

Witold ZUCHIEWICZ *

CZWARTORZĘDOWE RUCHY TEKTONICZNE A RZEŻBA
PRZEŁOMU DUNAJCA PRZEZ BESKID SĄDECKI

(4 fig.)

*Quaternary tectonics and the relief of the Dunajec River
gorge in the Beskid Sądecki
(Polish Western Carpathians)*

(4 Figs.)

Treść: W artykule przedstawiono wyniki badań geomorfologicznych zmierzających do poznania wpływu młodych ruchów tektonicznych na rzeźbę osiowej części Beskidu Sądeckiego. Stwierdzono wzrastającą intensywność wypiętrzania, począwszy od wczesnego plejstocenu do czasów współczesnych.

WSTĘP

W ostatnich latach w światowej literaturze geologiczno-geomorfologicznej ukazało się sporo prac dotyczących ruchów neotektonicznych i ich wpływu na rzeźbę. Szczególnie interesujące są badania prowadzone nad neotektoniką młodych gór fałdowych. Artykuł informuje o badaniach zmierzających do poznania przebiegu ruchów czwartorzędowych w obrębie Beskidu Sądeckiego i ich wpływu na morfogenezę anteceden-tnego przełomu Dunajca. Analizowano odcinek przełomowy oraz przy-ległe do niego denudacyjne kotliny Krościenka i Łącka.

Poglądy na rozwój morfologiczny tego obszaru ulegały w ciągu ostatniego półwiecza poważnym zmianom i wiele problemów nie zostało ostatecznie rozwiązane. Zagadnienie czwartorzędowej mobilności tektonicznej traktowano w sposób marginesowy, często odmawiając jej jakiegokolwiek wpływu na rzeźbę (Sawicki, 1909; Klimaszewski, 1937). Niektórzy autorzy dopuszczali jednak możliwość wystąpienia wczesnoplejstocenijskich (Jaranoff, 1934—35; Klimaszewski, 1950; Książkiewicz, 1953; Birkenmajer, 1958), a nawet późniejszych ruchów tektonicznych, piętrzących osiową część Beskidu Sądeckiego (Klimaszewski, 1965, 1967; Starkel, 1969; Klimaszewski, Starkel, 1972; Watycha, 1973). Współczesne

* Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Grodzka 64, 31-044 Kraków.

podnoszenie tego regionu z prędkością $+0,5$ mm rocznie przyjmowali Niewiarowski i Wyrzykowski (1960), natomiast ostatnie pomiary niwelacyjne (Wyrzykowski, 1971) sugerują generalne obniżanie ($-0,5$ do $-1,0$ mm rocznie).

Dla poznania wpływu czwartorzędowych ruchów tektonicznych na przebieg formowania przełomowej doliny Dunajca zastosowano metodę szczegółowego zdjęcia geomorfologicznego w skali 1:25 000 oraz wykonano 35 profilów niwelacyjnych w poprzek doliny. Na podstawie rozmieszczenia i wysokości fragmentów teras czwartorzędowych odtworzono profile podłużne dawnych den dolinnych, stwierdzając w ich przebiegu zaburzenia.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-GEOMORFOLOGICZNA

Na badanym obszarze Dunajec przecina piaskowce i łupki warstw belowskich, magurskich, hieroglifowych oraz inoceramowych (Bogacz, Węclawik, 1963; Michalik, Sikora, Ślącza, 1964), budujących szereg jednostek tektonicznych (Tokarski, 1975): antyklinalny element Sobla-Zabrzeży, synklinę Rzeki, antyklinę Tylmanowej, synklinę Kłodnego oraz elewację Krościenka, oddzielonych strefami uskokowymi o kierunkach SSW, S i SSE.

Utworami grzbietotwórczymi są grubopłytkowe piaskowce magurskie, budujące główny grzbiet Lubania oraz wzniesienia Dzwonkówki, Jaworzyny, Suchego Gronia i Sobla. W ich odporności nie zaznaczają się większe różnice. Znaczna niezależność rozwoju rzeźby od budowy geologicznej przemawia — zdaniem Starkla (1969a) — za wypiętrzaniem tego rejonu przez młode ruchy tektoniczne.

W omawianej części dorzecza Dunajca występują trzy grupy wiekowe form (Klimaszewski, 1937, 1948; Klimaszewski, Starkel, 1972): formy mioceńsko-plioceńskie przemodelowane w plejstocenie, formy założone i wymodelowane głównie w plejstocenie oraz formy holocieńskie. Do form neogeńskich należą grzbiety i ich stoki z fragmentami spłaszczeń poziomów: beskidzkiego, śródgórskiego i pogórskiego, jak również zbocza dużych dolin rzecznych. W okresie plejstoceniowym zostały uformowane spłaszczenia poziome przydolinne, denudacyjne formy skalne, krawędzie strukturalno-denudacyjne, doliny nieckowate wyścielone pokrywami soliflukcyjnymi, stare nisze osuwiskowe oraz terasy i stożki napływowe z poszczególnych zlodowaceń. Formami najmłodszymi są koryta potoków, krawędzie erozyjne w dolinach rzecznych, młode wcięcia erozyjne w obrębie form starszych i czynne osuwiska (fig. 1).

Stoki opadające ku przełomowej części doliny odznaczają się znaczną stromością (50—66%) i wypukłym profilem, wykazującym tendencję do zestrzamiiania, uwarunkowaną stałym podcinaniem bazy. Wysokości względne sięgają 700 m.

Spadek dna doliny między Krościenkiem i Łąckiem wynosi 3,62‰.

Szerokość dna zmienia się od 450 m w Krościenku do 75—100 m w partii przełomowej (Kłodne — Wietrznica) i 1300 m w okolicach Łącka. Poniżej przełomu Dunajec wykazuje cechy rzeki roztokowej. W odcinku, gdzie zaznacza się przeciążenie rzeki materiałem dostarczonym przez dopływy, tworzą się łachy żwirowo-głazowe (do 100—500 m długości), w osi lub przy brzegu koryta.

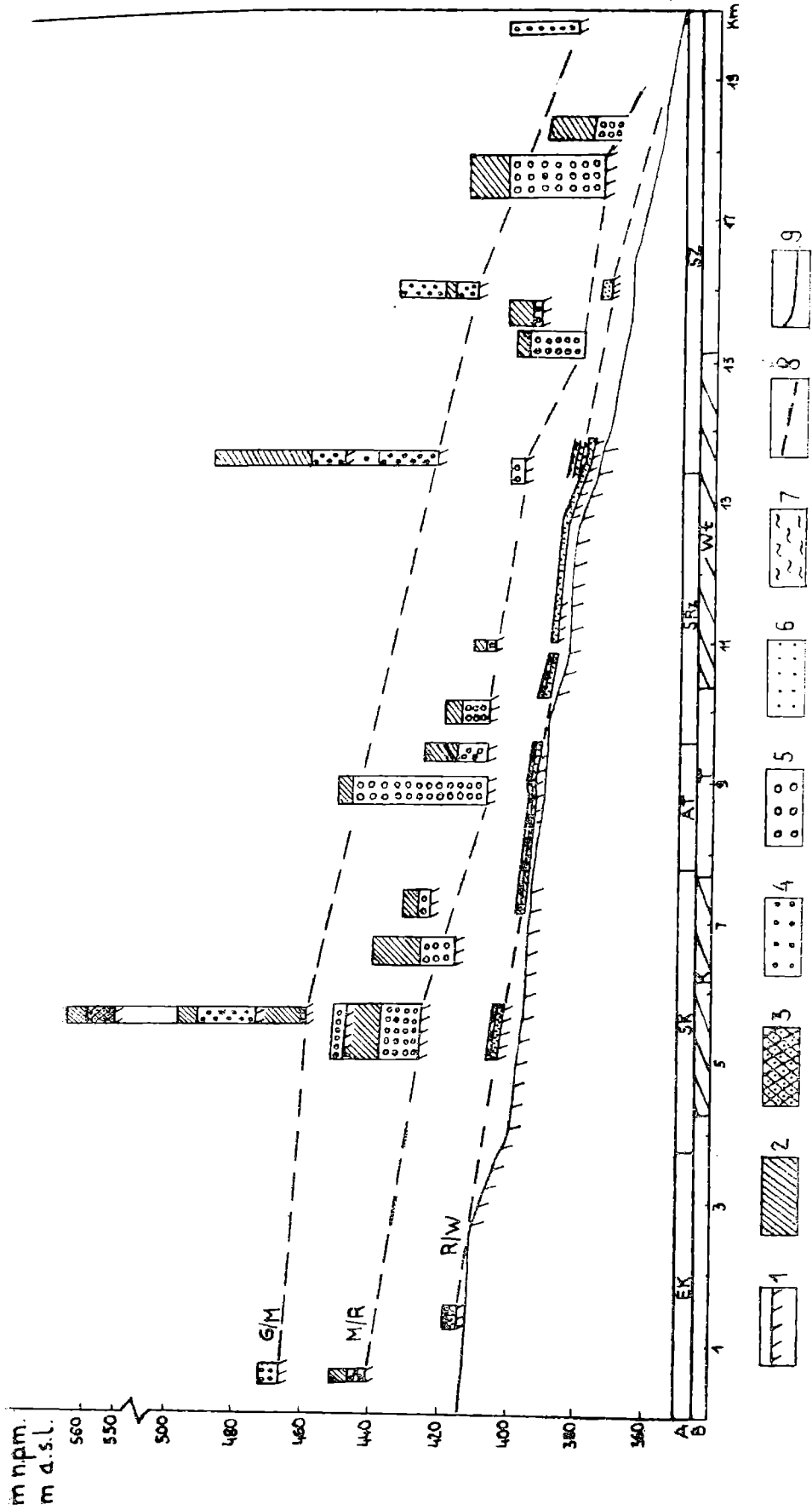
Zlewnie dopływów Dunajca, odwadniających stoki i zbocza przełomu cechuje duża liczba dolin I rzędu (według klasyfikacji Hortona-Strahlera), jak również wysoki udział procentowy ich długości w łącznej długości sieci dolinnej (58—68,5%). Fakt ten świadczy o silnym odmładzaniu rzeźby rejonu. Dopływy prawostronne są krótsze (1,52 km) i wykazują większy spadek (203,0‰) w porównaniu z lewostronnymi (170,5‰), dłuższymi (4,9 km). W przełomie obserwuje się charakterystyczny wzrost spadków potoków. Wyloty dolin dopływów między Kłodnem i Wietrznicą są często zawieszane nad dnem doliny głównej: prawobrzeżne 10—15 m, lewobrzeżne 25—30 m. Może to być wynikiem działania wypiętrzających ruchów tektonicznych.

DEFORMACJE W PROFILU PODŁUŻNYM CZWARTORZĘDOWYCH TERAS RZECZNYCH

Na zboczach doliny Dunajca zachowały się fragmenty sześciu poziomów terasowych: czterech plejstocenijskich i dwóch holocenijskich. O wieku poszczególnych pokryw wnioskowano na podstawie ich położenia hipsometrycznego, stopnia zwietrzenia materiału, składu petrograficznego otoczek i stosunku do utworów soliflukcyjnych. Uzyskane stwierdzenia pokrywają się — wyjąwszy terasy najstarsze — z sugestiami Klimaszewskiego (1948, 1967) oraz Klimaszewskiego i Starkla (1972).

W Kłodnem, na lewym zakolowym brzegu Dunajca, w wysokości 154—161 m nad korytem, odsłaniają się żwiry, w głównej mierze piaszczyste, z niewielkim udziałem kwarcytów, spoczywające na cokole skalnym. Wysokie położenie nad współczesnym korytem, jak również nad stropem aluwii terasy niższej (z glaciału krakowskiego) oraz stopień zachowania materiału pozwalają wnosić o jego wczesnoplejstocenijskim wieku (prawdopodobnie — pseudoglacjał Günz). Łączna wielkość rozcięcia pokrywy akumulacyjnej i jej skalnego podłoża w interglacjale kromerskim wyniosła 97 m, rozcięcie zaś samego cokołu osiągnęło wartość 90,5 m. Przyjmując tezę Klimaszewskiego (1967) o niewielkich rozmiarach degradacji w okresie poprzedzającym zlodowacenie krakowskie (z uwagi na obecność pokrywy leśnej), należałoby założyć wzrost intensywności wypiętrzających ruchów tektonicznych w tym rejonie.

Fragmenty terasy z glaciału krakowskiego (47—96 m) budują żwiry dunajcowe zalegające na cokole skalnym o wysokości zmieniającej się z południa na północ od 52,5 m w Krościenku do 78 m w Kłodnem, 48 m w Wietrznicy i 46 m w Boczowie. W materiale terasy dominują



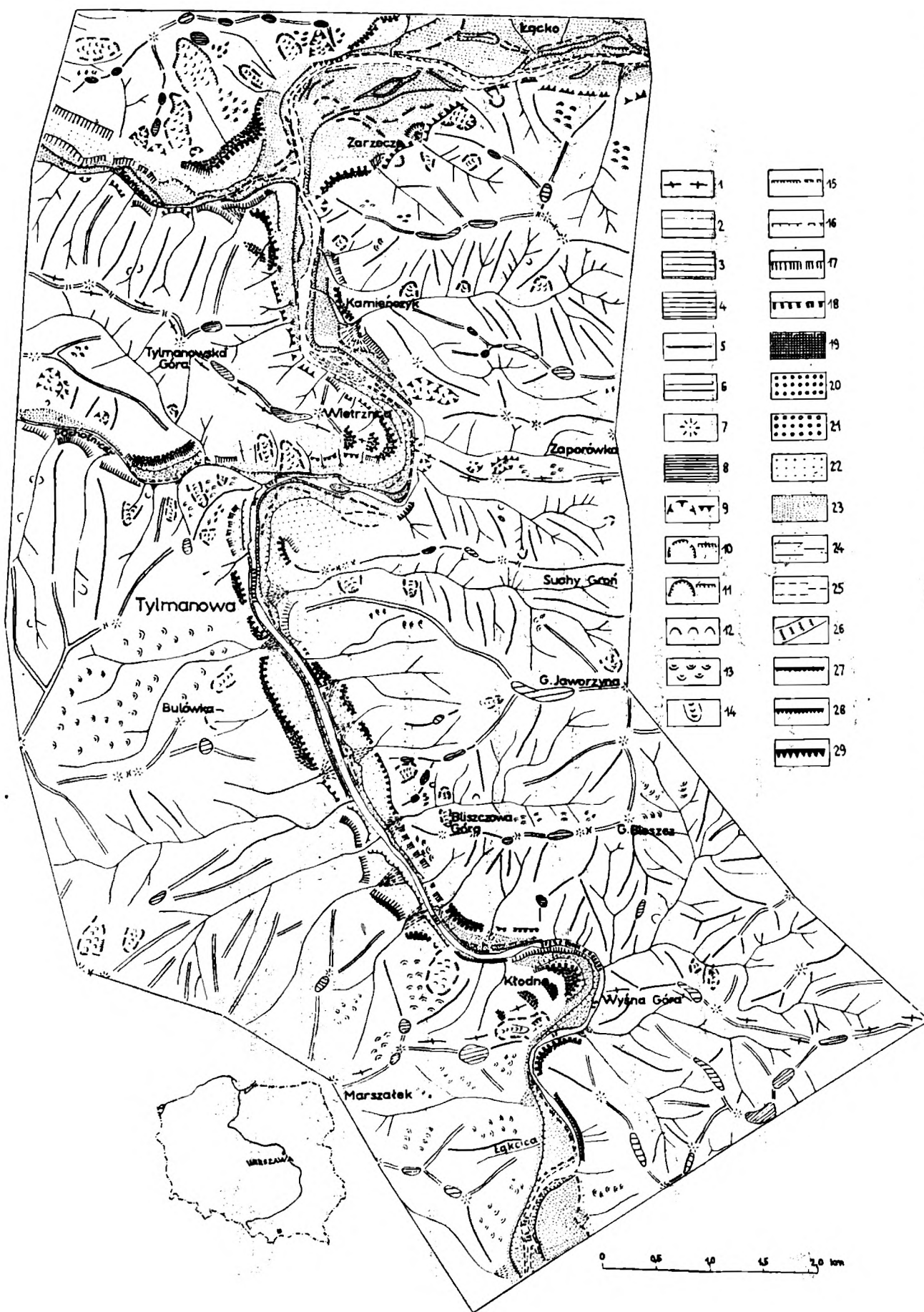


Fig. 1. Szkic morfologiczny omawianego regionu. 1 — osie wypiętrzeń neotektonicznych; 2 — fragmenty poziomu beskidzkiego; 3 — fragmenty poziomu śródgórskiego; 4 — fragmenty poziomu pogórskiego. Grzbieity na przecięciu zboczy dolinnych: 5 — wąskie i zaokrąglone; 6 — szerokie i zaokrąglone; 7 — kopciasta forma wierzchołka; 8 — fragmenty spłaszczeń poziomu przydolinnego; 9 — ustalone nisze lub tylne progi osuwisk skalnych; 10 — ustalone; 11 — świeże; 12 — drobne osuwiska i zerwy; 13 — powierzchnie osuwiskowo-złaziskowe; 14 — jezory osuwiskowe. Krawędzie teras rzecznych i stożków napływowych o wysokości względnej: 15 — do 3 m; 16 — 3 — 6 m; 17 — 6 — 12 m; 18 — ponad 12 m. Równiny teras skalisto-osadowych: 19 — z okresu Günz; 20 — ze zlodowacenia krakowskiego; 21 — ze zlodowacenia śródkowopolskiego; 22 — ze zlodowacenia bałtyckiego; 23 — holocenijskich. Koryta rzeczne o głębokości do 1 m: 24 — wycięte w skale; 25 — wycięte w rumowisku. 26 — progi skalne w korycie. Pocięcia erozyjne o wysokości względnej: 27 — 3 — 6 m; 28 — 6 — 12 m; 29 — ponad 12 m.

Fig. 1. Morphological sketch of the region. 1 — axes of uplift; 2 — fragments of the Beskidy level; 3 — fragments of the intermontane level; 4 — fragments of the foot-hills level. Ridges formed by interection of valley-slopes: 5 — narrow and rounded, 6 — broad and rounded; 7 — the rounded summits, 8 — traces of the riverside level (Lower Quaternary); 9 — old scar of rockslide. Scar of landslide: 10 — fresh; 11 — old; 12 — small landslides, slips, and slumps; 13 — creep-built (colluvial) fan plains; 14 — landslide, slip tongues. Scansps of river terraces and alluvial fans of relative heights: 15 — below 3 m, 16 — 3—6 m, 17 — 6—12 m, 18 — above 12 m. Rock terrace plains of the age: 19 — Günz, 20 — Mindel, 21 — Riss, 22 — Würm, 23 — Holocene. River bed of perennial stream to 1 m deep: 24 — cut in solid rock; 25 — cut in alluvia and colluvia; 26 — rocky steps in river bed. River cliffs of relative heights: 27 — 3—6 m, 28 — 6—12 m, 29 — above 12 m.

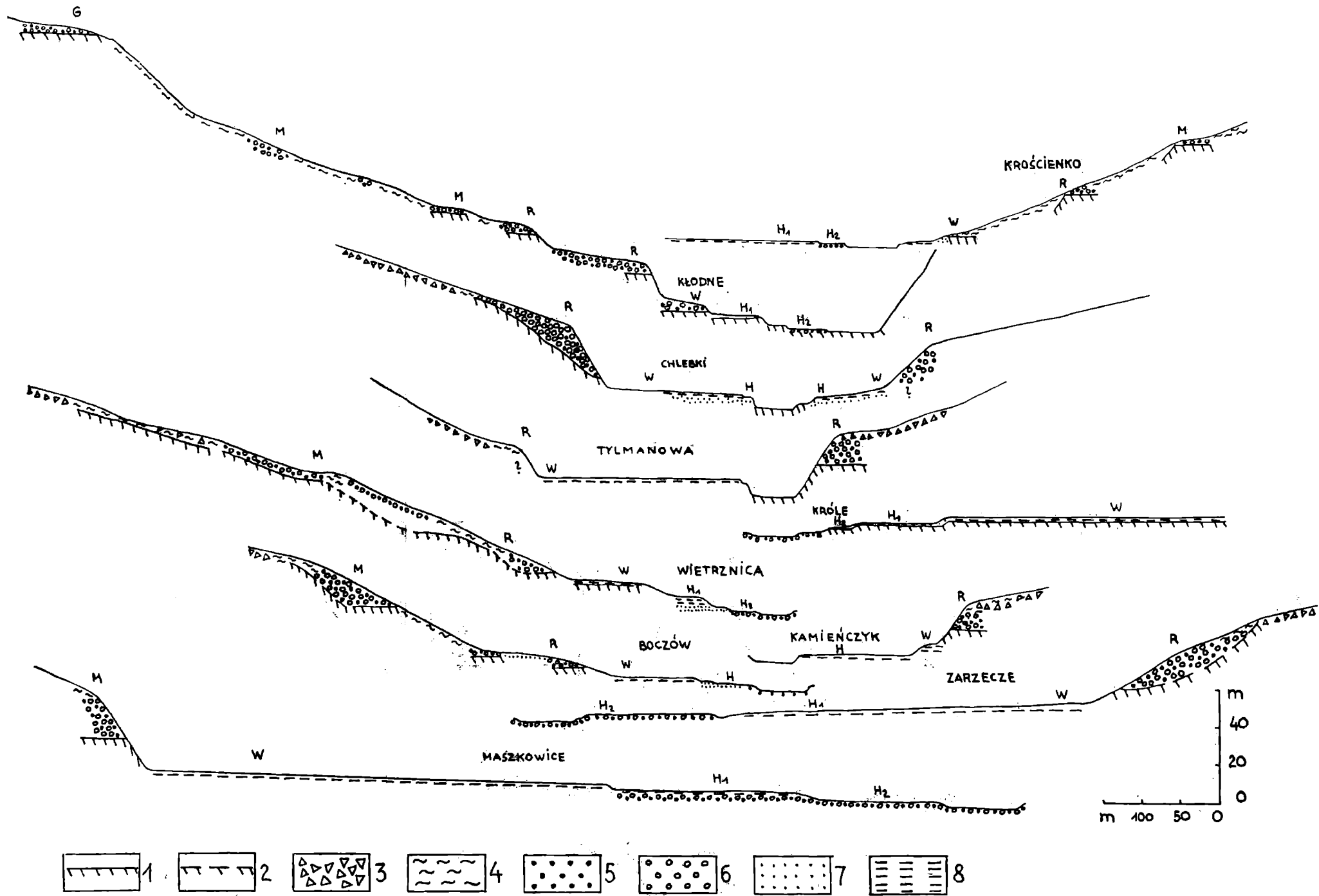


Fig. 2. Wybrane poprzeczne profile niwelacyjne przez dolinę Dunajca. 1 — cokół skalny stwierdzony; 2 — cokół skalny prawdopodobny; 3 — rumosz ostrokrawędzisty; 4 — pokrywy soliflukcyjne; 5 — żwiry tatrzańskie; 6 — żwiry fliszowe; 7 — piaski; 8 — gliny piaszczyste

Fig. 2. Selected nivellational cross-sections of the Dunajec river valley. 1 — bedrock, 2 — hypothetical bedrock; 3 — angular rock-debris, 4 — solifluction covers; 5 — Tatra gravels; 6 — flysch gravels; 7 — sands; 8 — sandy clays

otoczek skał tatrzańskich — kwarcytów i silnie zwietrzałych granitów. Rozcinanie pokrywy akumulacyjnej wraz z podłożem skalnym rozpoczęło się u schyłku glacjału i trwało w interglacjale wielkim. Wielkość rozcięcia cokołu osiągnęła w przełomie 30 m.

Terasa z kolejnego zlodowacenia — środkowopolskiego (17—55 m) zaznacza się bardzo wyraźnie w morfologii doliny Dunajca. Jej spłaszczenia są nachylone ku osi doliny pod kątem 3—12°. Na nierównym cokole skalnym leży seria żwirowa o średniej miąższości 12 m, ząbiająca się w górnych partiach z pokrywami soliflukcyjnymi. Wysokości względne cokołu zmieniają się od 26 m w Krościenku do 51 m w Kłodnem, 29 m w Bleszczach, 17 m w Tylmanowej, 21 m w Wietrznicy i 14 m w Zarzeczu.

Największą powierzchnię spośród teras plejstocenijskich zajmuje w dolinie Dunajca równina terasy ze zlodowacenia bałtyckiego. Jej wysokość nad korytem wynosi 9—11 m w Krościenku, 18 m w Kłodnem, 7 m w Tylmanowej, 14—16 m w okolicach Wietrznicy oraz 10—13 m w Maszkowicach. Utwory budujące terasę spoczywają na cokole skalnym o wysokości 4 m w Krościenku, 10 m w Kłodnem i 6,5—11 m w rejonie Wietrznicy. W skalnym podłożu terasy został wycięty w postglacjale system trzech stopni (fig. 2). W pierwszej fazie późnoglacialnej erozji (starszy dryas, Allerød, według Starkla, 1960) głębokość rozcięcia cokołu z interglacjału eemskiego wynosiła 2—4 m, w okresie atlantyckim 1—3 m, w fazie ostatniej zaś — subatlantyckiej młodszej — nie przekroczyła 2 m.

Maksymalne zaburzenia w przebiegu wysokości względnych charakteryzują cokół skalny, reprezentujący dno doliny Dunajca z okresu interglacjału wielkiego. Szczególnie dobrze uwidaczniają się one w środkowej i północnej części bloku Kłodnego oraz w południowej partii bloku Wietrznicy (fig. 3.), świadcząc o ruchach piętrzących typu en

Fig. 3. Przekroje podłużne plejstocenijskich teras Dunajca między Krościenkiem a Łąckiem. 1 — cokół skalny; 2 — pokrywy stokowe gliniasto-gruzowe; 3 — aluwia terasy ze zlodowacenia Günz; 4 — aluwia terasy wysokiej (Mindel); 5 — aluwia terasy średniej (Riss); 6 — aluwia terasy niskiej (Würm); 7 — deluwia; 8 — profil podłużny koryt interglacialnych Dunajca, wyciętych w skałach; 9 — profil podłużny współczesnego koryta rzeki. A — jednostki tektoniczne według Tokarskiego (1975): EK — elewacja Krościenka; SK — synklina Kłodnego, AT — antyklina Tylmanowej, SRz — synklina Rzeki; SZ — antyklinalny element Sobla-Zabrzeży. B — strefy maksymalnych zaburzeń w profilu podłużnym cokołów skalnych. K — blok Kłodnego; T — blok Tylmanowej; Wt — blok Wietrznicy. Równiny erozyjne z integracjałów: M/R — wielkiego; R/W — eemskiego

Fig. 3. Cross-sections of the Pleistocene terraces along the Dunajec valley, between Krościenko and Łącko. 1 — bedrock; 2 — slope covers: angular rock-debris and clays. Alluvia of the terraces of the age: 3 — Günz; 4 — Mindel; 5 — Riss; 6 — Würm; 7 — plains formed by proluvial accumulation; 8 — cross-sections of the bedrocks; 9 — cross-section along the contemporaneous river-bed. A — tectonic units after Tokarski (1975): EK — Krościenko elevation; SK — Kłodne syncline; AT — Tylmanowa anticline; SRz — Rzeki syncline; SZ — Sobel-Zabrzeż anticline. B — zones of main disturbances in the profiles of the bedrocks. K — Kłodne block T — Tylmanowa block; Wt — Wietrznica block. M/R — Mindel-Riss interglacial, R/W — Eem interglacial

bloc. W środkowym odcinku przełomu (Tylmanowa), odpowiadającym strefie dyslokacyjnej rozdzielającej synklinę Kłodnego i antyklinę Tylmanowej, obserwuje się natomiast znaczny spadek wysokości, wynoszący 13 m. Najmniejsze deformacje występują w profilu równiny erozyjnej z interglacjału eemskiego. Strefy lokalnych przewyższeń wysokości względnych zaznaczają się w okolicach Kłodnego, Chlebków, Rzeki i bardzo słabo — w rejonie Wietrznicy.

Powyższe stwierdzenia pozwalają na wyodrębnienie dwóch stref podlegających w plejstocenie blokowym ruchom wypiętrzającym. Są to rejon: Kłodne — Brzegi oraz Wietrznica — Boczów, odpowiadające obszarom występowania bardzo odpornych piaskowców magurskich, budujących bloki Kłodnego i Wietrznicy.

Przedstawione wyniki zdają się świadczyć o ciągłości ruchów tektonicznych w czasie całego czwartorzędu. Stanowią one kontynuację ruchów ostatniej fazy orogenezy alpejskiej. Potwierdzeniem tej hipotezy jest fakt, iż różnice wysokości między poszczególnymi cokołami skalnymi nie odpowiadają sobie ani pod względem wielkości, ani kierunku wzrostu czy też spadku.

W przełomowym odcinku doliny Dunajca rysują się wyraźnie dwa poziomy teras holoceni — nadzalewowej i zalewowej. Wysokość równiny nadzalewowej nad korytem zmienia się od 5—6 m w Krościenku, do 7—10 m w Kłodnem, 5 m w Tylmanowej oraz 4—5 m na północ od przełomu. Wysokość cokołu terasy waha się od 2,5 m w obrębie zakola Kłodnego do 1 m w rejonie Tylmanowej i 5 m w okolicach Wietrznicy. Na podłożu skalnym zalega seria żwirowa, złożona z otoczków skał fliszowych i tatrzańskich, przykryta w stropie przez piaski, piaski gliniaste i gliny piaszczyste. Zazębia się ona z utworami terasy z ostatniego glacjału. Terasa najmłodsza — zalewowa, reprezentująca typ terasy włożonej, występuje fragmentarycznie, a jej wysokość oscyluje od 1 m w Krościenku do 4 m w Kłodnem i 2 m w Maszkowicach.

W przebiegu teras holoceni zaznaczają się pewne deformacje. Zwraca uwagę wzrost wysokości względnych cokołów skalnych w rejonie Kłodnego i Wietrznicy, to jest w miejscach największych przewężeń przełomu. Fakt ten zdaje się wskazywać na holocenijskie wypiętrzanie osiowej części Beskidu Sądeckiego. Przemawia za tym również zjawisko zapadania cokołów skalnych teras najmłodszych poniżej poziomu obecnego koryta rzeki, obserwowane na północ i południe od przełomu (Łącko — Maszkowice, Krościenko). Wielkość tego „obniżenia” przekracza prawdopodobnie 4—5 m (wiercenie w Maszkowicach, według Chowańca i Poprawy, 1976).

WSPÓŁCZESNE KORYTO DUNAJCA

Podobną sytuację, jak w przypadku cokołów holocenijskich teras rzecznych, można zaobserwować we współczesnym korycie Dunajca. Powyżej i poniżej przełomu przedstawia ono typ koryta aluwialnego, z łaciami bocznymi i centralnymi, natomiast w przełomie rzeka eroduje w skałach podłoża. Między Kłodnem a Wietrznicą wyodrębniają się trzy odcinki morfostatyczne. Pierwszy (Kłodne) i trzeci (Wietrznica) reprezentują koryto skalne, o przebiegu krętym, nieregularnym, natomiast odcinek środkowy (Tylmanowa) wykazuje bieg prostoliniowy, a udział wychodni skalnych w korycie jest tutaj mniejszy. W Kłodnem i Wietrznicy Dunajec tworzy dwa duże zakola o typie meandrów wymuszonych, wcinających się w skały. Oba wymienione pododcinki odznaczają się zwiększonym spadkiem (106—135% średniego spadku w całym przełomie), wyższymi wskaźnikami rozwinięcia (1,5) i największymi szerokościami stref krętości (1,0—1,25 km). W ich obrębie wychodnie piaszczystych magurskich zajmują największe powierzchnie (ponad 90%), tutaj również grupuje się większość występujących w przełomie progów skalnych (Kłodne — 52,5%, Wietrznica — 33%). Progi usytuowane są przeważnie poprzecznie do biegu rzeki. Omówione cechy są uznawane w dotychczasowej literaturze (Bukatczuk, Burdienko, 1967; Chain, 1974; Biezugłyj, Guk, Lulew, 1976) za przejawy wypiętrzania przez młode ruchy tektoniczne.

WSTRZĄSY SEJSMICZNE

Bezpośrednim dowodem współczesnej mobilności tektonicznej badanego obszaru są wstrząsy sejsmiczne, notowane w Beskidzie Sądeckim i na jego obrzeżeniu. Ogniska trzęsień ziemi w Karpatach Zachodnich wykazują związek z ruchami tektonicznymi wzdłuż aktywnych linii dyslokacyjnych, głównie o kierunku NW — SE, oraz głębokimi rozłamami w podłożu Karpat (Sikora, 1976). W Beskidzie Sądeckim odczuwane są wstrząsy pochodzące z ognisk w środkowej i wschodniej Słowacji (Nowa Wieś Spiska, Kežmarok, Koszyce, Stropkov, Humenne). Siła tych wstrząsów dochodzi do 6° w skali MCS, a często je przewyższa (Karnik, 1958, Pagaczewski, 1972). Miejscowościami, w których notowano trzęsienia ziemi, a położonymi najbliżej przełomu Dunajca są: Czerwony Klasztor (1817), Stara Wieś Spiska (1840), Nowy Sącz (1857), Krynica (1905, 1909), Czarny Dunajec (1935) i Zakopane (Gubałówka, Dzianisz — 1966). Zestawienia dotychczasowych zjawisk sejsmicznych (Jeitteles, 1860; Pagaczewski, 1972) pozwalają spodziewać się w obrębie Beskidu Sądeckiego wstrząsów o sile 2—4° MCS.

PRĘDKOŚCI CZWARTORZĘDOWYCH RUCHÓW TEKTONICZNYCH

Wielu autorów podkreśla rolę zaburzeń wysokości względnych teras skalisto-osadowych (Gerenczuk, 1956; Nikolajew, 1962, Meshcherikov, 1968; Cys, 1966; Chain, 1974) w badaniach nad młodymi ruchami tekto-

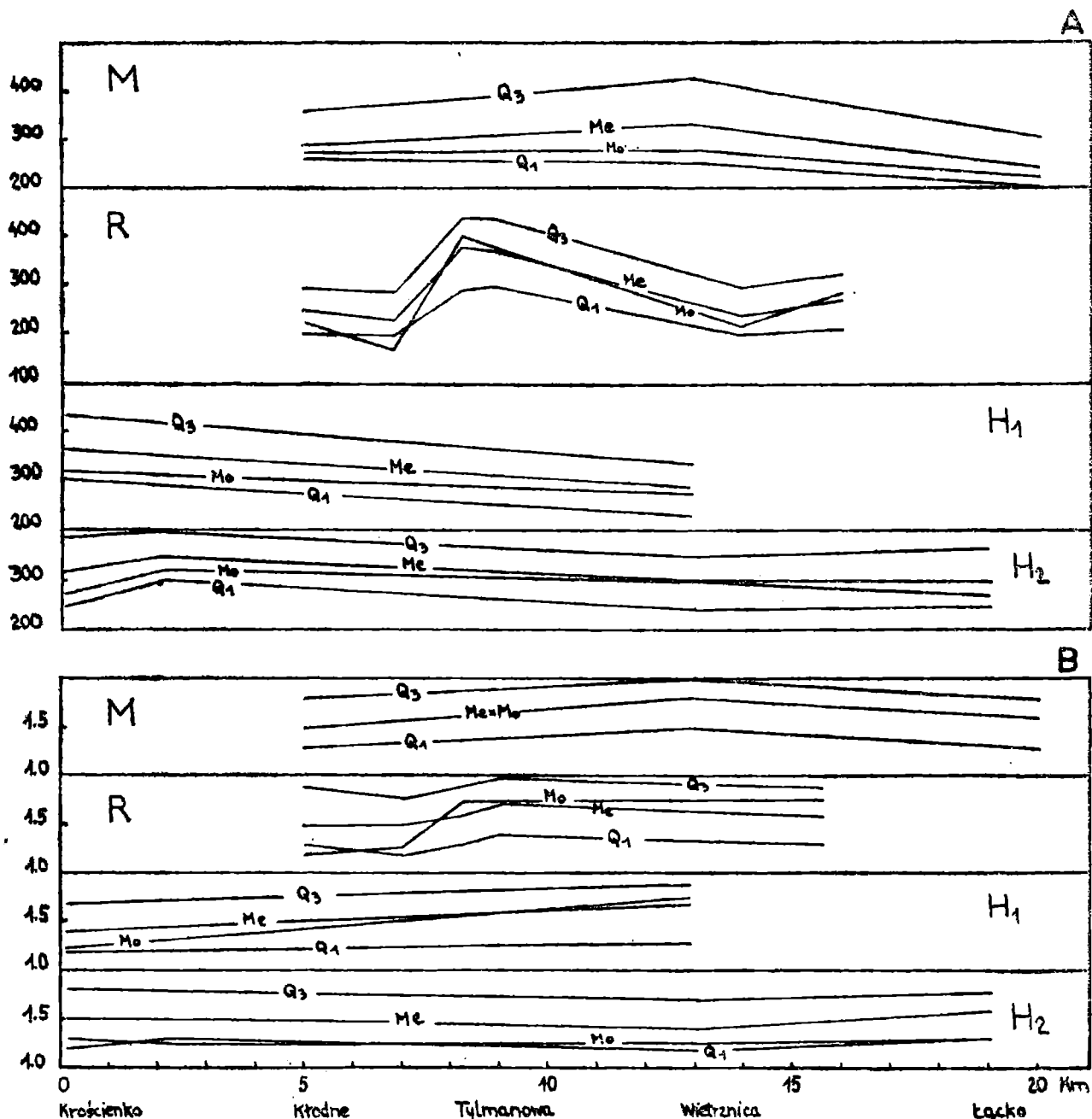


Fig. 4. Cechy morfoskopowe otoczków granitowych (4–6 cm średnicy) czwartorzędowych teras Dunajca (Krościenko — Łącko). A — współczynnik zaokrąglenia (wg Cailleux); B — współczynnik spłaszczenia (wg Cailleux); M — terasa ze zlodowacenia krakowskiego; R — terasa ze zlodowacenia środkowopolskiego; H₁ — terasa nadzalewowa; H₂ — kamieniec; Me — mediana; Q₁ — kwartył pierwszy; Q₃ — kwartył trzeci; Mo — wartość modalna

Fig. 4. Morphoscopic characteristics of the granitic pebbles (4–6 cm in diameter) of the Quaternary Dunajec river terraces (between Krościenko and Łącko). A — the rounding off index of gravels (after Cailleux); B — the flattening index of gravels (after Cailleux); M — Mindel terrace, R — Middle-Polish glaciation terrace; H₁ — superinnudational terrace, H₂ — recent boulder fields in the river bed; Me — median; Q₁ — first quartile; Q₃ — third quartile; Mo — mean value

nicznymi. Często sama obecność teras skalisto-osadowych na danym obszarze i występowanie cokołów skalnych w terasach najmłodszych są uważane za oznakę neotektoniki (Alfieriew, 1948; Klimaszewski, 1948, 1967, Starkel, 1965; Baszenina, Mirnowa, Talskaja, 1969; Chain, 1974), a głębokości kolejnych rozcięć cokołów skalnych czwartorzędowych teras rzecznych za wskaźnik podnoszenia. Zestawienie przebiegu procesów erozji i akumulacji oraz amplitudy rozcięcia skalnego podłoża w poszczególnych okresach czwartorzędu sugerowało spadek intensywności ru-

Tabela — Table 1

Tempo rozcinania cokołów skalnych czwartorzędowych teras rzecznych w przełomie Dunajca przez Beskid Sądecki

The intensity of the dissection of the rocky pedestals of the Quaternary river terraces in the Dunajec gorge across the Beskid Sądecki Mts.

Okres Period	Czas 10 ³ lat Time 10 ³ years	Głębokość rozcięcia w metrach Deep of dissection in metres	Tempo rozcinania mm/rok Intensity of dissection mm/year	Odcinki przełomu, głębokość rozcięcia w metrach Gorge sectors, deep of dissection in metres		
				Kłodne	Tylmanowa	Wietrz-nica
Günz — Holocene	1360?	143,1	0,105	153,6	—	—
Mindel — Holocene	1060	52,6	0,050	63,1	—	47,6
Riss — Holocene	420	22,4	0,053	29,0	17,0	21,3
Würm — Holocene	70	8,4	0,120	10,0	5,0	10,3
Older Dryas — Holocene	12	8,4	0,700	10,0	5,0	10,3

chów tektonicznych, a nawet ich zanik w holocenie (Sawicki, 1909; Klimaszewski, 1948; Gofsztejn, 1964; Dziewański, Starkel, 1962; Starkel, 1965). Z poglądem tym polemizuje w polskiej literaturze Henkiel (1972), który na podstawie porównania faz erozji i akumulacji w polskich Karpatach fliszowych z bezwzględną skalą chronologiczną czwartorzędu dochodzi do wniosku przeciwnego. Nie popiera on jednak swej hipotezy danymi ilościowymi. Analogiczne stanowisko w odniesieniu do innych obszarów górskich typu alpejskiego zajmują Milanowski (1968), Gzowski, Krestnikow, Rejsner (1959) oraz Sobakar, Somow, Kuzniecowa (1975).

Celem zweryfikowania obu przeciwstawnych poglądów obliczono rozmiary rozcięć różnowiekowych cokołów skalnych i odniesiono je do bezwzględnej chronologii czwartorzędu Ericsona i Wollina (za Rühlem, 1973). Wyliczono „kumulatywne” prędkości wypiętrzania, uwzględniając następujące przedziały czasowe: Günz — holocen, Mindel — holocen, Riss — holocen, Würm — holocen oraz starszy dryas — holocen. Porównanie otrzymanych wyników (tab. 1.) wskazuje na rosnącą inten-

sywność ruchów podnoszących w neoplejstocenie i postglacjale. Dwukrotny spadek prędkości wypiętrzania pomiędzy okresami Günz — holocen i Mindel — holocen można tłumaczyć izostatycznym obciążeniem przedpola Beskidów przez czoło lądolodu krakowskiego. W okresach późniejszych już bardzo wyraźnie zaznacza się wzrost prędkości, szczególnie silny w holocenie. Przyjmując początek rozcinania cokołu terasy ze zlodowacenia bałtyckiego na 12 000 B. P. (schyłek starszego dryasu), otrzymano średnią prędkość podnoszenia 0,7 mm rocznie. Oszacowanie prędkości ruchów tektonicznych dla poszczególnych glacjałów i interglacjałów napotyka znaczne trudności. Nie można bowiem tempa rozcinania cokołów skalnych odnosić tylko do okresów interglacjalnych, a dla glacjałów zakładać istnienie długich faz spokoju tektonicznego. Już Dziewański i Starkel (1962) wykazali, że ruchy podnoszące mogły zachodzić nieprzerwanie w glacjałach, a efekty erozyjne sumowały się w okresach międzylodowcowych. Istnieje jednak możliwość podjęcia próby wyznaczenia dolnej i górnej granicy prędkości ruchów podnoszących. Granicę dolną stanowi wielkość rozcinania cokołu skalnego, odniesiona do czasu trwania zlodowacenia i następującego po nim interglacjału łącznie, natomiast granicę górną wyznacza prędkość rozcinania cokołu, obliczona w stosunku do czasu trwania samego interglacjału. Przedziały tych wartości kształtują się następująco:

Günz + int. kromerski: 0,307—0,584 mm/rok

Mindel + int. Wielki: 0,039—0,048 „

Riss + int. eemski: 0,040—? „

Schyłek starszego

dryasu + holocen: 0,700 „

Przy bliższej analizie przytoczonych danych nasuwa się pytanie o wielkość wpływu czynnika klimatycznego na tak wysokie tempo erozji wgłębnej w okresie najmłodszym. Jednakże porównanie prędkości rozcinania cokołów skalnych w postglacjale (0,7 mm rocznie) z rozmiarami współczesnej i holocenijskiej denudacji w Beskidzie Sądeckim (0,04—0,06 mm na rok) i w całych Karpatach fliszowych (0,05—0,15 mm/rok, według Starkla, 1960, 1977), jak również z wartością całkowitej erozji, przyjmowanej przez Corbela (1968) dla gór w klimacie umiarkowanym normalnym (0,1 mm rocznie), wyraźnie wskazuje na obecność w rozważanym okresie intensywnych ruchów tektonicznych, piętrzących osiową część Beskidu Sądeckiego.

Uzyskane wyniki potwierdzają spotykane w literaturze tektonicznej stwierdzenia o wzrastającej prędkości pionowych ruchów tektonicznych w okresie współczesnym. Zdaniem Schucherta (za Nikolajewem, 1962) prędkość wypiętrzania w kenozoiku 4—5-krotnie przewyższa wartości paleozoiczne. Według Milanowskiego (1968) podnoszenie Wielkiego Kaukazu w ciągu ostatnich 20 tysięcy lat sięga 15 mm rocznie, wobec 2—3 mm w ciągu czwartorzędu i poniżej 0,5 mm/rok dla całego etapu neo-

tektonicznego (neogen-czwartorzęd). Piotrowskaja (1977) stwierdza, że intensywność wypiętrzania w czwartorzędzie była znacznie wyższa niż w pliocenie, w holocenie zaś pięciokrotnie wzrosła w porównaniu z plejstoceniem. Analogiczne wypowiedzi zawierają prace Gzowskiego, Krestnikowa, Rejsner (1959), Henkla (1972) i Sobakara, Somowa, Kuzniecowej (1975). Obliczone prędkości ruchów wypiętrzających odpowiadają ponadto wyróżnionemu w młodych obszarach górskich (Kostienko, 1972) wczesnemu stadium rozwoju ruchów tektonicznych (o średniej prędkości podnoszenia w warunkach optymalnych + 0,75 do + 1,0 mm rocznie), co raz jeszcze podkreśla ich znaczną intensywność.

UWAGI KOŃCOWE

Podsumowując dotychczasowe rozważania można stwierdzić, iż Beskid Sądecki wykazuje budowę blokowo-fałdową, zbliżoną do występującej we Wschodnich Karpatach fliszowych. Poszczególne elementy tektoniczne (synkliny, antykliny), po zakończeniu ostatniej fazy ruchów alpejskich uległy usztywnieniu i potrzaskaniu przez sieć uskoków, tworząc morfostruktury blokowe II, III i IV rzędu (w ujęciu Baszeniny, Mirnowej, Talskiej, 1969 oraz Orłowej, 1975), podlegające w czwartorzędzie zróżnicowanym ruchom blokowym o znaku dodatnim. Prędkość ruchów stale wzrasta — od wczesnego plejstocenu po holocen. Szczególnie intensywne podnoszenie zaznaczyło się w obrębie bloków Kłodnego i Wietrznicy, wchodzących w obręb morfostruktury blokowej III rzędu, rozcinaanej przez Dunajec. Prędkość podnoszenia w czwartorzędzie można obliczyć jedynie w sposób przybliżony, stosując metody geologiczno-geomorfologiczne, podczas gdy uzyskanie dokładnych wartości ruchów współczesnych umożliwiła powtarzana niwelacja precyzyjna, wybrane pomiary geologiczno-inżynierskie oraz interpretacja zdjęć geofizycznych.

Przeprowadzone badania pozwoliły na wydzielenie zespołu siedmiu podstawowych cech geomorfologicznych, których jednoczesne występowanie na danym obszarze Zachodnich Karpat fliszowych może wskazywać na obecność młodych, wypiętrzających ruchów tektonicznych:

1. zaburzenia w profilu podłużnym teras rzecznych,
2. duże wysokości względne,
3. wypukły profil stoków, wykazujących tendencję do zestramiania,
4. wyraźna dominacja dolin rzędu I,
5. wzrost spadków den dolinnych i koryt rzecznych,
6. obecność koryt rzecznych wcinających się w podłoże skalne,
7. zdecydowana przewaga erozji wgłębnej nad innymi procesami korytowymi.

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Birkenmajer K. (1958), Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Warszawa.
- Bogacz K., Węclawik S. (1963), Excursion C—1, Nowy Sącz — Gólkowice — Tylmanowa. *Guide de l'excursion VI Congress Assoc. Geol. Karpat. — Balcan.*, p. 180, Warszawa—Kraków.
- Chain W. J. (1974), Geotektonika ogólna. Warszawa.
- Chowaniec J., Poprawa D. (1976), Sprawozdanie z wierceń złożowych wykonanych w rejonie Maszkowic. *Arch. O. K. Inst. Geol.*, Kraków.
- Corbel J. (1968), Erozja na powierzchni Ziemi — studium ilościowe. *Prz. zagr. Lit. geogr.*, 2—3, Warszawa.
- Dziewański J., Starkel L. (1962), Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyńcem w czwartorzędzie (The Quaternary San valley between Solina and Zwierzyń). *Pr. geogr. IG PAN*, 36, Warszawa.
- Henkiel A. (1972), Czy maleje intensywność wypiętrzania Karpat? (Is the uplifting movement of the Carpathians abating?) *Czas. geogr.*, 43, 2: 191—195.
- Jaranoff D. (1934—35), Das Becken von Nowy Targ als Beispiel eines intramontanen Beckens. *Morphologische Parallelen. Prz. geogr.*, 14, 3—4: 153—159.
- Jeitteles M. L. (1860), Versuch einer Geschichte der Erdbeben in den Karpathen und Sudeten-Ländern bis zu Ende des achtzehnten Jahrhunderts. *Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges.*, 12Bd.
- Karnik V. (1958), Erdbebenkatalog der Tschechoslovakei bis zum Jahre 1956. *Geofis. Sb.*, 69, Praha.
- Klimaszewski M. (1937), Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście (Morphologie und Diluvium des Dunajec-tales von den Pieninen bis zur Mündung). *Pr. Inst. Geogr. UJ*, 18, Warszawa.
- Klimaszewski M. (1948), Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym (The Polish West Carpathians during the Ice Age). *Pr. Wrocł. Tow. Nauk.*, Ser. B., 7.
- Klimaszewski M. (1950), Rzeźba Podhala (The relief of Podhale Basin). *Czas. geogr.*, 21/22: 237—250, Warszawa—Wrocław.
- Klimaszewski M. (1965), Views on the geomorphological evolution of the Polish West Carpathians in Tertiary times. *Geomorphological Problems of Carpathians*, 1: 91—121, Bratislava.
- Klimaszewski M. (1967), Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. *Czwartorzęd Polski*, red: R. Galon, J. Dylík, 431—497, Warszawa.
- Klimaszewski M., Starkel L. (1972), Karpaty Polskie. *Geomorfologia Polski*, 1:21—115, Warszawa.
- Książkiewicz M. (1953), Karpaty fliszowe między Olzą i Dunajcem. *Regionalna geologia Polski*, 1, 2: 305—362, Kraków.
- Michalik A., Sikora W., Ślaczka A. (1964), Charakterystyka geologiczno-inżynierska dorzecza Dunajca. *Arch. O. K. Inst. Geol.*, Kraków.
- Meshcherikov Yu. A. (1968), Neotectonics. *The Encyclopedia of Geomorphology*. Ed. Rh. W. Fairbridge, pp. 768—773, New York.
- Niewiarowski J., Wyrzykowski T. (1960), Détermination des mouvements verticaux de l'écorce terrestre sur l'étendue de la Pologne par la methode de répétition des nivellements de précision. *Bull. Géol.*, 62, Warszawa.
- Pagaczewski J. (1972), Catalogue of earthquakes in Poland in 1000—1970 years. *Mat. i Pr. Inst. Geof. PAN*, 51: 3—36.
- Rühle E. (1973), Stratygrafia czwartorzędu Polski. *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*: 31—78, Warszawa.

- Sawicki L. (1909), Z fizjografii Zachodnich Karpat (Physiographische Studien aus den Westgalizischen Karpathen). *Geogr. Jhber. Oester.*, Lwów.
- Sikora W. J. (1976), On lineaments found in the Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, 1—2: 3—37.
- Starkel L. (1960), Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie (Development of the relief of the flysch Carpathians in the Holocene). *Pr. geogr. IG PAN*, 22.
- Starkel L. (1965), Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (Development of the relief of the Polish East Carpathians — on the example of the Upper San Basin). *Pr. geogr. IG PAN*, 50.
- Starkel L. (1969a), Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych (Reflection of the geological structure in the relief of the Polish flysch Carpathians). *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 3; 61—71.
- Starkel L. (1969b), The age of the stages of development of the relief of the Polish Carpathians in the light of the most recent geological investigations. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 3: 33—44.
- Starkel L. (1977), Paleogeografia holocenu. Warszawa.
- Tokarski A. K. (1975), Structural analysis of the Magura Unit. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45, 3—4: 327—353.
- Watycha L. (1973), Utwory czwartorzędowe w otworze wiertniczym Wróblówka na Podhalu (Quaternary deposits in the borehole Wróblówka in the Podhale Basin). *Kwart. geol.*, 17, 2: 335—347.
- Wyrzykowski T. (1971), Map of recent absolute velocities of vertical movements of the earth's crust surface on the territory of Poland, 1:2 500 000. Inst. Geod. i Kartogr., Warszawa.
- Alfieriev — Альферьев Т. П. (1948), Некоторые соображения о молодых движениях Карпат. *Тр. Львовск. Геол. Об-ва при Львовск. Гос. Унив.*, геол, серия, вып. 1.
- Waszenina, Mirnova, Talskaja — Башенина Н. В., Мирнова А. В., Тальская Н. Н. (1969), Блоковая тектоника Карпат и её отражение в рельефе. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 3: 45—60.
- Bezuglyj, Guk, Lul'ev — Безуглый А. М., Гук С. И., Лулев Ю. Б. (1976), К истории колебательных движений юго-западного склона Украинского щита. *Тектоника и Стратиграфия*, вып. 1: 30—37, Издатель. НАУКОВА ДУМКА, Киев.
- Vukatschuk, Burdenko — Вукатчук П. Д., Бурденко Б. В. (1967), О природе излучин Днестра в пределах среднего и нижнего течения. *Докл. АН СССР*, 172, 2, Москва.
- Gerenczuk — Геренчук К. И. (1956), Опыт геоморфологического анализа тектоники Прикарпатья. *Изв. Всесоюз. Геогр. Об-ва*, 88, 1: 54—64, Москва—Ленинград.
- Gzovski, Krestnikov, Rejsner — Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. (1959), Геологические методы количественной характеристики среднего градента скорости вертикальных тектонических движений земной коры и некоторые результаты их применения. *Изв. АН СССР, серия геофиз.*, 8, Москва.
- Gofsztejn — Гофштейн И. Д. (1964), Неотектоника Карпат. Издатель. АН СССР, Киев.
- Kostienko — Костенко Н. П. (1972), Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. Издатель. НЕДРА, Москва.
- Milanovski — Милановский Е. Е. (1968), Новейшая тектоника Кавказа, Издатель. НЕДРА, Москва.
- Nikolajev — Николаев Н. И. (1962), Неотектоника и её выражение в структуре и рельефе территории СССР, Издатель НЕДРА, Москва.
- Orłowa — Орлова А. В. (1975), Блоковые структуру и рельеф. Издатель. НЕДРА, Москва.
- Piotrowskaja — Пиотровская Т. И. (1977), Новейшая тектоника и история

развития долины реки Днестр в его среднем течении. *Бюлл. Комм. по Изуч. Четверт. Периода*, Издател. АН СССР, 47: 17—27, Москва.

Собакар', Сомов, Кузнецова — Собакарь Г. Т., Сомов В. И., Кузнецова В. Т. (1975), Современная динамика и структура земной коры Карпат и прилегающих территорий). Издатель. НАУКОВА ДУМКА, Киев.

Сус' — Цысь П. Н. (1966), Обзор основных проблем морфогенезиса украинских Карпат. *Geomorph. Probl. of Carpathians*, 2: 37—49.

SUMMARY

The paper discusses the influence of young tectonics upon the morphogenesis of the antecedent gorge of the Dunajec River cutting the flysch rocks of the Beskid Sądecki Mountains (the Polish Western Carpathians) (fig. 1). The method applied was the method of detailed geomorphological survey and 35 levelling cross-sections across the valley were performed.

In the slopes and in the bottom of the Dunajec River gorge there are preserved parts of four Pleistocene gravel covers (glaciations: Günz, Cracovian, Middle Poland, Baltic). These are rock terraces of relative height: 154 — 161 metres, 47 — 96 metres, 17 — 55 metres and 9 — 18 metres. The rock socle cut during the Great Interglacial (Mindel-Riss) is characteristic for maximum deformations in its longitudinal cross-section. They are particularly conspicuous in the middle and the northern parts of the Kłodno block and in the southern part of the Wietrznica block (fig. 2, 3). In the central part of the gorge the deformations are very weakly marked. The least distortions appear in the erosion plains of the Eem Interglacial. Zones of local deformation of cross-section are prominent in the vicinity of Kłodne, Chlebki and Wietrznica. The above statements allow for the distinction of two blocks raised in Pleistocene. They are the regions of Kłodne — Brzegi and Wietrznica — Boczów.

Some deformations are marked in the longitudinal cross-section of rock socles of Holocene terraces. Conspicuous increase of them can be observed at Kłodne and Wietrznica. Above and beneath the gorge the rock basement of the youngest terraces plunges below the recent river bed level.

The depth of the consecutive dissections of the rock socles of the Quaternary river terraces are commonly taken for the indication of uplifting. In order to calculate the rate of uplifting movements the dimensions of the consecutive dissections have been related to the Ericson and Wallin's absolute chronological scale of Quaternary. The following intervals in time have been taken into consideration: Günz — Holocene, Mindel — Holocene, Riss — Holocene, Würm — Holocene and Early Dryas—

Holocene. The comparison of the results obtained indicates the increasing uplifting intensity in Neopleistocene and in post glacial time (corresponding values in mm per annum: 0.105, 0.05, 0.053, 0.12, 0.7). Double speed drop of the uplifting between Günz — Holocene and Mindel — Holocene can be explained by the loading of the Beskidy foreland by the Cracovian ice sheet.

The folded Beskid Sądecki Mountains are cut by faults into several blocks. The respective tectonic units, after the final phase of Alpine orogeny had formed block morphostructures of orders II, III, IV, in Quaternary subjected to different positive movements. Especially intensive uplifting had been marked within the Kłodne and Wietrznica blocks.

The investigations which have been carried out allowed for the isolation of a set of geomorphological characteristics. Their simultaneous appearance in the given territory of the Western Carpathians can indicate the presence of young uplifting movements:

- 1) deformations in the longitudinal cross section of river terraces,
- 2) considerable relative heights,
- 3) convex slope profile with a tendency to become steeper,
- 4) greater number of the first order valleys and their length in relation to valleys of other orders,
- 5) increase in slope of the valley and river bed bottoms,
- 6) presence of river beds cut into bed rock,
- 7) emphatic supremacy of incision over other channel processes.

translated by Ewa Surmińska-Halawa