległe przestrzenie, powoduje także eksploatacja torfów oraz prace melioracyjne prowadzone na Polesiu Zachodnim.

Należy także sądzić, że w niedalekiej przyszłości, w związku z pozyskiwaniem węgla w zagłębiu lubelskim, również tam zaistnieją rozległe deformacje rzeźby.

Urbanizacja oraz rozwój przemysłu są źródłami dużych, jednostkowych zmian w ukształtowaniu terenu, ale skupionych zazwyczaj na stosunkowo niewielkim obszarze. Bardziej istotną dla przebiegu współczesnej morfogenezy jest natomiast ingerencja człowieka w system krążenia wód powierzchniowych i płytkich wód gruntowych. Ten typ oddziaływań nie powoduje co prawda powstawania wielkich form rzeźby, ale poprzez zmianę charakteru i wydajności procesów sprzyja przemieszczaniu olbrzymich ilości materii, zjawiska te bowiem obejmują znaczne przestrzenie. Są one nadzwyczaj groźne tam, gdzie człowiek dokonał zmian w pokryciu powierzchni Ziemi, czyli przede wszystkim na wylesionych obszarach pogórzy oraz przedgórzy karpackich i na uprawianych terenach wyżyn lessowych.

Sposób uprawy oraz jej rodzaj także wpływają na typ tendencji morfo-

dynamicznej we współczesnej ewolucji stoków. Na karpackich stokach zajętych pod uprawy ziemniaków spływ wód opadowych oraz zmyw pokryw zwietrzelinowych jest wielokrotnie większy niż na stokach zajętych pod uprawy zbożowe (Gil, Słupik 1972). Rozdrobnienie gruntów orných doprowadziło na pogórzach i przedgórzach karpackich do przestrzennego zróżnicowania warunków przyrodniczych oraz ukształtowania nowego reżimu morfodynamicznego, wyrażającego się zmniejszeniem efektywności procesów denudacyjnych na stokach (z wyjątkiem dróg śródpolnych – przyp. aut.), a wzmożeniem erozji w korytach (Lach 1984). Podobny efekt spowodowały przeprowadzone w latach 1950–1970 dolesienia w niektórych obszarach karpackich, np. w Bieszczadach. Po zaprzestaniu lub ograniczeniu upraw rolnych, rozwijający się las zmienił obieg wody i ograniczył dostawę zwietrzliny ze stoków do koryt rzecznych (Klimek 1979).

Obecnie na użytkowanych rolniczo pogórzach i przedgórzach karpackich drogi polne (gruntowe), nacinające zbocza dolin (Froehlich, Słupik 1980). Drogi te są na niektórych obszarach Karpat głównymi liniami dostawy erodowanych gleb do potoków i rzek (Klimek 1983).

Na obszarach wyżyn lessowych, czyli na powierzchniach typowo rolniczych, charakteryzujących się jeszcze znacznym rozdrobnieniem pól, obok intensywnego splukiwania gleby, pozostającego w zależności od rodzaju i sposobu uprawy, wpływ antropopresji wyraża się powstawaniem licznych form wąwozów drogowych. Efektem degradacji stoków jest także wzmożona akumulacja w dnach dolin rzecznych. S. Nakonieczny (1967) stwierdził, że na Wyżynie Lubelskiej w okresie historycznym miała miejsce (i została udokumentowana) wzmożona dynamika procesu sedymentacyjnego w postaci serii powodziowej.

Wskaźnikiem charakteru zmodyfikowanej przez człowieka denudacji zlewni jest reżim rzek oraz wynikająca z niego ich tendencja morfogenetyczna. Zagadnienie to zostało przedstawione przez S. Kozarskiego i A. Witta (1990).

Zmiany naturalnych tendencji morfogenetycznych obserwowane współcześnie w dnach dolin są zarówno odzwierciedleniem sposobu gospodarowania człowiekiem w zlewni, jak i jego bezpośredniego oddziaływania na koryto rzeki. W Polsce południowo-wschodniej bezpośrednia ingerencja człowieka w system odpływu rzeczny zaznacza się przede wszystkim dzięki spiętrzeniom w Solinie i Myczkowcach. Szczególną rolę morfogenetyczną wypełniają duże zbiorniki, które zatrzymują znaczne ilości materiału wlezonego i unoszonego przez rzeki, a także materiału doprowadzanego ze stoków w efekcie splukiwania powierzchniowego oraz w następstwie nowego zjawiska w krajobrazie karpackim – abrazji. Również powodują one rozwój tendencji agradacyjnych powyżej zbiornika i rozwój tendencji degradacyjnych poniżej zapory. Średnie roczne zamulenie zbiornika w Myczkowcach sięga według B. Wiśniewskiego (1969) wartości 0,147 mln m<sup>3</sup>.

Karpaty i ich bezpośrednie przedpole są jednym z najważniejszych terenów występowania kruszyw naturalnych (głównie żwirów i pospólek). Ich zasoby wynoszą około 27% zasobów całego kraju (Rutkowski 1976). Ponadto na obszarze tym istnieje około 20 udokumentowanych złóż surowców użytkowanych przez przemysł ceramiki budowlanej, wśród których eksploatuje się głównie głównie mady rzeczne (Ratajczak 1976). Złóża kruszyw eksploatowane na skalę przemysłową znajdują się w obrębie terasów rzecznych, gdzie wydobyć

prowadzi się systemem basenowym. Do niedawna eksploatowane były także koryta rzek oraz tzw. kamieńce. Obecnie ten typ pozyskiwania surowca występuje jeszcze lokalnie (Rutkowski 1976). Najbardziej zasobnym w kruszywa jest dorzecze Wisłoki, a głównie strefa między Kamienicą i Żyrakowem oraz odcinek Kamienica – Jasło i dolna część doliny Ropy (Rutkowski, Chruszczyk 1976). Ważniejsze złoża kruszyw naturalnych występują także w okolicach Tarnowa, nad Wisłoką koło Dębicy i nad Sanem koło Radymna (Rutkowski 1976). Efektem eksploatacji kruszyw budowlanych na obszarze karpackim jest znaczne pogłębienie koryt rzek, obniżenie się w nich poziomu wody, przesuszenie teras oraz niszczenie ujęć wodnych i innych budowli (Rutkowski 1976). Tezę tę potwierdzają wyniki badań przeprowadzonych między innymi w dolinie rzeki Ropy (Dauksza 1976; Soja 1976).

Zmiany dokonane przez człowieka w strukturze przestrzennej szaty roślinnej oraz uprawa roli spowodowały uruchomienie zjawisk eolicznych, które w odpowiednich warunkach topograficznych i gruntowo-wodnych, a także przy sprzyjających warunkach pogodowych mogą przybierać znaczne rozmiary, np. na lessach Wyżyny Lubelskiej do 600 t/ha (Strzemski 1957a), czy też w Dołach Jasielsko-Sanockich 50–350 m<sup>3</sup>/ha (Gerlach, Koszarski 1968).

Obok naturalnych substancji mineralnych pochodzących z atmosfery, do bilansu współcześnie krążącej materii należy także wliczyć pyły przemysłowe emitowane z zakładów produkcyjnych lub też pochodzące z rozwiewanych hałd i wysypisk. Największy udział w morfogenezie tego typu mają na omawianym obszarze zakłady wapiennicze i cementowe oraz zakłady produkujące materiały i prefabrykaty budowlane w okolicach Chelma, Rejowca i Lublina, a także hałdy towarzyszące zakładom hutniczym i elektrowniom.

Dopełnieniem obrazu antropogenicznych przemian ukształtowania powierzchni omawianego terenu są bezpośrednie skutki prac melioracyjnych oraz eksploatacji torfu (rowy, wykopy, nasypy, groble), jak również pośrednie efekty gospodarowania człowiekiem na Polesiu Zachodnim, zaznaczające się zahamowaniem przyrostu masy biogenicznej w miejscach osuszonych.

Obok wskazanych, najistotniejszych na terenach Polski południowo-wschodniej przejawów oraz skutków ingerencji człowieka w system fizycznego modelowania powierzchni Ziemi, istnieje druga sfera antropopresji, wyrażająca się poprzez modyfikowanie systemu morfogenezy chemicznej. Zmiana zasięgu oraz właściwości naturalnej szaty roślinnej, a tym samym cech klimatów lokalnych i wilgotności gruntów, stosowanie nawozów sztucznych, środków ochrony roślin uprawnych oraz emitowanie przez przemysł różnorodnych związków chemicznych prowadzą do daleko idących mutacji procesów wiązania chemicznego. Zjawiska takie zachodzą również na omawianym obszarze, jednak ich poznanie wymaga odpowiednich studiów. Pewne próby w tym zakresie poczynili H. Maruszczak (1990) i H. Kern (1990).

## ANTHROPOGENETIC CHANGES OF RELIEF

### Summary

The size and kind of anthropogenetic transformations of the relief features depend mainly on the way of exploitation and of management. Direct changes of relief proceed along with the

development of town agglomerations and industrial districts. In South-East Poland this impact on the relief is not yet as visible as in other parts of the country but here, too, some areas are strongly transformed, particularly within the industrial districts of Tarnobrzeg, Lublin, the Carpathians, Tarnów – Rzeszów, and in the south-eastern part of the ancient industrial district, in the future the same will undoubtedly occur in the Lublin Coal Basin.

The interference of man in the system of circulation of surface and shallow ground waters is also essential to the development of the present-day morphogenesis. The morselling of the ploughland in the Carpathian highlands and forelands has brought about the formation of a new morphodynamic regime where cart-roads, cutting valley slopes and constituting the main lines along which waste is brought to streams and rivers, play an important role in the transportation of washed away soil. Within the loess uplands numerous forms of road ravines are the result of man's activity. Changes in the exploitation of Carpathian slopes have caused an increase of flood waves and thus the change of the character of rivers from meandering to braided rivers. The dams of Solina and Myczkowce intensify anthropogenetic changes in the river drainage.

Another morphogenetic effect of man's activity is the intensification of acolian processes, particularly visible in the Lublin Upland and in the Jasło-Sanok Depression.

The Carpathians and their immediate foreland are also one of the most important areas where natural crushed stone occurs, it is exploited on an industrial scale mainly within river terraces.

*Translated by Maria Jabłonowska*

## АНТРОПОГЕННЫЕ ПЕРЕМНЫ РЕЛЬЕФА

### Резюме

Объём и вид антропогенных перемен в формировании поверхности территории зависят главным образом от способа ее использования и вида хозяйствования. Непосредственная трансформация рельефа происходит вместе с развитием агломераций и промышленных округов. В юго-восточной Польше этот тип воздействий на рельеф ещё не так отчётлив как в других частях нашей страны, однако и здесь находятся сильно преобразованные территории, особенно в пределах промышленных округов: тарнобжегского, люблинского, карпатского, тарнувско-жешувского, а также в юго-восточной части старопольского промышленного округа. В будущем же они, несомненно, появятся в пределах Люблинского угольного округа.

Так же существенной для хода современного морфогенеза является ингеренция человека в систему протекания поверхностных вод и мелко залегающих грунтовых вод. Размельчение пашен привело на карпатских погорьях и предгорьях к сформированию нового морфодинамического режима, в котором очень большое значение для транспорта сносимой почвы имеют грунтовые дороги, нарезающие склоны долин и представляющие собой основные пути поставки выветренных пород в ручьи и реки. На территории лёссовых возвышенностей влияние антропопрессии выражается также в возникновении многочисленных форм дорожных оврагов. Изменения в использовании карпатских склонов привели к увеличению паводковых волн, а тем самым к изменению характера рек с мандрового на разливной. Антропогенные перемены в речном стоке усиливают сооружённые в Солине и Мышковцах водоподъёмы.

К морфогенетическим эффектам человеческой деятельности следует отнести и рост активности эоловых процессов, особенно заметный на Люблинской возвышенности и в Ясельско-Саноцких Долах.

Карпаты и их непосредственное предгорье являются одним из важнейших местонахождений природных дробленых материалов, которые в производственном масштабе эксплуатируются как правило в пределах речных террас.

*Перевела Эльжбета Яворская*



MIROSLAW BOGACKI, MAREK ZGORZELSKI

## TYPOLOGIA I REGIONALIZACJA WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW MORFOGENETYCZNYCH

Studium nad współczesnymi procesami morfogenetycznymi na obszarze Polski południowo-wschodniej ma charakter opracowania makroprzestrzennego. Współczesne przemiany rzeźby są procesem złożonym czasoprzestrzennym. Do ich analizy najodpowiedniejsze okazało się podejście systemowe.

W badaniach współczesnych procesów morfogenetycznych podejmowane były różne próby ujęć bilansowych i kartograficznych. A. Jahn (1954, 1956a) przedstawił koncepcję bilansu denudacyjnego stoku. Za podstawę trzech wariantów (bilans równowagi, dodatni i ujemny) przyjął stosunek akumulacji aluwialnej i deluwialnej do denudacji (transportu mas). Bilansem dodatnim charakteryzują się stoki młode, strome, na których przeważa transport nad akumulacją, natomiast bilans ujemny mają stoki stare, słabo nachylone. To ujęcie bierze za punkt wyjścia szybkość denudacji, a nie właściwy bilans materii na stoku.

M. Dorywański (1958) przedstawił koncepcję mapy morfodynamicznej w skali szczegółowej dla okolic Łodzi. Za podstawę przyjął bezpośrednie obserwacje form i procesów modelujących działy wodne, stoki i strefy dolinne w rocznym cyklu klimatycznym.

Zakład Geomorfologii i Hydrologii IGiPZ PAN w Krakowie od wielu lat prowadzi w Karpatach i na ich przedpolu badania współczesnych procesów morfologicznych *in actu* na stacjach badawczych i *ex post*, polegające na rekonstruowaniu procesów na podstawie analizy form i osadów (Starkel 1979, 1981). Badany jest obieg materii w podsystemie stoków i w podsystemie den dolin. Ujęcia bilansowe dokonywane są w ramach dorzeczy. Prowadzone na szeroką skalę badania pozwoliły na opracowanie typologii stoków beskidzkich i pogórskich w skali szczegółowej i przeglądowej.

Ukształtowanie powierzchni Polski południowo-wschodniej charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem morfogenetycznym i morfograficzno-morfometrycznym. Występują tu młode i stare góry, kotliny śródgórskie i podgórskie, wyżyny lessowe i wapienne oraz niziny staroglacjalne o charakterze równin peryglacjalnych. Zachodnią część analizowanego terenu przecina południkowo dolina Wisły, do której nawiązują liczne dopływy: Wisłoka, San, Wieprz, Kamienna, Radomka, Pilica i inne mniejsze. Od wschodu granicę opracowania stanowi dolina Bugu.

Zróżnicowanie hipsometryczno-morfogenetyczne i litologiczne terenu jest przyczyną dużej zmienności pozostałych elementów środowiska przyrodniczego: pokrywy glebowej, stosunków wodnych i szaty roślinnej.

Polska południowo-wschodnia zróżnicowana jest również pod względem urbanizacji i stopnia antropogenizacji środowiska przyrodniczego. Występują tu bowiem obszary leśne o charakterze prawie naturalnym, obszary o różnym stopniu intensyfikacji rolnictwa i ośrodki miejsko-przemysłowe.

### TYPY BILANSU DENUDACYJNEGO

Duże zróżnicowanie Polski południowo-wschodniej pod względem przyrodniczym i gospodarczym ma wpływ na charakter i intensywność współczesnych procesów morfogenetycznych, a także na zróżnicowanie typów bilansu denudacyjnego.

Tabela 1. Typy modelowania rzeźby Polski

System fizycznego modelowania

Podosystem*	Typ modelowania	Dominujące procesy							
		w podsystemie wierzchwinowo-stokowym						w podsystemie den dolin i zagłębień	
		splukiwanie powierzchniowe	wskaźnik denudacji stoków	sufozja i splukiwanie śródpokrywowe	grawitacyjne ruchy masowe	procesy coliczne	wskaźnik denudacji colicznej	erozja rzek [cm/rok]	akumulacja rzek [t/rok]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
WS	obszary bardzo silnie degradowane	3	25–130 t/ha · rok 0,01–5,2 mm/rok	3	3	1	10–30 m <sup>3</sup> /ha	•	•
D	dna dolin rzek bardzo silnie erodujących	•	•	•	•	•	•	ok. 10	•
WS	obszary silnie degradowane	3	•	3	2	2	•	•	•
D	dna dolin rzek słabo erodujących	•	•	•	•	•	•	2–4	•
WS	obszary silnie degradowane	3	0,01–0,24 mm/rok	3	1	3	do ok. 600 t/km · rok	•	•
D	dna dolin o zrównoważonym bilansie erozji i akumulacji	•	•	•	•	•	•	•	•
WS	obszary o umiarkowanej degradacji	•	0,000028 t/ha · rok	2	3	•	•	•	•
D	dna dolin rzek silnie erodujących	•	•	•	•	•	•	3–10	•



Współczesne procesy działają w hierarchicznie uporządkowanych systemach dynamicznych o różnym stopniu skomplikowania. Każdy system składa się z zespołu różnorodnych elementów wzajemnie na siebie oddziałujących i charakteryzuje się innym typem bilansu denudacyjnego.

Rzeźba Polski południowo-wschodniej przekształcona jest przez procesy właściwe dla otwartego systemu chemicznego i fizycznego modelowania rzeźby. Przestrzenne zróżnicowanie denudacji chemicznej i mechanicznej ilustruje mapa 1, a ilościowe dane dotyczące bilansu denudacyjnego systemu chemicznego i fizycznego modelowania powierzchni ziemi oraz sumaryczny bilans denudacyjny – tabela 1.

południowo-wschodniej

powierzchni Ziemi			System chemicznego modelowania powierzchni Ziemi					
Sto- pień an- tropy- geni- zacji współ- czes- nych proce- sów	Typ bilansu denudacyjnego		Bilans denudacyjny (odprowadzenia) [t/km <sup>2</sup> × rok]	Typ bilansu denudacyjnego	Łu- go- wa- nie	Bilans denudacyjny [t/km <sup>2</sup> × rok]**	Sumaryczny bilans denudacyjny [t/km <sup>2</sup> · rok]	Typ krajobrazu lub region geomorfologiczny
	pod- syste- mu WS	pod- syste- mu D						
11	12	13	14	15	16	17	18	19
3	---	•	100 280	bardzo silnie ujemny na stokach i w dnach dolin	2	80 100	180-380	bezsłone części Beskidów i użytkowane rolniczo Pogórze Karpackie
3	•	---	60-70	silnie ujemny na stokach i w dnach dolin	2	50 80	110-150	przedgórze karpackie
	•	---	40-50	silnie ujemny na stokach, w dolinach zrównoważony albo dodatni	3	40-60	80-100	wyżyny lessowe
	•	+ -	70-90	umiarkowanie ujemny na stokach, w dolinach silnie ujemny	2	ok. 100	170-190	leśne obszary w Karpatach (Beskidy i fragmenty pogórzy karpackich)

c.d. tabeli 1.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
WS	obszary o umiarkowanej degradacji i agradacji	2	•	1	1	3	50-350 m <sup>3</sup> /ha	•	•
D	dna dolin rzek bardzo silnie erodujących	•	•	•	•	•	•	ok. 10	•
WS	obszary o słabej degradacji i agradacji	2	•	•	•	1	•	•	•
D	dna dolin rzek o słabej erozji	•	•	•	•	•	•	2-4	•
WS	obszary o umiarkowanej degradacji i agradacji	2	•	1	1	2	•	•	•
D	dna dolin rzek agradujących	•	•	•	•	•	•	•	•
WS	obszary o słabej degradacji i agradacji	2	•	•	•	1	•	•	•
D	dna dolin rzek agradujących	•	•	•	•	•	•	•	•
WS	obszary o bardzo słabej degradacji i agradacji	1	•	•	•	1	•	•	•
D	dna dolin rzek agradujących	•	•	•	•	•	•	•	•
WS	obszary o bardzo słabej degradacji i agradacji	1	•	•	•	1	•	•	•
D	dna dolin rzek agradujących równiny akumulacji biogenicznej	•	•	•	•	•	•	•	170 tys.
D	dna dolin rzek bardzo silnie agradujących	•	•	•	•	•	•	•	670 tys.

Natężenie procesów naturalnych i antropopresji: 3 – bardzo silne, 2 – umiarkowane, 1 – słabe.

Typ bilansu denudacyjnego: --- bardzo silnie ujemny, -- silnie ujemny, - ujemny, + - zrównoważony, + dodatni, ++ bardzo silnie

Zródła: Brański 1975; Gerlach, Koszarski 1968; Gil 1976; Janiga 1971, 1975; Klimek 1983; Lach 1984a, b; Maruszczak 1986a, b; Maruszczak,

• WS – wierzchwinowo-stokowy; D – dna dolin i zagłębień.

\*\* Według H. Maruszczaka (1990)

W systemie denudacji chemicznej wyróżniono podsystem glebowy, charakteryzujący się procesami ługowania, i podsystem skalny, reprezentowany przez zjawiska krasowe. Miarą denudacji chemicznej jest ilość materii wynoszonej w roztworze, obliczonej w t/km<sup>2</sup>·rok. Bilans denudacji chemicznej o różnym natężeniu ma wszędzie wartość ujemną.

11	12	13	14	15	16	17	18	19
3	+ -	•	ok. 70	umiarkowanie ujemny na stokach, silnie ujemny w dnach dolin	1	80-100	150-170	kotliny śród-karpackie
3	•	---						
1	+ -	•	5-15	słabo ujemny na stokach i w dnach dolin	1	40-50	45-65	płaskowyże w Kotlinie Sandomierskiej
1	•	-						
2	+ -	•	ok. 30	zrównoważony	3	50-80	80-100	obszary wyżyn przeważnie węglanowych z niewielkim udziałem pokryw lessowych
1	•	+						
1	+ -	•	4-10	zrównoważony	1	30-40	34-50	obszary wyżyn oraz pagóry ostańców polodowcowych
1	•	+						
1	+ -	•	1,5-5,5	zrównoważony	1	30-40	31,5-25,5	wysoczyzny polodowcowe, wysokie tarasy rzeczne
1	•	+						
1	+ -	•	ok. 1	silnie dodatni	2	ok. 20	21	Polesie Lubelskie
1	•	•						
2	•	+++	•	bardzo silnie dodatni	•	30	•	dolina Wisły między Zawichostem a Puławami

dodatni  
Sadurska 1982; Soja 1976; Starkel 1976; Strzemski 1957a, b; Welc 1977; Ziemiński 1968a, b.

W ramach systemu fizycznego modelowania rzeźby można wyróżnić podsystem wierzchwinowo-stokowy oraz den dolin i obniżen. Generalnie na wierzchwinach i stokach ma miejsce degradacja, a w dnach dolin akumulacja. W górach jednak i lokalnie w Kotlinie Sandomierskiej w dolinach rzecznych przeważa erozja nad akumulacją. Część materiału wynoszona jest z biegiem rzek. Materiał na ogół przemieszczany jest na niewielkie odległości, a więc transport ma charakter krótkoodcinkowy. Miarą denudacji w systemie fizycznego modelowania rzeźby jest wielkość spłukiwania na stokach, wyrażona

w t/ha, oraz wskaźnik transportu materiału unoszonego odniesiony do 1 km<sup>2</sup> powierzchni. Ta ostatnia wartość nie informuje o dynamice rozwoju rzeźby na różnych obszarach i o przestrzennym udziale poszczególnych procesów morfogenetycznych w jej modelowaniu. Nie mniej już i sama ocena natężenia i kierunku działania danego procesu w sensie degradacji czy agradacji może stanowić częściową podstawę do uchwycenia tendencji zmian oraz wzajemnych związków przyczynowych między procesami.

Obieg materii wywołany przez poszczególne procesy morfodynamiczne nie jest dotychczas w Polsce poznany w aspekcie ilościowym. Z tego też względu podano jedynie przykłady wyliczeń ilościowych działania poszczególnych procesów morfogenetycznych, badanych i obliczanych na wycinkach terenu o różnych typach rzeźby.

Szczegółowe badania ilościowe nie stanowią jednak dostatecznej podstawy do uogólnień. Uzyskane wyniki liczbowe z wybranych fragmentów rzeźby trudno jest ekstrapolować na większe obszary, na geosystemy, ponieważ zachodzi ryzyko błędu w ocenie szybkości i wydajności zjawisk.

W górach, na pogórzach i na wyżynach, zwłaszcza lessowych, bilans denudacyjny jest bardzo silnie i silnie ujemny. Jedynie na zalesionych stokach górskich oraz łagodnych stokach wyżyn jest umiarkowany i słabo ujemny.

Odrębne układy stanowią obniżenia i kotliny śródgórskie, w których następuje gromadzenie osadów znoszonych z otaczających terenów. Dlatego też bilans denudacyjny systemu fizycznego modelowania powierzchni ziemi może być tu zrównoważony.

Zrównoważonym bilansem denudacyjnym, pojmowanym w sensie regionalnym, charakteryzują się obszary wyżynne. Następuje tu wynoszenie ze stoków i odkładanie w dnach dolin.

W równowadze denudacyjnej znajdują się również rozległe równiny peryglacialne. Dominuje na nich transport na niewielkie odległości. Wynoszony jest do rzek przede wszystkim rozpuszczony materiał skalny i w niewielkich ilościach zawiesina. Grube frakcje akumulowane są na słabo nachylonych równinach i u podnóży stoków.

Zrównoważonym, względnie słabo ujemnym bilansem denudacyjnym charakteryzują się wyższe poziomy występujące w dnach kotlin podgórskich. Przeważa tu wynoszenie materiału rozpuszczonego i w niewielkich ilościach zawiesiny.

Zlewnie jezior i zamkniętych obniżen są terenami agradacji biogenicznej i stanowią lokalne bazy denudacyjne dla procesów zachodzących na otaczających stokach i w dnach uchodzących do nich dolin.

W dolinach rzek górskich i większości podgórskich przeważa erozja i wynoszenie. W dolinach pozostałych cieków występuje agradacja, chociaż w niektórych z nich obserwuje się dużą zmienność tendencji morfodynamicznych.

Tereny bezleśne, zwłaszcza rolnicze i uprzemysłowione, modelowane są przez procesy eoliczne, a obszary większych miast i ośrodków przemysłowych przez procesy antropogeniczne.

#### TYPY MODELOWANIA

Analiza typów bilansu denudacyjnego (obszary o przewadze degradacji, bilansie równowagi i agradacji), dominujących procesów i ich natężenia pozwalają

wydzielić w Polsce południowo-wschodniej trzy typy modelowania i w ich obrębie, w zależności od natężenia procesów, kilka podtypów.

## TYP DEGRADACYJNY

Obejmuje obszary o różnym stopniu intensywności procesów, z przewagą odprowadzania. Wyróżniono tu trzy podtypy: o bardzo silnym, silnym i umiarkowanym natężeniu procesów.

Obszary o bardzo silnym natężeniu procesów obejmują bezleśne partie gór i użytkowane rolniczo pogórza. Nasilenie zjawisk wykazuje wyraźny związek z gospodarczą działalnością człowieka. Góry modelowane są głównie przez ruchy masowe, ługowanie, sufozję i erozję liniową. Wskaźnik denudacji stoków waha się od 0,001 do 5,2 mm/rok (Gil 1976). Wielkość erozji rzecznej oceniana jest lokalnie na około 10 cm/rok (Soja 1976, Starkel 1976, Klimek 1983). Bilans denudacyjny systemu fizycznego modelowania wynosi 100–280 t/km<sup>2</sup>·rok (Lach 1984), a bilans denudacji chemicznej 80–100 t/km<sup>2</sup>·rok. Ogólny bilans denudacyjny omawianych obszarów można ocenić na 180–380 t/km<sup>2</sup>·rok. Obszary górskie i pogórskie pokryte lasami modelowane są przez grawitacyjne ruchy masowe o bardzo silnym natężeniu oraz przez ługowanie i sufozję o słabszym natężeniu niż na stokach wylesionych. Wskaźnik denudacji dla stoków zalesionych jest bardzo niewielki i sięga zaledwie 0,000028 t/ha·rok (Gil 1976). Bilans denudacyjny systemu fizycznego modelowania wynosi 70–90 t/km<sup>2</sup>·rok (Lach 1984), a wielkość denudacji chemicznej przekracza 100 t/km<sup>2</sup>·rok. W sumie wielkość denudacji na zalesionych obszarach górskich dochodzi do 170–190 t/km<sup>2</sup>.

Obszary silnie degradowane występują na przedgórzach i na wyżynach lessowych. Przedgórze modelowane są głównie przez ługowanie, splukiwanie, sufozję oraz przez procesy grawitacyjne i eoliczne; bilans denudacji mechanicznej wynosi tam 60–70 t/km<sup>2</sup>·rok (Lach 1984), erozja rzek oceniana jest na 2–4 cm/rok (Soja 1976, Starkel 1976, Klimek 1983), a bilans denudacji chemicznej dochodzi do 50–80 t/km<sup>2</sup>·rok. Sumaryczny bilans denudacyjny na terenie przedgórzy można ocenić na 120–150 t/km<sup>2</sup>·rok.

Wyżyny lessowe modelowane są głównie przez ługowanie, splukiwanie, sufozję i procesy eoliczne. Degradacja stoków osiąga 0,01–0,24 mm/rok (Ziemnicki 1968a, b). Wskaźnik denudacji mechanicznej wynosi 40–50 t/km<sup>2</sup>·rok, a wskaźnik denudacji chemicznej 40–60 t/km<sup>2</sup>·rok. Sumaryczny bilans denudacyjny na wyżynach lessowych dochodzi do 80–100 t/km<sup>2</sup>·rok.

Do obszarów o umiarkowanej degradacji i agradacji należą kotliny śródgórskie modelowane przez ługowanie, splukiwanie, procesy eoliczne i erozję w korytach rzecznych. Bilans denudacji mechanicznej oceniany jest tu na około 70 t/km<sup>2</sup>·rok (Lach 1984), natomiast bilans denudacji chemicznej na 80–100 t/km<sup>2</sup>·rok. Sumaryczny bilans denudacyjny dochodzi więc do 150–170 t/km<sup>2</sup>·rok. Procesy splukiwania, ługowania i eoliczne o słabym natężeniu modelują rzeźbę płaskowyżów występujących w Kotlinie Sandomierskiej. Wielkość erozji rzecznej ocenia się na 2–4 cm/rok. W sumie ten typ rzeźby charakteryzuje się słabo ujemnym bilansem denudacyjnym, o czym

świadczy wskaźnik denudacji ogólnej: 45-65 t/km<sup>2</sup>·rok (w tym denudacja mechaniczna 5-15 t/km<sup>2</sup>·rok i chemiczna 40-50 t/km<sup>2</sup>·rok).

#### TYP O RÓWNOWADZE DEGRADACJI I AGRADACJI

Do obszarów o zrównoważonym bilansie denudacyjnym, pojmowanym w sensie regionalnym, należą wyżyny zbudowane z wapieni. Wierzchowiny i stoki z reguły mają bilans ujemny, natomiast dna dolin – dodatni. Modelowane są one głównie przez ługowanie, a tam gdzie występują pokrywy lessowe – przez splukiwanie i procesy eoliczne. Bilans denudacji mechanicznej dla tych terenów wynosi około 30 t/km<sup>2</sup>·rok (Maruszczak, Sadurska 1982), a denudacji chemicznej 50-80 t/km<sup>2</sup>·rok. Całkowity bilans denudacyjny osiąga więc 80-110 t/km<sup>2</sup>·rok.

Obszary wyżynne, zbudowane przeważnie ze skał krzemianowych, modelowane są przede wszystkim przez splukiwanie o umiarkowanym natężeniu oraz przez ługowanie i procesy eoliczne o natężeniu słabym. Stoki mają bilans ujemny, natomiast w dnach występuje akumulacja. Bilans denudacji mechanicznej kształtuje się w granicach 4-10 t/km<sup>2</sup>·rok (Maruszczak, Sadurska 1982), a chemicznej 30-40 t/km<sup>2</sup>·rok. Ogólny bilans denudacyjny można ocenić na 34-50 t/km<sup>2</sup>·rok.

Do obszarów, gdzie bardzo słabo zaznacza się zarówno degradacja, jak i agradacja, należą zdenudowane wysoczyzny polodowcowe i wyższe tarasy w dolinach rzecznych. Wierzchowiny i stoki modelowane są przez splukiwanie, ługowanie i procesy eoliczne. Materiał przemieszczany jest na niewielkie odległości. Tylko nieznaczna jego część jest gromadzona w dolinach rzecznych. Bilans denudacji mechanicznej dla tych terenów wynosi 1,5-5,5 t/km<sup>2</sup>·rok (Brański 1975), a chemicznej 30-40 t/km<sup>2</sup>·rok. W sumie więc wielkość wynoszonego z tych obszarów materiału można ocenić na około 31-45 t/km<sup>2</sup>·rok.

#### TYP AGRADACYJNY

Do obszarów o przewadze agradacji należy większość dolin rzecznych, gdzie następuje osadzanie piasków i żwirów. Do szczególnie uprzywilejowanych należy dolina Wisły w odcinku przełomowym przez wyżyny środkowopolskie. Zatrzymuje ona rumowisko transportowe z obszarów górskich. Ocenia się, że w dolinie Wisły między Zawichostem a Puławami akumulacja dochodzi do 670 tys. t/rok (Brański 1975).

Akumulacja biogeniczna ma charakter lokalny i zachodzi w jeziorach, zagłębieniach i obniżeniach terenu. Większe rozmiary przyjmuje jedynie na obszarze Polesia.

Na całym obszarze Polski południowo-wschodniej występuje, z różnym natężeniem, akumulacja eoliczna. Wiąże się ona z eolicznymi procesami autochtonicznymi (lokalnymi i regionalnymi) i allochtonicznymi, obejmującymi opadanie pyłów przeniesionych z odległych miejsc (Wojtanowicz 1986). Procesy autochtoniczne zachodzą w dolinach rzecznych, na obszarach rolniczych i zurbanizowanych oraz w górach powyżej górnej granicy lasów. Brak jest dokładniejszych danych o ich intensywności. Akumulacja pyłów transportowanych z odległych regionów – z południowo-wschodniej Europy, z Afryki i z Azji – osiąga od 0,5 do 3 t/km<sup>2</sup>.

Równowaga pomiędzy różnymi elementami środowiska naturalnego została całkowicie zaburzona na obszarach aglomeracji miejsko-przemysłowych. Dominuje tu rzeźba antropogeniczna, często z przewagą form agradacyjnych w postaci nasypów i wysypisk odpadów.

#### ZRÓŻNICOWANIE REGIONALNE WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW RZEZBOTWÓRCZYCH

Bilans denudacyjny i natężenie współczesnych procesów rzeźbotwórczych wykazują wyraźne zróżnicowanie regionalne (mapa 1, tab. 1). Charakter procesów i ich dynamika zależą od typu skał, gleb, energii rzeźby, wysokości opadów, tendencji tektonicznych, a przede wszystkim od szaty roślinnej i ingerencji człowieka.

Karpaty należą do obszarów najsilniej degradowanych przez procesy o bardzo dużym natężeniu. Wydajność wielu z nich wiąże się ściśle z użytkowaniem ziemi. W lasach i na łąkach są one wyraźnie słabsze, najintensywniejsze natomiast na stokach użytkowanych rolniczo, zwłaszcza zajętych przez uprawy okopowe. Materiał wynoszony jest przez rzeki na znaczne odległości, poza teren gór. Rzeźba Karpat modelowana jest głównie przez procesy osuwiskowe, przy znacznym udziale ługowania, sufozji i spłukiwania. W kotlinach śródgórskich natężenie procesów stokowych jest słabsze niż w górach. Znaczny udział w modelowaniu rzeźby mają procesy eoliczne.

Pogórza karpackie modelowane są również przez procesy osuwiskowe, ługowanie i sufozję, ale o nieco słabszym natężeniu niż w górach.

Kotlina Sandomierska jest terenem o umiarkowanych i słabych przejawach współczesnych procesów morfologicznych. Płaskowyże modelowane są głównie przez spłukiwanie, ługowanie i procesy eoliczne. Na znacznych obszarach, zwłaszcza leśnych, Równiny Tarnobrzeskiej, Równiny Biłgorajskiej i Płaskowyżu Tarnogrodzkiego brak wyraźnych przejawów jakichkolwiek procesów. Odmienna jest sytuacja w dolinach rzek przepływających przez tę kotlinę. W plejstocenie i holocenie następowała w nich akumulacja rumowiska wynoszonego z Karpat. Ta tendencja do agradacji pionowej i poziomej związana była ze zmianami klimatycznymi. W ostatnich 200 latach tendencje rozwoju dolin zostały zdominowane przez czynniki pozaklimatyczne. Strefa akumulacji przesunęła się wyraźnie ku północy (Łajczak 1986). Wartości tego pogłębienia są różne, do 0,5 cm/rok przy ujściu Sanu do 15 cm/rok w dolinie Wisłoka (Klimek 1983). Ta zmiana tendencji morfologicznych, z agradacyjnej na degradacyjną, wiąże się ze wzrostem antropopresji w środowisku Karpat i ich przedpola, która spowodowała zaburzenie równowagi dynamicznej rzek.

Na wyżynach: Kieleckiej, Lubelskiej i Zachodniowołyńskiej, występuje duże zróżnicowanie i znaczna zmienność w natężeniu współczesnych procesów morfogenetycznych. Wyżyny są modelowane przez sufozję, spłukiwanie i procesy eoliczne na lessach oraz kras na wapieniach. Znaczna część materiału wynoszona jest poza obszar wyżyn. W większości dolin rzecznych obserwuje się tendencję do agradacji pionowej.

Niziny środkowopolskie charakteryzują się słabym i bardzo słabym natęże-

niem procesów morfologicznych. Modelowane są one głównie przez ługowanie, splukiwanie i procesy eoliczne. Bilans pomiędzy degradacją o charakterze tranzytowym i agradacją jest najczęściej zrównoważony.

Na Polesiu Zachodnim, ze względu na występowanie licznych jezior, obniżen i zagłębień, przeważa agradacja biogeniczna. Tereny wyżej położone są modelowane przez słabo wyrażone procesy ługowania i splukiwania.

W Polsce południowo-wschodniej charakter i tempo modelowania rzeźby wykazuje wyraźny związek ze wzrastającą ingerencją człowieka w środowisko przyrodnicze. Procesy eoliczne i modelowanie stoków przez splukiwanie ograniczone są do terenów zajętych przez grunty orne (Figuła 1955; Gil 1976). W wyniku antropopresji następuje również zmiana tendencji morfologicznych w dolinach rzecznych.

Dzisiejszy stan rzeźby jest wynikiem ciągu procesów zapoczątkowanych przed tysiącami i milionami lat. Rozbudowane dziś i bardzo zróżnicowane badania geomorfologiczne zarówno form jednostkowych, jak i kompleksów, powstających lub powstałych w przeszłości, nie wyczerpują jeszcze wszystkich aspektów badań ukształtowania powierzchni ziemi. Do zrozumienia etapu ewolucji i współczesnych tendencji rozwoju rzeźby wydaje się konieczna również refleksja nad współczesnymi przemianami reliefu w ujęciu makroskalowym.

Uzyskane wyniki mogą mieć znaczenie praktyczne, zwłaszcza w planowaniu regionalnym. Obszary górskie, pogórskie i wyżyn lessowych, o bardzo silnym i silnym natężeniu współczesnym procesów morfogenetycznych, wymagają zmiany użytkowania ziemi. W większym stopniu należy wprowadzać zalesienia w miejsce upraw rolnych. Procesom degradacyjnym najbardziej sprzyjają plantacje roślin okopowych.

Racjonalnego zagospodarowania wymagają koryta rzeczne. Nadmierna eksploatacja żwirów i pospółek spowodowała wzrost procesów erozji wgłębnej.

Należy zwrócić uwagę na nasilający się proces denudacji chemicznej, obejmującej również zakwaszanie gleb. Związki chemiczne, pochodzące m.in. z nawożenia mineralnego, wymywane są z pól i wynoszone do rzek. Wpływa to w zdecydowany sposób na zmniejszenie produktywności gleb.

Przewidywanie przyszłości i dawanie wskazówek, jak należy sterować procesami, aby uniknąć w środowisku przyrodniczym różnych konfliktów jest bardzo trudne i wymaga dalszych studiów. Podejście prognostyczne, od dawna postulowane, mogłoby znacznie wzmocnić aspekt praktyczny studiów nad współczesnymi przemianami rzeźby.



TYPOLOGY AND REGIONALIZATION  
OF MODERN MORPHOGENETIC PROCESSES

## Summary

## TYPES OF DENUDATION BALANCE

The great natural and economic differentiation of South-East Poland has an effect on the character and intensity of modern morphogenetic processes and on the differentiation of the denudation balance.

In the mountains, highlands, and uplands, particularly in loessic uplands, the denudation balance is highly and very highly adverse depressions, mountainous basins and most uplands have an equalized balance. Here the material is carried away from slopes and accumulated in valley bottoms. Periglacial plains have also an equalized denudation balance as there prevails short distance transportation and the rock material carried to rivers is either dissolved or in the form of small quantities of suspension. Higher levels in the bottoms of intermontane basins have an equalized or slightly adverse denudation balance.

Lake basins and depressions are areas of aggradation. In mountain and most submontane river valleys erosion and washing away prevail. In the valleys of other rivers morphodynamic tendencies vary greatly but aggradation prevails.

## TYPES OF MODELLING

The analysis of the denudation balance types of prevailing processes and their intensity allows to distinguish three types of modelling and, according to the strength of processes, several subtypes. The degradation type where very intensive processes of washing away prevail comprises woodless mountain parts and arable land in uplands. Strongly degraded areas occur in highlands, particularly loessic ones. Intermontane basins are moderately degraded. The type where degradation and aggradation are balanced comprises upland built of limestones and siliceous rock, denuded postglacial eminences and upper terraces in river valleys. The aggradation type comprises bottoms of river valleys, lakes and depressions.

REGIONAL DIFFERENCES  
IN MODERN RELIEF-FORMING PROCESSES

The denudation balance and the intensity of processes reveal distinct regional differences. The Carpathians belong to the most degraded areas, with landslip, leaching, suffusion and washing. The material is carried away beyond the mountain area. Similar, though weaker processes model the Carpathian highlands. The Sandomierz Basin is an area of moderate or weak washing, leaching, and aeolian processes. River valleys crossing the Sandomierz Basin are being deepened. Loess uplands are modelled by suffusion, washing and aeolian processes while limestone uplands – by Karst processes. A great part of the material is carried away outside the area. Aggradation prevails in river valleys. The lowlands of Central Poland are modelled by very weak leaching, washing, and aeolian processes. In Polesie biogenic aggradation prevails, leaching and washing occur locally.

The character and rate of relief modelling in South-East Poland is visibly connected with man's growing interference in the natural environment. Aeolian processes and slope modelling through washing are limited to arable grounds. Changes of morphologic tendencies in river valleys are also due to man's activity.

*Translated by Marita Jablonowska*

## ТИПОЛОГИЯ И РЕГИОНАЛИЗАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

### Резюме

#### ТИПЫ ДЕНУДАЦИОННОГО БАЛАНСА

Большая дифференциация юго-восточной Польши в отношении природы и экономики оказывает влияние на характер и интенсивность современных морфогенетических процессов, а также на дифференциацию денудационного баланса.

В горах и на возвышенностях, прежде всего лёссовых, денудационный баланс очень сильно и сильно отрицателен. Уравновешенный денудационный баланс имеют понижения, межгорные котловины и большинство возвышенных территорий. Здесь наблюдается вынос материала со склонов и его аккумуляция в днищах долин. Уравновешенный денудационный баланс имеют также перигляциальные равнины, на которых преобладает транспорт на небольшие расстояния и вынос в реки растворённого скального материала и небольших количеств суспензий. Уравновешенным или слабо отрицательным балансом характеризуются более высокие уровни в днищах подгорных котловин.

Водосборы озёр и понижения являются территориями аградации. В долинах горных и в большинстве подгорных рек преобладают эрозия и вынос. В долинах других рек наблюдается большая переменность морфодинамических тенденций, однако с преобладанием аградации.

#### ТИПЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Анализ типов денудационного баланса, преобладающих процессов и их интенсивности позволяет выделить три типа переформирования, а в их пределах, в зависимости от степени интенсивности процессов, несколько подтипов. Тип деградационный с преобладанием выноса и очень большой интенсивностью процессов охватывает безлесные территории гор и сельскохозяйственно используемые возвышенности. Сильно деградированные территории наблюдаются на нагорных возвышенностях и лёссовых возвышенностях. К территориям умеренной деградации относятся межгорные котловины. Тип с равновесием деградации и аградации охватывает возвышенности сложенные из известняков и кремнистых пород, денудированные послеледниковые возвышенности и более высокие террасы в речных долинах. Аградационный тип охватывает днища речных долин, озёра, углубления и понижения.

#### РЕГИОНАЛЬНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

Денудационный баланс и интенсивность процессов отчётливо показывают региональную дифференциацию. Карпаты принадлежат к территориям наиболее деградированным оползневыми процессами, выщелачиванием, суффозией, плоскостным смывом. Материал выносится за территорию гор. Похожие процессы, однако меньшей интенсивности, моделируют карпатские возвышенности. Сандомирская котловина является территорией со средне и слабо выраженными проявлениями плоскостного смыва, выщелачивания и эоловых процессов. В долинах рек протекающих через Сандомирскую котловину происходит углубление. Лёссовые возвышенности моделируются суффозией, плоскостным смывом и эоловыми процессами, а известняковые возвышенности — карстовыми процессами. Значительная часть материала выносится за пределы возвышенностей. В речных долинах преобладает аградация. Среднепольские низменности моделируются выщелачиванием, плоскостным смывом и эоловыми процессами слабой и очень слабой интенсивности. На Полесье преобладает биогенная аградация, локально имеет место выщелачивание и плоскостный смыв.

В юго-восточной Польше характер и темпы переформирования рельефа показывают заметную связь с возрастающей ингеренцией человека в природную среду. Эоловые процессы и моделирование склонов плоскостным смывом ограничиваются пахотными землями. В результате антропопрессии происходит также изменение морфологических тенденций в речных долинах.

*Перевела Эльжбета Яворская*

## LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., 1978, *The Northern Slopes of Babia Góra Mt. As a Hurg Rock Slumm*, Stud. Geomorph. Carp.-Balc., 12.
- Anoszko W. S., Jaroszewicz L. M., 1980, *Wijanie fiziko-geograficznych faktorow na intensywnost dieflacjonnych processow w Bieloruskom Polesie. Fiziczeskaja geografia i geomorfologia*, Kijew, 24, 47-54.
- Aurada K. D., 1982, *Ionenabfluss und chemische Denudation (Regionale Differenzierung und Steuerungsmechanismen)*, Petermanns Geogr. Mitt., 126, 1, 23-36.
- Bajgier M., 1989, *Wplyw morfostruktury na rozwój glębokich osuwisk na stokach Skrzycznego w Beskidzie Śląskim*, Folia Geogr. ser. Geogr.-Phys., 21.
- Bałaga K., Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1983, *Budowa geologiczna i rozwój torfowiska Krowie Bagno (Polesie Lubelskie)*, Ann. UMCS, sec. B, 35/36, 37-62.
- Baumgart-Kotarba M., 1980, *Braided channel changes at chosen reaches of the Bialka River (the Podhale, Western Carpathians)*, Stud. Geomorph. Carp.-Blac. 16, Kraków.
- Bober L., 1977, *O niektórych osuwiskach Beskidu Niskiego na południe od Dukli*, Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN, Kraków, 20, 1.
- 1984, *Rejony osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu*, Biul. Inst. Geol., 340.
- Bober L., Chowaniec J., Oszczytko N., Wójcik A., Witek K., 1977, *Geologiczne warunki rozwoju zbrocza w Brzeżance koło Strzyżowa*, Prz. Geol., 7.
- Bober L., Oszczytko N., 1975, *On geological conditions of structural landslides occurrences in the Polish Flysch Carpathians*, Carpatho-Balcan. Geolog. Proceedings of the Xth Congress, sec. 3, Tectonics, Bratislava.
- Bober L., Thiel K., 1980 *Badania stateczności zbrocza osuwiskowego w Lipowicy koło Dukli*, Biul. Inst. Geol., 324.
- Bogacka T., Rybiński J., Szarejko N., Taylor R., 1982, *Stan zanieczyszczenia wód na podstawie badań chemicznych i bakteriologicznych. Dolina Dolnej Wisły*, Wrocław, Ossolineum.
- Boguszewski W., 1964, *Skuteczność wapnowania gleb polskich*, 2, Pam. Pul., 14.
- 1980, *Wapnowanie gleb*, PWRiL, Warszawa.
- Boratyński K., Czuba R., Skowroński S., 1965, *Wyniki pierwszej rotacji badań odczynu gleb Polski i ich zasobność w przyswajalny fosfor i potas*, Roczn. Glebozn., 20, 2.
- Borowiec S., Skrzyczyński T., Kucharski T., 1978, *Migracja składników mineralnych z gleb Niziny Szczecińskiej*, Szczecin TN, Wyd. TN, Wyd. Nauk. Przyrod.-Rol., 47, 1, PWN, Warszawa – Poznań.
- Borsy Z., 1972 *Studies on wind erosion in the wind-storm Sahel areas of Hungary*, Acta Geogr. Debrec., 10, 123-132.
- Brański J., 1971, *Kilka uwag o wielkości transportu rumowiska wleczonego w rzekach górskich*, Gos. Wod., 31, 6, 204-207.
- 1975, *Ocena denudacji dorzecza Wisły na podstawie wyników pomiarów rumowiska unoszonego*, Pr. IMGiW, 6, 5-58.
- Buraczyński J., 1977, *Natężenie erozji wąwozowej i erozji gleb na Roztoczu Gorajckim*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 193, 91-100.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1966, *Rozwój doliny Wisły i Sanu w czwartorzędzie w północnej części Niziny Sandomierskiej*, Ann. UMCS, sec. B, 21, 7.
- 1971, *Rozwój wąwozów lessowych w okolicy Dzierzkowic na Wyżynie Lubelskiej pod wpływem gwałtownej ulewy w czerwcu 1969*, Ann. UMCS, sec. B, 26.
- Bury-Zaleska J., 1960, *Wplyw rzeźby terenu i wystaw na schodzenie okrywy śnieżnej i postaci erozji*, Wiad. Inst. Melior., 1, 4, 221-223.

- Bury-Zaleska J., Pięta J., 1968, *Próba zadrzewienia wąwozu lessowego „Mikolajec”*, Pam. Pul., 34, 79–103.
- Bury-Zaleska J., Wołk A., Pięta J., 1966, *Roślinność darniowa wąwozów i zboczy lessowych na tle rzeźby terenu i zróżnicowań mikroklimatycznych. Z badań zbiorowisk roślinności łąkowej w Polsce*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 66, 149–154.
- Byczkowski A., 1970, *Bilans transportu roztworów i unosin rzeki Ner w profilu Puczniew*, Pr. i Stud. Komit. Gosp. Wod. i Surowcowej, 10, 240–258.
- Chojnacki A., 1967, *Wyniki badań składu chemicznego wód opadowych w Polsce*, Pam. Pul. 24, 287–298; 29, 163–187.
- Corbel J., 1959, *Vitesse de l'erosion*, Z. Geomorph., 3, 1, 1–28.
- Dauksza L., 1976, *Zmiany koryta Ropy w świetle materiałów kartograficznych*, [w:] *Wykształcenie młodoczwartorządowych aluwiów rzek karpaccich i ich znaczenie surowcowe*, Mater. Terenowej Konf. Nauk., Kraków.
- Dauksza L., Gil E., Soja R., 1982, *The Holocene and present-day evolution of the mountainous reach of the Ropa River valley*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years*, Geogr. Stud. IGIPZ PAN, Spec. Iss., 1.
- Diedkow A. P., Mozzerin W. I., Stupiszin A. W., Trofimow A. M., 1977, *Klimaticzeskaja geomorfologija dienudacjoonnych rawnin*, Izd. Kazansk. Univ.
- Demińska M., 1972, *An attempt at periodization of the history of agriculture between the 7th century and middle of the 19th. Excursion guide-book*, Symp. of the ONQUA Commiss. on Stud. of the Holocene.
- Dobrzański B., 1960, *Z badań wpływu erozji wodnej na ewolucję gleb w Polsce*, Wiad. Inst. Melior., 1, 4, 27–45.
- Dorywański M., 1958, *Przykład mapy morfodynamicznej*, Studia z geomorfologii dynamicznej, ŁTN, Łódź.
- Fahnestock R. K., 1963, *Morphology and hydrology of a glacial stream, White River, Mount Rainier, Washington*, US Geol. Surv. Prof. Pap., 422A.
- Fal B., 1966, *Transport rumowiska unoszonego i rozpuszczonego na środkowej Wiśle oraz próba ustalenia ogólnej masy transportu w rejonie Warszawy*, Pr. PIHM, 88, Warszawa, 83–92.
- Falkowski E., 1967, *Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost-Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza dalszego jej rozwoju*, Biul. Inst. Geol., 198.
- Figuła K., 1955, *Wstępna charakteryzacja zjawisk erozji na terenie kilku powiatów województwa krakowskiego*, Roczn. Nauk Rol. i Leś., ser. F, 71, 1.
- 1965, *Podstawy projektowania melioracji przeciwezyjnych w górach i na Pogórzu*, Wiad. Inst. Melior., 5, 1.
- 1966, *Badania transportu rumowiska w ciekach górskich i podgórskich o różnej budowie geologicznej i użytkowaniu*, Wiad. Inst. Melior., 6, 3, 131–145.
- Figuła K., Kostuch R., Prochal P., 1964, *Zagadnienie zagospodarowania przestrzennego małych zlewni górskich na przykładzie potoku Biała Woda w Jaworkach*, Wiad. Inst. Melior., 4, 4, 7–47.
- Florek E., 1982, *The effect of regulation structures on the balance of fluvial processes on the lower Bóbr*, Quaest. Geogr., 8.
- Froehlich W., 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, Pr. Geogr., IGIPZ PAN, 144.
- Froehlich W., Słupik J., 1980, *Importance of splash in erosion process with in a small flysch catchment basin*, Stud. Geomorph. Carp.-Balc. 14.
- Fullen M. A., 1985, *Wind erosion of arable soils in East Shropshire (England) during spring 1983*, Catena, 12, 2/3, 111–120.
- Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki – Karpaty Zachodnie)*, Pr. Geogr. IG PAN, 111.
- 1976, *Współczesny rozwój stoków w Polskich Karpatach Fliszowych*, Pr. Geogr., IGIPZ PAN, 112.
- 1986, *Erozja wietrzna i jej udział w degradacji gleb w Karpatach*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys., 18, 59–72.
- Gerlach T., Koszarski L., 1968, *Współczesna rola morfogenetyczna wiatru na przedpolu Beskidu Niskiego*, Stud. Geomorph. Carp.-Balc., 2.
- Gerlach T., Pokorny J., Wolnik R., 1958, *Osuwisko w Lipowicy*, Prz. Geogr., 4.
- Gil E., 1976, *Splukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku*, Dok. Geogr., 2.
- Gil E., Gillot E., Kotarba A., Starkel E., Szczepanek K., 1974, *An early holocene landslide in the Niski Beskid and its significance for paleogeographical reconstructions*, Stud.

Geomorph. Carp.-Balc., 8.

- Gil E., Kotarba A., 1979, Model dynamicznego stoku osuwiskowego na obszarze fliszowym (przykład z Polskich Karpat), *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 4, 222.
- Gil E., Stupik J., 1972, *The influence of plant cover and land use on the surface run-off and wash down during heavy rain*, *Stud. Geomorph. Carp.-Balc.*, 6.
- Gilewska S., 1972, *Wyżyny Śląsko-Małopolskie [w:] Geomorfologia Polski*, 1, PWN, Warszawa.
- Głazar Z., Kaczyński R., 1979, *Stateczność skarp stałych i roboczych kopalni Machów, Zmiany środowiska geograficznego pod wpływem działalności człowieka*. 2. Kraków—Sandomierz—Belchatów—Płock—Warszawa.
- Gregory K. J. (red.), 1977, *River Channel Changes*, John Wiley and Sons, Chichester.
- Gutry-Korycka M., 1976, *Charakterystyka hydrologiczna powiatu sandomierskiego*, Pr. i Stud. IG UW, 21.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1980, *The influence of neotectonics upon valley floor development: a case study from the Wieprz valley, Lublin Upland*, *Quaest. Geogr.*, 6.
- Izmailow B., 1984, *Eolian deposition above the upper timber line in the Gąsienicowa Valley in the Tatra Mts*, *Zesz. Nauk. UJ*, 740. Pr. Geogr., 61, 43–59.
- Jagła S., 1966, *Wstępne badania nad wielkością zmywu gleb w terenach podgórskich przy różnym ich pokryciu*, *Wiad. Inst. Melior.*, 6, 3, 114–123.
- Jahn A., 1954, *Denudacyjny bilans stoku*, *Czas. Geogr.*, 25, 1–2,  
– 1956a, *Badania stoków w Polsce*, Pr. Geogr., 28, 2,  
– 1956b, *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd*, Pr. Geogr. IG PAN, 7, Warszawa  
– 1969, *Niveo-eoliczne procesy w Sudetach i ich działanie na glebę*, *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, 5/18, 53–92.
- Janiga S., 1971, *Deflacyjna rola wiatru w kształtowaniu rzeźby Beskidu Niskiego*, Pr. Geogr., 43, 3, 427–433.  
– 1975, *Deflacyjna i akumulacyjna rola wiatru w okresach zimowych na obszarze Beskidu Niskiego*, Wyd. WSP, Kraków.
- Jaworska M., 1968, *Erozja chemiczna i denudacja zlewni rzeki Wieprza i Pilicy*, Pr. PIHM, 95, 29–47.
- Józefaciuk A., 1982, *Podstawy kompleksowego zagospodarowania rolniczych terenów erodowanych na przykładzie badań zlewni Opatówki*, Wyd. IUNG, R(167).
- Józefaciuk C., 1966a, *Zjawiska soliflukcji i erozji wodnej w Linowie*, *Wiad. Inst. Melior.*, 5, 4, 63–98.  
– 1966b, *Melioracje przeciwerozyjne i przeciwsoliflukcyjne w Linowie*, *Wiad. Inst. Melior.*, 5, 4, 99–125.  
– 1972, *Struktura przestrzenna erozji wąwozowej na Lubelszczyźnie oraz zagospodarowanie wybranych wąwozów*, Wyd. IUNG, R(41).
- Józefaciuk C., Józefaciuk A., 1980, *Zasady rekultywacji i zagospodarowania wąwozów*, Wyd. IUNG.  
– 1983, *Struktura przestrzenna erozji wąwozowej w Polsce*, *Pam. Puł.*, 79, 207–221.  
– 1984a, *Wstępna klasyfikacja zjawisk erozji gleb dla celów użytkowych*, *Ogólnopolskie Symp. Nauk. „Melioracje przeciwerozyjne podstawą racjonalnego użytkowania terenów wyżynnych”*, 12–14 IX 84, Referaty i komunikaty, Wyd. IUNG, 5–10.  
– 1984b, *Zmiany rzeźby terenu pod wpływem erozji w Werbkowicach w latach 1950–1980*, *Pam. Puł.*, 83, 165–178.
- Józefaciuk C., Józefaciuk A., Naklicki J., 1979, *Przyczynki do badań nad podatnością gleb na erozję wodną*, *Pam. Puł.*, 71, 155–166.
- Józefaciuk C., Józefaciuk A., Wojdała L., 1983, *Sadownicze zagospodarowanie jako jeden z systemów melioracji przeciwerozyjnych na przykładzie PGR w Olszance*, Wyd. IUNG, R(180), 1–52.
- Józefaciuk C., Kukielka J., Józefaciuk A., 1984, *Zasady projektowania dróg rolniczych w lessowych terenach erodowanych*, Wyd. IUNG, P(28).
- Józefaciuk C., Pondel H., 1983, *Skład chemiczny wód rzecznych w zlewni rzeki Stobnicy (Pogórze Dynowskie)*, *Pam. Puł.*, 80, 127–140.
- Kac-Kacas M., Malińska H., 1963, *O dynamice kwasowości w glebie*, *Rocz. Glebozn.*, 13 (dod.).
- Karczewski A., 1981, *Soil denudation on cultivated land in the Polish Lowland near Poznań*, *Quaest. Geogr.*, 7, 47–71.
- Kern H., 1984, *Some problems of geochemical evolution of Polish soils*, *Geogr. Pol.*, 50.  
– 1985, *Odczyn i zawartość węglanu wapnia w glebach użytków rolnych Polski*, Wyd. IUNG, R(201).

- 1990, *Współczesne przemiany chemiczne w glebach użytkowanych rolniczo*, Pr. Geogr. IGiPZ PAN, 153, 43.
- Kleczkowski A., 1955, *Osuwiska i zjawiska pokrewne*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Klimaszewski M., 1972, *Podział geomorfologiczny Polski południowej*, [w:] *Geomorfologia Polski*, 1, PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN.
- Klimek K., 1974, *The retreat of alluvial rivers banks in the Wisłoka Valley (South Poland)*, Geogr. Pol., 28.
- 1979, *Geomorfologiczne zróżnicowanie koryt karpaccich dopływów Wisły*, Folia Geogr., 12.
- 1983, *Erozja wgłębna dopływów Wisły na przedpolu Karpat*, [w:] *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN, Warszawa–Łódź.
- Klimek K., Starkel L., 1974, *History and actual tendency of flood plain development at the border of the Polish Carpathians*, Nachr. Akad. Göttingen, Rep. of Comm. on Present-day Proc. IUG.
- Klimek K., Trafas K., 1972, *Young Holocene changes in the course of the Dunajec River in the Beskid Sądecki Mts. (Western Carpathians)*, Stud. Geomorph. Carp.-Balc., 6.
- Kłębek A., Klich S., 1979, *Wpływ działalności człowieka na środowisko geologiczne w miastach na obszarach lessowych*, Zmiany środowiska geologicznego pod wpływem działalności człowieka, 2, Kraków–Sandomierz–Bełchatów–Płock–Warszawa.
- Kolago C., 1970, *Mapa hydrogeologiczna Polski 1:1 000 000*, Inst. Geol., Warszawa
- Kondracki J., 1972, *Fizycznogeograficzna regionalizacja Polski i krajów sąsiednich w systemie dziesiętnym*, Pr. Geogr. IG PAN, 69.
- 1978, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa.
- 1981, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa.
- Koreleski K., 1971, *Próba geomorfologicznej klasyfikacji procesów erozji gleb*, Czas. Geogr., 42, 1, 49–57.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1985, *Chemical denudation rate in the upper Parsęta catchment, Western Pomerania: research methods and preliminary results*, Quocest. Geogr., spec. iss. 1, 121–138.
- Kozarski L., 1961, *Brzeżne spiętrzenie jednostki skolskiej i jednostki podśląskiej w przekroju Sanu na odcinku Sanok – Międzybrodzie*, Przewodnik 34 Zjazdu Pol. Tow. Geol.
- Kotarba A., 1972, *Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich*, Pr. Geogr. IG PAN, 96.
- 1976, *Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich*, Pr. Geogr. IGiPZ PAN, 120.
- 1986, *Rola osuwisk w modelowaniu rzeźby beskidzkiej i pogórskiej*, Pr. Geogr., 58, 1–2.
- Kowda W. A., 1984, *Podstawy nauki o glebach* (przekład pod red. S. Kowalińskiego), PWRiL, Warszawa.
- KózarSKI S., Witt A., 1990, *Modelowanie den dolin rzecznych*, Pr. Geogr. IGiPZ PAN, 153, 85.
- Krzemień K., 1984, *Fluvial transport balance in a high-mountain crystalline catchment basin*, Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 61, 61–70.
- Kukał Z., 1983, *Rychlost geologických procesie*, Academia, Praha.
- Kukulak J., 1988, *Powiązania morfostrukturalne w rozwoju osuwisk zachodniego Podhala*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys., 20.
- Lach J., 1971, *Geneza form skalnych pasma Magury Wątkowskiej*, Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN, Kraków, 14, 1.
- 1974, *Rola budowy geologicznej w kształtowaniu rzeźby górnej części dorzecza Ropy*, Roczn. Nauk.-Dydakt., WSP Kraków, Pr. Geogr., 6.
- 1984a, *Geomorfologiczne skutki antropopresji rolniczej w wybranych częściach Karpat i ich Przedgórze*, Wyd. Nauk., WSP Kraków.
- 1984b, *Geomorphologische Folgen der landwirtschaftlichen Antropopression in den usewählten Teilen der Karpathen und ihres Vorgebirgs*, Wiss. Verl. der Pädagogischen Hochschule, Kraków.
- Laskowski K., 1981, *Wpływ wydm i procesów eolicznych na kształtowanie się dolin rzek nizinnych u schyłku plejstocenu i holocenu*, Kwart. Geol., 25, 2, 399–412.
- Lewin J. (red.), 1981, *British Rivers*, G. Allen and Unwin, London.
- Lubarski M., 1985, *Warunki powstawania i rozwój pokrywy śnieżnej oraz erozja niveo-eoliczna w okolicach Lublina*, pr. magisterska, Archiw. Inst. Nauk o Ziemi UMCS, Lublin.

- Łajczak A., 1986, *Kształtowanie reżimu odpływu rumowiska klastycznego w rzece przez dopływy górskie, na przykładzie Wisły*, II Zjazd Geografów Polskich, Streszcz. Referatów, Łódź.
- Makowski J., 1976, *Przyczyny zróżnicowania gęstości sieci wąwozów na Wyżynie Kielecko-Sandomierskiej*, Pr. i Stud. IG UW, 21.
- Markowicz M., Pulina M., 1979, *Ilościowa półmikroanaliza chemiczna wód na obszarach krasu węglanowego*, Pr. Nauk. UŚI, 289.
- Maruszczak H., 1963, *Warunki geologiczno-geomorfologiczne rozwoju erozji gleb w południowej części województwa lubelskiego*, Wiad. Inst. Melior., 3, 4, 19-44.
- 1972, *Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, 1, PWN, Warszawa.
- 1973, *Erozja wąwozowa we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich*, Zesz. Probl. Post. Nauk. Rol., 151, 15-30.
- 1974, *Środowisko przyrodnicze Lubelszczyzny w czasach prahistorycznych*, Dzieje Lubelszczyzny, 1, 25-65, Warszawa.
- 1983, *Przestrzenne zróżnicowanie natężenia erozji gleb i denudacji mechanicznej w dorzeczu Wisły*, Mater. Zjazdu Geografów Polskich, UMK, Toruń, 55-57.
- 1984, *Spatial and temporal differentiation of fluvial sediment yield in the Vistula river basin*, Geogr. Pol., 50, 253-269.
- 1986a, *Próba bilansu odpływu chemicznego z dorzecza Wisły*, II Zjazd Geografów Polskich, Streszcz. Referatów, 115-118, Łódź.
- 1986b, *Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych*, Czas. Geogr., 57, 2, 271-282.
- 1990, *Denudacja chemiczna*, Pr. Geogr. IGI PAN, 153, 23.
- Maruszczak H., Częstochowska E., Gajewski J., 1979, *Denudacja mechaniczna i chemiczna w dorzeczu Ciemiegi na Wyżynie Lubelskiej*, Zesz. Probl. Post. Nauk. Rol., 193.
- Maruszczak H., Sadurska E., 1982, *Zmiany natężenia denudacji mechanicznej w górnej części dorzecza Bystrej na Wyżynie Lubelskiej w dwudziestolecie 1952-1971*, Pam. Puł.-Pr. IUNG, 78.
- Maruszczak H., Trembaczowski J., 1959, *Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich k. Krasnegostawu*, Ann. UMCS, B, 11.
- Mazur Z., 1960, *Określenie natężenia erozji wodnej na terenie lessowym Zakładu Rolniczo-Doświadczalnego Elizówka*, Ann. UMCS, E, 13, 145-193.
- 1964, *Projekt obudowy wąwozów w Opoce Dużej*, Wiad. Inst. Melior., 4, 3.
- 1966, *Próba oceny erozji rędzin kredowych w woj. lubelskim*, Roczn. Nauk. Rol., A, 92, 1, 127-181.
- 1983, *Zróżnicowanie gleb i pólów na terenie falistym na czarnoziemach*, Zesz. Probl. Post. Nauk. Rol., 272, 55-84.
- Mazur Z., Orlik T., *Pomiary zmywu gleby na kilku użytkach za pomocą sztucznie wywołanego spływu*, Zesz. Probl. Post. Nauk. Rol., 130, 117-127.
- Mierzwa W., 1980, *Opracowanie zasad szczegółowej inwentaryzacji gruntów podlegających erozji w terenach górskich na przykładzie zlewni potoku Wierchomla Wielka*, pr. doktorska, Inst. Melior. Rol. i Leś. AR w Krakowie.
- Mikulski Z., 1965, *Hydrografia Polski*, PWN, Warszawa.
- Mojski J. E., 1972a, *Nizina Podlaska*, [w:] *Geomorfologia Polski*, 2, PWN, Warszawa.
- 1972b, *Polesie Lubelskie*, [w:] *Geomorfologia Polski*, 2, PWN, Warszawa.
- Motowicka-Terelak T., 1975, *Zawartość i rozmieszczenie w profilu glebowym ruchomych form żelaza i glinu w zależności od odczynu i kategorii stosunków wilgotnościowych*, Pam. Puł., 65.
- Mozola R., 1972, *Charakterystyka i próba oceny melioracji przeciwoerozyjnych wykonanych w wąwozach Wyżyny Lubelskiej*, Zesz. Probl. Post. Nauk. Rol., 130, 91-115.
- Mroczkiewicz L., 1952, *Podział Polski na krainy i dzielnice przyrodnicze*, Pr. IBL, 80.
- Musierowicz A., 1953, *Gleboznawstwo szczegółowe*, PWRiL, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1977, *Channel pattern changes during the last Glaciation and Holocene, in the northern part of the Sandomierz basin and the middle part of the Vistula Valley, Poland*, [w:] K. J. Gregory (red.), *River Channel Changes*.
- Myśko W., Zięba S., 1982, *Zawartość i właściwości próchnicy w glebach w zależności od nawożenia mineralnego*, Wyd. IUNG, S(32).
- Nakonieczny S., 1967, *Holocenska morfogeneza Wyżyny Lubelskiej*, rozpr. hab., UMCS Lublin.
- Niewiadomski W., 1960, *Próba syntezy 10-letnich (1947-1957) studiów nad charakterem*

- siedliska urzeźbionych krain Polski, Wiad. IMUZ, 1, 4, 47-108.
- Oleksynowa K., Komornicki T., 1964, *The chemical composition of water in the Polish Tatra mountains and the problem of its variation in time*, Komit. Zagosp. Ziem Górskich PAN, 11, 91-111.
- Orlik T., 1976, *Techniczno-przyrodnicze warunki i możliwości podniesienia produkcji rolniczej na erodowanych glebach nalessowych na przykładzie RZD Elizówka*, Rozpr. Nauk. AR Lublin, 34.
- Oszczypko N., Wójcik A., 1984, *Utwory czwartorzędowe Beskidu Sądeckiego między Wietrznicą a Jazowskiem*, Biul. Inst. Geol., 340, Z badań geologicznych w Karpatach, 23.
- Pałys S., 1980, *Wpływ erozji gleb i wieloletnich zabiegów przeciwoerozyjnych na kształtowanie się odpływu, rzeźby oraz pokrywy glebowej obszarów lessowych*, Rozpr. Nauk. AR Lublin, 67.
- Pękała K., 1960, *Osuwiska okolic Birczy i ich rola w kształtowaniu stoku*, Ann. UMCS, sec. B, 7, 5.
- 1964, *Osuwiska okolic Krzywicy*, Tow. Przyj. Nauk, Przemysł.
- 1970, *Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne w Bieszczadach Zachodnich*, Ann. UMCS, sec. B, 24, 47-98.
- Pękała K., Domaszewicz W., Liniewicz K., Replewska-Pękałowa J., Sierosławski H., Węgorek T., 1987, *Erozja eoliczna gleb w obszarach staroglacjalnych lessowych i wapiennych Wyżyny Lubelskiej i Roztocza oraz gleb inicjalnych na zwalach kopalnianych w Piasecznie*, Lublin, Inst. Nauk o Ziemi UMCS, temat RP II-15.
- Polak S., Witek T., 1966, *Wstępne badania nad skutecznością zabiegów przeciwoerozyjnych na polu doświadczalnym Brzezna, pow. Nowy Sącz*, Wiad. Inst. Melior., 6, 3, 103-113.
- Pondel H., 1971, *Skład chemiczny kilku wód glebowo-gruntowych w okolicy Puław*, Pam. Puł., 42.
- Pondel H., Józefaciuk C., 1983, *Skład chemiczny wód rzecznych w zlewni Opatówki (Wyżyna Sandomierska)*, Pam. Puł., 80.
- Pondel H., Terelak H., 1981, *Skład chemiczny wód drenarskich jako podstawa oceny start składników mineralnych wymywanych do wód gruntowych*, Pam. Puł., 75, 149-167.
- 1986, *Skład chemiczny wód opadowych na tle chemizmu wód glebowo-gruntowych*, Pam. Puł., 88, 57-69.
- Pondel H., Terelak H., Sadurska E., 1978, *Skład chemiczny wód w dorzeczu Bystrej (Wyżyna Lubelska)*, Pam. Puł., 70, 7-22.
- Pożaryski W., 1955, *Osady rzeczne w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe*, Pr. Inst. Geol., Warszawa.
- Prikońska W., A., Łopaticw F. F., 1955, *Właściwości fizyczne i skład chemiczny wód podziemnych*, Warszawa.
- Prochal P., 1964, *Zwalczanie erozji liniowej w terenach górskich i podgórskich*, Wiad. Inst. Melior., 5, 1, 41-69.
- 1972, *Erozja na terenach podgórskich i górskich w Polsce*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 138.
- 1984, *Melioracje przeciwoerozyjne*, AR Kraków.
- Prochal P., Jagła S., Kopeć S., Kostuch R., 1966, *Analiza obudowy biologicznej brzegów rzek i potoków dorzecza górnego Sanu w Bieszczadach Zachodnich*, Wiad. Inst. Melior., 6, 3.
- Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski 1:500 000*, L. Starkel (red.), JGiPZ 1981.
- Pulina M., 1974, *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*, Pr. Geogr. IG PAN, 105.
- Ratajczak T., 1976, *Osady aluwialne (mady) Karpat jako surowiec ceramiki budowlanej*, [w:] *Wykształcenie młodoczwartorzędowych aluwii rzek karpaccich i ich znaczenie surowcowe*, Matc. Teren. Konf. Nauk., Kraków.
- Rederowa E., 1976, *Zmiany gęstości sieci wodnej w północnej części Niziny Sandomierskiej w wyniku przeprowadzonych melioracji*, Biul. Lub. TN, Lublin.
- Reniger A., 1950, *Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce*, Roczn. Nauk Rol., 54, 1, 1-59.
- 1957, *Ilość materiału unoszonego ze zlewni podgórskiej rzeki Mleczyki*, Gosp. Wod., 17, 7, 314-317.
- 1959, *Erozja gleb w okresie ulew i spływów wód wiosennych w zależności od przebiegu pogody*, Roczn. Nauk Rol., F, 73, 4, 599-641.
- Repelewska-Pękałowa J., 1973, *Współczesne procesy morfogenetyczne na zwalach kopalnianych (na przykładzie odkrywkowej kopalni siarki w Piasecznie)*, Ann. UMCS, sec. B, 28, 107-126.
- Richter G., 1980, *On the soil erosion problem in the temperate humid area in Central Europe*, Geojournal, 4, 279-287.
- Robinson D. N., 1968, *Soil erosion by wind in Lincolnshire, March 1968*, The East Midland Geogr., 4, 4, 30, 351-362.



- Rodzik J., 1984, *Natężenie współczesnej denudacji w silnie urzeźbionym terenie lessowym w okolicy Kazimierza Dolnego*, [w:] *Przewodnik Ogólnopolskiego Zjazdu Tow. Geogr.*, Lublin, cz. 2, 125-130.
- Ruszkowska M. i współpr., 1979, *Dynamika i bilans składników pokarmowych w doświadczeniu lizymetrycznym. Wyniki badań I rotacji 1971-1975*, *Rocz. Nauk Rol.*, D. Monografia, 173.
- Ruszkowska M., Sykut S., 1982, *Wymywanie składników pokarmowych z gleby w świetle doświadczeń lizymetrycznych w warunkach zróżnicowanego nawożenia*, *Zesz. Nauk. AR* Kraków, 169.
- Rutkowski J., 1976, *Kruszywa naturalne Karpat i ich znaczenie surowcowe*, [w:] *Wykształcenie młodoczwartorzędowych aluwii rzek karpackich i ich znaczenie surowcowe*, Mater. Teren. Konf. Nauk., Kraków.
- Rutkowski J., Chruszczyk M., 1976, *Kruszywa naturalne dorzecza Wisłoki*, [w:] *Wykształcenie młodoczwartorzędowych aluwii rzek karpackich i ich znaczenie surowcowe*, Mater. Teren. Konf. Nauk., Kraków.
- Sadurska E., 1964, *Material unoszony przez rzekę Bystrą jako miernik natężenia erozji wodnej gleb*, *Pam. Pul.*, 12, 89-106.
- 1980, *Charakterystyka fizycznogeograficzna dorzecza Bystrej*, Wyd. IUNG, S(29).
- 1982, *Zróżnicowanie przestrzenne denudacji mechanicznej w średnio urzeźbionych obszarach lessowych w dorzeczu Bystrej na Wyżynie Lubelskiej*, *Pam. Pul.*, 78, 9-26.
- Sadurska E., Maruszczak H., 1982, *Zmiany natężenia denudacji mechanicznej w górnej części dorzecza Bystrej na Wyżynie Lubelskiej w dwudziestolecie 1952-1971*, *Pam. Pul.*, 78, 27-48.
- Sawicki L., 1917, *Osuwisko ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w Galicyi Zachodniej*, *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU*, Kraków.
- Schramm W., 1925, *Zsuwiska stoków górskich w Beskidzie. Wielkie osuwisko w lesie wsi Duszatyn Ziemi Sanockiej*, *Kosmos*, 50.
- Schumm S. A., 1977, *Fluvial System*, Wiley-Interscience, New York-London.
- Siuta J., Florkiewicz B., 1965, *Badania nad genezą kongrecji węglanowych*, *Pam. Pul.*, 18.
- Slupik J., 1973, *Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na sliszowych stokach górskich*, *Dok. Geogr.*, 2.
- Soja R., 1976, *Proces pogłębiania koryta rzeki Ropy w latach 1968-1974*, [w:] *Wykształcenie młodoczwartorzędowych aluwii rzek karpackich i ich znaczenie surowcowe*, Mater. Teren. Konf. Nauk., Kraków.
- Solowey I. N., 1968, *Wietrowaja erozja torfjano-bolotnych poczw i miery borby s niej*, [w:] A. G. Medwidiew (red.) *Erozja poczw i borba s niej*, 123-128, Minsk.
- Stangenberg M., 1958, *Ogólny pogląd na skład chemiczny wód rzecznych Polski*, *Pol. Arch. Hydrobiol.*, 4(17), 289-359.
- Stachy J., 1966, *Rozmieszczenie odpływu średniego na obszarze Polski*, *Pr. PIHM*, 88, 3-42.
- Stachy J., Biernat B., Dobrzyńska J., 1977, *Odpływ rzek polskich w latach 1951-1970*, *Gosp. Wod.*, 37, 3, 71-78.
- Starkel L., 1957, *Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą*, *Prz. Geogr.*, 11.
- 1960, *Rozwój rzeźby Karpat sliszowych w holocenie*, *Pr. Geogr. IG PAN*, 22.
- 1972a, *Karpaty Polskie*, [w:] *Geomorfologia Polski*, 1, PWN, Warszawa.
- 1972b, *Kotlina Sandomierska*, [w:] *Geomorfologia Polski*, 1, PWN, Warszawa.
- 1976, *Przebieg erozji i akumulacji młodoczwartorzędowej w dolinach karpackich*, [w:] *Wykształcenie młodoczwartorzędowych aluwii rzek karpackich i ich znaczenie surowcowe*, Mater. Teren. Konf. Nauk., Kraków.
- 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
- 1978, *Cel, metoda i główne aspekty studiów nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej*, [w:] *Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej*, *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 125, 7-11.
- 1979, *On some questions of the contemporaneous modelling of slopes and valley bottoms in the Flysch Carpathians*, *Stud. Geomorph. Carp.-Balc.*, 13.
- 1980, *Erozja gleby a gospodarka wodna w Karpatach*, *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 235, 103-118.
- 1981, *Informacja o postępie badań Zakładu Geomorfologii i Hydrologii IGiPZ PAN w Krakowie nad typologią i dynamiką ekosystemów górskich w latach 1976-1980*, *Zaprávy Geografického Ústavu ČSAV*, 18, 2, Brno.
- Starkel L. (red.), 1981, *The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Late Glacial and Holocene*, *Folia Quater.*, 53.

- Starkel L., Klimek K., Mamakowa K., Niedzialkowska E., 1982, *The Wisłoka river valley in the Carpathian Foreland during the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years*, Geogr. Stud., IGiPZ PAN, Spec. Iss., 1.
- Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej, opr. zbiorowe pod red. L. Starkla Pr. Geogr. IGiPZ PAN, 125, 1978.
- Strzemski M., 1948, *Gleby doliny Wisły*, cz. 1. *Odcinek Kazimierz Dolny—Puławy*, cz. 2. *Kamień—Kazimierz Dolny*, Ann. UMCS, E, 3, 5, 7.
- 1957a, *Efekty erozji wietrznej gleb na terenie południowo-wschodniej Polski w lutym 1956 roku*, Prz. Geogr., 29, 1, 371–374.
- 1957b, *Ogólnoprzyrodnicze i gospodarcze tło rozwoju procesów erozyjnych w woj. kieleckim. Zagadnienie erozji gleb*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 8, 95–111.
- 1961, *Przemiany środowiska geograficznego Polski jako tła przyrodniczego rozwoju rolnictwa na ziemiach polskich*, Kwart. Hist. Kult. Mater., 9, 331–357.
- 1966, *Zagadnienia klasyfikacji i nomenklatury nachyleń terenu*, Pam. Pul., 22, 29–39.
- Szumański A., 1972, *Changes in the development of the Lower San's channel pattern in the late Pleistocene and Holocene*, Excursion Guide-Book, Symp. of the INQUA, Poland.
- 1977, *Zmiany układu koryta dolnego Sanu w XIX i XX w. oraz ich wpływ na morfogenezę tarasu łęgowego*, Stud. Geomorph. Carp.-Balc., 11.
- 1981, *Holocenska i współczesna ewolucja Wieprza pod Kockiem*, Prz. Geogr., 53, 1, 33–42.
- Szymańska H., 1986, *Skład chemiczny wód opadowych*, Gosp. Wod., 46, 1, 25–26.
- Świdziński H., 1953, *Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem*, *Regionalna Geologia Polski*, 1, *Karpaty*, 2, *Tektonika*, Pol. Tow. Geol., Kraków.
- 1971, *Fald Brzanka—Liwocz*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 41.
- Świeca A., 1983, *Procesy denudacji w północnej części Pagórów Chelmskich*, rozpr. doktorska, Zakład. Geogr. Fiz. UMCS, Lublin.
- Teisseyre H., 1932, *Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich*, Spraw. Państw. Inst. Geol., 7, 2.
- 1936, *Materiały do znajomości osuwisk w niektórych dolinach Karpat i Podkarpacia*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 12.
- Terlikowski F. K., 1958, *Prace wybrane z dziedziny gleboznawstwa, chemii rolnej i nawożenia*, PWRiL, Warszawa.
- Tłakka A., 1967, *Chemizm wody rzeki Rudawy i jego zmiany w ciągu roku*, Prz. Geogr., 39, 553–576.
- Tomaszewski J., 1969, *Gleby łąkowe*, PWRiL, Warszawa.
- Trafas K., 1975, *Zmiany biegu koryta Wisły na wschód od Krakowa w świetle map archiwalnych i fotointerpretacji*, Pr. Geogr. IG UJ, 62.
- Turski R., 1960, *Wpływ erozji na niektóre właściwości rędzin kredowych Lubelszczyzny*, Ann. UMCS, E, 13, (cz. 1), 1961, 14, 31–52 (cz. 2).
- 1964, *Wpływ erozji na skład związków organicznych gleb brunatnych i czarnoziemnych Wyżyny Lubelskiej*, Roczn. Glebozn., dodat. do t. 14, 345–352.
- 1971, *Substancja organiczna gleb erodowanych*, Roczn. Glebozn., 22, 1.
- Unrug R., 1980, *Tectonic rotation of flysch in the Polish Outer Carpathians*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 50, 1, Kraków.
- Uziak S., 1963, *Geneza i klasyfikacja gleb górskich w Karpatach fliszowych*, Roczn. Glebozn., dodat. do t. 13.
- Welc A., 1977, *Procesy eoliczne w zlewni Bystrzanki koło Szymbarku w latach 1969–1971*, Dok. Geogr., 6, 67–85.
- 1978, *Spatial differentiation of chemical denudation in the Bystrzanka Flysch Catchment (the West Carpathians)*, Stud. Geomorph. Carp.-Balc., 12, 149–162.
- Węgorek T., 1985, *Wpływ zdrzewiania przeciwerozyjnego na niektóre elementy siedlisk przyległych pól*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 292, 151–166.
- Więckowska H., 1963, *Typy występowania górnych horyzontów wody podziemnej w Polsce*, Czas. Geogr., 34, 339–359.
- Wilamski J., 1978, *Erozja chemiczna zlewni Słupi*, Mater. Bad. IMGW, ser. Gosp. Wod. i Ochr. Wód, Warszawa.
- Wilamski J., Śliwa Z., 1978, *Splyw składników nawozowych roślin ze zlewni rzek Przymorza zachodniego*, Mater. Bad. IMGW, ser. Gosp. Wod. i Ochr. Wód, Warszawa.
- Wilgat T., Kowalska A. (red.), 1975, *Wpływ działalności gospodarczej na stosunki wodne Kotliny Sandomierskiej*, Dok. Geogr., 5–6.

- Wiśniewski B., 1969, *Zamulanie zbiorników wodnych w Polsce oraz próba jego prognozy na podstawie intensywności denudacji*, Arch. Hydrotechn., 16, 4.
- Witt A., 1979, *Present-day mechanism of flood plain lateral accretion in the middle course of the Warta River*, Quaest. Geogr., 5.
- Włodarczyk Z., 1983, *Stan zakwaszania gleb w Polsce – warstwa orno-próchniczna*, Mater. z symp. nauk., Wyd. IUNG, Puławy.
- Wojtanowicz J., 1972, *Burze pyłowe i ich znaczenie geomorfologiczne w świetle dotychczasowych badań*, Czas. Geogr., 43, 3, 265–294.
- 1986, *Występowanie i intensywność współczesnych procesów eolicznych w Polsce*, II Zjazd Geografów Polskich, Streszcz. referatów, Łódź, 29–31.
- Wołk A., Pięta J., 1976, *Charakterystyka mikrosiedlisk w wąwozach lessowych z punktu widzenia ich przydatności do zalesienia*, Pam. Puł., 66, 215–228.
- Zawadzki S., 1957, *Badanie genezy i ewolucji gleb błotnych węglanowych Lubelszczyzny*, Ann. UMCS, E, 12, 1.
- Ziemnicki S., 1955, *Wprowadzenie przeciwoerozyjne układu pól na czarnoziemiu w Werbkowicach*, Roczn. Nauk Rol., F, 71, 1, 223–238.
- 1957, *Projekt przeciwoerozyjnego układu pól w Zdanowie*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., [w:] Zagadnienie erozji gleb, 8, 137–150.
- 1959, *Znaczenie skarpy w terenie erozyjnym*, Roczn. Nauk Rol., F, 73, 715–746.
- 1965, *Zasięgi erozji wodnej gleb południowej części województwa lubelskiego*, Biul. Lub. Tow. Nauk., ser. Biologia 3/4 (1963/64), 21–30.
- 1966, *Zastosowanie stopnia skrzynekowego do umacniania dna wąwozów na przykładzie wąwozu w Opoce Dużej*, Wiad. Inst. Melior., 5, 4, 11–35.
- 1968a, *Melioracje przeciwoerozyjne w Sławinie w okresie 1948–1968*, [w:] *Procesy erozyjne i problem ochrony gleb w Polsce*, PWRiL, Warszawa, 2, 113–135.
- 1968b, *Ochrona gleby przed erozją w Polsce*, Biul. Ligi Ochr. Przyrody.
- Ziemnicki S., Mazur Z., 1955, *Przekrój zbocza jako odzwierciedlenie erozji gleb*, Ann. UMCS, E, 10, 3, 77–152.
- Ziemnicki S., Pałys S., Węgorzek T., 1980, *Obecna jakość i ilości materiału glebowego osadzonego na dnie umocnionego wąwozu w Opoce Dużej*, Roczn. Glebozn., 31, 3/4.
- Ziemońska Z., 1973, *Stosunki wodne w Polskich Karpatach Zachodnich*, Pr. Geogr. IG PAN, 103.
- Ziętara T., 1964, *O odmładzaniu osuwisk w Beskidach Zachodnich*, Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP, Pr. Geogr., 3, Kraków.
- 1968a, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów*, Pr. Geogr. IG PAN, 60.
- 1968b, *W sprawie klasyfikacji osuwisk w Karpatach fliszowych*, Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN, 11, 1, Kraków.
- 1974a, *Rola osuwisk w modelowaniu Pogórza Rożnowskiego (Zachodnie Karpaty fliszowe)*, Stud. Geomorph. Carp.-Balc., 6.
- 1974b, *Obszary osuwiskowe w dolinie Dunajca nad Jeziolem Rożnowskim*, Roczn. Sądecki, 14.
- 1976, *The role of mura in the modelling of the Western Carpathian relief*, XXIII International Geographical Congress, International Geography, 76, 1, Moskwa.
- 1988, *Landslide areas in the Polish Flysch Carpathians*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys., 20.
- Ziętara T., Jakubowska O., 1983, *Importance of structural directions in Mass Movements Development in the Western Beskidy Mountains*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys., 16.
- Ziętara T., Lis J., Bajgier M., 1986, *Rola zdjęć lotniczych w badaniach ruchów masowych w Beskidzie Śląskim*, XII Ogólnopol. Konf. Fotointerpret., Kraków.
- Zuber R., Błatuh J., 1907, *Katastrofa w Duszatynie*, Czas. Techn., 25.



Sprzedaż gotówką naszych książek i czasopism (pojedynczych numerów i w kontynuacji) prowadzą księgarnie własne Wydawnictwa:

Rynek 6, 50-106 Wrocław  
pl. Żołnierza Polskiego 1, 70-551 Szczecin  
ul. Łągiewniki 56, 80-855 Gdańsk  
ul. Piotrowska 181, 90-447 Łódź.

kupno zaś za zaliczeniem pocztowym umożliwiała Księgarnia Wysyłkowa Ossolineum, Rynek 9, 50-106 Wrocław.

Nadto drogą sprzedaży za gotówkę lub za zaliczeniem pocztowym w wydawnictwa ossolińskie zaopatrują klientów księgarnie Ośrodka Rozpowszechniania Wydawnictw Naukowych PAN:

Pałac Kultury i Nauki, 00-901 Warszawa  
ul. Św. Marka 22, 31-020 Kraków  
pl. Wolności 7, I p., 50-071 Wrocław  
ul. Mielżyńskiego 27/29, 61-725 Poznań  
ul. Bankowa 14, paw. D, I p., 40-077 Katowice  
pl. M. Curie-Skłodowskiej 5, 20-031 Lublin,

a także wszystkie księgarnie „Domu Książki”, w szczególności zaś księgarnie naukowe i placówki objęte patronatem Ossolineum:

ul. Krucza 24/26, 00-526 Warszawa  
Rynek Główny 4, 31-042 Kraków  
ul. Królewska 11, 20-109 Lublin  
ul. Św. Marcina 69, 61-808 Poznań

Zamówienia na prenumeratę czasopism należy kierować do Biura Kolportażu Prasy i Wydawnictw „Prasa - Książka - Ruch”, ul. Towarowa 28, 00-598 Warszawa.

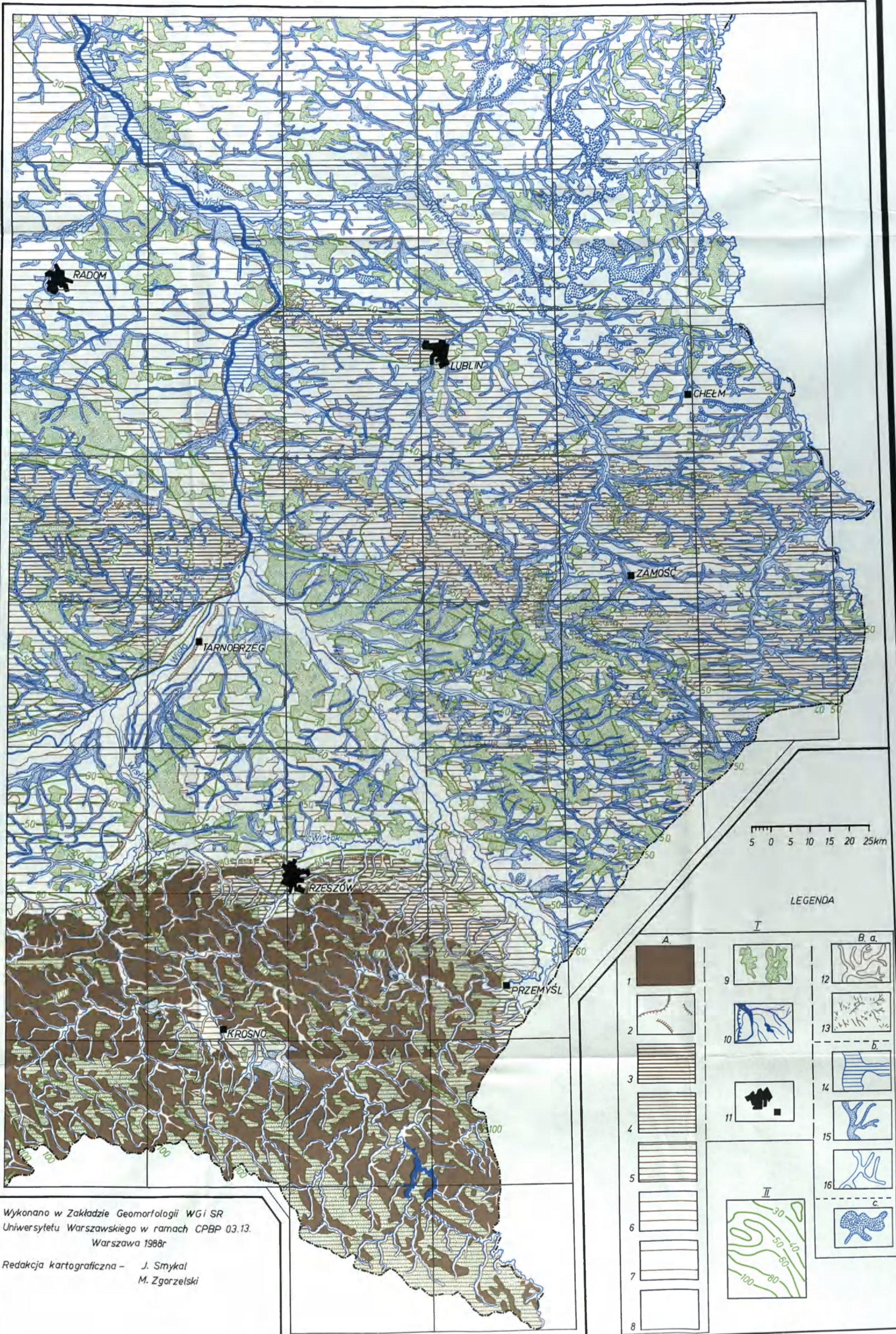
You can order our books and periodicals directly at the Foreign Trade Department of the Ossolineum Publishing House, Rynek 9, 50-106 Wrocław, Poland. No advance payment is required. Postage costs will be covered by the Publisher. Our bank account for foreign currencies: Wielkopolski Bank Kredytowy, IV O/Wrocław, 359209-1078-151-6787.



# TENDENCJE WSPÓŁCZESNYCH PRZEMIAN RZEŻBY

Skala 1: 500 000

M. Bogacki, M. Zgorzelski



Wykonano w Zakładzie Geomorfologii WGi SR  
Uniwersytetu Warszawskiego w ramach CPBP 03.13.  
Warszawa 1988r

Redakcja kartograficzna – J. Smykał  
M. Zgorzelski

Mapa 1. Tendencje współczesnych przemian rzeźby (M. Bogacki, M. Zgorzelski)

Wrocławskie Drukarnia Naukowa

A. Podsystem modelowania wierzchołków i stoków: 1 - obszary bardzo silnie degradowane, 2 - skarpy i urwiska, 3 - obszary silnie degradowane i agregowane, 4 - obszary silnie degradowane i agregowane, 5 - obszary silnie degradowane i agregowane, 6 - obszary silnie degradowane i agregowane, 7 - obszary silnie degradowane i agregowane, 8 - obszary silnie degradowane i agregowane, 9 - obszary silnie degradowane i agregowane, 10 - obszary silnie degradowane i agregowane, 11 - obszary silnie degradowane i agregowane, 12 - obszary silnie degradowane i agregowane, 13 - obszary silnie degradowane i agregowane, 14 - obszary silnie degradowane i agregowane, 15 - obszary silnie degradowane i agregowane, 16 - obszary silnie degradowane i agregowane.

B. Podsystem dolin i depresji: 1 - doliny i depresje silnie degradowane, 2 - doliny i depresje silnie degradowane, 3 - doliny i depresje silnie degradowane, 4 - doliny i depresje silnie degradowane, 5 - doliny i depresje silnie degradowane, 6 - doliny i depresje silnie degradowane, 7 - doliny i depresje silnie degradowane, 8 - doliny i depresje silnie degradowane, 9 - doliny i depresje silnie degradowane, 10 - doliny i depresje silnie degradowane, 11 - doliny i depresje silnie degradowane, 12 - doliny i depresje silnie degradowane, 13 - doliny i depresje silnie degradowane, 14 - doliny i depresje silnie degradowane, 15 - doliny i depresje silnie degradowane, 16 - doliny i depresje silnie degradowane.

C. System chronologicznego modelowania powierzchni: 1 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 2 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 3 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 4 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 5 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 6 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 7 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 8 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 9 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 10 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 11 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 12 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 13 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 14 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 15 - system chronologicznego modelowania powierzchni, 16 - system chronologicznego modelowania powierzchni.

## PRACE GEOGRAFICZNE IGiPZ PAN

140. Dziewoński K., Korcelli P. (red.) *Studia nad migracjami i przemianami systemu osadniczego w Polsce*, 1981, s. 267, 63 il., zł 82,-
141. Rościszewski M., Mashbits Y. S., Siemek Z. (red.), *Third World, geographical problems of development. Proceedings of the III Polish-Soviet Seminar, Warsaw, September 1979*, 1981, s. 121.
142. Słupik J., *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, 1981, s. 98, 34, il., 10 fot., zł 32,-
143. Froehlich W., *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, 1982, s. 144, 68, il., 17 fot., zł 120,-
144. Rościszewski M. (red.), *Różnicowanie się i nowe podziały światowej przestrzeni społeczno-gospodarczej*, 1983, s. 96, 13 il., zł 50,-
145. Baumgart-Kotarba M., *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala)*, 1983, s. 145, 39 il., 13 fot., zł 110,-
146. Drozdowski E., *Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia wistulian w północnej części dolnego Powiśla*, 1986, s. 90, 22 il., 25 fot., zł 150,-
147. Kostrowicki A. S. (red.), *Studium geoekologiczne rejonu jezior węgierskich*, 1988, s. 134, 23 il., zł 210,-
148. Eberhardt P., *Regiony wyludniające się w Polsce*, 1989, s. 141, 10 il., zł 750,-
149. Szulc H., *Morfogenetyczne typy osiedli wiejskich na Pomorzu Zachodnim*, 1988, s. 138, 36 il., 3 mapy, zł 300,-
150. Leszczycki S., *Badania geograficzne nad osadnictwem w południowej Anatolii*, 1987, s. 113, 7 il., 45 fot., zł 230,-
151. Rykiel Z. (red.), *Struktury i procesy społeczno-demograficzne w regionie katowickim*, 1988, s. 148, 31 il., zł 650,-  
Kawecka-Endrukajtis B., Tuszyńska-Rękałek H., *Spis zawartości Prac Geograficznych 1-150 (1954-1987)*, 1988, s. 43
152. Korcelli P., Gawryszewski A. (red.), *Współczesne przemiany regionalnych systemów osadniczych w Polsce*, 1989, s. 176, 33 il.
153. Bogacki M. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski Południowo-Wschodniej*, 1990, s. 148, 9 il., 1 mapa.
154. Dziewoński K., *Koncepcje i metody badawcze z dziedziny osadnictwa*, 1990, s. 288.



PL ISSN 0373-6547  
<http://rcin.org.pl> ISBN 83-04-03619-3

WSPÓŁCZESNE PRZEMIANY RZEZBY POLSKI POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ

<http://rcin.org.pl>