

STANISŁAW DŻUŁYŃSKI, ANDRZEJ HENKIEL, KAZIMIERZ KLIMEK
JERZY POKORNY

ROZWÓJ RZEŻBY DOLINNEJ POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI WYŻYNY KRAKOWSKIEJ

(4 fig.)

The Development of Valleys in the Southern Part of the Cracow Upland (4 Figs.)

Streszczenie: Rozwój sieci dolinnej w południowej części Wyżyny Krakowskiej dokonał się po ustąpieniu morza tortońskiego a przed nadejściem zlodowacenia krakowskiego. U schyłku pliocenu, w wyniku wyprątania osadów trzeciorzędowych z zapadliska krzeszowickiego, doszło do utworzenia subsekwentnej doliny Rudawy.

WSTĘP

Południową część Wyżyny Krakowskiej rozcinają głębokie doliny, których wiek jest zagadnieniem spornym. Jedni autorowie uważali je za paleogeńskie (Lewiński, 1914; Dżułyński, 1953), inni przypisują tym dolinom wiek potortoński (Walczak, 1956; Gradziński, 1962), a nawet czwartorzędowy (Kuźniar i Smoleński, 1913).

Pogląd o przedtortońskim wieku dolinek podkrakowskich rozwinął jeden z autorów (Dżułyński, 1953), ale przesłanki, na których się oparł, okazały się błędne. Utwory tortońskie nie wypełniają bowiem erozyjnych dolin, jak to przyjmował Dżułyński, a osady miocenne znalezione przez niego w Brzoskwini nie leżą w dolinie erozyjnej, lecz w drugorzędnym obniżeniu tektonicznym, w którym dopiero później rozwinęła się dolina erozyjna (Gradziński, 1962). Nie potwierdziły się przypuszczenia o rzekomym występowaniu osadów miocennych w przełomowej dolinie Rudawy pod Skalą Kmity (Alexandrowiczowa, 1960). Nie napotkano również żadnych śladów osadów miocennych w jaskiniach, które są związane z obecną siecią dolinną (Gradziński, 1962). W świetle powyższych danych zachodzi potrzeba ponownego rozpatrzenia wieku i pochodzenia dolin podkrakowskich i to jest przedmiotem niniejszego opracowania.

SIEĆ DOLINNA WYŻYNY KRAKOWSKIEJ

W zrębowych garbach i zapadliskach południowej części Wyżyny Krakowskiej rozwinęła się sieć dolinna (fig. 1), w której skład wchodzi:

- 1) Wąskie i głębokie doliny wcięte w płytę wyżyny na północ od rowu

krzeszowickiego i przecinające zrębowe garby na południe od tego zapadliska.

2) Szerokie i rozległe doliny wykorzystujące wyprzątnięte i częściowo odgrzebane spod iłów miocennych rowy tektoniczne.

Pierwsze z wymienionych dolin są konsekwentne, biegną łamanymi liniami na południe i południowy wschód, zgodnie z ogólnym schodowym zapadaniem zaburzonej uskokiemi wierzchołkami płyty krakowskiej.

Obszerne doliny wykorzystujące zapadliska mają przebieg na ogół rów-

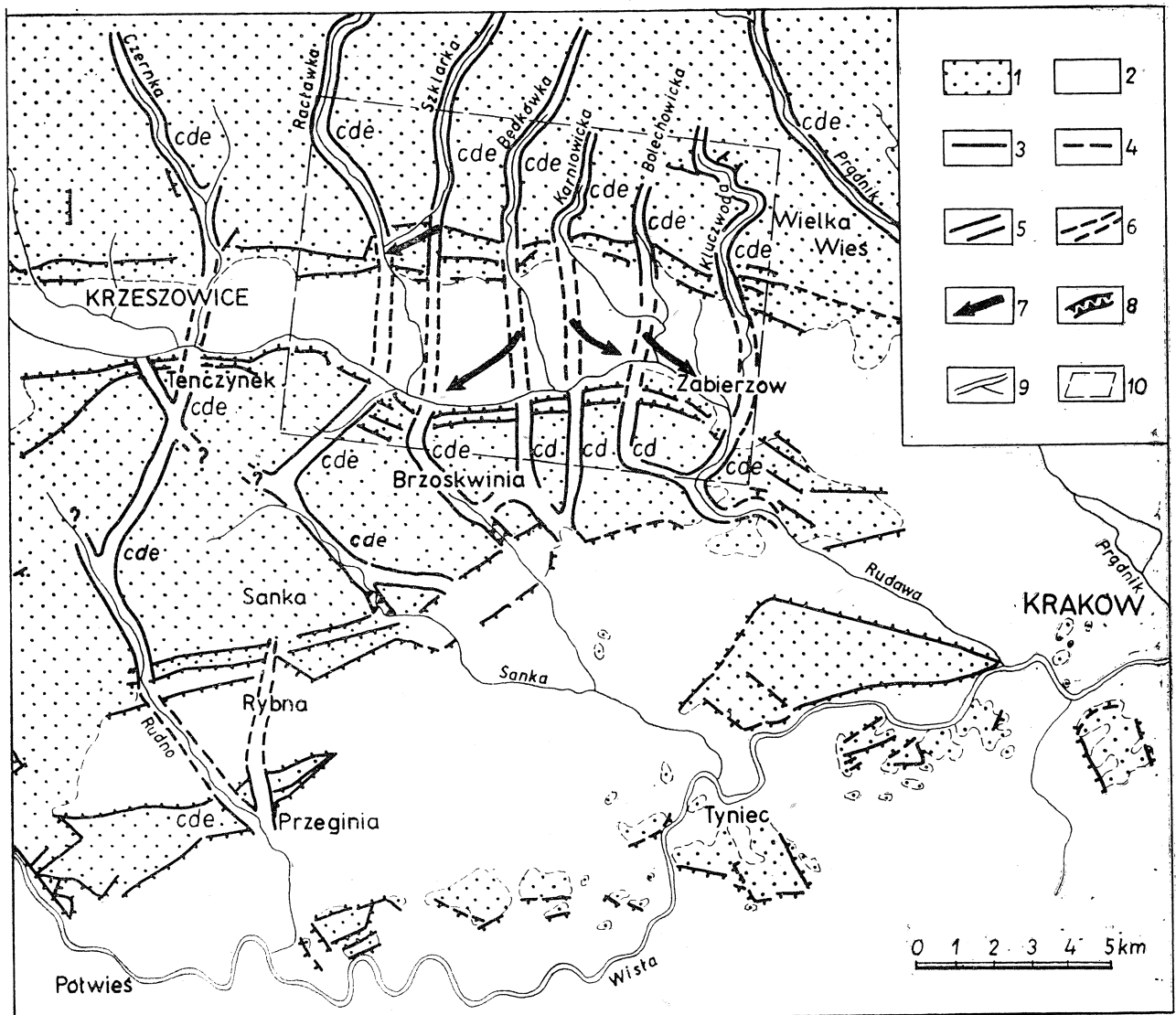


Fig. 1. Pliocene valleys in the southern part of the Cracow Upland: 1 — Cracow Plateau and horst-ridges; 2 — Rift-valleys filled with Miocene sediments; 3, 4 — fault scarps; 5 — Pliocene valleys with rocky terraces c, d, and e; 6 — Presumed courses of valleys in the Krzeszowice and Rybna grabens; 7 — First phase of river capturing; 8 — Youngest river captures; 9 — Present drainage pattern; 10 — Area shown by fig. 4

Fig. 1. Pliocene valleys in the southern part of the Cracow Upland: 1 — Cracow Plateau and horst-ridges; 2 — Rift-valleys filled with Miocene sediments; 3, 4 — fault scarps; 5 — Pliocene valleys with rocky terraces c, d, and e; 6 — Presumed courses of valleys in the Krzeszowice and Rybna grabens; 7 — First phase of river capturing; 8 — Youngest river captures; 9 — Present drainage pattern; 10 — Area shown by fig. 4

noleżnikowy z zachodu na wschód. Są one poprzeczne i „subsekwentne” w stosunku do poprzednio wymienionych dolin.

Dzisiejsze odwodnienie Wyżyny Krakowskiej jest uzależnione od subsekwentnej rzeki Rudawy, która zbiera wody potoków spływających jarami od północy do zapadliska krzeszowickiego i odwadnia północną część garbu tenczyńskiego. W krajobrazie wyżyny jest to rys stosunkowo młody, dopiero bowiem wyprzątnięcie mało odpornych osadów z zapadliska krzeszowickiego i postępujące od wschodu przeciąganie rzek doprowadziło do utworzenia się Rudawy i spowodowało przerwanie starego, konsekwentnego spływu.

MARTWE PRZEŁOMY W GABRIE TENCZYŃSKIM

Istotne znaczenie dla odtworzenia pierwotnej konsekwentnej sieci dolinnej na Wyżynie Krakowskiej mają głębokie doliny przecinające zrębowy garb tenczyński (fig. 2). Doliny te są niewspółmierne szerokie w stosunku do wykorzystujących je obecnie potoków; z wyjątkiem przełomu Rudawy pod Skałą Kmity koło Zabierzowa, są one współcześnie odwadniane zarówno na północ do rowu krzeszowickiego, jak i na południe do zapadliska Rybnej (fig. 1, 2).

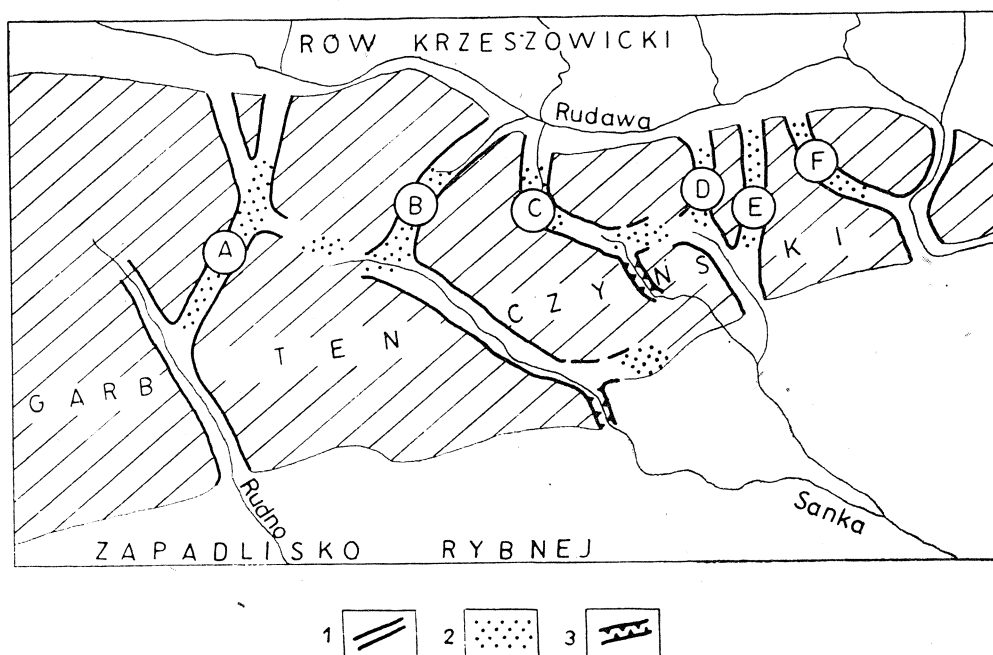


Fig. 2. Martwe przełomy w garbie tenczyńskim: 1 — przebieg martwych dolin w garbie Tenczyńskim; 2 — odcinki dolin zasypane utworami czwartorzędowymi o dużej miąższości; 3 — młode doliny przełomowe; A — Dolina Liguniowego potoku; B — Dolina Borowca; C — Dolina Nielepicka; D — Dolina Kleszczowska; E — zasypana dolina bez nazwy; F — Zapustny Dół

Fig. 2. Beheaded valleys and wind-gaps in the Tenczynek horst ridge: 1, 2 — parts of valleys burried underneath Quaternary sediments, 3 — youngest river captures

Dolinne działy wodne pomiędzy tymi dwoma zlewiskami są zbudowane wyłącznie z utworów czwartorzędowych i leżą od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów niżej wierzchołiny garbu, tworząc szerokie i płaskie przełęcze (wind gaps) przerywające ciągłość przedczwartorzędowych dolin¹.

¹ Miąższość utworów czwartorzędowych, żwirów, piasków fluwioglacjalnych,

Bezpośrednich dowodów na istnienie takiej ciągłości dostarczają badania nad terasami skalnymi, które w dolinach odwadnianych obecnie na północ do rowu krzeszowickiego, obniżają się stale ku południowi, a więc w kierunku przeciwnym do spadku dzisiejszych dolin. Najwyższa terasa skalna przechodzi ponad wspomnianymi wododziałami, niższe terasy kryją się na pewnych odcinkach pod pokrywą osadów czwartorzędowych i wynurzają się spod nich ponownie po południowej stronie wododziałów na wysokości nieco niższej niż poprzednio (fig. 3). Omawiane doliny są zatem martwymi przełomami przecinającymi w poprzek garb tenczyński. Ich górnych biegów dopatrywać się należy w jarach uchodzących od północy do rowu krzeszowickiego (fig. 1).

TERASY SKALNE W DOLINACH

Na zboczach konsekwentnych dolin pojawiają się trzy główne poziomy teras skalnych, które prześledzić można we wszystkich większych dolinach konsekwentnych południowej części Wyżyny Krakowskiej (dwie z nich zostały rozpoznane w dolinach Będkowskiej, Kobylanki i Prądnika przez Walczaka (1956) oraz Drzałównę (1953)). Zaznaczają się one na zboczach bądź jako spłaszczenia i listwy, bądź zachowały się we fragmentach na odosobnionych skałkach.

Terasy skalne, licząc od najwyższej, będziemy określali literami c, d i e, przyjmując za a poziom najwyższych wyniosłości rozpoznanych jako ostańce-mogoty (Klimaszewski, 1958; Pokorny, 1963), za b trzeciorzędową powierzchnię zrównania wierzchowinowego.

Odstępy między terasami skalnymi w środkowych i dolnych² biegach konsekwentnych dolin są dość stałe i wynoszą:

$$\begin{aligned} c-d, & \quad 25-35 \text{ m} \\ d-e, & \quad 10-20 \text{ m} \end{aligned}$$

natomiast wysokość ich nad dzisiejsze akumulacyjne dna dolin jest zmienna (fig. 3).

Spadek teras skalnych utrzymuje się przeciętnie w granicach 5—10‰, choć zdarzają się od tego odstępstwa.

Terasa c odtworzona w przekroju doliny daje zazwyczaj zarys łagodnej niecki, nie zawsze wyraźnie odcinającej się od wierzchowiny. Natomiast terasa d oddzielona bywa od c i e stromymi zerwami lub skałkami. Terasa e urywa się zazwyczaj nad pionowymi i często przewieszonymi ściankami a rozcięte i odosobnione pozostałości tego poziomu w wapieniach skalistych tworzą malownicze bramki u wylotu bocznych dolin (np. Brama Krakowska w dolinie Prądnika).

Rozcięcie poziomu e jest niejednakowe, nie wszędzie miało ono miejsce i nie wszędzie osiągnęło jednakową głębokość. Okres rozcinania poziomu e wiąże się bowiem ze zmianami sieci rzecznej i z powstaniem przeciągnięć w rowie krzeszowickim. W dolinach, które nie utraciły łączności ze swymi

glin lessowych, a niekiedy i morenowych dochodzi do kilkudziesięciu metrów. Np. w przełęczy Kopce między doliną Sanki a doliną Borowca stwierdzona miąższość czwartorzędu wynosi 40 m. Podobną miąższość mają utwory czwartorzędowe odsłonięte w dobrych odkrywkach w dolinie Nielepickiej.

² Za „dolne” biegi uważamy wymienione poprzednio martwe przełomy w garbie tenczyńskim, a za „środkowe” natomiast dolne odcinki jarów uchodzących od północy do rowu krzeszowickiego.

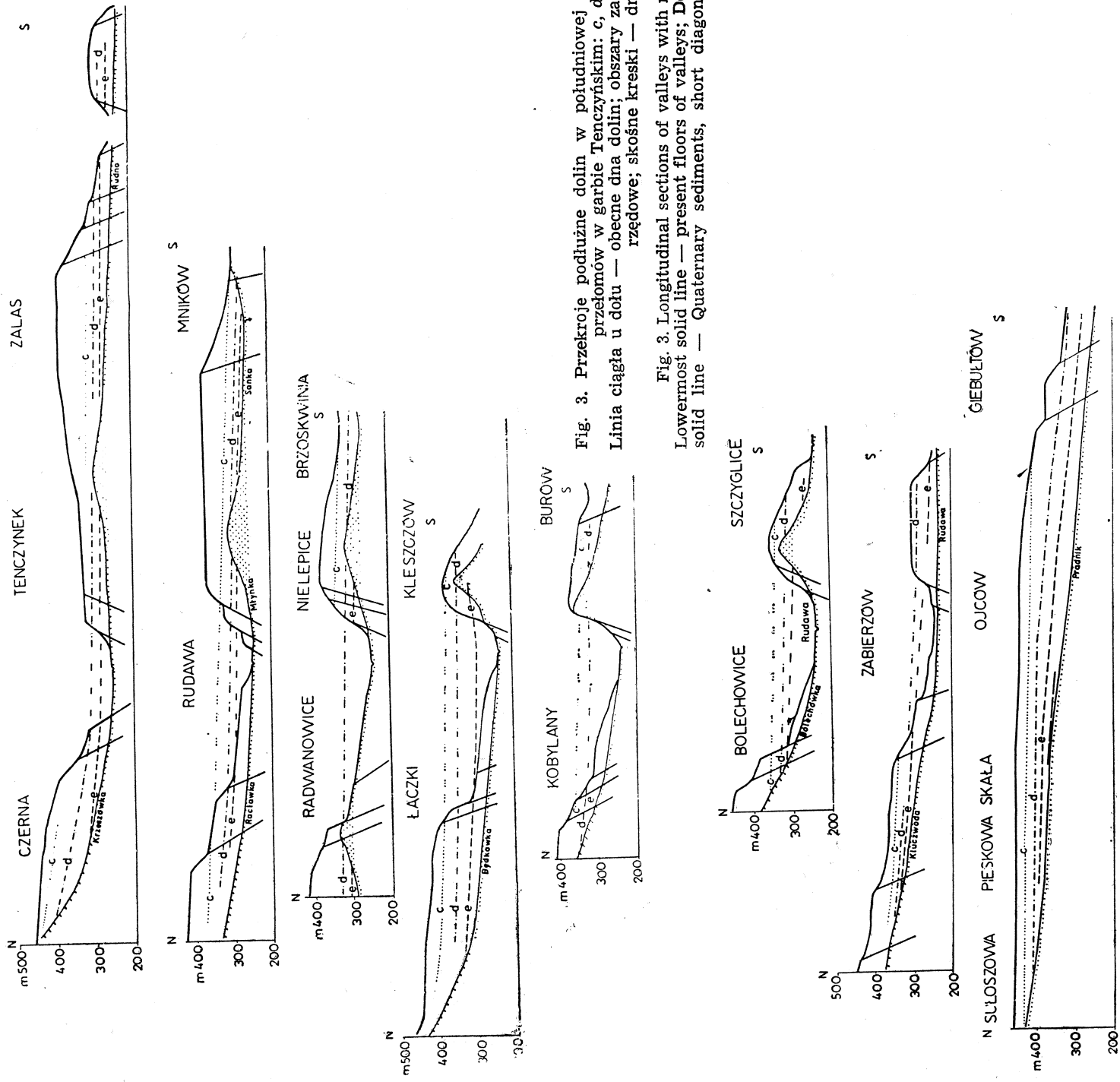


Fig. 3. Przekroje podłużne dolin w południowej części Wyżyny oraz martwych przełomów w garbie Tenczyńskim: c, d, e — skalne terasy. Linia ciągła u dołu — obecne dna dolin; obszary zakropkowane — utwory czwartorzędowe; skośne kreski — dno skalne

Fig. 3. Longitudinal sections of valleys with rocky terraces c, d, and e. Lowermost solid line — present floors of valleys; Dotted areas below the lowermost solid line — Quaternary sediments, short diagonal lines mark the rocky floor

górnymi biegami lub utraciły ją późno, rozcięcie sięga niekiedy kilkadziesiąt metrów. I tak np. dno skalne w przełomie Rudawy pod Skałą Kmity znajduje się na głębokości 20 m poniżej dzisiejszego akumulacyjnego dna doliny (Alexandrowiczowa, 1960). Ponieważ terasa e, która pokrywa się ze szczytem Skały Kmity wznosi się 25 m nad dzisiejszym dnem doliny, zatem rozcięcie poziomu e wynosi w tym miejscu 45 m. Tak głębokie rozcięcie w tej dolinie miało, jak zobaczymy, doniosłe znaczenie dla zmian w sieci rzecznej, jakie nastąpiły w związku z rozcinaaniem poziomu e i pojawieniem się przeciągnięć w zapadlisku krzeszowickim.

Nie we wszystkich dolinach występuje pełny zestaw teras skalnych. Dotyczy to zwłaszcza najstarszych martwych przełomów, w których zaznaczają się tylko najwyższe terasy c i d. Są natomiast takie miejsca w dolinach, w których mogą się pojawić dodatkowe poziomy o ograniczonym zasięgu, czego przykładem jest wyraźna skalna terasa regresyjna w dolinie Prądnika zaznaczająca się jako poziom f na odcinku między zamkiem w Ojcowie a Pieskową Skałą. Są także na Wyżynie Krakowskiej doliny zupełnie pozbawione teras skalnych. Pominąwszy młode wciosy na krawędziach odgrzebanych zrębów lub doliny pochodzenia tektonicznego, wymienimy tu głębokie jary Mnikowa i Popówki, które są najprawdopodobniej młodymi dolinkami przełomowymi.

STOSUNEK TERAS SKALNYCH DO USKOKÓW

Położenie hipsometryczne wszystkich stwierdzonych poziomów erozyjnych jest niezależne od wielkości zrzutów jednostek tektonicznych. Terasy skalne nie są zaburzone uskokami (fig. 3). Odnosi się to nie tylko do mniejszych przesunięć tektonicznych, ale i do dużych uskoków schodowych obrzeżających zapadliska. Dlatego też terasy skalne zajmują różne położenie w stosunku do powierzchni zrównania, która jest starsza od tortońskich ruchów uskokowych i tymi uskokami zaburzona.

Na północ od schodowych uskoków północnej krawędzi zapadliska krzeszowickiego powierzchnia zrównania b przebiega nad poziomem c, przy czym różnica wysokości między terasą skalną c a wierzchowiną b dochodzi miejscami do 100 m (fig. 3).

W strefie schodowych uskoków obrzeżających rów krzeszowicki terasy skalne wychodzą „w powietrze” lub pokrywają się z obniżoną tektonicznie wierzchowiną b. Poziom c urywa się już na pierwszych uskokach schodowych. Podobnie urywają się kolejno poziomy d i e w miarę, jak zrzucana uskokami wierzchowina b zajmuje coraz to niższe położenie kryjąc się pod trzeciorzędowymi osadami wypełniającymi zapadlisko (fig. 4). Obniżonych erozyjnie śladów poziomu e można miejscami dopatrzeć się w „mioceńskich” wyniosłościach wzdłuż północnego brzegu rowu krzeszowickiego (Walczak, 1956), ale tam, gdzie erozia wgłębna sięgnęła głębiej również i terasa e urywa się na stopniach uskokowych i leży ponad dzisiejszym dnem doliny Rudawy.

Terasy skalne, które wychodzą „w powietrze” na północnym brzegu rowu krzeszowickiego pojawiają się ponownie po jego południowej stronie przy wejściu do martwych przełomów w garbie tenczyńskim. Zajmują one tu położenie przeciętnie 10—15 m niższe od położenia odpowiadających im poziomów na północnym brzegu zapadliska. Ta różnica wysokości odpowiada spadkowi 4‰, a więc nieco mniej, niż wynosi przeciętny spadek teras skalnych w obszarach zrębowych.

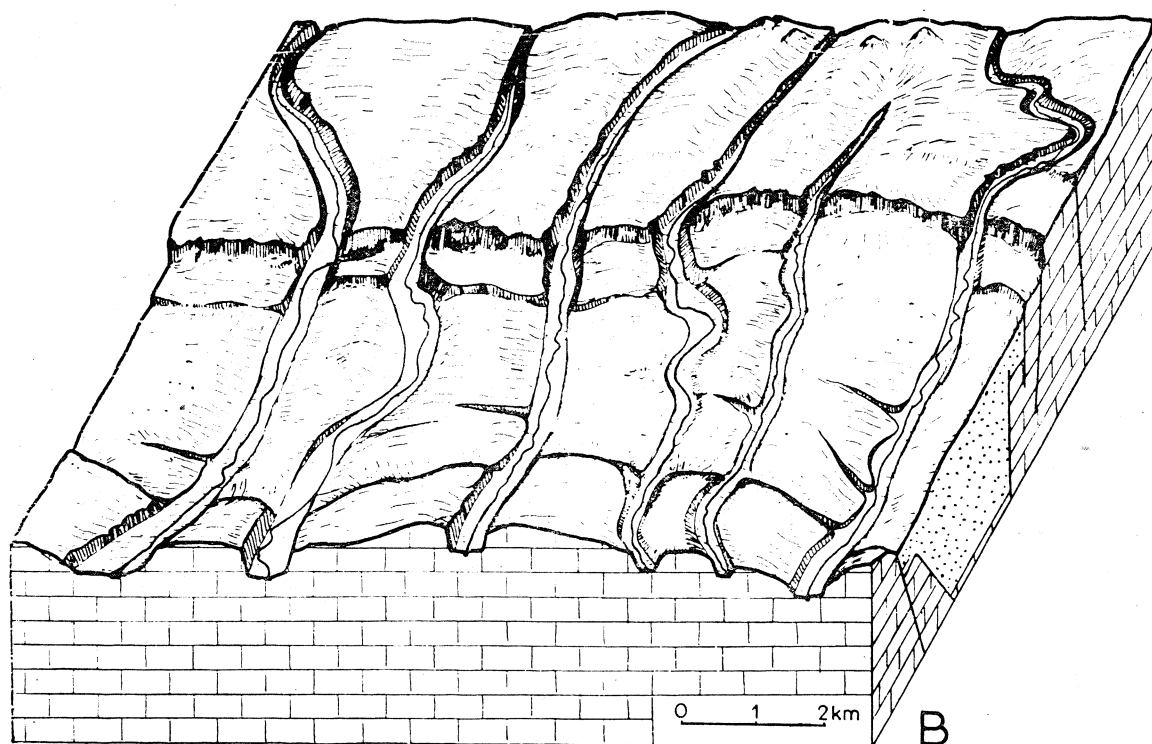
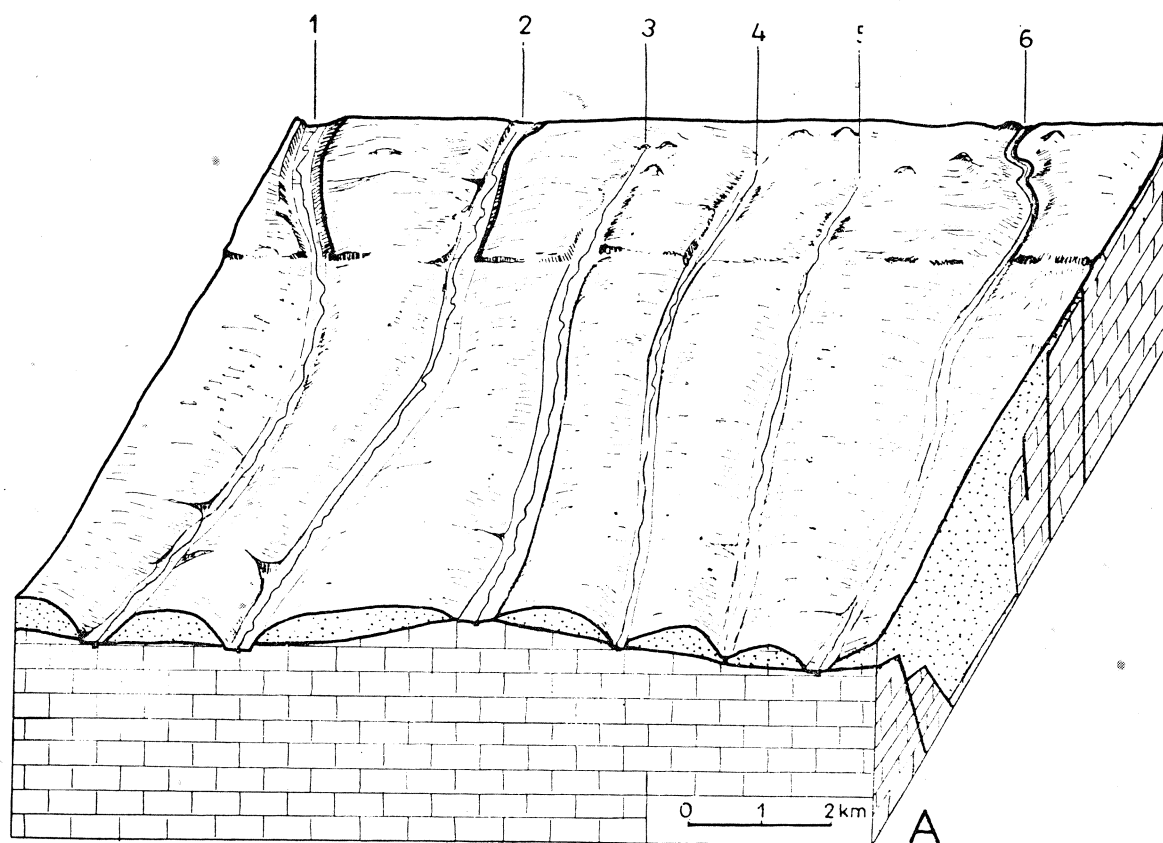
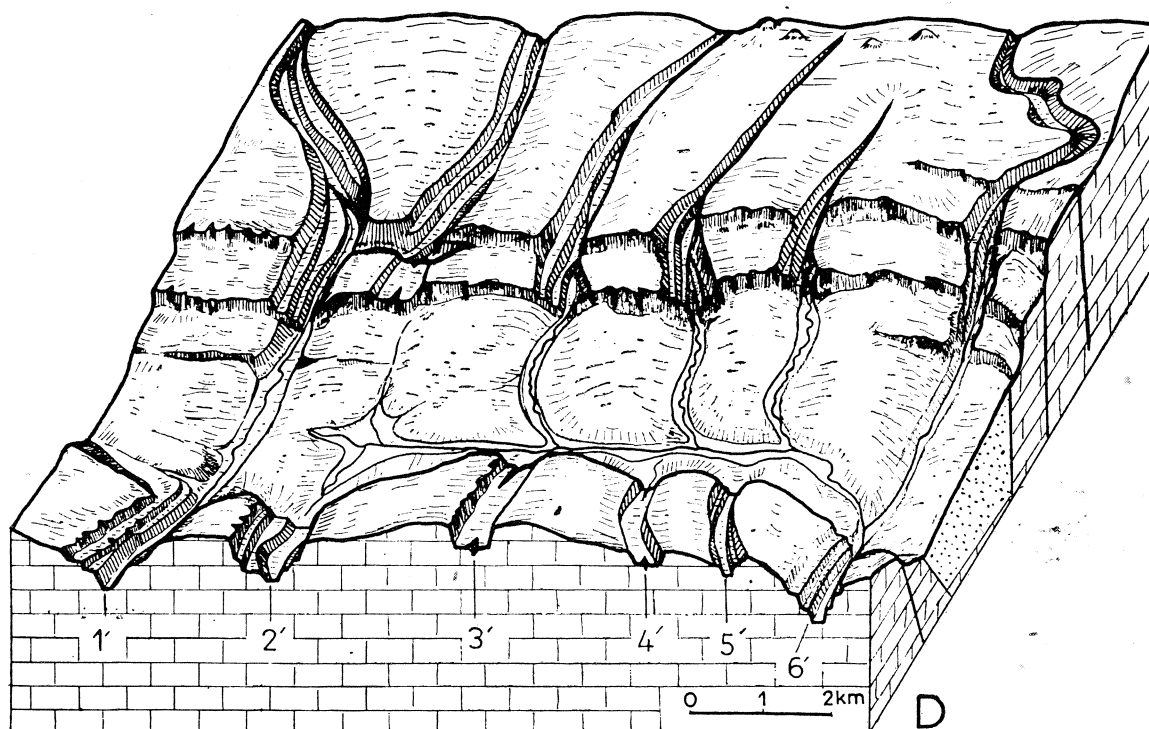
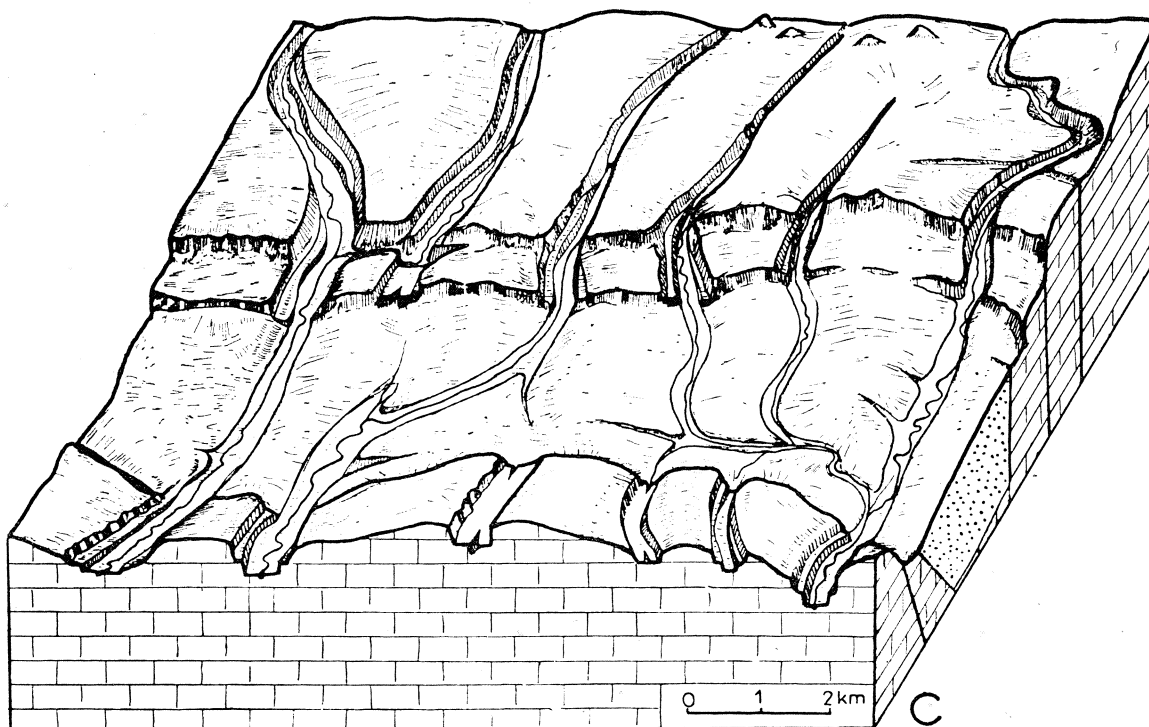


Fig. 4 a, b, c, d. Blokdiagramy przedstawiające etapy rozwoju sieci dolinnej. 1 — Racławka; 2 — Szklarka; 3 — Będkówka; 4 — Dolina Karniowicka; 5 — Dolina Bolechowicka; 6 — Dolina Kluczwody; 1' — Dolina Borowca; 2' — Dolina Nielepicka; 3' — Dolina Kleszczowska; 4' — dolina bez nazwy uchodząca do Doliny



Aleksandrowickiej; 5' — Zapustny Dół; 6' — przełom Rudawy pod Skalą Kmity.
 Pola zakropkowane — utwory miocenne

Fig. 4 a, b, c, d. Block diagrams showing the development of river valleys in the southern part of the Cracow Upland. Dotted areas — Miocene sediments

Na garbie tenczyńskim powierzchnia zrównania *b* jest tektonicznie zrzucona niemal o 100 m w stosunku do tej samej powierzchni w obszarze na północ od zapadliska krzeszowickiego. Z tego powodu wszystkie terasy skalne w obrębie garbu tenczyńskiego znajdują się odpowiednio bliżej jego wierzchowiny (fig. 3).

Widzimy zatem, iż terasy skalne nie są zaburzone uskokami rowu krzeszowickiego. Podobne stosunki obserwujemy również wzdłuż krawędzi zapadliska Rybnej i zrębowego garbu Przegini Duchownej. Sieć dolinna Wyżyny Krakowskiej musi być zatem młodsza od tortońskiej fazy uskokowej wbrew pierwotnym poglądom Dżułyńskiego (1953), a zgodnie z przypuszczeniem wyrażonym ostatnio przez Gradzińskiego (1962). Z powyższego wynika, iż martwe przełomy w garbie tenczyńskim nie są odgrzebanymi spod utworów mioceńskich dolinami, lecz pomiocześskimi przełomami epigenetycznymi.

ODTWORZENIE PIERWOTNEJ KONSEKWENCJI SIECI DOLINNEJ

Porównując bezwzględne wysokości teras skalnych w profilach podłużnych dolin po obu stronach rowu krzeszowickiego można wysunąć następujące wnioski:

1) Pierwotnym przedłużeniem doliny Czernki była forma erozyjna w Rzeczkach (pod Tenczynkiem), która w okresie poprzedzającym zasypianie czwartorzędowe mogła łączyć się albo z doliną Liguniowego Potoku (potok Rudno) i z przełomem w Przegini albo i doliną Sanki³. W każdym bądź razie konsekwentny przepływ przez garb tenczyński istniał w tym miejscu jeszcze w okresie rozcinania poziomu *e* (fig. 1, 3).

2) Dolina Raclawki łączyła się pierwotnie z doliną Borowca i Sanki, a konsekwentny przepływ tymi dolinami utrzymywał się również w okresie rozcinania poziomu *e*. Po utworzeniu się poziomu *d*, a przed rozcięciem *e* Raclawka przeciągnęła wody dawnej Szklarki za pośrednictwem małego ciek, który rozwinął się wzdłuż uskoku⁴ (fig. 1, 3, 4).

3) Poziomy *c* i *d* w dolinie Szklarki wiążą się z odpowiednimi poziomami w dolinie Nielepickiej, a śladem istniejącego niegdyś połączenia między tymi dolinami jest krótki zasypany odcinek martwej doliny w Radwanowicach (miąższość zasypiania czwartorzędowego sięga tu co najmniej 16 m (fig. 1, 3, 4).

W okresie rozcinania poziomu *d* Dolina Nielepicka utraciła wprawdzie połączenie ze swoim pierwotnym obszarem źródłowym, ale uzyskała wody płynącej wyżej Będkówki. Przeciągnięcie to nastąpiło w rowie krzeszowickim i umożliwiło dalsze konsekwentne rozcinanie poziomu *d* w Dolinie Nielepickiej i w jej przedłużeniu w kierunku Brzostkowi i Aleksandrowic. Zagadnienie konsekwentnego spadku poziomu *e* w tej dolinie oraz ewentualnego jego konsekwentnego rozcięcia pozostaje jeszcze nie rozwiązane.

³ Dokładne ustalenie przebiegu doliny na południe od Tenczynka jest trudne, ponieważ miąższość zasypiania czwartorzędowego sięga tu kilkudziesięciu metrów, a przykryte nim formy erozyjne rozwinęły się w miękkich i rozsypliwych osadach karbońskich i środkowojurajskich. Formy te mogły również ulec zmianom w czwartorzędzie.

⁴ U zbiegu doliny Szklarki z Raclawką znajduje się wiszące zakole z górą meandrową (poziom *e*). Być może, iż podcięcie lewego brzegu Raclawki przez zakole ułatwiło przeciągnięcie Szklarki.

W przedłużeniu doliny Nielepickiej jak dotąd poziom *e* nie udało się jednoznacznie zidentyfikować z uwagi na zasypanie czwartorzędowe i tektoniczne założenia doliny w Brzoskwini i Aleksandrowicach (fig. 1, 3).

4) Terasy skalne *c* i *d* w Dolinie Będkowskiej nawiązują do odpowiadających im teras w naprzeciwległej Dolinie Kleszczowskiej i są położone wyżej niż terasy *c* i *d* w pozostałych dolinach (fig. 3). W Dolinie Kleszczowskiej nie ma konsekwentnego rozcięcia poziomu *d*, jest natomiast rozcięcie obsekwentne. Skalne dno doliny w jej północnej części opada stromo ku zapadlisku krzeszowickiemu kończąc się na krawędzi rowu wyraźnym spłaszczeniem. To spłaszczenie znajduje się wprawdzie na wysokości poziomu *e* w sąsiedniej Dolinie Nielepickiej, ale zapada ku północy. Zatem w okresie rozcinania poziomu *d* Dolina Kleszczowska była już martwym przełomem, a zachowane u jej wylotu do rowu krzeszowickiego niewielkie spłaszczenie *e* nawiązuje już do zmienionego w tym czasie kierunku spływu.

5) Przedłużeniem Doliny Karniowickiej była obszerna dolina, której odgrzebany spod utworów czwartorzędowych odcinek zaznacza się jako duża forma erozyjna między Burowem a Kleszczowem (fig. 2). Dzisiejszy górny bieg owej doliny jest zasypany glinami lessowymi i ledwie zaznacza się jako płytkie i płaskie obniżenie w garbie tenczyńskim. W owym obniżeniu pod osadami czwartorzędowymi znajduje się rozcięty konsekwentnie poziom *d*, a zatem po utworzeniu tego poziomu nastąpiło przerwanie połączenia z Doliną Karniowicką, przeciągniętą przez potok Bolechowicki.

6) Dolina Bolechowicka w poziomie *c* i *d* łączyła się z martwym przełomem w Zapustnym Dole i obecną doliną Szczyglicką (fig. 1, 3, 4). Poziom *d* jest w Zapustnym Dole głęboko i konsekwentnie rozcięty, nie wiemy natomiast czy istniał tutaj konsekwentny przepływ w okresie tworzenia się poziomu *e*. Ten ostatni pokrywa się ze skalnym dnem doliny u jej wylotu do rowu krzeszowickiego i odsłania się na niewielkim obszarze. W każdym bądź razie poziom ten (pominąwszy młody obsekwentny wcios) nie jest konsekwentnie rozcięty i nie tworzy terasy skalnej. W okresie rozcinania poziomu *e* połączone wody Będkówki i potoku Bolechowickiego zostały zatem przeciągnięte przez znacznie niżej płynącą Rudawę (fig. 4).

7) Przedłużeniem Kluczwody była dolina biegnąca na linii dzisiejszego przełomu Rudawy pod Skałą Kmity. W porównaniu z innymi dotąd omawianymi dolinami poziomy *c*, *d* i *e* znajdują się w tym przełomie najniżej, a poziom *e* jest tu najgłębiej rozcięty (fig. 3, 4).

8) W dolinie Prądnika konsekwentny przepływ utrzymywał się bez zmian na całej długości doliny, a poziomy *c*, *d* i *e* są tu doskonale zachowane w twardych wapieniach skalistych (fig. 3). Rozcięty poziom *e* tworzy malownicze bramki (np. Brama Krakowska w Ojcowie) i iglice skalne. Na tym poziomie znajdują się również ruiny zamku ojcowskiego (wieża zamkowa zbudowana została na skałce wzniesionej nieco ponad poziom *e*) oraz cokol Maczugi Herkulesa (jej szczyt to obniżony poziom *c*).

Między Ojcowem a zamkiem w Pieskowej Skale niżej poziomu *e* zaznacza się wyraźna terasa skalna wznosząca się kilka metrów ponad dzisiejszym akumulacyjnym dnem doliny. Jest to terasa regresyjna związana z istniejącym niegdyś progiem skalnym (wodospadem), którego ślad zachował się w wąskiej gardzieli u stóp ojcowskiego zamku. Na wysokości terasy regresyjnej znajduje się również okno skalne jako świadectwo krótkotrwałego zapewne podziemnego przepływu wód przez próg.

Z przedstawionych danych wynika, iż w skład konsekwentnej sieci dolinnej wchodziły słabo rozgałęzione doliny epigenetyczne biegnące prostopadle do głównych schodowych załamów tektonicznych. Podstawą erozyjną owych rzek była dolina Wisły na odcinku od Kamienia po Kraków.

WIEK DOLIN WYŻYNY KRAKOWSKIEJ

Najmłodsza faza uskokowa, która doprowadziła do utworzenia się zrębów i zapadlisk zaznaczających się w krajobrazie Wyżyny Krakowskiej, przypada na torton (Bogacz, 1959; Alexandrowicz, 1964). Ponieważ terasy skalne nie są tymi uskokami zaburzone, rozwój sieci dolinnej należy odnieść do okresu od ustąpienia morza tortońskiego do nadejścia zlodowacenia krakowskiego. Osady tego zlodowacenia wypełniły ukształtowane już doliny, gdyż utwory morenowe występują w Dolinie Nielepickiej, w Brzoskwini i w dnie formy erozyjnej na południe od Tenczyńska.

Rozwój sieci dolinnej w tej postaci, w jakiej ją dzisiaj widzimy, dokonał się prawdopodobnie w pliocenie, który, jak wiemy, był okresem wzmożonej erozji na całym obszarze południowej Polski (Klimaszewski, 1958). Bliższe ustalenie wieku poszczególnych faz rozwoju zaznaczonych rozcięciami poziomów *c*, *d* i *e* wymaga jednak dalszych badań, któreby objęły również porównanie z terasami skalnymi w Karpatach (Klimaszewski, 1965; Starkel, 1965) oraz porównanie z datowanymi osadami plioceńskimi w dolinie Wisły jak np. seria witowska (Kucia-Lubelska, 1966; Starkel, 1966).

Większe jaskinie na Wyżynie Krakowskiej są związane z określonymi poziomami (Balicka, 1953; Gradziński i Wójcik, 1966), które odpowiadają wyróżnionym w tej pracy terasom skalnym. W okolicach leżących na północny zachód od obszaru objętego naszymi badaniami znaleziono, w wysoko położonych jaskiniach, fauny środkowo- i górnopliocieńskie (Kowalski, 1956, 1964). Korelacja tych stanowisk z terasami skalnymi nie została dotychczas przeprowadzona. Jeżeli jednak, co wydaje się prawdopodobne, stanowiska te odpowiadają najwyższej terasie skalnej *c* w południowej części Wyżyny Krakowskiej, to można by przyjąć, że poziom *c* utworzył się co najmniej w środkowym pliocenie. Poziomy niższe byłyby od niego młodsze, górnopliocieńskie, z tym że głębokie rozcięcie najniższego poziomu mogło się nawet dokonać w dolnym i środkowym czwartorzędzie. Zbadane dotychczas jaskinie Wyżyny Krakowskiej z poziomów *d* i *e* nie dostarczyły jak dotąd faun starszych od czwartorzędu (Kowalski, 1964).

ROZWÓJ SIECI DOLINNEJ NA WYŻYNIE KRAKOWSKIEJ

Badania nad terasami skalnymi pozwalają na prześledzenie etapów rozwoju sieci dolinnej w kolejności, w jakiej te etapy po sobie następowały.

Nie wiemy dokładnie, jakie było pierwotne ukształtowanie powierzchni świeżo wynurzonego lądu poza tym, że cały lub prawie cały obszar południowej części Wyżyny Krakowskiej był pokryty miocenijskimi utworami (utwory miocenijskie w Wielkiej Wsi znajdują się na wysokości 380 m n.p.m.). Wskazuje na to sam przebieg konsekwentnych dolin. Mogły się

one utworzyć jedynie w wypadku całkowitego wypełnienia zapadliska krzeszowickiego osadami trzeciorzędowymi i pokrycia przez nie garbu tenczyńskiego.

Łąd, o którym mowa, był zapewne płaski o słabo zróżnicowanej rzeźbie. Jednak już w okresie jego wynurzania się mogły na jego powierzchni zaznaczyć uprzywilejowane kierunki spływu na południe i południowy wschód. Jest bowiem rzeczą godną uwagi, iż konsekwentne doliny biegną prostopadłe do głównych schodowych zapadnięć tektonicznych. W strefie rowu krzeszowickiego, którego oś jest równoleżnikowa, konsekwentne doliny przebiegają z północy na południe, natomiast w południowej części garbu tenczyńskiego skracają one ku południowemu wschodowi, a więc prostopadłe do osi zapadliska Cholerzyn—Półwieś. To znamienne załamanie biegu dolin nasuwa przypuszczenie, iż uskoki obrzeżające zapadlisko Cholerzyn—Półwieś zaznaczyły się jako łagodna fleksura również i na powierzchni utworów miocenских.

Rzeki spływające z obszaru dzisiejszej Wyżyny Krakowskiej ku zaznaczającemu się w owym czasie obniżeniu u brzegu nasunięcia karpackiego (doliny Wisły), złościły swoje koryta początkowo wyłącznie w utworach trzeciorzędowych. Z biegiem czasu docięły się one do podmiocenского podłoża osiągając je na różnych głębokościach, i to wyłącznie nad obszarami zrębowymi, nad którymi miąższość osadu trzeciorzędowego była stosunkowo nieznaczna. Z chwilą osiągnięcia przez niektóre rzeki wyniesionych części podłoża miocenu w rozwoju konsekwentnej sieci dolinnej zaistniał stan równowagi nietrwałej, który zwiększał się ustawicznie w miarę pogłębiania się dolin. To pogłębianie odbywało się w etapach rozdzielonych okresami zastoju i wzmożonej erozji bocznej, w wyniku której utworzyły się poziomy c, d i e. Rozcięcie tych poziomów wiąże się przypuszczalnie z okresami dźwigania się obszaru krakowskiego (K l i m a s z e w s k i, 1958).

Pierwsze zmiany w konsekwentnej sieci dolinnej i pierwsze przeciągnięcia wystąpiły nad zagadkowym garbem w podłożu trzeciorzędu, w miejscu, w którym przecina go rów krzeszowicki. Rzeki płynące po owym garbie wzdłuż jego osi dotarły wcześniej do twardego podtrzeciorzędowego podłoża niż te, których koryta znajdowały się po bokach garbu. Stąd już w początkowym okresie rozcinania, dna tych dolin znajdowały się na różnej wysokości. Te różnice stały się powodem pierwszych przeciągnięć w rowie krzeszowickim (fig. 1).

Na dalszym rozwoju sieci dolinnej zaważyło ukształtowanie powierzchni u styku trzech jednostek morfologiczno-tektonicznych: Karpat, Kotliny Sandomierskiej i Wyżyny Krakowskiej. W miarę obniżania się podstawy erozyjnej w Kotlinie Sandomierskiej i wywołanej tym erozji wstecznej w dolinie Wisły zaznaczyła się na Wyżynie Krakowskiej postępująca od wschodu tendencja do przeciągania rzek w równoleżnikowych zapadliskach. Główna faza przeciągania przypada na okres rozcinania poziomu e, prawdopodobnie u schyłku pliocenu lub nawet z początkiem czwartorzędu. Rzeką przeciągającą stał się strumień wypływający z doliny Kluczwody przez obecny przełom Rudawy pod Skałą Kmity. Strumień ten wpadał do Wisły, która prawdopodobnie w owym czasie opływała od północy zrębowe wzgórze Lasu Wolskiego (Z a r ę c z n y, 1894; T y c z y ń s k a, 1963; K m i ę t o w i c z - D r a t h o w a, 1965). Z tego powodu jego podstawa erozyjna leżała niżej niż podstawa erozyjna rzek płynących w obszarze położonym bardziej na zachód i uchodzących do Wisły powyżej Krakowa. Gdy rozcięcie poziomu e doszło do zapadliska krzeszowickiego

wypełnionego miękkimi osadami i już wtedy w znacznej mierze odgrzebanego, zaistniały tam dogodne warunki do przeciągnięcia. W pierwszej kolejności przeciągnięty został strumień płynący przez Zapustny Dół, czyli potoki Karniowski i Bolechowicki, a później Będkówka, Raclawka i Czernka, które połączyły się w subsekwentną rzeczkę Rudawę. Subsekwentne rozcięcia erozyjne wystąpiły również w zapadlisku Rybnej. W związku z tym powstały prawdopodobnie krótkie dolinki przełomowe Mnikowa i Popówki, przy czym pierwsza z nich utworzyła się prawdopodobnie przy udziale zjawisk krasowych (K l i m a s z e w s k i, 1958). Przeciągnięcie przez jar Mnikowski wód doliny Sanki miało miejsce w okresie rozcinania poziomu *e* i zapewne na krótko przed przerwaniem konsekwentnego przepływu z północy. Nie doszło bowiem do poszerzenia przełomu Mnikowskiego, który zachował swoją pierwotną postać wąskiej krasowej gardzieli. Przeciągnięcie w Popówce nastąpiło prawdopodobnie nieco wcześniej.

*

*

*

Przyjęcie potortońskiego wieku dolin pociąga za sobą możliwość rozciągnięcia okresu, w którym tworzyła się powierzchnia zrównania wierzchowinowego *b* na oligocen włącznie. Powierzchnia ta jest, obok pliocenских dolin i tortońskich zrębów tektonicznych, znamionnym rysem krajobrazu dzisiejszej Wyżyny Krakowskiej. Zarysowują się na niej nierówności przedtortońskie, do których zaliczamy wspomniany garb biegnący z północy na południe (z lekkim odchyleniem ku SE) od Jerzmanowic po Kleszczów. Łagodność skłonów owego garbu odróżnia go od zrębowych wzgórz tortońskiego wieku i nie jest wykluczone, że stanowi on zdenurowany odcinek jakiegoś elementu tektonicznego odpowiadającego starszej dolnotrzeciorzędowej fazie ruchów uskokowych.

Do starszych, eocenских form zalicza się również ostańce mogoty, które są bez wątpienia wypreparowanymi twardzielami (K l i m a s z e w s k i, 1958; P o k o r n y, 1963). Należałoby jednak zwrócić uwagę na możliwość nieco młodszego pochodzenia tych form. Z końcem tortonu i w dolnym pliocenie najwyżej położone części Wyżyny Krakowskiej tworzyły niski płaskowyż na granicy nie krasowiejących ilów trzeciorzędowych. Mogło zatem wówczas dojść do utworzenia się polja marginalnego i równiny krasowej z ostańcami. Zagadnienie to wymaga jednak dalszych badań.

Na zakończenie pragniemy podziękować prof. M. K l i m a s z e w s k i e m u i prof. A. M a l i c k i e m u za przegłównienie tekstu i cenne uwagi. Dziękujemy również doc. drowi L. S t a r k l o w i za przedyskutowanie pewnych problemów tej pracy oraz drowi K. B o g a c z o w i i drowi R. G r a d z i ń s k i e m u za uczestniczenie w wycieczkach i owocną dyskusję.

Katedra Geografii Fizycznej UMCS Lublin

Instytut Geografii PAN Kraków

Katedra Geografii Fizycznej UJ Kraków

WYKAZ LITERATURY
REFERENCES

- Alexandrowicz S. (1964), Przejawy tektoniki miocenińskiej w Zagłębiu Górnośląskim (Miocene tectonic in the Upper Silesian Basin). *Acta geol. pol.* 14, Warszawa.
- Alexandrowicz Z. (1960), Przełom Rudawy pod Skalą Kmity koło Zabierzowa. *Chrońmy przyr. ojcz.* 16, Kraków.
- Balicka A. (1952), Geologia okolic Ojcowa. Maszynopis Kat. Geol. UJ.
- Bogacz K. (1959), New data on the geological structure of the Krzeszowice Graben. *Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. III*, Warszawa.
- Drzał M. (1954), Morfologia dorzecza Prądnika (Morphology of the Prądnik river basin). *Ochr. Przyr.* 22, Kraków.
- Dżułyński S. (1953), Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej (Tectonics of the southern part of the Cracow Upland), *Acta geol. pol.* 3, Warszawa.
- Gradziński R. (1960), Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa. Warszawa.
- Gradziński R. (1962), Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej (Origin and development of subterranean karst in the southern part of the Cracow Upland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 32, Kraków.
- Gradziński R., Wójcki Z. (1966), O krasie kopalnym w Polsce. *Pr. Muz. Ziemi.* (w druku).
- Klimaszewski M. (1958a), Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym (The geomorphological development of Poland's territory in the Pre-Quaternary Period). *Prz. geogr.* 30, Warszawa.
- Klimaszewski M. (1958b), Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej (Modern views on the development of the karstic relief). *Prz. geogr.* 30, Warszawa.
- Kmietowicz-Drathowa I. (1964a), Podłoże podczwartorzędowe Krakowa i ukształtowanie stropu miocenu. *Spraw. Posiedz. Komis. Geol. PAN Oddz. Kraków.*
- Kmietowicz-Drathowa I. (1964b), Rys budowy geologicznej czwartorzędu Krakowa. *Spraw. Posiedz. Komis. Geol. PAN Oddz. Kraków.*
- Kowalski K. (1956), Insectivores, bats and rodents from the early Pleistocene bone breccia of Podlesice near Kroczyce (Poland). *Acta paleont. pol.* 1, Warszawa.
- Kowalski K. (1964), Paleoekologia ssaków pliocenu i wczesnego plejstocenu Polski. *Acta theriol.* 8.
- Kucia-Lubelska M. (1966), Wiek serii witowskiej w świetle badań minerałów ciężkich (The age of the Witów series based on the heavy mineral assemblages). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 36, Kraków.
- Kuźniar W., Smoleński J. (1913), Zur Geschichte der Weichsel-Oder Wasserscheide. *Bull. Intern. Acad. Sc. Ser. A.* 10, Kraków.
- Lewiński J. (1914), Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy (Die diluvialen Ablagerungen und die präglaziale Oberflächengestaltung des Przemszagebietes). *Pr. Tow. Nauk. Warsz.* Warszawa.
- Pokorny J. (1963), The development of mogotes in the southern part of Cracow Upland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Ser. geol.-geogr.* 11, Warszawa.
- Starkel L. (1965), Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (Geomorphological development of the Polish Eastern Carpathians). *Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN*, 50, Warszawa.
- Starkel L. (1966), Przewodnik geologiczny z biegiem Wisły. Warszawa (w druku).
- Tyczyńska M. (1963), The old valley of the Upper Vistula. *Bull. Pol. Acad. Sc. Ser. geol.-geogr.* 11, Warszawa.
- Walczak W. (1956), Utwory czwartorzędowe i morfologia południowej części Jury Krakowskiej w dorzeczu Będkówki i Kobylanki (Quaternary deposits and

morphology of the southern part of the Cracow Jura in the Będkówka and Kobylanka basin), *Biul. Inst. Geol.* 100, Warszawa.
Zaręczny S. (1894), *Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu trzeciego.* Kraków.

SUMMARY

Abstract: The consequent drainage pattern in the southern Cracow Upland developed after the regression of the Tortonian Sea. Three phases of valley incision into the pre-Tortonian floor are evidenced by rocky terraces formed between the Middle Pliocene and the onset of the Mindel Glaciation. At the close of the Pliocene, the early consequent pattern of rivers was changed into a subsequent one, following the formation of the subsequent Rudawa river within the excavated Krzeszowice rift-valley.

The Cracow Upland is of the plateau type and was developed as a peneplain during the Paleogene. Fault movements, both prior to and during the Tortonian transgression, which terminated the cycle of peneplanation, broke up the area into a number of east-west trending horsts and grabens. Thus the present topography of the area, from north to south, consists of the following elements (Fig. 1): 1) The Cracow Upland proper, 2) The Krzeszowice rift valley, 3) Tenczynek horst ridge, 4) Rybna rift valley, 5) Ratowa Kajasówka horst ridge and isolated fault-blocks in front of the Carpathians. The fault-blocks consist predominantly of Upper Jurassic limestones, while the intervening grabens are filled with Miocene clays. Although step-faulting causes local elevations and depressions of the plateau surface, the overall slope is towards the south and south-east.

The drainage pattern dissecting the Cracow Upland displays two types of valleys: 1) Consequent canyons deeply incised into the horsts and elevated parts of the plateau, 2) Broad subsequent valleys developed upon the soft Miocene sediments filling the grabens and bounded by exposed fault scarps.

Although a great part of the northern plateau is drained by a well developed subsequent river flowing along the Krzeszowice graben i. e. the Rudawa, it is well established that a system of consequent valleys, entering the graben from the North, find their prolongation in a series of abandoned valleys which transect the Tenczynek horst to the south (Fig. 2). It is evident therefore that these north-south trending valleys belong to an older, and much more extensive consequent drainage system, which is at present partly obscured by Pleistocene deposits.

The valleys are characterized by three rocky terraces *c*, *d* and *e*, which maintain a fairly constant position relative to each other. The relationship of the terraces to the present valley floor and more importantly, to the ancient peneplained plateau surface *b* is easily determined and obviously random (Fig. 3). The terraces variously stand higher or, lower than, or may coincide with either of the above features. Therefore it is evident that the terraces must postdate the Tortonian tectonic movements, and moreover they must predate the Cracovian (Mindel) glaciation, since the valleys contain morainic accumulations of that age.

The earliest stages of valley initiation cannot be dated precisely, but clearly took place after the retreat of the Tortonian Sea. Mammalian remains of Middle Pliocene age have been discovered at height above

sea-level higher than, and corresponding to level c, to the north-west of the area under investigation. This points to the fact that the valleys were incised below level c in the period between the Middle Pliocene and Cracovian (Mindel) glaciation.

The development of the present topography of the Cracow Upland can be envisaged as follows: at the close of the Tortonian faulting, much, if not all, of the horst-graben landscape of the Cracow area was covered by a mantle of soft marine sediments. This land-area, at first slightly elevated sloped off gently to the south towards the Vistula valley, and south-east towards the Sandomierz basin. The ancestor of the present Vistula, situated in the tectonic depression between the Cracow Upland and the Carpathians, was among the first rivers to appear, the Sandomierz basin providing the local base level from which headward erosion started. A pattern of consequent rivers was established on the exposed land surface of the Cracow area, and drained south and south-east into the Vistula. This pattern was to some extent affected by local irregularities still visible as broad and gentle elevations on the plateau surface (Fig. 4).

The incision of valleys was concomitant with a relative rise of the land area. This uplift was intermittent, periods of relative stability being expressed by the formation of rocky terraces. After the formation of level e, the hitherto consequent pattern of drainage was subjected to marked changes, brought about by the successive capturing and beheading of rivers along the grabens (Fig. 1, 4). The creek flowing south to south-eastwards, through the present Kluczwoda valley into the Vistula, close to the base level in the Sandomierz basin, became the main captor river. Since its valley was at a lower level compared with those valleys situated further to the west, favourable conditions were created for the capture of consequent streams within the Krzeszowice graben, where the interfluves were made of soft Miocene clays. Successive westward capture changed the hitherto consequent drainage into a trellis pattern. The formation of this pattern appears to be the outcome of a drainage system imposed on a faulted foreland plateau.

Department of Physical Geography, M. Curie-Skłodowska University, Lublin.

Institute of Geography, Polish Academy of Sciences, Kraków.

Department of Physical Geography, Jagiellonian University, Kraków.