

Z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Jan BURACZYŃSKI

Typy dolin Roztocza Zachodniego

Типы долин Западного Розточа

Types de vallées du Roztocze Occidental

Roztocze Zachodnie tworzy wąski garb o kierunku NW—SE, wyraźnie odcinający się rzeźbą i budową geologiczną od krain sąsiednich. Dolina Gorajca dzieli Roztocze Zachodnie na dwa subregiony: Roztocze Gorajskie i Roztocze Szczebrzeszyńskie (5). W pracy omawiam tylko zachodnią część obszaru, czyli Roztocze Gorajskie (ryc. 1).

Garb Roztocza zbudowany jest z opoki kredowej, na której w strefie krawędziowej leży miocen. Na południe od linii Szastarka—Goraj—Smoryń jest zwarty obszar występowania miocenu, wykształconego głównie w postaci wapieni detrytycznych, wapieni rafowych i zlepieńców. Utwory plejstoceniowe występują na całym obszarze. Starszy plejstocen reprezentują osady glacialne i fluwioglacialne zlodowacenia krakowskiego, zachowane na zboczach i dnach suchych dolin oraz na stopniu przykrawędziowym Roztocza.

Osady rzeczne i zastoiskowe wypełniające doliny należą do średniego plejstocenu. Młodszy plejstocen reprezentuje głównie less, który występuje na całym niemal Roztoczu Gorajskim, pokrywając wierzchowiny i zbocza płaszczem o miąższości 10—20 m. Pokrywa lessowa zróżnicowana jest litologicznie. W stratygrafii lessu A. Jahn (18) wyróżnia dwa poziomy, a J. Malinowski (29, 30) — cztery. Najbardziej rozprzestrzeniony na Roztoczu Gorajskim jest less najmłodszy, pochodzący z głównej fazy ostatniego zlodowacenia. Osady holoceniowe występują w dolinach rzecznych oraz w większych suchych dolinach.

W morfologii Roztocza Gorajskiego wyróżniają się trzy grupy form: poziomy wierzchowinowe, krawędzie i doliny. Udział i rozmieszczenie tych elementów rzeźby ilustruje zdjęcie modelu plastycznego Roztocza Zachodniego (fot. 1). Poziomy wierzchowinowe tworzą pojedyncze pagórki oraz garby silnie rozczłonkowane gęstą siecią dolin. Największą wysokość (340 m n.p.m.) mają one w części wschodniej, a na zachód obniżają się do 290 m n.p.m. Dna peryferycznych dolin rzecznych (Gorajec, Por) wznoszą się 205—215 m n.p.m., a dolin wkraczających w głąb Roztocza (Łada, górny Por i Sanna) — 230—250 m n.p.m. Stąd też deni-



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny Roztocza Gorajskiego
Plan de situation du Roztocze de Goraj

welacje są znaczne: średnio około 50 m, maksymalnie 100 m. Silne rozcięcie terenu powoduje, że rzeźba Roztocza Gorajskiego jest żywa i urozmaicona (ryc. 16). Zasadnicze elementy rzeźby i ich rozwój przedstawiłem w innej pracy (5).

FORMY DOLINNE

Doliny są typowym elementem rzeźby Rztocza Gorajskiego. Obejmują one formy różnej wielkości, kształtu, wieku i genezy, tworzące często silnie rozgałęzione systemy. Wśród dolin występujących na Rztoczcu Gorajskim wyróżniają się dwie zasadnicze grupy: 1) doliny główne ze stałymi strugami i 2) doliny o odpływie epizodycznym.

Pierwszą grupę reprezentują nieliczne doliny rzeczne (Gorajec, Łada, górny Por i Sanna). Drugą grupę stanowią doliny różnej wielkości, wieku i genezy, których wspólną cechą jest brak stale płynącej wody. Jedynie w czasie wiosennych roztopów oraz po większych opadach prowadzą one wody okresowe.

Jako kryterium podziału suchych dolinek na poszczególne typy przyjmuje się ich profil poprzeczny (35), długość (24), czy też kształtujące je procesy — genezę (10, 18, 36). Przyjmując za kryterium podziału dolinek ich profil poprzeczny oraz cechy morfologiczne, można je podzielić na trzy grupy: 1) dolinki nieckowate, 2) suche doliny i 3) młode rozcięcia erozyjne.

1. DOLINKI NIECKOWATE

Dolinki nieckowate tworzą formy małe, mające w przekroju kształt niecek o dnie trudnym do wydzielenia. W przekroju poprzecznym charakteryzują się wklęsło-wypukłym profilem zboczy, stopniowo przechodzących w otaczającą je powierzchnię. Dlatego nie są one ostro zarysowane, lecz mimo to są dobrze czytelne. Dolinki o podobnych cechach w literaturze polskiej określane są jako dolinki korazyjne (10), dolinki denudacyjne o przekroju nieckowatym (18) lub niecki (35).

Dolinki nieckowate występują najczęściej na stokach wierzchowin i krawędzi oraz na zboczach dolin (fot. 2). Tworzą one górne odcinki suchych dolin oraz boczne odnogi na zboczach, względnie tworzą formy zawieszane na stokach. Rozmiary dolinek nieckowatych są niewielkie, zależnie od ich długości i nachylenia powierzchni, na której występują. Długość ich wynosi od kilkudziesięciu metrów do kilku kilometrów, a szerokość od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Głębokość dolinek nieckowatych waha się od 3 do 15 m.

Na Rztoczcu Gorajskim najczęściej występują formy o długości 200—600 m, a głębokości przeciętnie 7—10 m. W profilu poprzecznym dolinki są symetryczne, o nachyleniu zboczy 6—12°. W górnym odcinku zboczy nachylenie jest mniejsze i wynosi 3—5°. W profilu podłużnym spadek dna dolinek jest wyrównany. Dolinki nieckowate Rztocza Gorajskiego różnią się cechami morfologicznymi od form występujących w regionach sąsiednich. Na Rztoczcu przeważają formy krótkie, o wyraźnych

zbozczach, natomiast na stopniu przykrawędziowym Roztocza i na Wierzchowinie Giełczewskiej dolinki są dłuższe, o łagodnych zboczach (ryc. 17). Wynika to z odmiennego typu rzeźby Roztocza Gorajskiego, charakteryzującego się występowaniem krótkich i stromych stoków, oraz z różnic w budowie geologicznej.

Dolinki nieckowate na Roztoczu Gorajskim związane są z występowaniem lessu, chociaż obecne są również na stokach zbudowanych z opoki, wapieni czy gliny morenowej. Dolinki nieckowate na lessach tworzą formy o głębokości mniejszej od warstwy lessu, w który są wcięte. Na zboczach dolinek stwierdza się less smugowany, o nachyleniu warstewek zgodnym ze zboczem. H. M a r u s z c z a k (35) zwrócił uwagę na różnicę tekstury lessu budującego dolinki nieckowate. Dno i częściowo zbocza dolinek pokrywa cienka (1,5—2 m) warstwa deluwiów lessowych.

Wielkie znaczenie rzeźbotwórcze w rozwoju dolinek nieckowatych miały procesy denudacyjne. Rozwój ich odbywał się przy udziale soliflukcji i ablacji (10, 18). Dolinki nieckowate rozwijały się intensywnie pod wpływem działania spływających szerokim frontem wód roztopowych. Na wielką rolę rzeźbotwórczą splukiwania stokowego zwrócił uwagę A. J a h n (18).

Badania paleobotaniczne K. M a m a k o w e j (31) wskazują na zróżnicowanie szaty roślinnej Roztocza Gorajskiego, a zatem i klimatu, w poszczególnych fazach późnego glacjału. Występowaniu roślinności tundrowej i leśnej odpowiadała morfogeneza peryglacialna i umiarkowana. W młodszym dryasie na Roztoczu przeważała roślinność leśna. Warunki te sprzyjały rozwijaniu się na stokach denudacji. W starszym dryasie dolinki nieckowate kształtowały się pod wpływem soliflukcji, jak na to wskazują osady w dnach suchych dolin (35). Natomiast w późnym glacialu dominowały procesy ablacji (18, 35). W zależności od przewagi danego rodzaju procesów kształtujących dolinki nieckowate H. M a r u s z c z a k (35) dzieli je na soliflukcyjno-ablacyjne i ablacyjno-soliflukcyjne.

W rozwoju dolinek nieckowatych pewną rolę grają również procesy suffozji. W strefie wododziałowej w dolinkach nieckowatych często występują zagłębienia bezopływowe, wymoki (fot. 15). Powodują one pogłębienie dolinek, a także wydłużanie ich przez łączenie się wymoków (20, 35). Zagłębienia bezopływowe występują licznie na wierzchowinach, tworząc skupienia form w ilości kilkudziesięciu wymoków na 1 km². Są to formy drobne, o średnicy 10—20 m i głębokości 1—3 m. Wymoki położone w sąsiedztwie dolinek często leżą w przedłużeniu ich osi morfologicznej.

Dolinki nieckowate utworzone na lessie są niewątpliwie najmłodsze i pochodzą z ostatniego cyklu peryglacjalnego. Natomiast formy występujące na innych utworach geologicznych mogły powstać przez nakładanie się procesów ze starszych okresów peryglacjalnych.

2. SUCHE DOLINY

Problemowi suchych dolin poświęcono w Polsce wiele opracowań regionalnych (10, 18, 35, 3, 20, 24, 6, 36, 45). Bogatą literaturę dotyczącą dolin denudacyjnych Europy szczegółowo omówiła H. K l a t k o w a (24).

Suche doliny są najbardziej rozpowszechnionymi i charakterystycznymi formami dolinnymi Roztocza Gorajskiego. Tworzą one formy różnej wielkości, silnie rozgałęzione (ryc. 17). Łączna długość suchych dolin na Roztoczu Gorajskim wynosi 680 km, co w porównaniu z 40,5 km dolin rzecznych (28,3 km bez doliny Gorajca) wskazuje na przewagę suchych dolin na Roztoczu Gorajskim. Tworzą one gęstą sieć dolinną, której średnia gęstość wynosi 1,33 km/km², przy maksimum 3,12 km/km² (ryc. 18). Podobny wskaźnik średniej gęstości 1,2 km/km² otrzymał J. C z y ż e w s k i (7) dla Roztocza Południowego.

Suche doliny wykazują ścisły związek z budową geologiczną. Są one najlepiej rozwinięte na obszarach lessowych, gdzie mają większą gęstość oraz posiadają indywidualne cechy rzeźby (35, 3, 20). Doliny obszarów bezlessowych występują wąskim pasem w strefie krawędziowej na południe od Goraja oraz w regionach sąsiadujących z Roztoczem Gorajskim (ryc. 2, 16).

Suche doliny są formami o różnej wielkości i różnych cechach morfologicznych (ryc. 2, 3, 6, 8, 10). Analizując ich profile poprzeczne, można wyróżnić: a) suche doliny symetryczne i b) suche doliny asymetryczne (3).

a) Suche doliny symetryczne

Suche doliny symetryczne występują na Roztoczu Gorajskim przeważnie jako formy drugorzędne. Tworzą one systemy silnie rozgałęzione, o długości kilku kilometrów. Głębokość dolin wynosi kilkanaście, a nawet kilkadziesiąt metrów. Zbocza doliny są wypukłe, o nachyleniu 10—15°. Wyraźnie wyodrębniające się dno jest płaskie lub lekko wklęsłe, o szerokości 10—50 m. W profilu podłużnym suche doliny wykazują częste załamania spadku oraz znaczną zmienność cech morfologicznych (fot. 3).

W budowie geologicznej suchych dolin Roztocza Gorajskiego duże znaczenie odgrywa pokrywa lessowa. Rozpatrując ich stosunek do pokrywy lessowej, można wyróżnić dwie grupy: 1) doliny wycięte w pokrywie lessowej oraz 2) doliny odzwierciedlające rzeźbę podłoża podlesso-



Ryc. 2. Rzeźba suchych dolin obszarów lessowych i bezlessowych koło Goraja
Relief des vallées sèches des terrains de loess et des terrains sans loess près Goraj

wego. Do pierwszej grupy należą doliny mniejsze i płytsze w porównaniu z dolinami grupy drugiej.

Ważnym etapem w rozwoju suchych dolin na Rztoczu Gorajskim była akumulacja lessu. Nie zatarła ona starej rzeźby, lecz dostosowała się do kopalnej sieci dolinnej zachowując jej główne rysy. Doliny odzwierciedlające rzeźbę podłoża zmniejszyły swą głębokość i wielkość. Po akumulacji lessu nastąpił ponowny rozwój i przemodelowanie suchych dolin.

Budowa geologiczna suchych dolin wskazuje, że wycięte są one w pokrywie lessowej, w którą włożona jest seria mułków rytmicznie warstwowych. Seria ta, miąższości kilku metrów, składa się z leżących na przemian warstw pylastych i gliniastych, grubości od kilku do kilkunastu milimetrów. Nachylenie warstewek jest zgodne ze zboczem i wynosi $10-15^{\circ}$ (fot. 4).

Analiza budowy geologicznej pozwala stwierdzić, że suche doliny, odzwierciedlające rzeźbę podłoża, rozwijały się w początkowym etapie głównie na drodze ablacji. W okresie starszego dryasu wody stokowe nie hamowane przez roślinność działały szerokim frontem. Na taki przebieg

procesów wskazują produkty niszczenia, osadzone na zboczach i dnach suchych dolin jako utwory pylaste rytmicznie warstwowane (11). Podobne osady stwierdził J. Malinowski (29, 30) na północnych stokach Roztocza Zachodniego.

W okresach cieplejszych u schyłku plejstocenu (Paudorff, Bölling, Alleröd) klimat był wilgotniejszy i na Roztoczu przeważała roślinność leśna (31, 32). Okres ten sprzyjał rzeźbotwórczej działalności skoncentrowanych wód. W suchych dolinach płynęły okresowe potoki, powodując rozwój intensywnej erozji wgłębnej. Duże deniwelacje terenu i warunki geologiczne sprzyjały rozwojowi erozji i tworzeniu się wąwozów i parowów. W fazach klimatu chłodnego (starszy i młodszy dryas) uległy one przekształceniu na skutek rozwijających się procesów na zboczach, głównie spłukiwania. Na taki przebieg procesów wskazuje charakter osadów wypełniających dna suchych dolin. Zgodnie z poglądem H. Maru-



Ryc. 3. Rzeźba suchej doliny. Równina akumulacyjna na przedpolu Roztocza w dolinie Poru, Tarnawa

Relief de vallée sèche. Plaine d'accumulation sur le bord du Roztocze de Goraj dans la vallée du Por

szcza (35, 36), H. Klatkowej (24) oraz K. Rotnickiego (45) należy przyjąć rozwój suchych dolin za wynik przeobrażenia form erozyjnych. Zdaniem A. Jahnna (18) główną przyczyną powstania suchych dolin była ablacja.

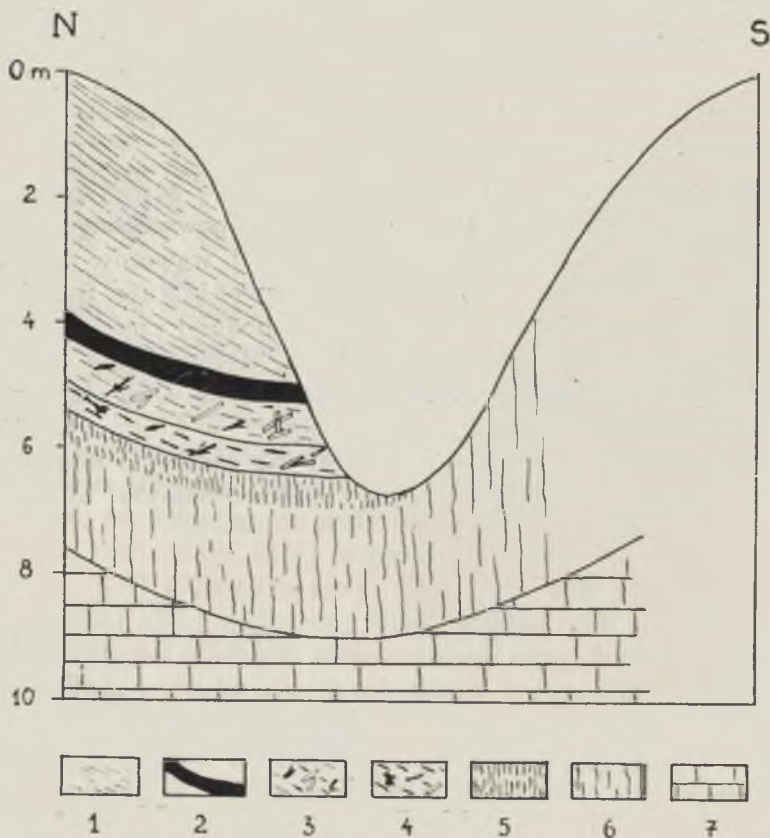
Suche doliny, rozcinające północny stok Roztocza Gorajskiego, wychodzą na równinę akumulacyjną w dolinie Poru, położoną wzdłuż krawędzi Roztocza (ryc. 3). Sytuacja morfologiczna i geologiczna wskazuje na związek rozwoju suchych dolin i równiny akumulacyjnej. Erodowany materiał był wynoszony z suchych dolin i akumulowany w dolinie Poru przy krawędzi Roztocza Gorajskiego. W utworzeniu równiny akumulacyjnej pewną rolę odegrały również procesy stokowe, rozwijające się na krawędzi Roztocza. Dlatego też formę tę uważam za równinę akumulacji podstokowej. R. Marchal (33) stwierdził podobną sytuację na terenach lessowych Belgii. Suche doliny rozwinęły się — jego zdaniem — pod wpływem procesów erozyjnych w Allerödzie, natomiast utworzenie się równin na przedpolu wiąże z procesami nivo-fluwialnymi.

Analiza suchych dolin wskazuje na zróżnicowanie czasowe faz erozji i rozwoju stoku pod wpływem denudacji. Pierwsza wyraźna faza erozji wiąże się z interstadiem Paudorff. Na Roztoczu panowały wówczas dogodne warunki klimatyczne, o czym świadczą badania paleobotaniczne K. Mamakowej (32) i geologiczne J. Malinowskiego (29). Zdaniem K. Rotnickiego (45) w Polsce północnej w tym okresie miała miejsce faza intensywnej erozji. Następny okres rozwoju suchych dolin na Roztoczu Gorajskim przypada na fazę Böllingu i Allerödu. Okres ten najlepiej jest zaznaczony w rozwoju suchych dolin na Roztoczu Gorajskim, co również stwierdził H. Maruszczak na Wyżynie Lubelskiej (35, 36). Taka sytuacja wiąże się zapewne z cechami geologicznymi lessu, bardzo podatnego na erozję. Dlatego też procesy erozyjne z okresu Böllingu i Allerödu lepiej się zaznaczają niż działalność erozyjna z okresów starszych.

W holocenie doliny ulegają dalszemu rozwojowi na skutek zmian warunków morfodynamicznych. Na lessowych stokach Roztocza Gorajskiego następuje intensywny rozwój procesów denudacyjnych. W wyniku tego w dolinach osadziły się mułki lessowe rytmicznie warstwowane o miąższości do 10 m, przedzielone przez dwa poziomy gleb subfoslanych. Wskazuje to na niejednorodność warunków przebiegu procesów w holocenie.

Dolna gleba subfoslana występuje w spągu mułków lessowych, odsłaniając się w wąwozach rozcinających dna suchych dolin Jędrzejówki i Komodzianki. W dolinie Jędrzejówki (we wsi) reprezentują ją czarne dęby leżące pod 7-metrową warstwą mułków lessowych, a w dolnej części doliny — w postaci sprasowanego torfu ze szczątkami roślin i kawałków drewna (ryc. 4). Warstwa torfu o miąższości 10—30 cm, odsłania

niająca się na odcinku 50 m, została opracowana paleobotanicznie przez M. B r e m ó w n ę (2) w 1950 r. Dolna gleba subfossylna występuje tylko w dolinach wschodniej części Roztocza Gorajskiego (dorzecze Gorajca). Wiąże się to zapewne z lokalnymi warunkami morfologicznymi, które



Ryc. 4. Profil geologiczny zbocza wąwozu koło Jędrzejówki; 1 — lessowe deluwia rytmicznie warstwowane (okres subatlantycki-subborealny), 2 — torf zbity ze szczątkami roślin i pniami dębów (okres atlantycki), 3 — ił siwy warstwowany ze szczątkami roślin i pniami dębów (okres atlantycki), 4 — mułek ilasty warstwowany ze szczątkami roślin (okres atlantycki-borealny), 5 — less zgliniony, poziomo iluwialny, z licznymi korzonkami roślin (okres borealny), 6 — less (zlodowacenie bałtyckie), 7 — opoka (górną kreda)

Coupe géologique du versant du ravin près Jędrzejówka; 1 — matériaux colluviaux loessiques stratifiés rythmiquement (époque sub-atlantique et sub-boréale), 2 — tourbe de sphaignes compacte avec débris végétaux et troncs de chênes (époque atlantique), 3 — argile grise stratifiée avec débris végétaux et troncs de chênes (époque atlantique), 4 — limon argileux stratifié avec débris végétaux (époque atlantique et boréale), 5 — loess argilé (niveau illuvial) avec nombreuses racines de végétaux (époque boréale), 6 — loess (graciation baltique), 7 — calcaire siliceux (haut Crétacé)

sprzyjały zachowaniu się „kopalnego lasu” przez intensywne zasypywanie dolin. Omawiany poziom kopalny na Roztoczu był znany i badany przez wielu badaczy niemal od stu lat (18).

Na dolnej glebie subfosylnej leży seria mułków lessowych miąższości od kilku do 10 m. Wyścielają one dna dolin wyklinowując się w górę stoków. Wskazuje na to typ warstwowania mułków o nachyleniu 5—10°, zgodnym z podłożem. Najczęściej mułki leżą bezpośrednio na typowym lessie. Podobną sytuację stwierdził na Roztoczu Zachodnim A. J a h n (18) i J. M a l i n o w s k i (29). Osadzenie się mułków wiąże się z denudacją i uruchomieniem pyłów na stokach.

Młodszy poziom gleby subfosylnej występuje w górnej części mułków na głębokości 2—4 m (ryc. 5). Poziom ten jest powszechny na Roztoczu lessowym (18, 3, 29). Odsłania się on na zboczach wąwozów rozcinających suche doliny, na odcinku kilkudziesięciu, a nawet kilkuset metrów. Gleba ta została poznana najlepiej w dolinach wschodniej części Roztocza Go-rajskiego: Hosznia Ordynacka, Jędrzejówka, Komodzianka (wieś i kolonia), Latyczyn, Średniówka i Wólka Czernięcińska. Omawiana gleba ma zazwyczaj dobrze wykształcony profil glebowy, w którym wyróżnia się: a) poziom humusowy barwy ciemnoszarej lub czarnej o miąższości 20—30 cm, niekiedy 50—60 cm, w stropie częściowo namyty; b) poziom bie-



Ryc. 5. — Przekrój geologiczno-morfologiczny suchej doliny symetrycznej koło Wólki Czernięcińskiej; 1 — deluwia pylaste, warstwowane (okres subatlantycki b), 2 — poziom humusowy, górna gleba subfosylna (okres subatlantycki a), 3 — poziom iluwialny (okres subatlantycki-subborealny), 4 — deluwia rytmicznie warstwowane (okres subborealny), 5 — ospiska (holocen), 6 — less (zlodowacenie bałtyckie), 7 — opoka (kreda górna)

Coupe géologique-morphologique de la vallée sèche symétrique près Wólka Czernięcińska; 1 — matériaux colluviaux stratifiés (époque sub-atlantique b), 2 — horizon d'humus, sol subfossile supérieur (époque sub-atlantique a), 3 — horizon illuvial (époque sub-atlantique et subboréale), 4 — matériaux colluviaux stratifiés rythmiquement (époque sub-boréale), 5 — matériaux d'éboulement et de glissement (Holocène), 6 — loess (glaciation baltique), 7 — calcaire siliceux (haut Crétacé)

licowy (eluwialny) tworzy cienką warstwę 10 cm, jest to utwór pylasty barwy jasnoszarej, nie występuje we wszystkich proflach; c) poziom zglinienia (iluwialny) barwy rdzawobrazowej z ciemnymi plamami, miąższości około 50 cm; d) deluwia lessowe, utwór pylasty warstwowany.

Okres tworzenia się gleby humusowej został przerwany przez ponowny wzrost procesów deluwialnych. Glebę przykrywaia warstwowane mułki o miąższości 2—4 m. Składają się na nie: namyty humus, mułki humusowe oraz mułki lessowe, w stropie węglanowe. Odwrócony profil glebowy wskazuje na donoszenie materiału z denudowanych stoków. Budowa geologiczna tej serii świadczy o zaawansowanym procesie denudacji i całkowitym zniszczeniu profilu glebowego na stoku. Najmłodsza seria mułków, związana z gospodarczą działalnością człowieka na Rostoczu Gorajskim, była oddźwiękiem niszczenia lasów i rozwoju uprawy rolnej. W wyniku tego rozwinęła się intensywna erozja gleb na stokach oraz akumulacja w dolinach (31, 25).

Omawiane serie badane były także przez A. J a h n a, który podobnie wyróżnił dwa poziomy pokryw postglacjalnych, przedzielone glebami subfosalnymi (18). Utworzenie się osadów na stokach wiąże on z okresem borealnym i subborealnym, a gleb subfosalnych z okresem atlantyckim i subatlantyckim (faza a). Podobnie datuje wspomniane serie J. M a l i n o w s k i (29), wyróżniając na podstawie wierceń jeszcze jeden poziom glebowy słabo zaznaczony, który wiąże z Allerödem. Na Rostoczu Szczeczeszyńskim S. N a k o n i e c z n y i współpr. (40) stwierdzili występowanie kopalnej gleby biellicowej, która według nich pochodzi z interstadiału Alleröd, zaś nadległą kilkumetrową serię deluwii lessowych uważają za utwór peryglacjalny z młodszego dryasu. Na podstawie analizy ich położenia można wnioskować, że odpowiadają one górnej glebie subfosalnej na Rostoczu Gorajskim. Datowanie górnej gleby subfosalnej na okres subatlantycki nie budzi zastrzeżeń. Zostało ono udokumentowane badaniami geologicznymi w wielu profilach (18, 3, 29). Przemawiają za tym również badania paleobotaniczne dolnej gleby subfosalnej (2), torfowisk w sąsiedztwie Rostocza (31) oraz badania archeologiczne (25). W świetle powyższych faktów kopalną glebę biellicową z okolic Szczeczeszyna (40) należy uznać za postglacjalną.

b) Suche doliny asymetryczne

Suche doliny asymetryczne tworzą przeważnie formy duże, stanowiące odgałęzienia dolin rzecznych. W profilu poprzecznym wyraźnie wyodrębniają się poszczególne elementy doliny: płaskie dno, oddzielone od zboczy załomem, oraz zbocze strome i łagodne. Doliny asymetryczne mają różną orientację, przy czym wyróżnia się dwie zasadnicze grupy:

doliny południkowe i równoleżnikowe, związane z tektoniką, oraz doliny pośrednie związane ze strukturą.

Asymetria jest najbardziej zaakcentowana w dolinach południkowych o przebiegu N—S, NNE—SSW oraz NNW—SSE. Doliny asymetryczne



Ryc. 6. Rzeźba asymetrycznej doliny południkowej, Zagrody
Relief de vallée asymétrique méridienne, Zagrody

grupują się w centralnej części grzbietu Roztocza, tworząc w dorzeczu Łady jej lewe odgałęzienia od Chrzanowa do Radzięcina. W ich przedłużeniu podobne formy występują na skłonie północnym Roztocza w dorzeczu Poru — między Otroczą a Gródkami (ryc. 17) — a także stanowią one górne odcinki doliny Poru i Sanny. Nachylenie zboczy łagodnych wynosi $5-10^\circ$, a stromych $20-25^\circ$, a nawet 35° (fot. 5, 6). Wskaźnik asymetrii w dolinach południkowych jest największy i wynosi 4—5 (14). Strome zbocza są krótkie, od 100 do 200 m, o wysokości 50 m, natomiast zbocza łagodne mają stoki długie 0,5—1 km (ryc. 6). Zbocza strome eksponowane na W, WNW i WSW są zwarte i prostolinijne, porozcinane przez krótkie dolinki symetryczne. Natomiast zbocza łagodne są niewyraźne, gęsto pocięte przez długie (1—2 km) doliny symetryczne (ryc. 6, 7, fot. 3).

Doliny asymetryczne równoleżnikowe (W—E, WNW—ESE, WSW—ENE) tworzą zazwyczaj krótkie odcinki w sąsiedztwie dolin południkowych. Zaznaczają się one jednak wyraźną asymetrią i liczbą form. Zbocza strome eksponowane są na S, SSW i SSE; nieliczne tylko doliny mają strome zbocza eksponowane na N i NE. Większe doliny równoleżnikowe o kierunku WNW—ESE występują w okolicy Chłopkowa i Laticzyna, a o kierunku WSW—ENE — boczne doliny Poru między Batorzem a Zdziłowicami (ryc. 8, 9).

Drugą grupę stanowią doliny o kierunkach pośrednich SW—NE i NW—SE. Doliny o kierunku SW—NE występują głównie na północnym stoku Roztocza Gorajskiego, od Tarnawy do Radeczniczy (ryc. 10). Kierunek NW—SE jest charakterystyczny dla doliny górnego Poru i Hoszni Ordynackiej (ryc. 11). Asymetria dolin o stromych zboczach z ekspozycją SW jest znacznie lepiej wyrażona. Doliny te cechuje współczynnik asymetrii o wartości 2—3 (fot. 7).

Asymetryczne doliny na Roztoczu Gorajskim nie są zjawiskiem wyjątkowym. Doliny o podobnych cechach i ekspozycji zboczy (S, SW, W, NW) stwierdza wielu autorów zarówno na terenie Polski (38, 42, 18, 34), jak również w Europie Zachodniej (15, 42, 33, 41). Doliny asymetryczne o stromych stokach eksponowanych na N i NE występują na Roztoczu sporadycznie. Podobną sytuację stwierdzili we Francji A. Gloriod i J. Tricart. Wiążą oni ten typ asymetrii z przyczynami natury tektonicznej (14).

Analiza przebiegu dolin asymetrycznych na Roztoczu Gorajskim wskazuje na ich związek ze strukturą i tektoniką. Bieg skał kredowych na Roztoczu Gorajskim ma kierunek NW—SE, a upad—NE. Północny stok Roztocza zgodny jest z nachyleniem warstw, zaś południowy ścina coraz starsze warstwy. Do biegu warstw, tj. do kierunku NW—SE, nawiązują doliny Łady, górnego Poru oraz Hoszni Ordynackiej. Doliny Łady i gór-

nego Poru rozwinęły się w strefie piętra mastrychtu i kampanu (5). Na zboczu NE w dolinie Łady wychodnie ławic kredowych zaznaczają się kilkoma stopniami i krawędziami, natomiast w dolinie górnego Poru i Hoszni Ordynackiej zbocza NE tworzy wysoka krawędź o charakterze kuesty. Dlatego też północno-wschodnie zbocze tych dolin należy uznać za krawędź denudacyjno-strukturalną (ryc. 11). Doliny położone na północno-wschodnim stoku Roztocza mają przebieg SW—NE zgodny z upadem skał kredowych. Są to doliny konsekwentne (ryc. 10).

Asymetryczne doliny południkowe i równoleżnikowe wykazują zależność od spękań skał kredowych. Zdecydowaną przewagę ilości form mają doliny asymetryczne południkowe, a więc o kierunku zbliżonym do maksimum spękań (NNE—SSW). Przeważający kierunek dolin na tle kierunków spękań skał kredowych ilustruje diagram (ryc. 12). Zgodność przebiegu dolin z kierunkiem spękań wskazuje, że wytworzyły się one na liniach predysponowanych spękaniami skał. Fakt ten podkreśla jeszcze prostolinijne zbocze kredowe o ekspozycji zachodniej. Drugie maksimum spękań (WNW—ESE) wyznacza biegi dolin równoleżnikowych (obsekwentnych). Doliny o tym kierunku tworzą formy drugorzędne, głównie

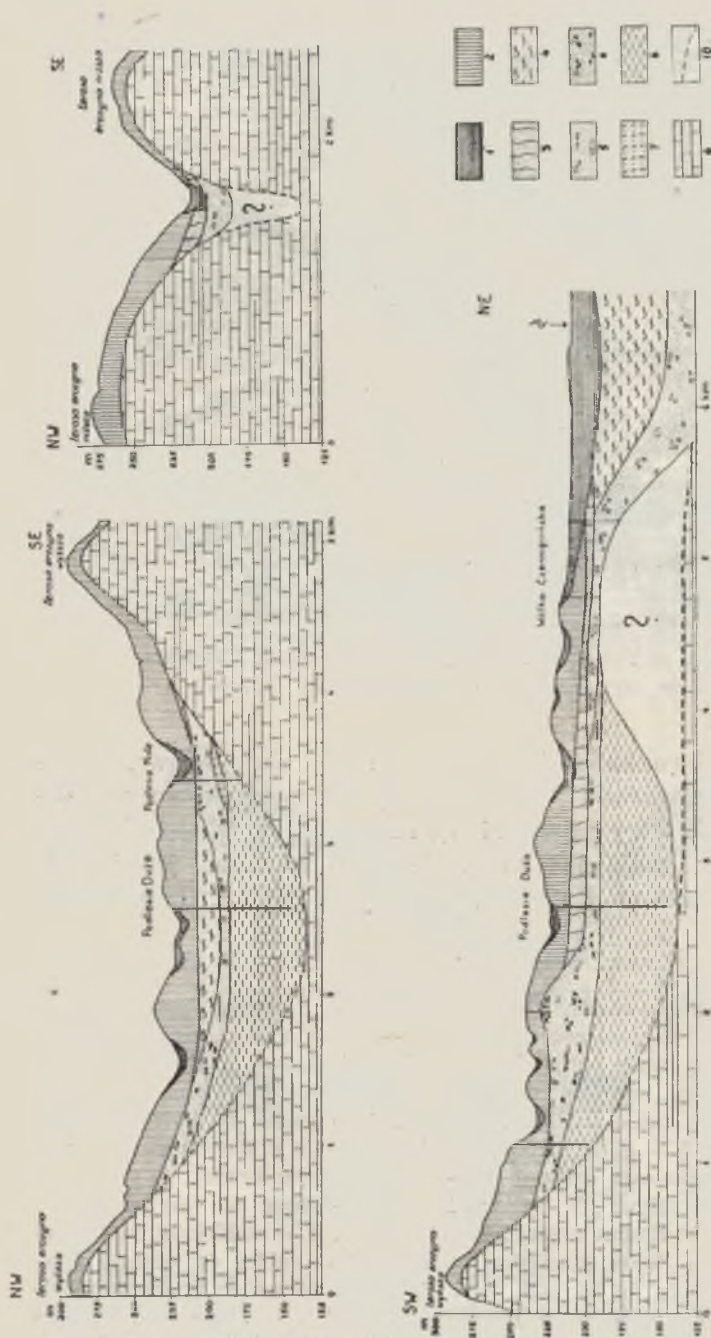
Ryc. 7. Mapa morfologiczna doliny asymetrycznej koło Goraja; 1 — terasa zalewowa (holocen), 2 — koryta rzeczne (holocen), 3 — krawędzie teras rzecznych, 4 — młode rozcięcia erozyjne: wąwozy, parowy (holocen), 5 — terasa akumulacyjna (złodowacenie bałtyckie), 6 — równina akumulacji lessowej na wierzchowinach (złodowacenie bałtyckie), 7 — dolinki nieckowate i suche doliny symetryczne (plejstocen), 8 — ostańce denudacyjne (plejstocen), 9 — stoki i zbocza dolin (plejstocen), 10 — strome zbocza dolin asymetrycznych, krawędzie denudacyjno-strukturalne (pliocen-plejstocen), 11 — terasa erozyjna niższa, wys. względna 30—40 m (pliocen), 12 — zrównanie wierzchowinowe niższe — 280—290 m, terasa erozyjna wyższa, wys. względna 60—70 m (pliocen), 13 — zrównanie wierzchowinowe średnie 300—310 m (sarmat-pliocen), 14 — zrównanie wierzchowinowe wyższe 330 m (sarmat), 15 — poziomicę co 10 m

Carte morphologique de la vallée dyssymétrique près Goraj; 1 — plaine d'inondation (Holocène), 2 — lits de rivières (Holocène), 3 — escarpements de terrasses fluviales, 4 — entailles d'érosion récentes: ravins, en U (Holocène), 5 — terrasse d'accumulation (glaciation baltique), 6 — plaine d'accumulation de loess sur le plateau (glaciation baltique), 7 — vallons en berceau et vallées sèches symétriques (Pléistocène), 8 — buttes-témoins de dénudation (Pléistocène), 9 — versants et pentes (Pléistocène), 10 — versants abrupts de vallées sèches dissymétriques, escarpements de dénudation correspondants à la structure (Pliocène-Pléistocène), 11 — terrasse d'érosion inférieure, altitude relative 30—40 m (Pliocène), 12 — surface d'aplanissement inférieure — 280—290 m, terrasse d'érosion supérieure, altitude relative 60—70 m (Pliocène), 13 — surface d'aplanissement moyenne — 300—310 m (Sarmatien-Pliocène), 14 — surface d'aplanissement supérieure — 330 m (Sarmatien), 15 — courbe de niveau à 10 m



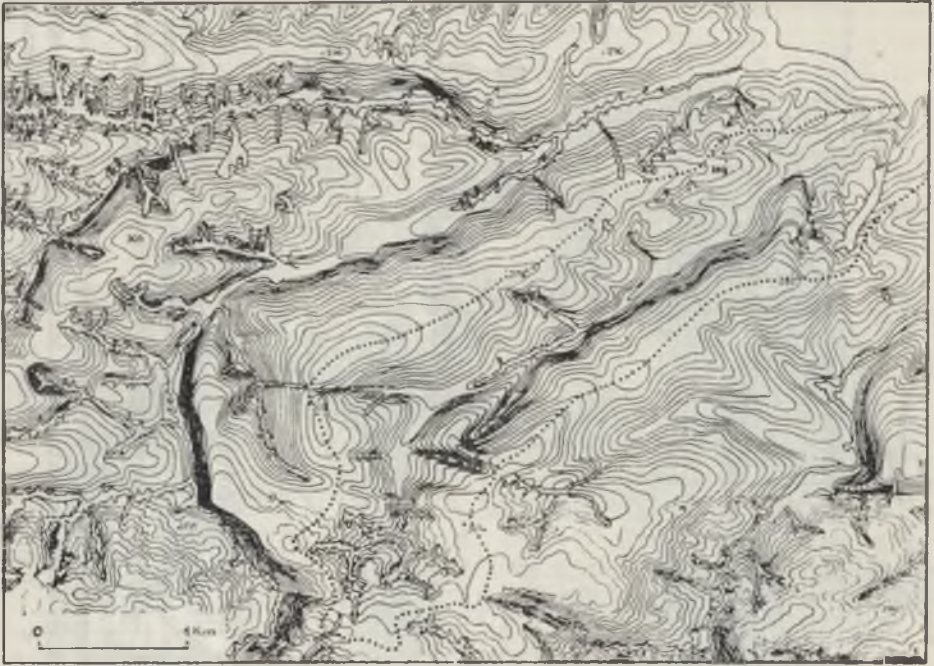
Ryc. 8. Rzeźba kotliny Podlesia; A — A linie przekrojów geologicznych, ryc. 9
 Relief du bassin de Podleste; A — A lignes des profils géologiques, fig. 9

boczne dolinki. Zdecydowaną zależność od spękań wykazują doliny o kierunku N—S. Nie jest wykluczone, że w formowaniu się dolin asymetrycznych o kierunku N—S oprócz spękań brały udział również drobne uskoki.



Ryc. 9. Przekrój geologiczno-morfologiczny przez kotlinę Podlesia; 1 — utwory dolinne i mulki organiczne (holocen), 2 — lessy (złodowacenie bałtyckie), 3 — glina piaszczysta (złodowacenie środkowopolskie), 4 — warstwowane mulki piaszczyste (złodowacenie środkowopolskie), 5 — piaski ze żwirami kredowym (interglacja wielki), 6 — fluwioglacjał (złodowacenie krakowskie), 7 — glina morenowa (złodowacenie krakowskie), 8 — il stwy (préglacjał?), 9 — opoka (górná kreda), 10 — prawdopodobne położenie erozyjnego dna

Coupe géologique-morphologique du bassin de Podlesie; 1 — sédiments de vallées et limons organiques (Holocène), 2 — loess (glaciation bałtique), 3 — limon sableux (glaciation de Pologne Centrale), 4 — limon sableux stratifiés (glaciation de Pologne Centrale), 5 — sables avec graviers du Crétacé (Grand interglaciaire), 6 — formations fluvioglaciales (glaciation Cracovienne), 7 — argile morainique (glaciation Cracovienne), 8 — argile grise (Préglaciaire?), 9 — calcaire siliceux (haut Crétacé), 10 — situation probable du fond d'érosion

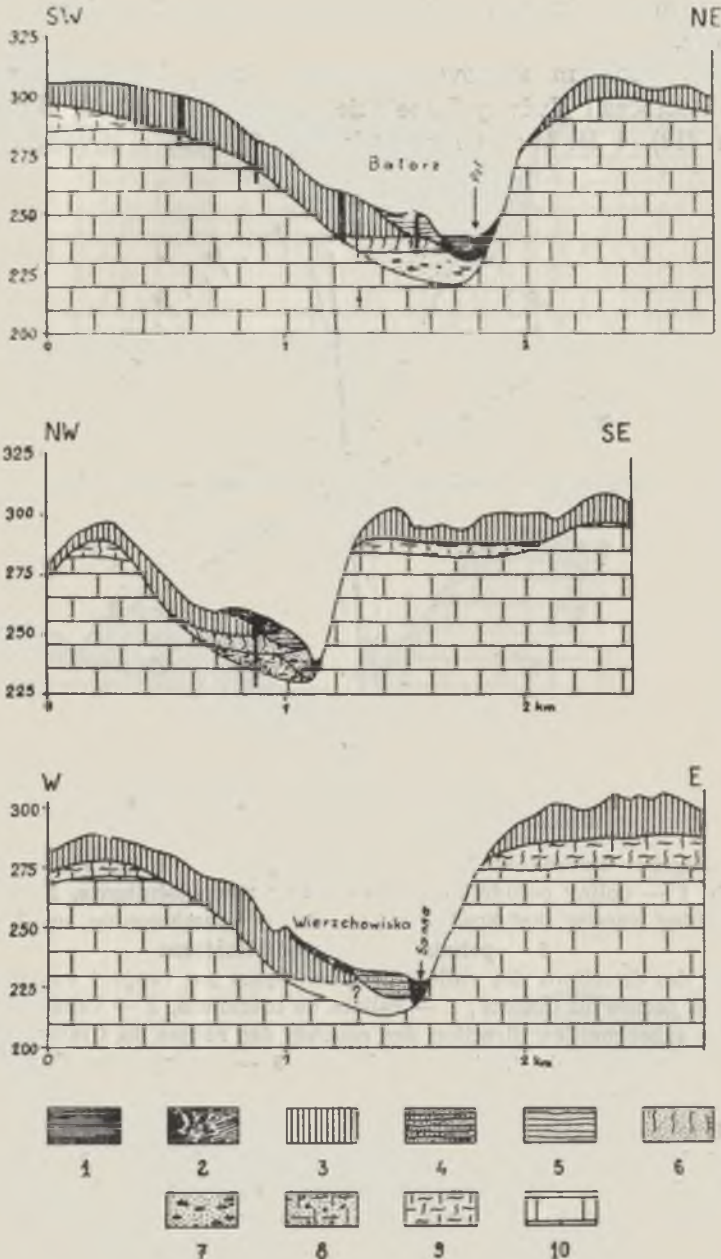


Ryc. 10. Rzeźba asymetryczna doliny konsekwentnej, Tarnawa
Relief de vallée asymétrique conséquente, près Tarnawa

Związek między kierunkami dolin a spękaniem skał omawiany był niejednokrotnie w literaturze (7, 26, 18, 13, 5). Na związek ten na Roztoczu zwrócił uwagę J. Czyżewski (7), następnie A. Malicki (26). Zdaniem A. Jahna „mają one znaczenie tylko wówczas, jeżeli jakiś bardziej wpływający czynnik z grubsza wytyczy ogólny kierunek morfo-

Ryc. 11. Przekrój geologiczno-morfologiczny asymetrycznej doliny Poru i Sanny; 1 — utwory dolinne i mulki organiczne (holocen), 2 — deluwia zboczowe (plejstocen-holocen), 3 — less (złodowacenie bałtyckie), 4 — piaski terasowe (złodowacenie bałtyckie), 5 — mulki terasowe, less facji dolinnej (złodowacenie bałtyckie), 6 — glina pylasto-piaszczysta (złodowacenie środkowopolskie?), 7 — piasek ze żwirem kredowym (interglacjał wielki), 8 — glina morenowa (złodowacenie krakowskie), 9 — wapień litotamniowe (torton), 10 — opoka (górna kreda)

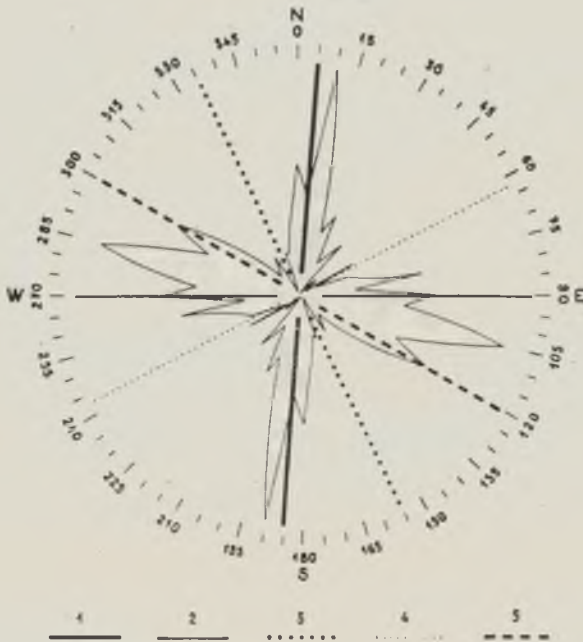
Coupe géologique-morphologique de la vallée dissymétrique du Por et Sanna; 1 — sédiments de vallées et limons organiques (Holocène), 2 — matériaux colluviaux (Pléistocène-Holocène), 3 — loess (glaciation baltique), 4 — sables de terrasse (glaciation baltique), 5 — limons de terrasse, loess de faciès de vallée (glaciation baltique), 6 — limon sableux (glaciation de Pologne Centrale), 7 — sable avec graviers du Crétacé (Grand interglaciaire), 8 — argile morainique (glaciation Cracovienne), 9 — calcaire du lithotamnium (Tortonien), 10 — calcaire siliceux (haut Crétacé)



logiczny, zbliżony do kierunku spękań” (18, s. 263). W przebiegu dolin Roztocza zaznacza się wpływ struktur i spękań, przy czym spękania wywarły zasadniczy wpływ na ich rozwój. Czynniki morfologiczne kształtujące doliny wykorzystały i dostosowały się do linii spękań. Przemawia

za tym trzymanie się tych linii nie tylko przez małe dolinki, ale i przez duże formy.

Odrębny problem stanowi asymetria dolin. Zagadnieniem tym na obszarze Roztocza i Wyżyny Lubelskiej zajmowali się J. E. M o j s k i (38), A. J a h n (18), i H. M a r u s z c z a k (34). Autorzy ci przedstawiają geo-

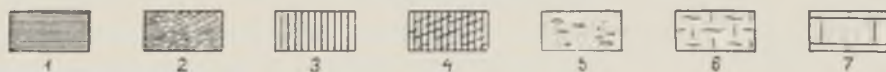
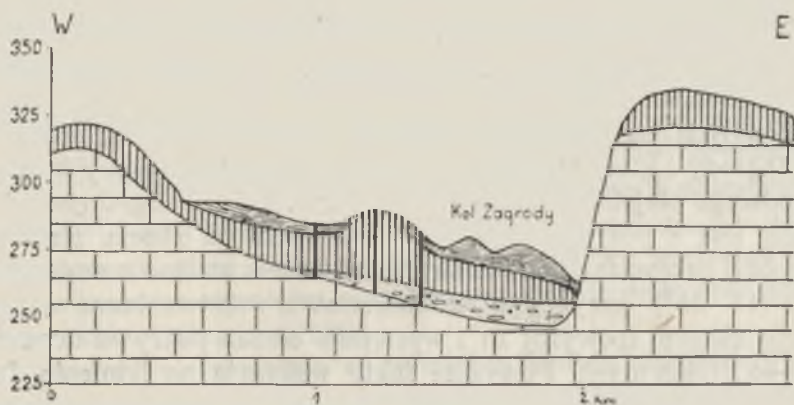
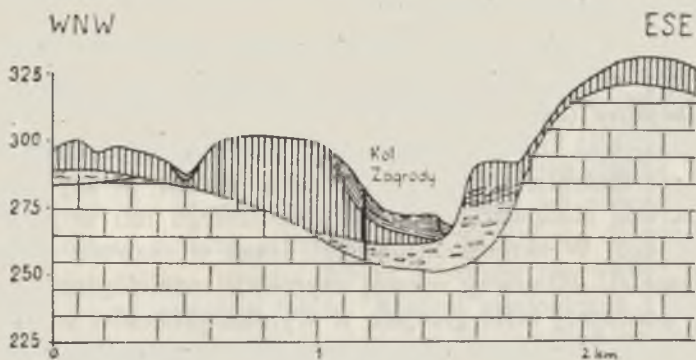
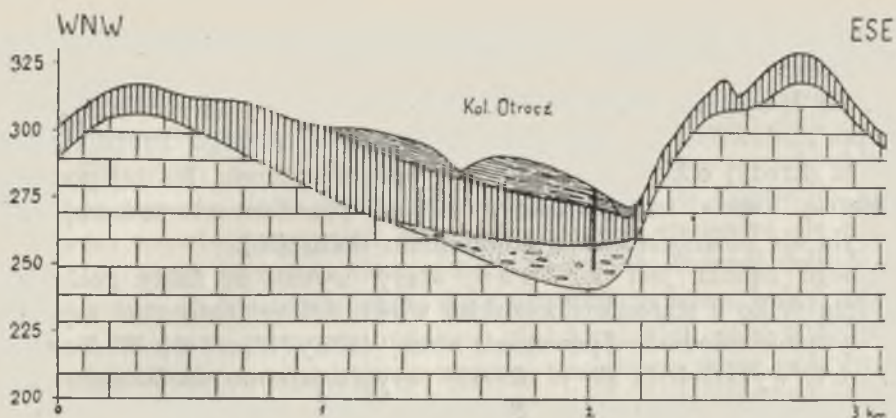


Ryc. 12. Diagram kierunków dolin asymetrycznych na tle kierunków spękań skał kredowych; 1 — doliny południkowe, 2 — doliny równoleżnikowe, 3 — doliny subsekwentne, bieg warstw skał kredowych, 4 — doliny konsekwentne, upad kredy na NE 5 — południowa krawędź Roztocza

Diagramme des directions des vallées dissymétriques par rapport aux directions des diaclases des roches du Crétacé; 1 — vallées de méridiens, 2 — vallées de parallèles, 3 — vallées subséquentes, direction des couches des roches du Crétacé, 4 — vallées conséquentes. pendage du Crétacé vers le NE, 5 — escarpement Sud du Roztocze

Ryc. 13. Przekrój geologiczno-morfologiczny doliny asymetrycznej Otrocz i Zagrody; 1 — mułki dolinne (holocen), 2 — deluwia (plejstocen-holocen), 3 — less (zlodowacenie bałtyckie), 4 — glina pylasta warstwowa (zlodowacenie bałtyckie), 5 — piaski ze żwirem kredowym (fluwioglacjał — zlodowacenie krakowskie), 6 — wapienie litotamniowe (torton), 7 — opoka (górna kreda)

Coupe géologique-morphologique de la vallée sèche dissymétrique de Otrocz et Zagrody; 1 — limons de vallées (Holocène), 2 — matériaux colluviaux (Pléistocène-Holocène), 3 — loess (glaciation baltique), 4 — argile limoneuse stratifiée (glaciation baltique), 5 — sables avec graviers du Crétacé — fluvioglaciaires (glaciation Cracovienne), 6 — calcaires du lithotamnium (Tortonien), 7 — calcaire siliceux (haut Crétacé)



logiczną charakterystykę dolin asymetrycznych oraz poglądy na ich rozwój i wiek.

J. E. Mojski stwierdza zasypanie dolin w dorzeczu Bystrzycy podczas zlodowacenia krakowskiego i środkowopolskiego. Profil starszego podłoża (kredy) odpowiada profilowi topograficznemu. Na tej podstawie asymetrię uważa za zjawisko morfologii przedczwartorzędowej, która tworzyła się równocześnie z powstaniem dolin (38).

Innego zdania jest A. Jahn, który uważa, że fakty geologiczne świadczą tylko o staroplejstocenijskim wieku doliny, natomiast asymetria jest wyraźnie młodsza od powstania samej doliny (18, s. 245). Według niego asymetria wykształciła się w okresie peryglacjalnym zlodowacenia środkowopolskiego i bałtyckiego. Szczególną rolę przypisuje procesom ze schyłkowego okresu ostatniego zlodowacenia. Powstały wówczas deluwia lessowe w rezultacie tych samych procesów, których morfologicznym efektem była asymetria zboczy dolinnych.

H. Maruszczak wyróżnia trzy okresy rozwoju asymetrii: poprzedzający i obejmujący akumulację lessu, po akumulacji lessu oraz najmłodszy — postglacjalny (34). Jego zdaniem asymetrię należy datować na plejstocenijską, ponieważ trudno przyjąć, aby intensywne procesy stokowe pozostawiły nie zmienioną rzeźbę pliocenijską. Uważa, że asymetria rozwinęła się w okresie zlodowacenia środkowopolskiego lub w początkowej fazie bałtyckiego. W okresie akumulacji lessu w rozwoju stoków brak wyraźnej asymetrii. Ponowny rozwój asymetrii morfologicznej ma miejsce dopiero w końcowej fazie glacjału w wyniku procesów soliflukcyjnych. Najdogodniejsze warunki rozwoju asymetrii wystąpiły w fazie początkowej i końcowej glacjału.

Doliny asymetryczne na Roztoczu Gorajskim wycięte są w kredzie, na której leżą osady czwartorzędowe. W dnach występują piaski i żwiry fluwioglacjalne ze zlodowacenia krakowskiego. W dwóch przypadkach stwierdziłem również występowanie utworów ze zlodowacenia krakowskiego, położonych na stromych zboczach: piasków fluwioglacjalnych w dolinie Zagrody i gliny zwałowej w dolinie Olszanka. Utwory ze starszego i młodszego plejstocenu pokrywa less (ryc. 13). Na łagodnych zboczach zalega less z pokrywą deluwiów lessowych, na zboczu stromym opoka wychodzi przeważnie na powierzchnię. Zbocza strome o mniejszym nachyleniu ($10-15^\circ$) przykrywa kilkumetrowa warstwa lessu, a przy nachyleniu większym (powyżej 15°) występuje cienka pokrywa utworów deluwialno-soliflukcyjnych. Powyższe fakty wskazują na istnienie dwu niezależnych, różnowiekowych asymetrii: kopalnej asymetrii zboczy kredowych oraz asymetrii zboczy lessowych.

Przytoczone fakty geologiczne wskazują, że zarówno wiek dolin, jak i wiek asymetrii zboczy kredowych jest starszy od zlodowacenia krakow-

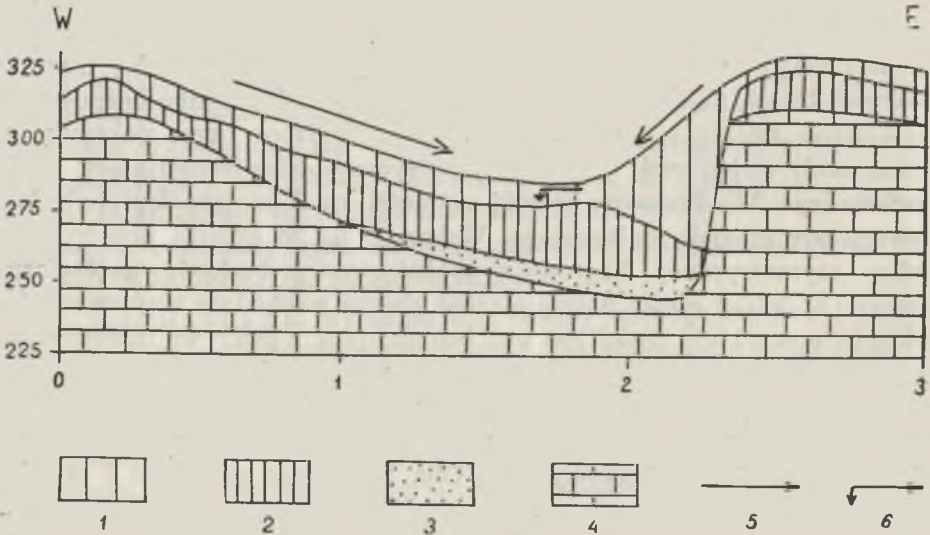
skiego. Wniosek mój zgodny jest z poglądem J. E. Mojskiego (38), który badał doliny asymetryczne na Wyżynie Lubelskiej. Asymetrię zbczycy kredowych należy uznać za zjawisko morfologii przedczwartorzędowej. Odpowiednie warunki rozwoju dolin asymetrycznych istniały w pliocenie. Utworzyły się wtedy doliny wycięte w kredzie, a pod wpływem bocznego rozwoju stoku w klimacie suchym powstała asymetria zbczycy.

Oprócz kopalnej asymetrii zbczycy kredowych stwierdza się na Roztoczu Gorajskim asymetrię zbczycy dolin lessowych. Rozwój dolin w okresie ostatniego zlodowacenia wiąże się z akumulacją lessu, który utworzył pokrywę leżącą na starszych utworach plejstocenijskich albo bezpośrednio na kredzie. Doliny asymetryczne zostały złagodzone przez pokrywę lessową, zachowując swój profil asymetryczny, odzwierciedlający rzeźbę podłoża (ryc. 14). Ponowny rozwój asymetrii miał miejsce dopiero w końcowej fazie glacjału bałtyckiego. Wskazuje na to analiza południkowej doliny asymetrycznej Zagrody o zróżnicowanej budowie geologicznej zbczycy. W dolnej części doliny strome zbocze wschodnie zbudowane jest z kredy, a w górnej części jest ono łagodniejsze, z pokrywą utworów staroplejstocenijskich lub lessu. Natomiast zbocza zachodnie zbudowane są z lessu przykrytego kilkumetrową warstwą mułków lessowych rytmicznie warstwowanych. W odcinku ujściowym dolina zmienia gwałtownie kierunek na równoleżnikowy (18). Oba jej zbocza są niskie i łagodne, zbudowane z lessu. Niezależnie od przebiegu dolnego równoleżnikowego odcinka doliny, strome zbocze kredowe ma swoje przedłużenie na południe pod pokrywą lessu. Analiza geologiczna i morfologiczna doliny wskazuje na przesunięcie się jej osi na wschód, w dolnej części zlewni — do 1 km, w górnej — do 0,5 km.

W warunkach klimatu peryglacjalnego decydujący wpływ na przebieg procesów morfologicznych miała ekspozycja zbczycy (42, 15, 18, 34). Zbocza o ekspozycji zimnej rozwijały się pod wpływem intensywnych procesów stokowych deluwialno-soliflukcyjnych. Wskazują na to produkty niszczenia osadzone na zboczach w postaci mułków lessowych rytmicznie warstwowanych (11). Intensywne procesy peryglacjalne spowodowały obniżenie i złagodzenie zbczycy o ekspozycji zimnej. Zbocza o ekspozycji cieplej były niszczone przez „spychane” na nie wody potoków okresowych, które podcinały je i przesuwały ku wschodowi. Równocześnie z bocznym rozwojem nastąpiło pogłębienie dolin oraz rozwój zachodniej części stoku (ryc. 14).

A. Jahn stwierdził, że w okolicy Goraja południkowe doliny asymetryczne na 1—2 km przed ujściem zmieniają gwałtownie kierunek, skręcając pod kątem prostym na zachód (18). Jego zdaniem wskazuje to na boczny rozwój doliny, przypadający na młodszy lessowy glacjał, oraz przesuwanie się osi z zachodu na wschód. Okazało się jednak, że niez-

leżnie od przebiegu odcinka równoleżnikowego, strome zbocze kredowe ma swoje przedłużenie na południe pod pokrywą lessową (ryc. 6). Powyższy fakt dowodzi, że strome zbocze kredowe nie zostało utworzone na drodze procesów peryglacialnych ostatniego zlodowacenia, jak sądził A. J a h n. Procesy te spowodowały jedynie boczny rozwój dolin o po-



Ryc. 14. Rozwój dolin asymetrycznych w Würmie; 1 — powierzchnia lessowa w Würmie, 2 — współczesna powierzchnia lessowa, 3 — starszy plejstocen, 4 — kreda, 5 — kierunki niszczenia zboczy, 6 — kierunek przesuwania się osi doliny

Développement des vallées asymétriques dans le Würm; 1 — surface des loess dans le Würm, 2 — surface actuelle des loess, 3 — Pléistocène ancien, 4 — Crétacé, 5 — direction de la dégradation des versants, 6 — direction de déplacement du thalweg

krywie lessowej oraz częściowe odsłonięcie stromych zboczy kredowych. Obecnie istniejąca asymetria nakłada się na zbocza asymetryczne, utworzone jeszcze przed akumulacją lessu i utworów zlodowacenia krakowskiego.

3. MŁODE ROZCIĘCIA EROZYJNE

Młode rozcięcia erozyjne są formami o specyficznych cechach morfodynamicznych, utworzonymi przez erozyjną działalność wody płynącej. Charakterystyczne są dla nich ostro zarysowane kształty. W uzależnieniu od wielkości i kształtu profilu poprzecznego bywają różnie nazywane (9, 35, 20). Szczegółową klasyfikację młodych rozcięć erozyjnych w oparciu o formę i stadium rozwoju przeprowadził A. Kęs i k (20), wyróż-

niając siedem typów dla Płaskowyżu Nałęczowskiego. Formy te występują również na Roztoczu Gorajskim, z wyjątkiem wądołów.

W analizie młodych rozcięć erozyjnych będą rozpatrywać tylko formy większe, jak *debra*, *wąwóz* i *parów* (20). Na Roztoczu Gorajskim formy te znajdują się w różnym stadium rozwoju, od młodych intensywnie rozwijających się (*debra*, *wąwóz*) do form dojrzałych i utrwalonych (*parów*). Młode rozcięcia erozyjne rozwijają się najsilniej w obrębie pokryw lessowych. Rozcinają one dna suchych dolin i niecek oraz stoki i zbocza. Tworzą silnie rozgałęzione systemy, w których forma główna osiąga długość kilku, a nawet dziesięciu kilometrów. Głębokość ich wynosi od 2 do 15 m, szerokość dna waży się od 1 do 20 m, w zależności od charakteru przeważających procesów (erozja, akumulacja), a nachylenie zboczy wynosi od 30 do 50°. Niewyrównany profil podłużny ma liczne załamania i progi (fot. 8).

Młode rozcięcia erozyjne należą do najbardziej charakterystycznych form rzeźby. Uwarunkowane jest to budową geologiczną (właściwościami lessu) i dużymi deniwelacjami terenu. Młode rozcięcia erozyjne na Roztoczu Gorajskim grupują się w kilku obszarach. Najbardziej pociętym przez wąwozy obszarem jest północny skłon Roztocza, stoki wierzchołków między Ładą a Gorajcem oraz południowa krawędź Roztocza koło Branwi (ryc. 19).

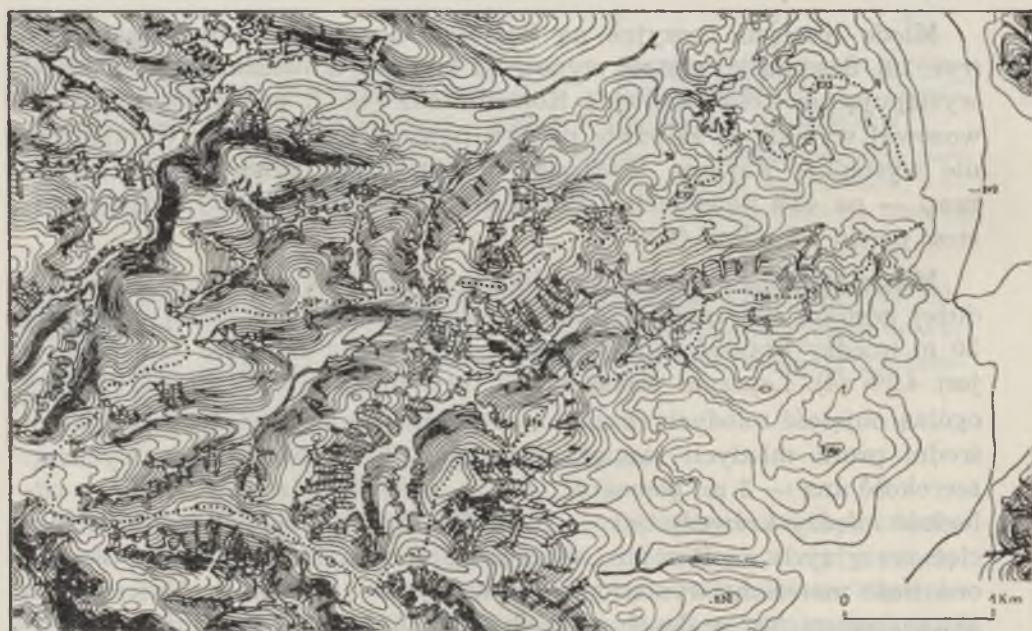
Młode rozcięcia erozyjne na Roztoczu Gorajskim tworzą gęstą sieć (ryc. 20). Średnia jej gęstość wynosi 2,1 km/km², z maksimum 8,7 km/km² występującym koło Branwi i Komodzianki (4). Z pomiarów sieci wąwozowej wynika, że zaledwie na 15% powierzchni Roztocza Gorajskiego nie występują wąwozy. Większość obszarów jest silnie pocięta wąwozami — na 43% powierzchni Roztocza Gorajskiego wąwozy osiągają gęstość ponad 2 km/km² (tab. 1).

Młode rozcięcia erozyjne wyraźnie zaznaczają się w terenie, lecz mimo dużej gęstości nie zajmują dużej powierzchni. Przy średniej odległości 20 m między krawędziami wąwozów wynosi ona zaledwie 22,8 km², to jest 4,2% (4). Lepszym wskaźnikiem tych zmian jest liczba określająca ogólną objętość młodych rozcięć erozyjnych. Do obliczeń tych przyjąłem średni profil młodych rozcięć erozyjnych, którego wymiary wynoszą: szerokość dna — 3 m, głębokość — 7 m, nachylenie zboczy — 40°, a odległość między krawędziami — 20 m (4). Ogólna objętość młodych rozcięć erozyjnych na Roztoczu Gorajskim wynosi 91 496 300 m³. Określa ona ilość materiału wyniesionego z wąwozów i parów. Materiał ten akumulowany jest w dnach suchych dolin, u ich wylotu, w postaci stożków oraz wynoszony przez rzeki poza obręb analizowanego obszaru. Przeliczenie tej wyerodowanej z wąwozów i parów masy na jednostkę

Tab. 1. Gęstość sieci wąwozów na Roztoczu Gorajskim¹
 Densité du réseau des ravins dans le Roztocze

Przedział gęstości sieci wąwozów Classe de densité du réseau des ravins km/1km ²	Powierzchnia odpowiadająca przedziałom gęstości Superficies ré pondant aux classes de densité		Długość wąwozów Longueur des ravins	Średnia gęstość sieci wąwozów Densité moyenne du réseau des ravins km/1km ²
	km ²	%		
0,0	83	15,3	0,0	—
0,0—0,5	72	13,3	20,3	0,28
0,5—1,0	56	10,4	44,0	0,78
1,0—2,0	97	17,9	148,8	1,53
2,0—3,0	78	14,4	202,0	2,58
3,0—4,0	54	10,0	189,5	3,50
4,0—5,0	59	10,9	266,0	4,50
5,0—6,0	18	3,3	96,9	5,38
6,0—7,0	15	2,8	97,9	6,52
7,0—8,0	5	0,9	37,3	7,46
8,0—(8,7)	4	0,8	34,1	8,52
Razem	541	100,0	1 136,6	2,1

¹ Gęstość wąwozów obliczono w obrębie całkowitych pól sześciobocznych.



Ryc. 15. Rzeźba zlewni Komodziańskiej
 Relief du bassin versant de la Komodziańska

powierzchni daje $169\,124,4\text{ m}^3/\text{km}^2$. Wyniesiona z wąwozów i parowów ilość materiału utworzyłaby na Roztoczu Gorajskim warstwę o grubości 16,9 cm (4).

Rozwój młodych rozcięć erozyjnych jest nierównomierny na Roztoczu Gorajskim. Wąwozy i parowy występują z różną intensywnością w stosunku do elementów morfologicznych (stoki, zbocza i dna dolin). W tym celu wykonałem pomiary długości i gęstości wąwozów i parowów na przykładzie jednej zlewni suchej doliny Komodzianki, charakterystycznej ze względu na liczne formy (ryc. 15). Długość i objętość tych form przypadającą na wierzchowiny, zbocza i dna dolin przedstawia tab. 2.

Z danych tych wynika, że najwięcej wąwozów i parowów występuje na stokach i zboczach, a najmniej w dnach suchych dolin. W przeliczeniu na jednostkę powierzchni okazuje się, że większą gęstość i objętość osiągnęły wąwozy i parowy rozwinięte w dnach suchych dolin. Średnia objętość młodych rozcięć erozyjnych w zlewni doliny Komodzianki wynosi $3\,340\,300\text{ m}^3$, co w przeliczeniu na jednostkę powierzchni daje $504\,455\text{ m}^3/\text{km}^2$. Wyniesiona masa ziemi utworzyłaby na powierzchni zlewni Komodzianki warstwę grubości 50,4 cm. Przytoczone wielkości erozji wąwozowej są orientacyjne i raczej zaniżone. Mimo to wskazują one na duże znaczenie morfologiczne procesów erozji wąwozowej na Roztoczu Gorajskim.

Młode rozcięcia erozyjne należą do form świeżych i aktualnie rozwijających się. Rozcinają one dna suchych dolin, wypełnionych młodymi osadami holoceniowymi z okresu subatlantyckiej fazy. Stąd też są to formy utworzone po okresie tworzenia się górnej gleby subfosalnej i deluwii lessowych. Główny rozwój erozji wąwozowej należy łączyć ze współczesną fazą klimatyczną (subatlantycką b). Intensywny rozwój wąwozów jest wynikiem niszczenia lasów i powstawania upraw rolnych (43, 25, 3). Młode rozcięcia erozyjne rozwijają się obecnie szczególnie intensywnie w okresie wiosennych roztopów oraz pod wpływem letnich gwałtownych opadów (43, 48, 37, 23, 3). Szybkość i natężenie rozwoju wąwozów zmieniają się w czasie i przestrzeni zależnie od warunków morfodynamicznych. H. Maruszczak i J. Trembaczowski stwierdzili odbywający się współcześnie gwałtowny rozwój wąwozów na Wyżynie Lubelskiej pod wpływem krótkotrwałej ulewy (37). Ogólna objętość materiału wyniesionego ze świeżo utworzonych form liczy $22\,509,6\text{ m}^3$, to jest $1\,432,5\text{ m}^3/\text{km}^2$. Obserwując rozwój jednego wąwozu J. Malinowski (29) stwierdza średnie jego powiększenie o 208 m^3 rocznie. Liczb przytoczonych przez H. Maruszczaka i J. Trembaczowskiego oraz J. Malinowskiego nie można porównywać bezpośrednio z moimi danymi. Podany wskaźnik erozji dla Roztocza Gorajskiego odnosi się do procesów trwających kilkadziesiąt, a nawet kilkaset

Tab. 2. Ilościowa charakterystyki młodych rozcięć erozyjnych w zlewni Komodzianki
 Caractéristique quantitative des entailles d'érosion récentes dans le bassin versant de la Komodzianka

Część zlewni Partie du bassin versant	Powierzchnia Superficie km ²	Długość młodych rozcięć erozyjnych w km Longueur des ravins km			Średnia gęstość sieci wzwozów Densité moyenne du réseau km/km ²	Ilość usuniętego materiału z młodych rozcięć erozyjnych w m ³ Matériaux évacués des entailles d'érosion récentes, volume en mètre cubes			
		wąwóz ravin V	parów ravin U	ogółem total		wąwóz ravin V	parów ravin U	ogółem total	z powierzchni wierchni 1 km ²
Wierzchowina (nachylenie poniżej 3°)	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—
Stoki (nachylenie 4—20°)	3,7	15,2	2,5	17,7	4,7	1 231 200	175 000	1 406 200	380 054
Zbocza i dna dolin (nachylenie poniżej 4°)	1,7	4,3	4,3	8,6	5,1	619 200	817 000	1 436 200	844 822
Dno doliny głównej (nachylenie poniżej 1°)	0,6	0,6	4,9	5,5	8,2	4 800	583 100	587 900	979 833
Ogółem	6,8	20,1	11,7	31,8	4,6	1 855 200	1 575 100	3 430 300	504 455

i więcej lat. Analiza sieci wąwozów przedstawionej na mapie topograficznej z 1892 r. (Nowaja Topograficzeskaja Karta Zapadnoj Rossii, 1 : 21 000) jest niemal całkowicie zgodna z formami współcześnie istniejącymi. Oczywiście w porównaniu tym uwzględniono tylko długość form, a nie stopień ich rozwoju.

Młode rozcięcia erozyjne wykazują zmienność procesów morfodynamicznych w profilu podłużnym. Wyraża się ona zmianą profilu poprzecznego w różnych częściach wąwozu, na skutek czego w młodych rozcięciach erozyjnych można wyróżnić odcinek górny, środkowy i dolny (3).

Odcinek górny tworzy debra, głęboko rozcinająca dolinę nieckowatą. Zaczyna się ona 10—20 m poniżej powierzchni wierzchwinowej. Wcięcie jest tak znaczne, że zbocza dawnej doliny nie zachowały się w postaci spłaszczeń. W obszarach o słabym rozcięciu, powyżej debry, występuje jeszcze stara dolina nieckowata. Początkowy odcinek debry wykazuje słabą aktywność. Dopiero poniżej, po połączeniu się kilku debr, następuje bardzo szybkie pogłębianie. Debra rozwija się pod wpływem działalności wody płynącej, pochodzącej z tajania śniegu i gwałtownych ulew. Na całej szerokości dna, spełniającego rolę koryta dla okresowego potoku, zachodzi erozja wgłębna. W pogłębianiu się debry biorą również udział procesy erozyjno-eworsyjne, na co wskazują liczne progi i kotły eworsyjne (dlatego też niewyrównany profil podłużny ma liczne załamania). Profil poprzeczny debry jest V-kształtny. Strome zbocza (o nachyleniu do 50° i wysokości do 10 m) rozwijają się pod wpływem procesów speływania i innych ruchów masowych w okresie przedwiośnia (fot. 9).

Erozja wgłębna nie jest tak intensywna w odcinku środkowym, który charakteryzuje się mniejszym spadkiem dna. W profilu poprzecznym wąwozy mają strome zbocza oraz wyraźnie zaznaczone płaskie dno o szerokości 2—3 m. W dnie wąwozu występują liczne kotły erozyjno-eworsyjne, które zamyka próg o wysokości około 2 m. Pod wpływem działalności wody próg cofa się około 1 m na rok, a w sprzyjających warunkach — kilka metrów. Poniżej intensywnie erodowanego odcinka wąwozu materiał jest akumulowany w rozszerzającym się dnie.

Głębokość wąwozów Roztocza wynosi zwykle 10—15 m, niekiedy dochodzi do 20 m. Zbocza są nachylone 30—50°, miejscami w górnej części występują obrywy. Obrywy te spotyka się na zboczach o ekspozycji S i W. Na zboczach o ekspozycji N i E wyjątkowo spotyka się obrywiste ścianki. Ich wysokość wynosi 2—5 m, a poniżej nich znajdują się osypiska o wysokości 4—6 m i nachyleniu 40—50°. Wysokość osypisk sięga od $\frac{1}{2}$ do $\frac{2}{3}$ wysokości zbocza (fot. 10). Obrywiste zbocza są najlepiej rozwinięte w wąwozach nie zalesionych.

Rozwój zboczy wąwozów kształtuje się pod wpływem procesów działających na zboczach o ekspozycji ciepłej i zimnej. Zbocza o ekspozycji zimnej rozwijają się w okresie przedwiośnia pod wpływem ruchów masywnych (fot. 12). Ważną rolę odgrywa tu dłuższe zaleganie śniegu oraz dłuższe utrzymywanie się sezonowej zmarzliny na tych zboczach. W okresie lata zbocza rozwijają się pod wpływem procesów związanych z różnicą wilgotności na zboczach o różnej ekspozycji. Na skutek wysychania tworzą się szczeliny równoległe do zboczy, powodując tworzenie się obrywów. Różne warunki mikroklimatyczne panujące na przeciwległych zboczach powodują asymetryczny rozwój wąwozów. Na powyższy fakt zwróciła uwagę A. Reniger (44) stwierdzając, że zjawisko erozji występuje o wiele silniej na zboczach o ekspozycji ciepłej.

Odcinek dolny młodego rozcięcia erozyjnego nazywamy parowem. Przejście wąwozu w parów odbywa się sukcesywnie na krótkim odcinku, drogą procesów akumulacyjnych i stopniowego rozszerzenia dna do kilkunastu metrów. Zbocza o nachyleniu 35° i wysokości do 8 m obniżają się z biegiem parowu. Na zboczach parowu występują dna dawnej doliny w postaci teras o szerokości niekiedy do kilkudziesięciu metrów. Parów jest formą utrwaloną, o zboczach pokrytych roślinnością trawiastą i krzewiastą. Zadarnione dno jest okresowo zasypywane świeżym materiałem, pochodzącym z wyższych odcinków młodego rozcięcia erozyjnego. Na zmienność etapów rozwoju parowów wskazują terasy, które są wynikiem ożywienia procesów erozyjnych w ustabilizowanych parowach. Proces ten powtarza się niekiedy kilkakrotnie i w parowach można spotkać kilka generacji teras.

LITERATURA

1. Bennett H. H.: Soil Conservations. Mc Graw-Hill Series in Geography, New York 1939.
2. Bremówna M.: Flora kopalna z Jędrzejówki koło Biłgoraja (On the Fossil Flora of Jędrzejówka near Biłgoraj). Starunia nr 29, Kraków 1950, ss. 1—14.
3. Buraczyński J.: Les vallées de loess du Roztocze Occidental. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XV (1960), 10, Lublin 1961, ss. 155—172.
4. Buraczyński J.: Les entailles d'érosion récentes (ravins) du Roztocze Occidental. Folia Soc. Sc. Lublinensis, sec. D, Geografia, vol. 3/4, 1963/64, Lublin 1965, ss. 23—26.
5. Buraczyński J.: Zarys geomorfologii Roztocza Zachodniego (Essai géomorphologique du Roztocze Occidental). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXII (1967), 4, Lublin 1969, ss. 77—123.
6. Churska Z.: Późnoglacialne formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci—Warty i doliny Drwęcy (The Late Glacial Denudative Land Formes Occurring on the Slopes of the Noteć—Warta Icemarginal Streamway and the Drwęca Valley). Studia Soc. Sc. Torunensis, sectio C, vol. VI, nr 1 (1965), Toruń 1966, s. 111.



Fot. 1

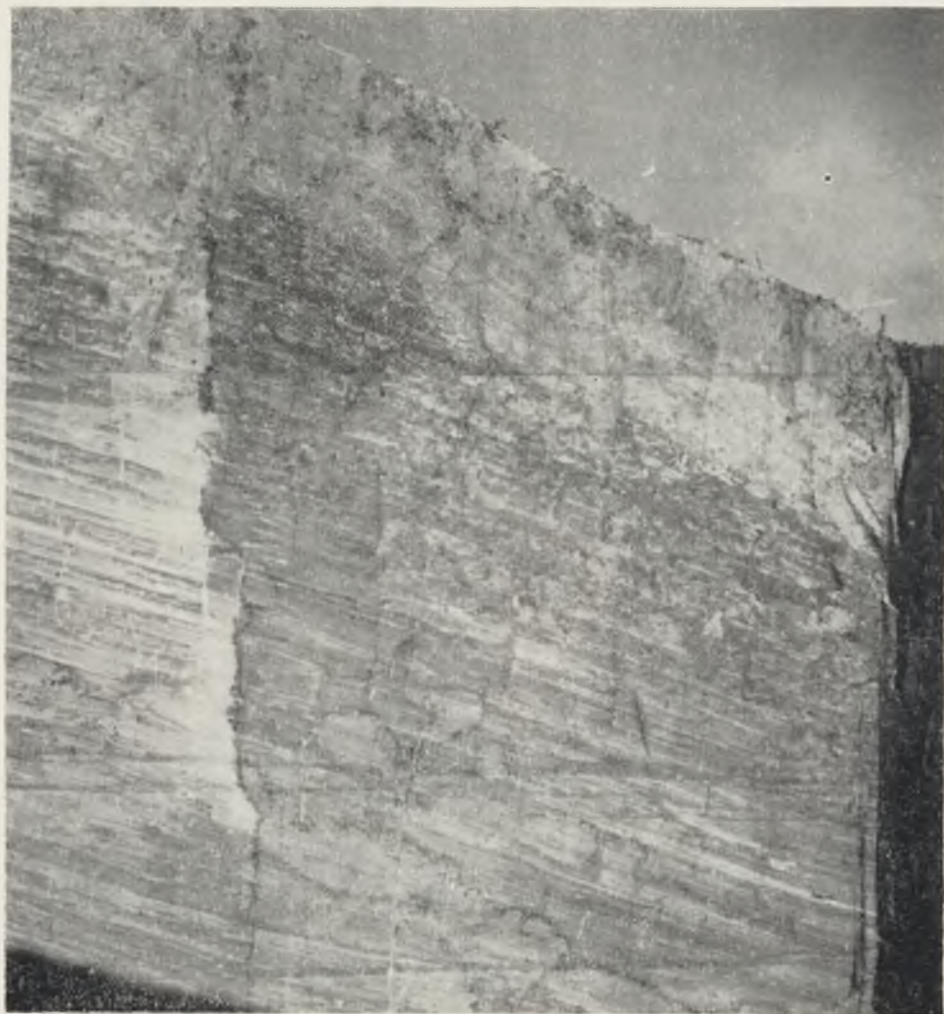


Fot. 2



Fot. 3

Jan Buraczyński



Fot. 4



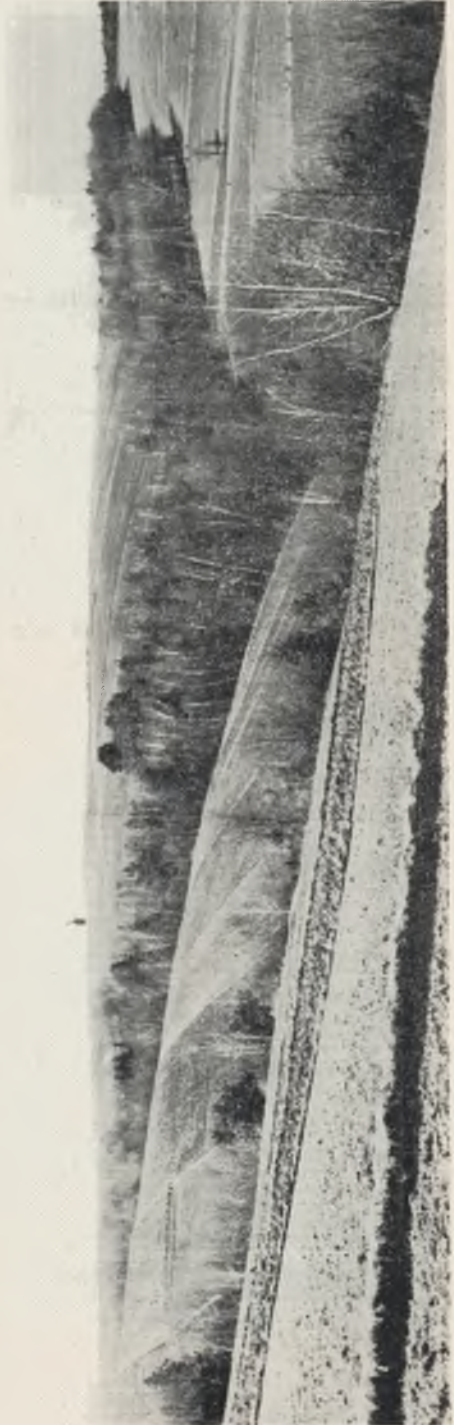
Fot. 5



Fot. 6



Fot. 7



Fot. 8

Jan Buraczyński



Fot. 9



Fot. 10



Fot. 11



Fot. 12



Fot. 13



Fot. 14



Fot. 15

Jan Buraczyński

7. Czyżewski J.: Gęstość sieci dolinnej na Podolu (The Density of the Podolia Valley-Complex). *Prace Geogr.* wyd. przez E. Romera, z. IX, Lwów 1927, ss. 27—40.
8. Czyżewski J.: Z badań nad spękaniami kredy senońskiej południowego Roztocza (Sur les diaclases dans le sénonien du Roztocze). *Przeł. Geogr.*, t. IX, Warszawa 1929, ss. 1—12.
9. Dobrzański B., Malicki A., Ziernicki S.: *Erozja gleb w Polsce*. Państw. Wyd. Roln. i Leśn., Warszawa 1953.
10. Dylík J.: O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski (Du caractère périglaciaire de la Pologne Centrale). *Acta Geogr. Univ. Lodziensis*, 4, Łódź 1953.
11. Dylík J.: Peryglacialne osady stokowe rytmicznie warstwowane (Rhythmically Stratified Periglacial Slope Deposits). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2, Łódź 1955, ss. 14—31.
12. Dylík J.: Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. *Biuletyn Peryglacialny*, nr 4, Łódź 1956, ss. 195—238.
13. Gilewska S.: Rozwój geomorfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej (The Geomorphological Development of the Eastern Part of the Miechów Plateau). *Prace Geogr. PAN*, 13, Warszawa 1958.
14. Gloriod A., Tricart J.: Étude statistique de vallées asymétrique sur la feuille St.-Pol. au 1:50 000. *Rev. Géomorphologie Dynamique*, R. III, 1952, ss. 88—98.
15. Grimbérieux J.: Origine et asymétrie des vallées sèches de la Hesbaye. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 78, 1955, ss. 267—284.
16. Jahn A.: Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenijskiej strefy peryglacialnej (Cryoturbate Phenomena of the Contemporary and of the Pleistocene Periglacial Zone). *Acta Geol. Pol.*, vol. II, 1951, ss. 159—290.
17. Jahn A.: Denudacyjny bilans stoku (Balance de dénudation du versant). *Czasop. Geogr.*, t. XXV, Warszawa 1954, ss. 38—64.
18. Jahn A.: Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). *Prace Geogr. PAN*, nr 7, Warszawa 1956.
19. Kes A. S.: Osnownyje stadii razwitija sowriemennogo owrażno-erozionnogo reliefa. *Problemy Fiz. Geogr.*, t. 15, Moskwa 1950.
20. Kęsik A.: Vallées des terrains loessiques de la partie Ouest du Plateau de Nałęczów. *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XV (1960), 9, Lublin 1961, ss. 123—153.
21. Klatka T.: Suche doliny płaskodenne na przedpolu Łysogór (Flat-Floored Dry Valleys in the Foreland of the Łysica Mts). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2, Łódź 1955, ss. 79—89.
22. Klatkowa H.: Niecki korazyjne w okolicach Łodzi. *Biuletyn Peryglacialny*, nr 1, Łódź 1954, ss. 68—75.
23. Klatkowa H.: Studium morfodynamiczne pewnego wąwozu w Górach Świętokrzyskich (Monographie d'échantillon morphodynamique). *Acta Geogr. Univ. Lodziensis*, 8, Łódź 1958, ss. 99—164.
24. Klatkowa H.: Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi (Vallons en berceau et vallées sèches aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodziensis*, 19, Łódź 1965.
25. Kozłowska A.: Rola roślin uprawnych w historycznym rozwoju kultury materialnej Polski. *Szata roślinna Polski*, t. I. Warszawa 1959, ss. 547—586.

26. Malicki A.: Spękanie kredy na północnym Roztoczu (Les diaclases du crétacé dans le Roztocze septentrionale). *Czasop. Geogr.*, t. XIII, Lwów 1935, ss. 104—106.
27. Malicki A.: Geneza i rozmieszczenie lessów w środkowej i wschodniej Polsce (The Origin and Distribution of Loess in Central and Eastern Poland). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. IV (1949), 8, Lublin 1950, ss. 195—228.
28. Malicki A.: Lessy na obszarze Polski i ich związek z czwartorzędem. *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa 1967, ss. 372—396.
29. Malinowski J.: Budowa geologiczna i własności geologiczne lessów Roztocza i Kotliny Zamojskiej między Szczebrzeszynem a Turobinem (Geological Structure and Geotechnical Properties of Loesses in Roztocze and in the Zamość Basin, between Szczebrzeszyn and Turobin). *Inst. Geol., prace t. XLI*, Warszawa 1964.
30. Malinowski J.: Utwory czwartorzędowe zachodniej części Kotliny Zamojskiej (Stratigraphy of Quaternary Deposits in the Western Part of the Zamość Basin). *Inst. Geol., Biuletyn 187*, Warszawa 1965, ss. 131—144.
31. Mamakowa K.: Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacialu i holocenie (The Vegetation of the Basin of Sandomierz in the Late-Glacial and Holocene). *Acta Paleobotanica*, vol. III, nr 2, Kraków 1962, ss. 3—57.
32. Mamakowa K.: Flora z interstadiału Paudorf w Łązku koło Zaklikowa (Flora from the Paudorf Interstadial at Łązek near Zaklików). *Acta Paleobotanica*, vol. IX, nr 1, Kraków 1968, ss. 29—44.
33. Maréchal R.: L'étude des phénomènes périglaciaires en Belgique. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4, Łódź 1956, ss. 83—98.
34. Maruszczak H.: Główne cechy klimatyczne asymetrii stoków w obszarach peryglacjalnych i umiarkowanych (Hauptmerkmale der klimatischen Hängeasymmetrie in der periglazialen und gemäßigten Zonen). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. XI (1956), 6, Lublin 1958, ss. 161—237.
35. Maruszczak H.: Le relief des terrains de loess sur le Plateau de Lublin. *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. XV (1960), 8, Lublin 1961, ss. 93—122.
36. Maruszczak H.: Procesy denudacyjne w późnym glacialu i holocenie w świetle badań suchych dolin w Polsce (Denudation Processes in the Late Glacial and Holocene as Revealed by Investigation of Dry Valleys in Poland). *Folia Quarternaria*, 29, Kraków 1968, ss. 79—87.
37. Maruszczak H., Trembaczowski J.: Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu (Geomorphological Effects of a Cloudburst at Piaski Szlacheckie near Krasnystaw). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. XI (1956), 4, Lublin 1958, ss. 129—160.
38. Mojski J. E.: Asymetria zboczy dolinnych w dorzeczu Bystrzycy (The Assymetry of Slopes in the Valley of the Bystrzyca — River Basin). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. V (1950), 2, Lublin 1951, ss. 27—52.
39. Nakonieczny S.: Holocenska morfogeneza Wyżyny Lubelskiej. *Rozprawa habilitacyjna*, UMCS, Lublin 1967.
40. Nakonieczny S., Pomian J., Turcki R.: Warunki występowania gleb kopalnych w obrębie Wyniosłości Szczebrzeszyńskiej (Das Auftreten der Fossilböden in der Umgegend von Szczebrzeszyn). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. XIII (1958), 3, Lublin 1959, ss. 81—105.

41. Ollier C. D., Thomasson A. J.: Asymmetrical Valleys of the Chiltern Hills. Geogr. Journ., 123, 1957, ss. 71—80.
42. Pierzchałko L.: Zagadnienia dolin asymetrycznych na tle rozwoju geomorfologii klimatycznej (Le problème des vallées dissymétriques et le développement de la géomorphologie climatique). Czasop. Geogr., t. XXV, Warszawa 1954, ss. 359—372.
43. Reniger A.: Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce (Location, Extent and Severity of Potential Soil Erosion in Poland). Roczn. Nauk Roln., t. 54, Warszawa 1950, ss. 1—59.
44. Reniger A.: Erozja gleb w okresie ulew i spływów wód wiosennych w zależności od przebiegu pogody (Soil Erosion During the Period of Rainfall and Downflow of Spring Waters as Depending upon Climatic Conditions). Roczn. Nauk Roln., t. 73, seria F, z. 4, Warszawa 1959, ss. 599—641.
45. Rotnicki K.: Rzeźba wzgórz Ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju stoku podczas Würmu (The Relief of the Ostrzeszów Hills as Result of Slope Development during the Würm). Prace Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, t. V, z. 2, Poznań 1966.
46. Starkel L.: Rozwój rzeźby Karpat Fliszowych w holocenie (The Development of the Flysch Carpathians Relief During the Holocene). Prace Geogr., PAN, 22, Warszawa 1960.
47. Sobolew S. S.: Razwitiye erozionnych processow na terrytorii jewropiejskoj czasti SSSR i bor'ba s nimi. Moskwa 1948.
48. Ziemiński S.: Badania nad erozją gleb Wyżyn Polski południowo-wschodniej (Studies on Soil Erosion in the South-Eastern Part of the Polish Uplands). Procesy erozyjne i problemy ochrony gleby w Polsce. Wyższa Szk. Roln. w Lublinie, zeszyt 2, Warszawa 1968, ss. 93—111.

OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII

Fot. 1. Zdjęcie modelu plastycznego Roztocza Zachodniego wg F. Uhorczaka.

Fot. 2. Dolinka nieckowata na zboczu suchej doliny koło Tarnawy.

Fot. 3. Sucha dolina symetryczna, Zagrody.

Fot. 4. Mułki lessowe rytmicznie warstwowane, o nachyleniu warstw zgodnym z nachyleniem zbocza suchej doliny, Batorz.

Fot. 5. Strome zbocze kredowe południkowej doliny asymetrycznej. W dniu doliny potok wód roztopowych (6 IV 1969), Zagrody.

Fot. 6. Strome zbocze południkowej doliny asymetrycznej z pokrywą lessową, Zagrody.

Fot. 7. Widok na dolinę górnego Poru. Prawe zbocze tworzy krawędź denudacyjno-strukturalną, Zdziłowice.

Fot. 8. Wąwozy rozcinające suche doliny na północnym stoku Roztocza, Tokary.

Fot. 9. Rozwój wąwozu w okresie wiosennych roztopów. W dniu okresowy potok (15 IV 1958), Branew.

Fot. 10. Obrywiste zbocze w wąwozie lessowym.

Fot. 11. Kotły suffoazyjne na zboczu wąwozu, rozwinięte w okresie wiosny (15 IV 1958), Branew.

Fot. 12. Ześlizg soliflukcyjny płata darni na zboczu wąwozu w okresie wiosennych roztopów (15 IV 1958), Branew.

Fot. 13. Grota lessowa na zboczu wąwozu.

Fot. 14. Wąwóz drogowy, Komodzianka.

Fot. 15. Wymoki w dnie dolinki nieckowatej.

РЕЗЮМЕ

Горайское Розточе — это гряда, простирающаяся в северо-запада на юго-восток. Она отличается от смежных районов рельефом и геологическим строением и сложена из меловой опоки, на которой вдоль зоны краевого уступа залегает миоцен. Плейстоценовые отложения залегают во всем исследованном районе. Самая важная роль принадлежит здесь лессу, покрывающему вершины и склоны покровом мощностью 10—20 м. В морфологии Розточа выделяются уровни вершин, краевые уступы и долины.

Опираясь на морфологический критерий, автор подразделяет долины Горайского Розточа, имеющие эпизодичный сток, на три группы: 1) мульдообразные долинки, 2) сухие долины, 3) молодые эрозионные формы.

Мульдообразные долинки — это малые формы с вогнуто-выпуклыми профилями склонов. Они связаны с лессовым покровом. Глубина этих форм меньше слоя лессового покрова. Мульдообразные долинки развивались в позднеледниковом периоде под влиянием процессов солифлюкции и абляции.

Сухие долины — формы наиболее распространенные на Горайском Розточе. Они являются формами сильно разветвленными, средняя плотность которых составляет $1,33 \text{ км/км}^2$. По характеру поперечного профиля сухие долины можно разделить на симметрические и асимметрические. Важным этапом в развитии сухих долин было накопление лесса, которое не сгладило однако древнего рельефа, а приспособилось к существовавшей сети долин, сохраняя ее главные черты. После накопления лесса долины подверглись дальнейшему развитию под влиянием абляции и эрозии.

Сухие асимметрические долины — это большие формы, зависящие от тектоники и структуры. Меридианные долины и долины широтного простираения, связанные с тектоникой, развиваются согласно направлениям трещин пород основания. Свидетельствует о том то, что они расположились на линиях трещин горных пород. Явную зависимость от трещин обнаруживают долины северно-южного направления. Долины, связанные со структурой, простираются с северо-запада на юго-восток и с юго-запада на северо-восток. Они согласуются с простираением и падением слоев меловых горных пород. Долины северо-западного — юго-восточного направления, связанные с простираением пластов, имеют крутые склоны северо-восточной экспозиции, которые создают денудационно-структурные уступы.

Геологическое строение указывает, что склоны асимметрических долин сформировались в меловых породах перед аккумуляцией от-

ложений краковского (миндель) оледенения. Эти факты указывают на существование здесь двух независимых, разновозрастных генераций асимметрии: ископаемой асимметрии склонов, образовавшихся в меловых горных породах, и асимметрии склонов, образовавшихся в породах лессового покрова. Развитие ископаемой асимметрии происходило в плиоцене. Повторное развитие асимметрических склонов имело место в конечной фазе последнего оледенения под влиянием перигляциальных процессов, но лишь в пределах лессового покрова.

Молодые эрозионные формы принадлежат к формам интенсивно развивающимся в настоящее время в пределах Горайского Розточа. В зависимости от поперечного профиля выделяются: дебри, овраги и балки. Овраги создают густую сеть, составляющую в среднем $2,1 \text{ км/км}^2$. Размеры овражной эрозии иллюстрирует их объем равный $91\,496\,300 \text{ м}^3$, что в пересчете на единицу поверхности составляет $169\,124,4 \text{ м}^3/\text{км}^2$.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СУХИХ ДОЛИН ГОРАЙСКОГО РОЗТОЧА

1. Голоцен — аккумуляция пылевого делювия на днищах сухих долин под влиянием абляции и денудации почв. Серию пылевого делювия разделяют два горизонта субфоссильных почв.

2. Балтийское оледенение — аккумуляция лесса, покров которого унаследует главные черты рельефа основания. В конце оледенения происходит углубление сухих долин в результате эрозии временных потоков в отдельные стадии, а во время похолоданий — их моделирование процессами солифлюкции и абляции. На склонах развились мультисформные долинки.

3. Ээмский интергляциал — углубление и вынос страших отложений из сухих долин.

4. Среднепольское оледенение — развитие денудационных долин. Аккумуляция солифлюкционных покровов на склонах и днах сухих долин.

5. Великий интергляциал — интенсивная глубинная эрозия, вынос отложений из долин.

6. Краковское оледенение — аккумуляция гляциальных и флювиогляциальных отложений в сухих долинах.

7. Прегляциал — этапы эрозии и аккумуляции отложений в сухих долинах.

8. Плиоцен — интенсивная глубинная эрозия, развитие густой сети долин по линиям структур и трещин меловых пород.

Развитие асимметрии в долинах северо-западного — юго-восточного направления связано со структурой, а в долинах меридианных — связано с линиями трещин.

ОБЪЯСНЕНИЯ ИЛЛЮСТРАЦИЙ

Рис. 1. Ситуационный эскиз Горайского Розточа.

Рис. 2. Рельеф сухих долин лессовых и безлессовых пространств окрестностей Горая.

Рис. 3. Рельеф сухой долины. Аккумуляционная равнина на краю Розточа в долине реки Пор, Тарнава.

Рис. 4. Геологический профиль склона оврага около села Енджеювка. 1 — ритмично-слоистый лессовый делювий (субатлантическая—суббореальная стадия); 2 — плотный моховой торф с остатками растений и стволами дубов (атлантическая стадия); 3 — серый слоистый ил с остатками растений и стволами дубов (атлантическая стадия); 4 — слоистый глинистый наилок с остатками растений (антлантическая—бореальная стадия); 5 — сглиниженный лесс, иллювиальный горизонт с многочисленными корешками растений (бореальная стадия); 6 — лесс (балтийское оледенение); 7 — опока (верхний мел).

Рис. 5. Геолого-морфологический разрез сухой симметрической долины у Вульки Черненьчиньской: 1 — слоистый пылеватый делювий (субатлантическая стадия б); 2 — гумусовый горизонт, верхняя субфоссильная почва (субатлантическая стадия а); 3 — иллювиальный горизонт (субатлантическая—суббореальная стадия); 4 — ритмично-слоистый делювий (суббореальная стадия); 5 — осыпь (голоцен); 6 — лесс (балтийское оледенение); 7 — опока (верхний мел).

Рис. 6. Рельеф асимметрической долины меридианного простираения, Загроды.

Рис. 7. Морфологическая карта асимметрической долины у Горая: 1 — пойменная терраса (голоцен), 2 — речные русла (голоцен), 3 — уступы речных террас, 4 — молодые эрозионные формы: овраги, балки (голоцен), 5 — аккумуляционная терраса (балтийское оледенение), 6 — равнина лессовой аккумуляции на возвышенности (балтийское оледенение); 7 — мульдообразные долинки и сухие симметрические долины (плейстоцен); 8 — денудационные останцы (плейстоцен); 9 — пологие склоны и склоны долин (плейстоцен); 10 — крутые склоны асимметрических долин, денудационно-структурные уступы (плиоцен-плейстоцен); 11 — низшая эрозионная терраса, относительная высота 30—40 м (плиоцен); 12 — низший водораздельный уровень 280—290 м абсолютной высоты, высшая эрозионная терраса, относительная высота 60—70 м (плиоцен); 13 — средний водораздельный уровень 300—310 м абсолютной высоты (сармат-плиоцен); 14 — высокий водораздельный уровень 330 м абсолютной высоты (сармат); 15 — горизонтали 10-ти метрового сечения.

Рис. 8. Рельеф котловины Подлесья. А—А — линии геологических разрезов, рис. 9.

Рис. 9. Геолого-геоморфологический разрез котловины Подлесья. 1 — долинные отложения и органический ил (плиоцен); 2 — лессы (балтийское оледенение); 3 — песчанистая глина (среднепольское оледенение); 4 — песчанистые слоистые суглинки (среднепольское оледенение); 5 — песок с меловым гравием (великий интергляциал); 6 — водно-ледниковые отложения (краковское оледенение); 7 — моренная глина (краковское оледенение); 8 — серый ил (прегляциал ?); 9 — опока (верхний мел); 10 — предполагаемое положение эрозионного дна.

Рис. 10. Рельеф асимметрической консеквентной долины, Тарнава.

Рис. 11. Геолого-геоморфологический разрез асимметрической долины рек Пор и Сан: 1 — долинные отложения и органический ил (голоцен); 2 — де-

лювий склона (плейстоцен-голоцен); 3 — лесс (балтийское оледенение); 4 — террасовые пески (балтийское оледенение); 5 — террасовые суглинки, лесс долиной фации (балтийское оледенение); 6 — пылевато-песчанистая глина (среднепольское оледенение); 7 — песок с меловым гравием (великий интергляциал); 8 — моренная глина (краковское оледенение); 9 — литотамневые известняки (тортон); 10 — опока (верхний мел).

Рис. 12. Диаграмма направлений асимметрических долин на фоне направлений трещин в меловых горных породах: 1 — долины меридианного направления; 2 — долины широтного простираия; 3 — субсеквентные долины, простираие пластов меловых горных пород; 4 — консеквентные долины с падением меловых пластов на северо-восток; 5 — южный уступ Розточа.

Рис. 13. Геолого-геоморфологический разрез асимметрической долины Отроч и Загороды: 1 — долинный суглинок (голоцен); 2 — делювий (плейстоцен-голоцен); 3 — лесс (балтийское оледенение); 4 — слоистая пылеватая глина (балтийское оледенение); 5 — песок с меловым гравием (флювиогляциал-краковское оледенение); 6 — литотамневые известняки (тортон); 7 — опока (верхний мел).

Рис. 14. Развитие вюрмских асимметрических долин. 1 — вюрмская и лесовая поверхность; 2 — современная лессовая поверхность; 3 — древний плейстоцен; 4 — мел; 5 — направления разрушений склонов; 6 — направление перемещения оси долины.

Рис. 15. Рельеф бассейна реки Комодзянки.

ОБЪЯСНЕНИЯ ФОТОГРАФИЙ

Фото 1. Снимок пластичной модели Западного Розточа по Ф. Угорчаку.

Фото 2. Мульдообразная долина на склоне сухой долины около Тарнавы.

Фото 3. Сухая симметрическая долина, Загороды.

Фото 4. Ритмично-слоистые лессовые суглинки с падением слоев согласно падению склона сухой долины, Батож.

Фото 5. Крутой меловой склон меридианной асимметричной долины. Поток талых вод на дне долины (6 IV 1969), Загороды.

Фото 6. Крутой склон меридианной асимметричной долины с лессовым покровом, Загороды.

Фото 7. Вид на долину Пор (верховье). Правый склон в виде денудационно-структурного уступа, Здиловице.

Фото 8. Овраги, пересекающие сухие долины на северных склонах Розточа, Токары.

Фото 9. Развитие оврага во время весенних распутиц. На дне временный поток (15.IV.1958), Бранев.

Фото 10. Обрывистый склон в лессовом овраге.

Фото 11. Суффозильные западины на склоне оврага развившиеся весной (15.IV.1958), Бранев.

Фото 12. Сползший по склону оврага во время весенней оттепели пласт дерна (15.IV.1958), Бранев.

Фото 13. Лессовая пещера на склоне оврага.

Фото 14. Дорога в овраге, Комодзянка.

Фото 15. Блюдцеобразные углубления на дне мульдообразной долины.

R É S U M É

Le Roztocze de Goraj forme un plateau étroit de direction NW—SE et qui diffère des pays voisins par son relief et par sa structure géologique. Ce plateau est construit de calcaire siliceux et, dans la zone bordière, recouvert de Miocène. Des formes du Pléistocène sont présentes sur tout le terrain. Les loess tiennent le premier rang, en couvrant les hauteurs et les versants d'un manteau de 10 à 20 m d'épaisseur. Dans la morphologie du Roztocze de Goraj, sont à distinguer les niveaux d'aplanissement, les escarpements et les vallées.

A l'appui du critère morphologique, l'auteur divise les vallées du Roztocze de Goraj en trois groupes: 1° les vallons en berceau, 2° les vallées sèches, 3° les entailles d'érosion récentes.

Les vallons en berceau sont des formes petites à profils concaves-convexes des versants. Ils sont liés au loess. Leur profondeur n'atteint pas celle de la couche limoneuse. Les vallons en berceau ont été développés au cours du tardiglaciaire sous l'action des processus de solifluxion et d'ablation.

Les vallées sèches sont les formes les plus répandues sur le Roztocze de Goraj. La densité moyenne de ces formes, très ramifiées, est de 1,33 km/km². D'après la coupe transversale des vallées sèches, on les divise en symétriques et dissymétriques. L'accumulation du loess a été une étape importante de l'évolution des vallées sèches. Cette accumulation n'a pas effacé le relief ancien, mais elle s'est adaptée au réseau fossile des vallées en conservant ses caractères principaux. Après le dépôt des loess, les vallées ont subi une évolution ultérieure sous l'influence de l'ablation et de l'érosion.

Les vallées sèches dissymétriques sont des formes de dimensions importantes et elles dépendent de la tectonique et de la structure. La direction des vallées méridiennes et des vallées parallèles liées à la tectonique, est conforme à la direction des diaclases des roches. Cela indique que ces vallées ont apparu sur des axes prédisposés par ces diaclases. Les vallées à direction N—S présentent surtout une dépendance prononcée des diaclases. Par contre, les vallées structurales suivent les directions NW—SE et SW—NE, en corrélation avec la direction et le pendage des couches du Crétacé. Les vallées NW—SE liées à la direction des couches ont des versants abrupts exposés NW et formant un escarpement structural de dénudation.

La structure géologique indique que les versants des vallées dissymétriques avaient été taillés dans les roches du Crétacé avant le comblement des vallées par les sédiments de la glaciation Cracovienne (Mindel).

Ces faits prouvent l'existence de deux asymétries indépendantes et d'âge différent: une asymétrie fossile des versants taillés dans les formes du Crétacé et une seconde asymétrie, celle des versants formés dans la couverture loessique. L'évolution de l'asymétrie fossile a eu lieu au Pliocène. La seconde évolution des versants asymétriques s'est produite au cours du tardiglaciaire (Würm) sous l'influence des processus périglaciaires, uniquement dans la couverture loessique.

Les entailles d'érosion récentes appartiennent aux formes se trouvant actuellement en évolution intense dans le Roztocze de Goraj. Selon leur profil transversal, on distingue, parmi ces formes, des ravineaux (debra), des ravins et des ravins en U. Les ravins forment un réseau dense (en moyenne 2,1 km/km²). Leur volume qui s'élève à 91 496 300 m³, c'est-à-dire par unité de superficie, à 169 124,4 m³/km², témoigne de l'importance de l'érosion dans les ravins.

ÉTAPES DE L'ÉVOLUTION DES VALLÉES SÈCHES DU ROZTOCZE DE GORAJ

1. Holocène — accumulation de colluvions de poussières sur les fonds des vallées sèches sous l'action de l'ablation et de la dénudation des sols. Deux niveaux de sols sub-fossiles séparent la série de limons à fraction de poussières.

2. Glaciation baltique (Würm) — accumulation de loess dont la couverture suit les formes principales du relief du substratum. Vers la fin de la glaciation se produit un approfondissement des vallées sèches dû à l'action érodante des torrents temporaires aux époques stadiales, et au cours des périodes de froid, les vallées sont modelées par les processus de solifluxion et d'ablation. Des vallons en berceau se sont développés sur les versants.

3. Interglaciaire Eemian (/W) — creusement du fond, et déblaiement des sédiments anciens dans les vallées sèches.

4. Glaciation de Pologne Centrale (Riss) — évolution des vallées de dénudation. Accumulation de couvertures de solifluxion sur les versants et les fonds des vallées sèches.

5. Grand Interglaciaire (M/R) — érosion de fond intense, déblaiement des sédiments dans les vallées.

6. Glaciation Cracovienne (Mindel) — accumulation de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires dans les vallées sèches.

7. Pré-glaciaire — étapes d'érosion et d'accumulation de sédiments dans les vallées sèches.

8. Pliocène — érosion de fond intense, évolution d'un réseau dense de vallées le long des lignes structurales et des diaclases du Crétacé. Développement de l'asymétrie, liée aux axes structuraux dans les vallées à direction NW—SE, et aux lignes de diaclases dans les vallées méridiennes.

EXPLICATION DES TABLES

Photo 1. Modèle plastique du Roztocze Occidental d'après F. Uhorczak.

Photo 2. Vallon en berceau sur le versant de la vallée sèche, Tarnawa.

Photo 3. Vallée sèche symétrique, Zagrody.

Photo 4. Limons loessiques rythmiquement stratifiés à pendage de strates concordant avec le pendage des versants de la vallée sèche, Batorz.

Photo 5. Versant abrupt (Crétacé) d'une vallée méridienne asymétrique. Dans le fond de la vallée, torrent formé d'eaux de fonte des neiges (6 avril 1969), Zagrody.

Photo 6. Versant abrupt d'une vallée méridienne asymétrique, avec couverture de loess, Zagrody.

Photo 7. Vue sur la vallée du haut Por. Le versant de droite forme un escarpement structural de dénudation, Zdziłowice.

Photo 8. Ravins entaillant les vallées sèches sur le versant Nord du Roztocze. Tokary.

Photo 9. Évolution du ravin pendant la dégelation du printemps. Torrent périodique dans le fond du ravin, 15 avril 1958, Branew.

Photo 10. Versant escarpé d'un ravin dans les terrains de loess.

Photo 11. Cuves de suffosion développées au cours du printemps sur un versant de ravin (15 avril 1958), Branew.

Photo 12. Glissement par solifluxion d'un lambeau de gazon sur le versant d'un ravin au cours du dégel printanier (15 avril 1958), Branew.

Photo 13. Grotte dans le loess sur le versant d'un ravin.

Photo 14. Route érodée et transformée en ravin, Komodzianka.

Photo 15. Dépressions fermées avec eaux stagnantes dans le fond d'un vallon en berceau.

Tab. 3. Główne etapy rozwoju suchych dolin Roztocza Gorajskiego

32 000		Subark- tyczny	Tundra bezdzwenna	Akumulacja eoliczna. Działalność procesów sofflukcyjnych	less
Faza przed- pandorffska					

Tab. 3. Główne etapy rozwoju suchych dolin Roztocza Gorajskiego
Étapes principales de l'évolution des vallées sèches du Roztocze de Goraj

Okres (chronologia bezwzględna)	Klimat	Roślinność	Charakterystyka procesów i form	Osady		
H O L O C E N	Subatlantycki — 2 500	b Współczesny	Skład lasu zmieniony przez człowieka	Denudacja gleb na stokach i zboczach dolin, związana z rozwojem rolnictwa. Akumulacja osadów na zboczach i dnach suchych dolin. Rozwój erozji potoków okresowych — młode rozcięcie erozyjne	deluwia antropogeniczne	
		a Umiarkowanie ciepły i wilgotny	Lasy bukowo-jodłowe i grabowo-jodłowe	Rozwój procesów wietrzeniowych i glebowych	górna gleba subfosałna	
	Subborealny — 4 000	Ciepły suchy	Lasy mieszane i liściaste (grab, dąb, olsza), wzrost buka i jodły	Ablacja na stokach. Akumulacja w suchych dolinach, u ich wylotów stożki napływowe. Rozwój akumulacji deluwialnej wzdłuż krawędzi północnej Roztocza, równina deluwialna. Rozwój erozji wąwozowej. Suffozja chemiczna, wymoki na wierzchowinach	deluwia pylaste w dnach suchych dolin, na terasie zalewowej mada górna	
	Atlantycki — 6 500	Ciepły wilgotny	Lasy liściaste wielogatunkowe	Procesy wietrzeniowe i glebowe Na stokach słabe procesy ablacyjne	w dolinach rzecznych rozwój torfu (Por, Gorajec) oraz mułków organicznych (Łada, Sanna). Dolna gleba subfosałna w suchych dolinach (czarny dąb) (Jędrzejówka, Komodziańska). Akumulacja mułków w dnach suchych dolin	
	Borealny — 9 500	Ciepły, dość wilgotny	Lasy mieszane sosnowo-brzozowe (olsza, lipa, dąb)	Procesy denudacyjne na stokach, akumulacja osadów w dnach dolin. Erozja potoków okresowych, rozwój wąwozów	deluwia pylaste i pylasto-piaszczyste rytmicznie warstwowane	
	Preborealny — 10 000	Umiarkowanie ciepły	Luźne lasy brzozowe i brzozowo-sosnowe	Erozja wgłębna, rozcięcie i pogłębienie dolin. Pełne rozcięcie terasy nadzalewowej, wytworzenie się krawędzi terasy	deluwia pylaste	
	Z L O D O W A C E N I E B A L T Y C K I E	Młodszy Dryas — 11 000	Chłodny i kontynentalny	Płaty lasów sosnowo-brzozowych	Na stokach denudacja (ablacja). Rozwój dolinek nieckowatych. Akumulacja, głównie pod wpływem wód powierzchniowych. U wylotu suchych dolin rozwój stożków napływowych, a wzdłuż krawędzi równiny podstokowe (proluwialne). Przekształcanie wąwozów w suche doliny	mułki lessowe rytmicznie warstwowane
		Alleröd — 11 800	Chłodno-umiarkowany	Słabo zwarte lasy sosnowo-brzozowo-modrzewiowe	Erozja wgłębna, wcięcie rzek na głębokość 10 m, rozwój terasy nadzalewowej. W suchych dolinach erozja potoków okresowych, rozwój wąwozów. Procesy wietrzeniowe i glebotwórcze	gleba na północnych stokach Roztocza
		Starszy Dryas — 12 100	Chłodny i kontynentalny	Tundra parkowa	Denudacja na stokach, głównie ablacja. Boczny rozwój dolin asymetrycznych w pokrywie lessowej. Na stokach rozwój dolinek nieckowatych. W dnach suchych dolin akumulacja	mułki lessowe warstwowane
		Bölling — 12 500	Chłodno-umiarkowany	Tundra z brzozą	Procesy wietrzeniowe i glebotwórcze. Erozja potoków okresowych w suchych dolinach.	gleba
Najstarszy Dryas — 14 000		Zimny kontynentalny	Tundra bezdrzewna	Denudacja na stokach (ablacja i soliflukcja). Rozwój lessowych krawędzi akumulacyjno-denudacyjnych. Boczny rozwój dolin asymetrycznych pod wpływem procesów denudacyjnych. Akumulacja na stokach i w dnach suchych dolin	mułki warstwowane, na stokach północnych pylaste, a południowych piaszczyste	
Faza pomorska, poznańska, leszczyńska — 27 000		Subarktyczny	Tundra bezdrzewna	Akumulacja eoliczna, pokrycie lessem wierzchowin, zboczy i den suchych dolin	less	
Paudorff — 32 000		Chłodny kontynentalny	Tundra parkowa	Procesy glebowe, wietrzenie chemiczne. Erozja potoków okresowych, pogłębienie suchych dolin	gleba — poziom odwapnionego lessu zglinionego na północnych stokach Roztocza	
Faza przed-paudorffska — 55 000		Subarktyczny	Tundra bezdrzewna	Akumulacja eoliczna. Działalność procesów soliflukcyjnych	less	
Brørup — 60 000		Umiarkowanie ciepły	Lasy iglaste ze świerkiem	Procesy glebowe, wietrzenie chemiczne. Erozja potoków okresowych w suchych dolinach	gleba brunatna poligeniczna na stokach Roztocza (Sąsiadka)	
Stadiał szczyński — 70 000		Subarktyczny	Tundra parkowa z brzożą i sosną	Akumulacja eoliczna, pokrywa lessowa naśladuje główne rysy rzeźby podłoża. Procesy soliflukcyjne na stokach. Akumulacja osadów peryglacialnych na stokach i dnach dolin	less osady piaszczysto-pylaste, w części południowej	
Interglacjał eemski — 100 000	Umiarkowanie wilgotny i ciepły	Lasy iglaste Lasy liściaste	Wietrzenie, procesy glebowe. Akumulacja w dnach dolin. Erozja — rozcinanie i wynoszenie starszych osadów z dolin	gleba rędzina (Batorz, Zakłodzie) brak danych		
Zlodowacenie środkowopolskie — 230 000	Arktyczny	Flora dryasowa	Młodszy stadiał: ablacja i soliflukcja na stokach. Rozwój dolin denudacyjnych. Akumulacja utworów peryglacialnych na stokach i dnach dolin, akumulacja w dolinach rzecznych. Starszy stadiał: zastoisko w dolinie Gorajca i Poru, akumulacja w dolinach suchych	piaski warstwowane ze żwirami, piaski gliniaste, mułki dryasowe		
Interglacjał wielki — 420 000	Umiarkowanie ciepły i umiarkowanie chłodny		Akumulacja fluwialna w dolinach rzecznych i dolinach suchych. Denudacja na stokach. Intensywna erozja wgłębna, wyprątanie osadów glacialnych z suchych dolin	Piaski ze żwirami kredowymi deluwia? bruk morenowy i rezidua osadów fluwioglacjalnych		
Zlodowacenie krakowskie — 470 000	Arktyczny		Akumulacja glacialna i fluwioglacjalna wewnątrz garbu	gliny morenowe — Olszanka, Zakrzew, Chrzanów, Podlesie piaski fluwioglacjalne — Zagrody, Andrzejów, Olszanka		
Interglacjał kromerski — 540 000	Umiarkowanie, morski		Okresy erozji i akumulacji	brak danych		
Zlodowacenie Günz — 600 000	Umiarkowanie chłodny		Akumulacja	brak danych		
Interglacjał tegelen — 1 300 000	Umiarkowanie ciepły, dość suchy		Erozja — pogłębienie dolin rzecznych i suchych. Akumulacja w dolinach rzecznych i suchych dolinach	piaski rzeczne ze żwirem kredowym w dolinie Gorajca, ily w kotlinie Podlesia		
Zlodowacenie pretegelan	Chłodny wilgotny		Akumulacja rzeczna	brak danych		
Pliocen górny	Oceaniczny wilgotny, kontynentalny, ciepły (stepowy)		Erozja wgłębna — intensywne pogłębienie dolin rzecznych o kilkadziesiąt metrów. Rozcięcie poziomów wierzchowinowych, rozwój gęstej sieci dolinnej wzdłuż linii strukturalnych i linii spękań kredy. Na liniach strukturalnych rozwijają się doliny konsekwentne (SW—NE) głównie na stoku północnym, oraz doliny subsekwentne (NW—SE) — dolina Chłopkowa, Łady i górnego Poru. Na liniach spękań kredy utworzyły się doliny południkowe i równoleżnikowe. Rozwój asymetrii — w dolinach subsekwentnych (NW—SE) rozwinęła się krawędź strukturalna (kuesta), a w dolinach południkowych i równoleżnikowych strome zbocza założone na liniach spękań (uskoków?)	osadów brak		

ROZTOCZE ZACHODNIE

HIPSOMETRIA







Stan według mapy rosyjskiej w podz 1:21000 z 1892 r



JAN BURACZYŃSKI

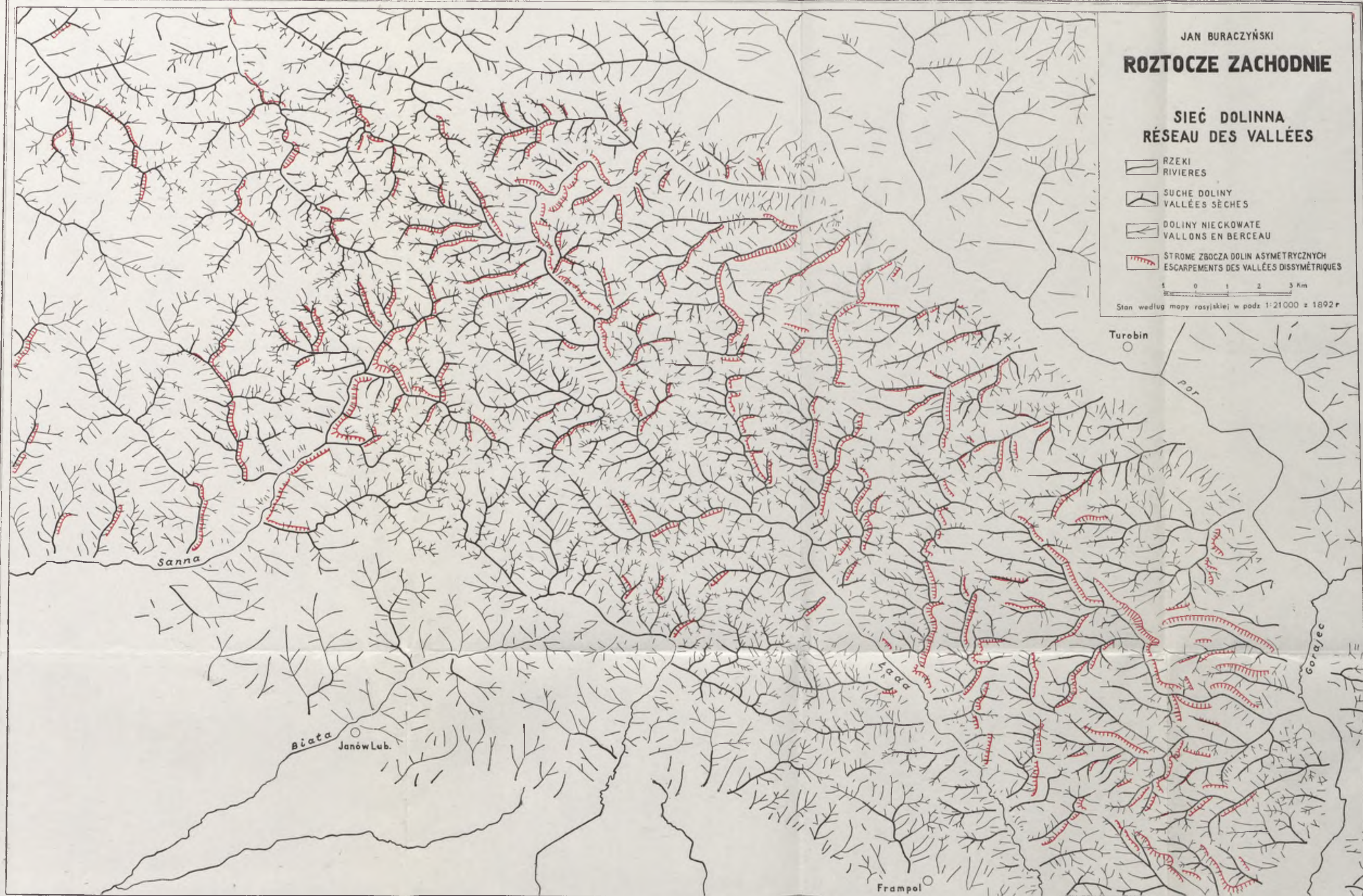
ROZTOCZE ZACHODNIE

SIEĆ DOLINNA RÉSEAU DES VALLÉES

-  RZeki
RIVIERES
-  SUCHE DOLINY
VALLÉES SÈCHES
-  DOLINY NIECKOWATE
VALLONS EN BERCEAU
-  STROME ZBOCZA DOLIN ASYMETRYCZNYCH
ÉSCARPMENTS DES VALLÉES DISSYMÉTRIQUES

0 1 2 3 Km

Stan według mapy rosyjskiej w podz. 1:21000 z 1892 r.



JAN BURACZYŃSKI

ROZTOCZE ZACHODNIE

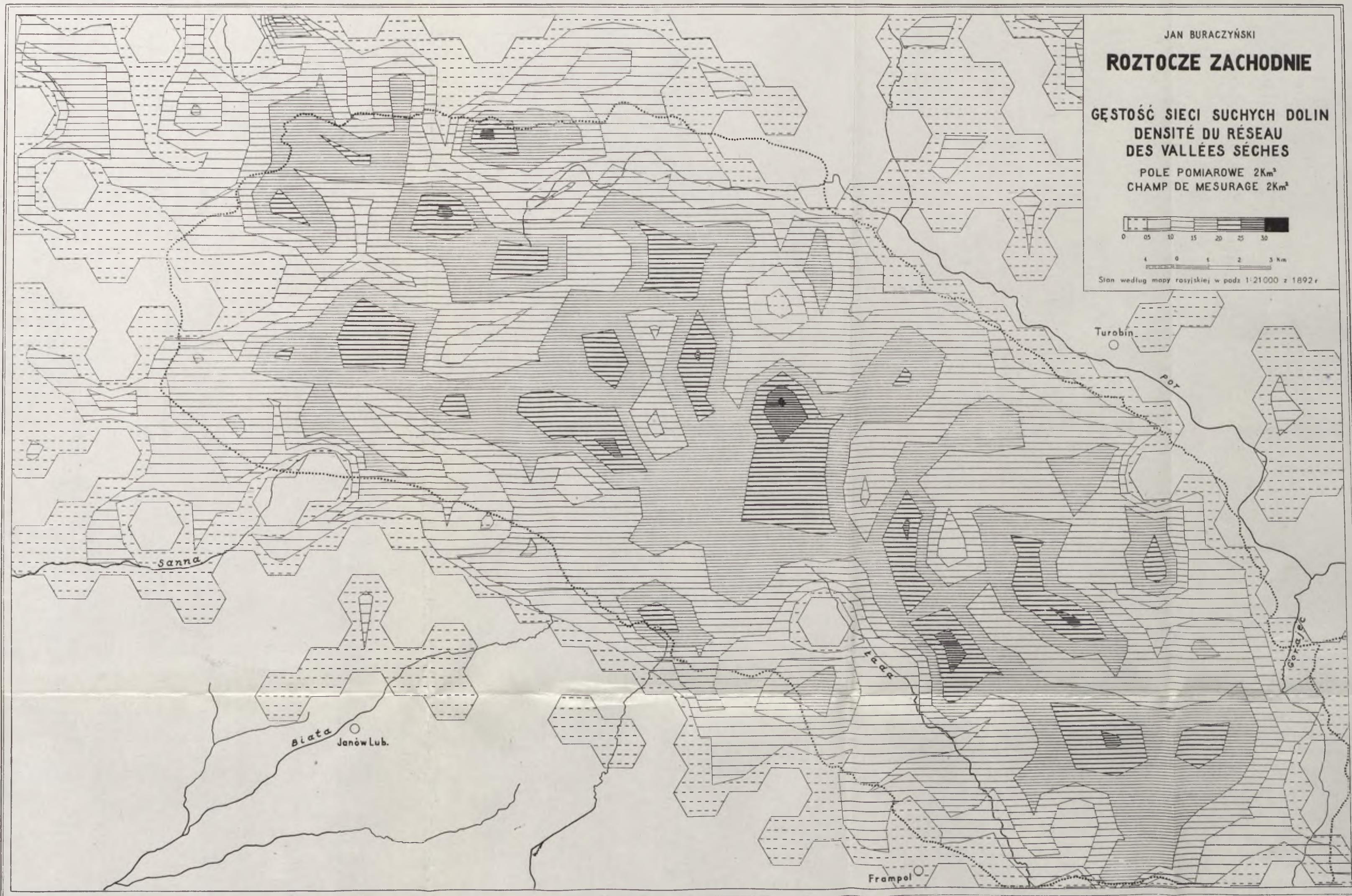
GĘSTOŚĆ SIECI SUCHYCH DOLIN
DENSITÉ DU RÉSEAU
DES VALLÉES SÈCHES

POLE POMIAROWE 2Km²
CHAMP DE MESURAGE 2Km²



0 1 2 3 Km

Stan według mapy rosyjskiej w podz 1:21000 z 1892 r



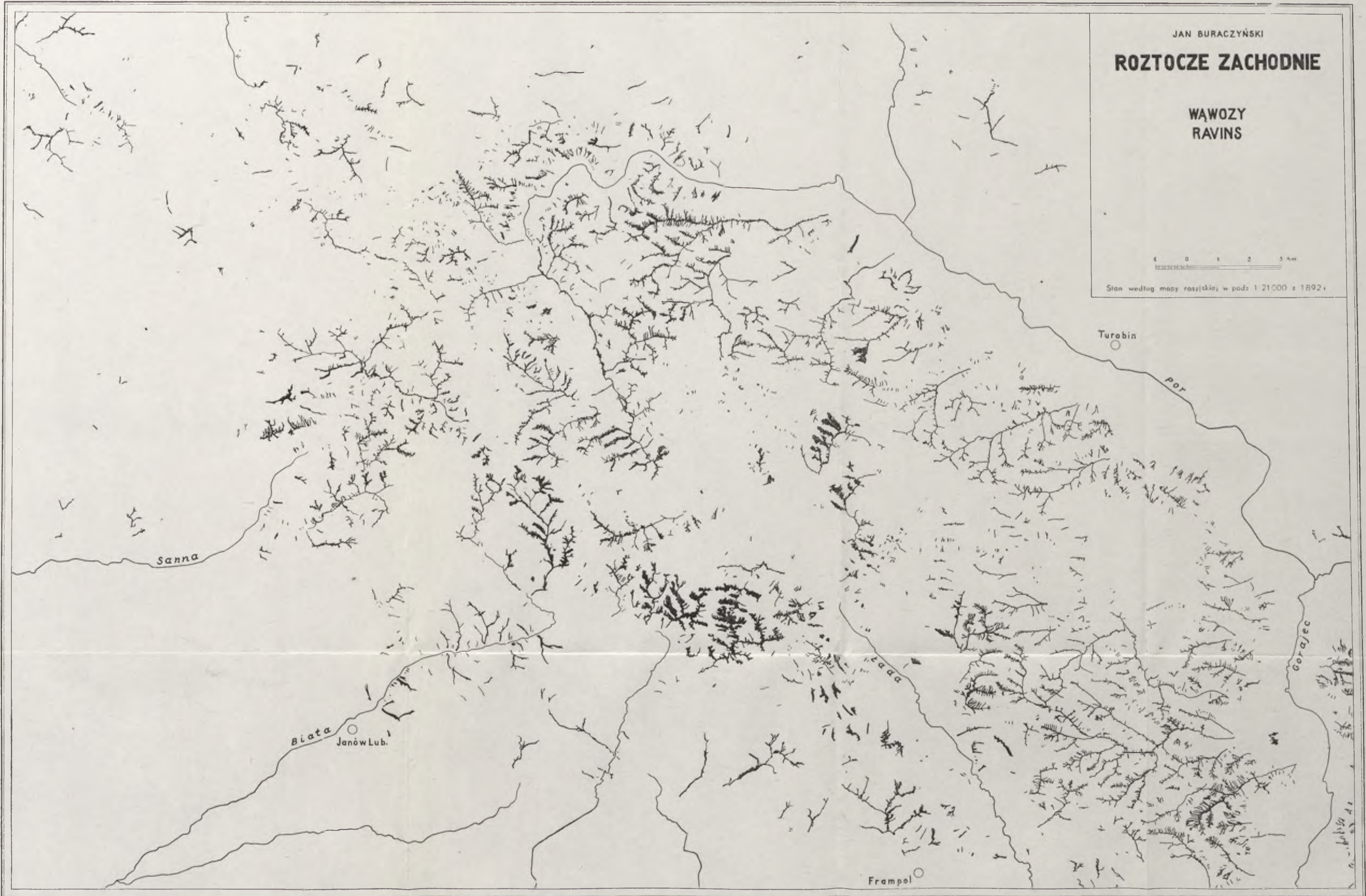
JAN BURACZYŃSKI

ROZTOCZE ZACHODNIE

WĄWOZY
RAVINS

0 1 2 3 km

Stan według mapy rosyjskiej w podz. 1:21000 z 1892 r.

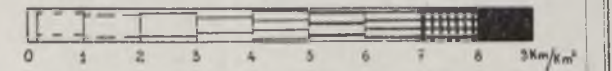


JAN BURACZYŃSKI

ROZTOCZE ZACHODNIE

ĞĘSTOŚĆ SIECI WĄWOZÓW
DENSITÉ DU RÉSEAU DES RAVINS

POLE POMIAROWE 1Km²
CHAMP DE MESURAGE 1Km²



1 0 1 2 3 Km

Stan według mapy rosyjskiej w podz 1:21000 z 1892 r.

