

Witold ZUCHIEWICZ *

MŁODE RUCHY TEKTONICZNE A MORFOLOGIA PIENIN

(3 fig.)

*Young tectonic movements and morphology of the Pieniny Mts.
(Polish Western Carpathians)*

(3 Figs.)

Treść: Artykuł stanowi próbę rekonstrukcji paleogeografii Pienin i wschodniej części Kotliny Nowotarskiej w neogenie i czwartorzędzie. Analiza zachowanych fragmentów powierzchni częściowego zrównania, jak również zaburzeń w profilach podłużnych cokołów skalnych czwartorzędowych teras rzecznych, pozwoliła na ocenę rozmiarów i intensywności młodych ruchów tektonicznych w fazach rodkańskiej i wołoskiej oraz co najmniej w trakcie dwóch faz wzmożonej aktywności tektonicznej w plejstocenie i holocenie.

WSTĘP

W ostatnich latach coraz więcej uwagi poświęca się w literaturze geologicznej genezie i wiekowi osadów neogeńskich Kotliny Nowotarskiej, jak również młodym ruchom tektonicznym tej części Karpat (Niedzielski, 1971; Środoń, 1973; Oszast, 1973; Watycha, 1976; Woźny, 1976; Birkenmajer, 1976, 1978; Birkenmajer, Stuchlik 1975, Oszast, Stuchlik, 1977). Brak natomiast nowej, szczegółowej charakterystyki powierzchni częściowego zrównania¹ i ich stosunku do środkowodnego neogenu, jak również nowego ujęcia neotektoniki czwartorzędowej. Niniejszy artykuł stanowi próbę rozwiązania tego problemu i częściowej rewizji starszych koncepcji paleogeograficznych. Badaniami objęto Pieniny oraz południowe i wschodnie stoki pasm Lubania i Radziejowej.

* Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, 30-063 Kraków, ul. Oleandry 2a.

¹ Pewne wzmianki zawierają prace: Starkel (1972, 1975), Baumgart-Kotarba, Gilewska, Starkel (1976), Birkenmajer (1978).

RUCHY TEKTONICZNE W NEOGENIE. STAN BADAŃ NAD POZIOMAMI
ZRÓWNANIA

Poglądy na ilość i wiek powierzchni zrównania w Pienińskim Pasie Skalkowym i na jego obrzeżeniu ulegały zmianom, uwarunkowanym znajomością budowy geologicznej obszaru.

Sawicki (1909) wyróżniał dwa poziomy destrukcyjne. W okresie między schyłkiem oligocenu a miocenem miał powstać poziom beskidzki (górski, wierzchowinowy, II), rysujący się obecnie w wysokości 1000—1200 m n.p.m. Później nastąpiło klinowate wypiętrzenie poziomu II o 600 m, a następnie — przed badenem — zrównanie Podhala do wysokości poziomu I (gubałowskiego, penepłeny niższej).

Poglądy Sawickiego zakwestionował Pawłowski (1915), który na podstawie ścienia miocenijskich andezytów przez poziom 120-metrowy nad Dunajcem i 250-metrowy nad Szczawnicą (Bryjarka), wnosił o ich pomiocenijskim wieku. Autor ów wydzielił poziom grzbietowy wyższy (1000—1200 m), obejmujący grzbiety Magury Spiskiej, Lubania i Radziejowej, poziom niższy (700—900 m) w obrębie pasa skalkowego oraz poziom „A” (80—100 m nad Dunajcem), występujący na północnych i południowych stokach Pienin, jak również w dolinach Łapszanki i Krośnicy. Wiele uwagi poświęcił Pawłowski „wysoko położonym zwirom”, wspomnianym już przez Staszica (1815), a występującym w wysokości 130—300 m nad korytem Dunajca, zarówno po obu stronach Pienin, jak na spłaszczeniach wyciętych w utworach fliszowych. Odmienny pogląd wypowiedział Małkowski (1923—24), przypisując poziomowi 100-metrowemu w Pieninach wiek staroplejstocenijski.

Osobny rozdział w historii badań nad powierzchniami zrównania tej części Karpat otwierają prace Klimaszewskiego (1934, 1937, 1965), którego stwierdzenia powtórzono w wielu późniejszych opracowaniach. Wyodrębnił on dwa poziomy: śródgórski (dolnosarmacki, 230—260 m wysokości względnej) i pogórski (dolnopliocenijski, 130—150 m). Analogiczny schemat wiekowy przyjęli Galarowski (1954), Drdoś (1960) i Kram (1966). Drdoś (op. cit.) znajdował silnie zwietrzałe otoczaki piaskowcowe na wysokości 848 m n.p.m. nad przełomem pienińskim i wiązał je z poziomem 700—900 m n.p.m. Pawłowskiego.

Odmienną koncepcję odnośnie do wieku zachodniokarpackich powierzchni zrównania wysunął — na podstawie nowych badań geologicznych na przedpolu Karpat — Starkel (1957, 1969), przypisując poziomowi beskidzkiemu wiek dolnosarmacki, śródgórskiemu (250—400 m) dolnopliocenijski, pogórskiemu (150—200 m) — górnopliocenijski, a przydolinnemu — wydzielonemu za Fleszarem (1914) i geomorfologami słowackimi (Mićian 1962, Mazúr 1963, 1965 Činčura 1967) — dolnoczwartorzędowy. W związku z tym Starkel (1972) sugeruje, iż związane przez Klimaszewskiego (1948) z poziomem śródgórskim spłaszczenia w wysokości

600—650 m npm. na południowych stokach Pasma Lubania należy odnieść do poziomu pogórskiego, podobnie, jak i spłaszczenia ścinające anazyty miocénskie.

Zgodny z podziałem Starkla schemat wiekowy przyjął autor niniejszego opracowania (Zuchiewicz, 1978) dla powierzchni zrównań otaczających przełom Dunajca przez Beskid Sądecki.

Z powyższego zestawienia wynika, że poglądy na ilość i wiek powierzchni zrównania (ściślej — częściowego zrównania) na omawianym obszarze dzielą się na trzy grupy, związane z genetyczno-chronologicznymi koncepcjami Sawickiego (1909), Klimaszewskiego (1934, 1937) i Starkla (1957, 1969, 1972). Brak możliwości wydatowania tych poziomów nawet w skali całych Karpat polskich spowodował, że wielu autorów „mechanicznie” dopasowywało wyniki badań terenowych do jednej z wymienionych koncepcji.

POWIERZCHNIE CZĘŚCIOWEGO ZRÓWNANIA W PIENINACH I PASMIE LUBANIA-RADZIEJOWEJ

W obrębie Pienin i Beskidu Sądeckiego zachowały się fragmenty trzech poziomów destrukcyjnych — powierzchni częściowego zrównania. Ślady najstarszego z nich — śródgórskiego — są dobrze widoczne na południowych stokach Pasma Lubania w wysokości 770—1190 m npm. w postaci spłaszczonych odcinków grzbietów, opadających ku dolinom Dunajca i Krośnicy. Silne nachylenie tego poziomu ku południowi i duża rozpiętość wysokości względnych pozwalają wnosić o tektonicznym wypiętrzeniu Pasma Lubania w okresie, jaki nastąpił po utworzeniu się tej powierzchni. Omawiany poziom, o wysokościach względnych 270—400 m ścina zafałdowane gruboławicowe piaskowce, zlepieńce oraz łupki i margle warstw magurskich, podmagurskich i inoceramowych o stromych na ogół upadach (32—45°). Długości zachowanych fragmentów zmieniają się od 180 do 900 m, a szerokości 50—250 m. Ich pochylenie ku południowi sięga 1—5°. Powyżej wznoszą się wyrównane partie wierzchołki głównego grzbietu Lubania o wysokości 900—1190 m npm. (440—560 m). Mogą to być fragmenty wyróżnionego przez Sawickiego (1909) „poziomu beskidzkiego”, bądź też „poziomu grzbietowego wyższego” Pawłowskiego (1915) albo — co bardziej prawdopodobne — wyżej podniesione partie „poziomu śródgórskiego”. Ponad nimi sterczą twarżdzielcowe wierzchołki Kotelnicy (940 m npm.), Runka (1000), Lubania (1210) i Średniego Gronia (1210).

Amplituda wypiętrzenia Gorców po okresie formowania się poziomu śródgórskiego sięgnęła 20—300 m, a uwzględniając silniejsze podnoszenie w osiowej części Pasma Lubania — przekroczyła 400—500 m. Słabo zachowane fragmenty powierzchni śródgórskiej obserwować można w obrębie Pienin Spiskich (220—225 m wysokości względnej), na odpornych wa-

Tabela - Table 1

Wysokości powierzchni częściowego zrównania w poszczególnych grupach górskich
/wysokości w nawiasach - w metrach nad dnem doliny/

Absolute heights of planation surfaces within discussed mountain groups in metres a.s.l.
/values in brackets - heights in metres above valley bottoms/

poziomy levels	Lubań	Pasma Radziejowej	Pieniny Spiskie	Pieniny "wiaściwe" część polska	część słowacka
śródgórski intermontane	770-1190 /265-560/	-	805 /295/	750 - 800 /330 - 340/	700 - 880 /270 - 440/
pogórski foot-hills	600 - 760 /155 - 240/	610 - 695 /285 - 190/	690 - 760 /150 - 210/	650 - 710 /170 - 240/	590 - 680 /150 - 190/
dolnoczwar- torzędowy Lower Quaternary	520 - 650 /90 - 150/	520 - 560 /100 - 140/	625 - 640 /123 - 134/	600 - 640 /120 - 150/	560 - 610 /100 - 150/

pieniach rogowcowych oraz na głównym grzbiecie Pienin „właściwych” (790—800 m n.p.m., 330—340 m nad Dunajcem). Ścinają one średniej i małej odporności piaskowce i łupki z wkładkami zlepieńców warstw sromowieckich.

O wiele lepiej zachowały się na omawianym obszarze spłaszczenia w wysokości „poziomu pogórskiego” (590—760 m n.p.m., 140—250 m).

U podnóża Pasma Lubania rysują się resztki powierzchni piedmontowej, wznoszącej się 150—235 m nad dna dolin Dunajca i Krośnicy (600—760 m n.p.m.), ścinającej utwory warstw podmagurskich i inoceramowych (o średniej odporności), zapadające w różnych kierunkach pod kątem 20—85°.

Pochylenie poziome ku S i SE (3—8°) wskazuje na jego skośne podniesienie związane z późnopliocenijskim wypiętrzeniem Pasma Lubania. Nie można również wykluczyć tektonicznego obniżenia obszaru położonego na W od Kotliny Krościenka, a stanowiącego przedłużenie Kotliny Nowotarskiej, wykazującej długotrwałe tendencje wginające (Watycha, 1971, 1976; Birkenmajer, 1978).

„Poziom pogórski” zachował się także na S i SW stokach Pasma Radziejowej (185—250 m nad Dunajcem). W odróżnieniu od poprzednich autorów (Klimaszewski 1937, Kram 1966) skłonny jestem uznać za fragmenty tego poziomu spłaszczone grzbiety Bryjarki (210—245 m) i Ciżowej Góry (185—195 m), ścinające pofałdowane utwory warstw hieroglifowych (o upadach 50—80°) oraz dajki andezytowe.

W Pieninach Spiskich omawiany poziom zaznacza się zarówno na stokach opadających ku Dunajcowi, jak i Niedziczance. Rozwinął się on na utworach o różnej odporności — od mało odpornych pstrych margli, łupków marglistych i zlepieńców warstw jarmuckich do średnio odpornych wapieni warstw nadposidonioowych i bardzo odpornych wapieni rogowcowych (Birkenmajer 1958a). Wysokości fragmentów poziomu sięgają 690—760 m n.p.m., czyli 193—205 m nad Dunajcem i 150—200 m nad Niedziczanką.

W Pieninach „właściwych” powierzchnia częściowego zrównania rysuje się w wysokości 170—240 m nad dnem doliny Dunajca, na spłaszczonych garbach Wielkiego Pola, Nadzamcza i Majerza, na NE od Flaków, w obrębie grzbietu Wymiarki — Mała Dolina, na zakolu Facimiech oraz w niektórych wyrównanych partiach wierzchowin Pienin słowackich (150—190 m). Spłaszczone odcinki grzbietów budują utwory średniej i małej odporności — piaskowce i zlepienie warstw podmagurskich oraz inoceramowych, niekiedy stromo ustawione (do 85°), górnokredowe łupki i margle pstre z wkładkami piaskowców, zlepieńce, piaskowce i łupki warstw jarmuckich, piaskowce, wapień i łupki „aalenu fliszowego” i warstw sromowieckich oraz wapień górnopaleozoiczny i margle plamiste warstw nadposidonioowych. Rozmiary spłaszczeń maleją z zachodu na

wschód, od 650—880 × 100—150 m do 150 × 100—50 m. W starszej literaturze (Pawłowski 1915, Klimaszewski 1937)) często spotyka się wzmianki o występowaniu na spłaszczeniach „poziomu pogórskiego” zwirów i otoczków wód dunajcowych. Przeprowadzone badania terenowe wykazują, iż materiał ten pochodzi bądź z występujących w podłożu zlepieńców warstw podmagurskich, względnie został nawieziony przez miejscową ludność (tzw. „zwiry gnojowe” Halickiego, 1948).

Poziom najniższy, dolnoczwartorzędowy, zachował się u podnóży Pasma Lubania i Radziejowej oraz w Pieninach.

Na południowych stokach Pasma Lubania reprezentuje go rozległa, łagodnie nachylona (3—8°) ku S i SE powierzchnia piedmontowa, wznosząca się w wysokości 520—650 m n.p.m., tj. 90—150 m nad dnami dolin. Jej budowa oraz pochylenie ku S i SE wskazuje, iż powstała ona w wyniku bocznego cofania się stoków.

Obserwowane na obrzeżeniu Kotliny Nowotarskiej resztki poziomu dolnoczwartorzędowego wykazują pewne podobieństwo do zrównań opisanych z Kotliny Turczańskiej przez Činčurę (1967), o cechach pedypłeny-glacis. Rozwój tego poziomu w Kotlinie Turczańskiej został zahamowany przez obniżające jej dno ruchy tektoniczne w trakcie zlodowacenia Mindel.

Na wysokości poziomu dolnoczwartorzędowego w Pasmie Lubania, na stromo ustawionych (50—60°) cienko- i średnioławicowych piaskowcach warstw inoceramowych i kluszkowskich, a w części zachodniej także na gruboławicowych piaskowcach warstw podmagurskich spoczywają 0,5 — parumetrowej miąższości pokrywy glin pylastych i pylasto-ilastych, zawierających w spągu ostrokrawędziste odłamki piaskowców. Ich budowa uwidacznia się na rozległych (długości 300—800 m, szerokości 130—500 m) spłaszczeniach „piedmontu” Lubania nad Maniowami, na NW od wsi Kluszkowce, na N od Hałuszowej, w Grywałdzie, Dziadowych Kątach i na NW od Krościenka.

Na S i SW stokach Pasma Radziejowej fragmenty poziomu dolnoczwartorzędowego, ścinające cienko- i średnioławicowe piaskowce warstw szczawnickich oraz andezyty, rysują się w wysokości 520—560 m n.p.m., tj. 100—140 m nad korytem Dunajca i odpowiadają — wysokościowo — poziomowi „A” Pawłowskiego (1915) i Krama (1966).

W Pieninach Spiskich najniższa powierzchnia destrukcyjna zaznacza się w poziomie 625—640 m n.p.m. (123—134 m) na Zadniej Górze i nad Falsztynem.

W Pieninach „właściwych” zachowane resztki poziomu dolnoczwartorzędowego można śledzić po obu stronach Dunajca oraz w dolinach jego większych dopływów (potoków Lipnika i Leśnickiego), na wysokości 540—560 m n.p.m. (100—150 m). Bardzo wyraźnie rysują się one na południowych stokach garbu Wielkie Pole nad Czorsztynem, powyżej zamku Niedzickiego, na Górze Ubszar, w Kątach, nad Sromowcami Niżny-

mi (Podskale), w Czerwonym Klasztorze, a w przełomie pienińskim na Facimiechu i Klasztornej Górze. Budują je stromo zafałdowane piaskowce warstw kluszkowskich (55—65°), sromowieckich (40°), wapienie rogowcowe, a w przypadku Sromowiec Niżnych — pionowo ustawione warstwy łupków, pstrych margli i wapieni.

Rozmiary spłaszczeń są niewielkie i nie przekraczają 150—250 m. Niekiedy w glinach zwietrzelinowych i rumoszu ostrokrawędzistym spotyka się rzadkie, silnie zwietrzałe lub dobrze zachowane otoczaki granitowe i kwarcytowe (Wielkie Pole, Podskale), najprawdopodobniej nawiezione.

PRÓBA REKONSTRUKCJI PALEOGEOGRAFII WSCHODNIEJ CZĘŚCI KOTLINY NOWOTARSKIEJ I PIENIN W NEOGENIE

Analiza spągowych osadów dolnego miocenu w Czarnym Dunajcu i Koniówce wskazuje na gwałtowną sedymentację (Watycha, 1971, 1976). Materiał był przynoszony z wypiętrzanego Pasma Babiogórskiego i Gorców, a następnie składany w dnie kotliny w postaci rozległych stożków. Zwolnienie tempa ruchów tektonicznych zaznacza się kompleksem osadów bagiennych i lądowych. Wyżej natomiast pojawia się materiał z fliżu podhalańskiego, co sugeruje wypiętrzanie Podhala.

W egerze pas skałkowy i Podtatrze ulegają wypiętrzaniu, natomiast dno kotliny w strefie przyskałkowej obniża się (Książkiewicz, Samsownik, 1952).

W eggenburgu następuje stagnacja, a później zmiana kierunku ruchu na przeciwny. Dno kotliny dalej się zapada, obejmując również Pas Skałkowy i coraz większe obszary jednostki Turbacza oraz Pasma Babiogórskiego (Watycha, 1971).

Łądowe osady otnangu, karpatu i badenu, o miąższości 130—230 m, leżą bez przerwy sedymentacyjnej na utworach miocenu dolnego. W otnangu i karpacie zapadlisko nowotarskie pogłębiło się o około 450 m (Watycha, 1971). W karpacie i badenie dolnym północne obrzeżenie kotliny na przemian podnosi się i obniża. W karpacie mają miejsce wylewy law andezytowych między Krościenkiem a Jaworkami (Birkenmajer, 1978). Z początkiem badenu zaznaczają się na Podhalu wielkopromienne ruchy paczące (Jaranoff, 1934—35), związane ze styryjską fazą górotwórczą. Wtedy też następują wylewy law andezytowych Wzaru, w dolinie Kluszkowianki i Grywałdzie. Badania magnetyczne Małoszewskiego (1962) wykryły łącznie 71 żył andezytowych. W części zachodniej obszaru dominują młodsze andezyty zasadowe, w części wschodniej — starsze, kwaśne (Małkowski 1923—24; Kardymowicz, 1957). Kolejna faza aktywności wulkanicznej ma miejsce na granicy badenu i sarmatu. Powstaje II generacja dajek andezytów amfibolowo-augitowych Wzaru (Birkenmajer, Nairn, 1969; Youssef, 1978). Powyższe uwagi pozwalają potwierdzić słu-

szość sugestii Pawłowskiego (1915), przypisującego pliocenijski wiek poziomom ścinającym andezyty Bryjarki i okolic Wżaru.

Z badenu pochodzą niebieskawo-zielonkawe ropy, odsłaniające się przy moście na Dunajcu w Hubie. Utwory te, 8,6 m miąższości, sięgające 530 m n.p.m., są „przyklepione” do skalnego zbocza doliny, nieco poniżej spągu serii zwirowej z glaciału środkowopolskiego (Szafer, 1951, 1954; Oszast, 1955, 1970, 1973; Birkenmajer, 1965).

Między badenem i sarmatem wypiętrzaniu ulega Pas Skałkowy, kotlina natomiast w dalszym ciągu się obniża (Klimaszewski, 1958, 1965). W tym samym okresie następuje zmiana klimatu od wilgotnego i półsuchego do suchego (Mazúr, Činčura 1975).

W sarmacie, w centrum kotliny osadzają się utwory pylasto-ilaste. Panuje klimat subtropikalny wilgotny o charakterze górskim, zbliżony do umiarkowanie ciepłego (Tran Dinh Nghia 1974). Pogórze Gubałowskie podnosi się, Pas Skałkowy zaś wraz ze strefą fałdów przyskałkowych równomiernie się obniżają — silniej na N niż na S. Znacznemu obniżeniu ulega południowa część Gorców (Watycha, 1971). Tworzy się wówczas najstarszy z zachodniokarpaccich poziomów destrukcyjnych zw. beskidzkim (Starkel, 1969, 1972; Baumgart-Kotarba 1974; Mazúr, Činčura, 1975; Baumgart-Kotarba, Gilewska, Starkel, 1976), zaznaczający się współcześnie w postaci wyrównanych wierzchołków Pasm Lubania i Radziejowej. Poziom ten ulega silnemu zaburzeniu podczas fazy attyckiej, na granicy sarmatu i wczesnego pliocenu. Jest to jednocześnie okres intensywnego formowania się powstałego w oligocenie, rozłamu perypleńskijskiego (Sikora, 1976).

W pliocenie dno kotliny powoli się obniża, Pogórze Gubałowskie zaś i Podtatrza ulegają słabemu podnoszeniu.

W pliocenie wczesnym (pannon — pont) dno kotliny zostaje pocięte uskokami, następują również drobne przesunięcia poprzeczne w stosunku do osi Kotliny (Watycha, 1971, 1976). Dominują uskoki równoległe do dna kotliny. Wypiętrzaniu ulegają Pieniny, strefa Maruszyna — Rogoźnik — Klikuszowa oraz Trstena — Babia Góra, obniżają się natomiast obszary leżące pomiędzy tymi strefami.

W okresie pannońskim w wyniku bocznej erozji Dunajca tworzy się „poziom śródgórski”. Rozwijał się on w warunkach klimatu subtropikalnego (Činčura 1967; Mazúr, Činčura, 1975), o dużej wilgotności, średnich temperaturach roku 18°C i rocznych sumach opadów około 1800 mm (Szafer 1954). Porównując ze sobą (tabela 1) wysokości poziomu śródgórskiego w poszczególnych grupach górskich omawianego obszaru zauważamy odrębność Pasma Lubania. Odznacza się ono najwyższymi wysokościami bezwzględnymi (770—1190 m n.p.m., 270—560 m wysokości względnej), a zarazem największym ich zróżnicowaniem, co może przemawiać za nierównomiernym wypiętrzaniem osi Lubania — Radziejowej.

W pliocenie środkowym (pont — dak) nastąpiło wypiętrzenie pasma oraz — prawdopodobnie — obniżenie części dorzecza Krośnicy.

Odnosząc wysokości „poziomu śródgórskiego” do dziesięjszego dna doliny Dunajca otrzymamy wysokości względne rzędu 600—710 m. Można założyć (tabela 1) podniesienie Pasma Lubania w stosunku do Pienin o około 400—440 m. Ruchy te miały miejsce w trakcie fazy rodańskiej. O ich rozmiarach mogą świadczyć różnice wysokości bezwzględnych między zachowanymi fragmentami poziomów śródgórskiego i pogórskiego: od 170—430 m w przypadku Pasma Lubania, do 115—150 m dla Pienin Spiskich i 100—205 m w Pieninach „właściwych”.

Jednocześnie z formowaniem się „poziomu śródgórskiego”, w obniżeniach i rozlewiskach pra-Dunajca osadzają się utwory ilasto-mułkowe (Dębno — Frydman), zazębiające się z osadami przynoszonymi z południowych stoków ówczesnych Gorców (Mizerna, Kluszkowce, Grywałd, Dziadowe Kąty, Potoczki). Utwory plioceniczne wypełniające obecne zapadlisko Dębna — Frydmana stwierdzono w utworach wiertniczych (D-9, F-2, F-16) na wysokości 448—426 i 400 m n.p.m., czyli 100 m poniżej spągu utworów miocenskich z Huby. Są to szarozielonkawe i ciemnobrunatne ility z piaskiem i drobnym żwirkiem materiału skałkowego, 21—26 m miąższości (Niedzielski, Żelazny, Monkiewicz, 1966; Niedzielski, 1971; Łukaszek, Niedzielski, 1976). Ilaste i ilasto-piaszczyste utwory pliocenu środkowego i górnego odsłaniają się w Mizernej (Szafer, 1950, 1951, 1952, 1954; Birkenmajer, 1954, 1961; Oszast, 1973) w wysokości 515—530 m n.p.m. Zdaniem Drzewickiej-Kozłowskiej (1961), Jentys-Szaferowej (1961) i Środonia (1973) zostały one soliflukcyjnie przemieszczone z wyżej leżących stanowisk, w plejstocenie. Utwory tego samego wieku występują w Grywałdzie, Dziadowych Kątach oraz Potoczku — na W od Krościenka. Wiek flory zawartej w iłach Dziadowych Kątów i Potoczku Szafer (1950, 1954) określił na pliocen dolny, Birkenmajer zaś (1958b, 1961) — na pliocen środkowy. W przeciwieństwie do Klimaszewskiego (1948), przypisującego wiek plejstoceni stropowym partiom tych profilów, badania geologiczne Birkenmajera (1950, 1954) i analizy pyłkowe wykonane przez Oszast (1956, 1973) nie dają podstaw do wydzielania „części plejstoceni”.

Podczas fazy rodańskiej wymienione wyżej utwory zostają przemieszczone w dół, w wyniku ruchów obniżających podnóże Pasma Lubania. Ruchy te zaznaczyły się gwałtowną sedymentacją osadów żwirowo-piaszczystych stożków napływowych dopływów Dunajca. „Poziom śródgórski” zostaje wówczas rozcięty i skośnie (w przypadku Pasma Lubania) podniesiony, uzyskując pochylenie ku S.

W późnym pliocenie (roman), w rzeźbie pasa skałkowego zanaczają się szerokie doliny o łagodnych zboczach i zrównane wierzchowiny, kontrastujące z wąskimi odcinkami dolin przełomowych i stromymi stokami grzbietów. Panuje klimat leśny ciepły, w optimum — kontynen-

talny i półsuchy, o średnich temperaturach roku 12°C i rocznych sumach opadów do 600 mm (Szafer, 1954; Mazúr, Činčura, 1975). Tworzy się „poziom pogórski”, ścinający utwory o różnej odporności. Klimaszewski (1948, 1958), przyjmując dolnoplioceniński wiek tego poziomu, określał czas jego rozcięcia na okres przejściowy między pliocenem dolnym a środkowym. Zakładał również, iż wody środkowo-pliocenińskiego jeziora (na W od Krościenka) przelały się w pliocenie środkowym i górnym przez przełom pieniński do Kotliny Nowotarskiej (Klimaszewski 1961). W świetle nowych danych, dotyczących zarówno powierzchni zrównania, jak i genezy osadów pliocenińskich we wschodniej części Kotliny Nowotarskiej, poglądy te należy poddać rewizji. Biorąc bowiem pod uwagę argumenty Środonia (1973), przypisującego znaczną rolę procesom soliflukcji w przemieszczeniu tych osadów, jak również wyniki obserwacji terenowych, uzyskują przesłanki pozwalające „odmłodzić” poszczególne poziomy częściowego zrównania.

Aktualne wysokości stropu utworów środkowo- i górnopliocenińskich kształtują się następująco: Mizerna 519—538 m npm., Szubieniczna Góra 549—568, Kluszkowce 620, Grywałd 560, Krościenko 470—490. Można przypuszczać (fig. 1), że pierwotnie zalegały one powyżej 650—670 m npm., to znaczy w obrębie poziomu pogórskiego lub wyżej.

Wiek poziomu pogórskiego dokumentują 228 m miąższości osady Domańskiego Wierchu. Uważane początkowo za sarmackie, skłoniły Klimaszewskiego (1958) do przypisania powierzchni ścinającej te utwory, a zaznaczającej się na Podhalu w wysokości 1100—700 m npm., wieku dolnopliocenińskiego. Na konieczność ponownego wydatowania poziomu, w związku z wynikami badań Oszast (1970, 1973) i Zastawniak (1972) zwrócili już uwagę Starkel (1975) oraz Baumgart-Kotarba, Gilewska, Starkel (1976). Późnoplioceniński wiek powierzchni pogórskiej w Karpatach Wschodnich przyjmuje Henkiel (1969). Autor niniejszego opracowania skłonny jest uznać ów poziom za powstały w najmłodszym pliocenie.

Na obrzeżeniu Pasma Lubania „poziom pogórski” wykazuje cechy pedymentu typu „glacis”, natomiast w Pieninach i Pasmie Radziejowej przypomina on równinę utworzoną w wyniku bocznej erozji Dunajca. W dalszym ciągu następuje akumulacja osadów stożkowo-jeziornych u podnóża Gorców. W wysokości poziomu nie zaznaczają się większe różnice. Najwyżej położone fragmenty zachowały się w obrębie Pasma Lubania (do 760 m npm.) i Pieninach Spiskich (758). W przypadku Pasma Lubania duża rozpiętość w wysokościach względnych sugeruje obniżanie obszaru położonego na W od Krościenka, przy jednoczesnym podnoszeniu osiowej części pasma. Powoduje to pochylenie poziomu ku S, SE i ESE. U schyłku pliocenu ruchom wypiętrzającym fazy wołoskiej podlega Podtatrze, natomiast północna część fliszu podhalańskiego i pas skałkowy silnie się obniżają (Watycha, 1976; Birkenmajer, 1978). Obniżaniu ulega również Kotlina Nowotarska — słabiej w partii centralnej,

silniej — u podnóża Gorców (Jaranoff 1934—35; Klimaszewski, 1948, 1966, 1967, 1972; Watycha, 1971; Birkenmajer, 1978). Gorce podnoszą się dość intensywnie — co znajduje swoje odzwierciedlenie w charakterze osadów przykrywających łąki jeziorne w Mizernej i na Szubienicznej Górze.

Porównując ze sobą wysokości zachowanych fragmentów górnopliocenińskiego (roman) „poziomu pogórskiego” i powierzchni dolnoczwartorzędowej, możemy wnosić o rozmiarach podniesienia poszczególnych grup górskich podczas fazy wołoskiej. Najwyższymi wartościami podniesienia odznaczają się Pasma Radziejowej (90—135 m), Pasma Lubania (80—100 m) i Pieniny Spiskie (70—120 m). Natomiast Pieniny „właściwe” zachowały odrębność tektoniczną, ulegając jedynie niewielkiemu wypiętrzeniu 30—70 m.

Sumaryczną wielkość neogeńskiego obniżenia dna Kotliny Nowotarskiej można oszacować na 1400 m (Watycha, 1976) przy jednoczesnym wypiętrzeniu Pasma Lubania od 200 do 600 m, a Pienin do 350 m (wartości „wypadkowe” od schyłku sarmatu po późny pliocen).

We wczesnym plejstocenie (między pliocenem a I zlodowaceniem tatrzańskim) powstaje rów tektoniczny Dębna — Frydmana (Niedzielski, 1971), o amplitudzie zrzutu ponad 130 m. W tym samym prawdopodobnie w czasie, w warunkach stosunkowo chłodnego, suchego klimatu (Szafer, 1954; Činčura, 1967; Dżułyński i in. 1968), jaki panował przed glacją Günz — tworzy się poziom dolnoczwartorzędowy. Analiza wysokości tego poziomu ponad współczesne dna dolinne wykazuje, że dla wszystkich omawianych obszarów są one zbliżone i zawierają się w granicach 100—150 m (Pasma Lubania 90—140 m, Pieniny Spiskie 12—130 m, Pasma Radziejowej 100—140 m, Pieniny „właściwe” 100—150 m). W profilach podłużnych poziomu dolnoczwartorzędowego, w obrębie wymienionych pasm nie zaznaczają się większe różnice (nie biorąc pod uwagę niewielkiego wzrostu wysokości względnych w obrębie przełomu pienińskiego). Może to przemawiać za podniesieniem en bloc tej części Karpat. Przybliżone rozmiary i tempo wypiętrzania omawianych obszarów w pliocenie i wczesnym czwartorzędzie przedstawia tabela 2. Podane prędkości należy traktować wyłącznie orientacyjnie, zwracając uwagę na rząd wielkości.

GENEZA PRZEŁOMU DUNAJCA

Poglądy na genezę i wiek przełomów Dunajca przez Pieniny ulegały licznym zmianom. Staszic (1815), Alth (1879) i Pol (1869, 1877) uważali, iż jest to przełom przelewowy, utworzony w plejstocenie lub holocenie (Alth 1886). Zapałowicz (1913) sądził, iż lodowce tatrzańskie sięgały po Nowy Targ, a „stary lodowiec tatrzański przeciskał się przez Pieniny”,

Tabela - Table 2

Szacunkowe wartości tempa wypiętrzania w pliocenie i dolnym czwartorzędzie /prędkości "kumulatywne" w metrach/1 mln lat/
 The average intensity of Pliocene and Lower Quaternary uplift of discussed areas /"cumulative" velocities in metres pro 1 million years/

okres period	czas trwania 10 ⁶ lat B.P. time 10 ⁶ ys. B.P. 1/	Lubań	Pasma Radziejowej	Pieniny Spiskie	Pieniny "właściwe" część polska część słowacka
Pannonian - Holocene	8	33 - 70	"	37	41 - 43 34 - 55
Piacenzian - Holocene	2	77 - 120	95 - 123	75 - 105	85 - 120 75 - 95
Lower Quaternary	1.4	64 - 107	71 - 100	88 - 96	86 - 107 71 - 107

1/ after: Senes /1975/ and Van Eysinga /1975/

pozostawiając ślady materiału morenowego na wysokości około 800 m npm.

Odmienne poglądy wysunął Zuber (1914), przypisując powstanie przełomu erozji rzecznej i procesom krasowym, działającym w plejstocenie. Pod wpływem wyników badań geologicznych Uhliga (1883, 1888), Limanowski (1904) i Nałkowski (1904) uznali przełom za epigenetyczny, utworzony dzięki powolnemu wcinaniu się pra-Dunajca w mało odporne warstwy osłony kredowej. Podobne sugestie zawiera praca Romera (1905), który uważał, że pierwotnie Dunajec płynął w poziomie Pienin po Podhale. Gdy Podhale uległo tektonicznemu obniżeniu, Dunajec „wrzynał się w Pieniny i przebił najpierw miękkie łupki, a potem wapienie skallic”. Sawicki (1909) i Klimaszewski (1937) z występowania poziomów zrównania w przełomie wnosili o genezie antecedentnej. Pawłowski (1915, 1916) częściowo zgadzał się z koncepcją Sawickiego, nie wykluczał jednakże możliwości epigenety. Jego zdaniem przełom powstał w pliocenie. Analogiczny pogląd wypowiedział Klimaszewski (1934). Tektoniczne pochodzenie przełomu podkreślał Rehman (1895), a pogląd ten rozwinął i udokumentował Birkenmajer (1958b), określając przełom jako „antecedentno-strukturalny”. Zwrócił uwagę na fakt, że przełom pieniński leży w obrębie maksymalnej depresji pasa skałkowego (jednostka pienińska), przełom zaś niedzicki został założony na osi wielkiej depresji poprzecznej Niedzicy—Wzaru. Sugerował, że depresje te zaznaczały się w pierwotnej rzeźbie Pienin, wpływając — obok różnic w odporności i wielkopromiennych spaczeń oraz wypiętrzeń górotworu w neogenie na powstanie przełomu. W pracy wcześniejszej Birkenmajer (1954) wiązał utworzenie się przełomu z sarmatem i meotem.

Stanowisko pośrednie zajmuje Drdoś (1960) nazywając przełom pieniński Dunajca „antecedentno-epigenetycznym”.

Z początkiem lat 1960 wylansowano koncepcję „przełomu strukturalnego”, utworzonego przed środkowym pliocenem (Klimaszewski, 1961) lub w środkowym pliocenie (Klimaszewski, 1958, 1965, 1972). W roku 1967 autor ów przyjął genezę „strukturalno-epigenetyczną”.

Występowanie wzdłuż doliny Dunajca poziomów zrównania, jak również rozmieszczenie i wiek utworów plioceńskich we wschodniej części Kotliny Nowotarskiej oraz w dorzeczu Krośnicy pozwalają wnioskować o wieku obu przełomów Dunajca (pienińskiego i niedzickiego).

Można przypuszczać, iż początek formowania się przełomów przypadła na środkowy pliocen, jednakże bardziej prawdopodobne wydaje się umieszczenie zasadniczego okresu tworzenia się przełomów we wczesnym czwartorzędzie. Przemawia za tym fakt, iż w obrębie przełomu zachował się praktycznie tylko poziom dolnoczwartorzędowy, rekonstrukcja zaś pierwotnego położenia środkowodnych utworów plioceńskich na południowych stokach Pasma Lubania powyżej 650 m npm. skłania do ponownego rozważenia koncepcji Gadomskiego (1934) o plioceńskim

przepływie pra-Dunajca przez dorzecze Krośnicy i Grajcarka w stronę Kotliny Litmanowskiej.

Przeprowadzone w ciągu ostatnich 30 lat w pienińskim pasie skałkowym badania geologiczne (Birkenmajer, 1954, 1958b, 1961, 1963; Książkiewicz 1953, 1972) pozwalają wykluczyć genezę epigenetyczną. Na powstanie obu przełomów wpłynęły z pewnością różnice z odporności skał, zróżnicowane ruchy tektoniczne typu blokowego w górnym pliocenie i dolnym czwartorzędzie, plio-plejstocenska aktywność wgłębnego rozłamu perypienińskiego oraz — podkreślane przez Birkenmajera (1958b), Horowitza (1963), Grochocką (1968) i Książkiewicza (1972), a uwypuklające się na zdjęciach satelitarnych Pienin — wielkie poprzeczne depresje pasa skałkowego i południkowo biegnące strefy dyslokacyjne. Uwarunkowały one utworzenie głęboko wciętych meandrów Dunajca w przełomie pienińskim. Reasumując powyższe uwagi, skłonny jestem uznać przełomy niedzicki i pieniński Dunajca za antecedentne (względnie „antecedentno-strukturalne” — stosując terminologię Birkenmajera), powstałe głównie w okresie wczesnoczwartorzędowym, a ostatecznie pogłębione w plejstocenie.

RUCHY CZWARTORZĘDOWE

Dla stwierdzenia młodych, czwartorzędowych ruchów skorupy ziemskiej modelujących rzeźbę omawianego obszaru wykonano szczegółowe zdjęcie geomorfologiczne w skali 1:10 000 doliny Dunajca i jego dopływów między Dębem a Krościenkiem, zwracając szczególną uwagę na budowę teras rzecznych. Analizę poziomów terasowych przeprowadzono w oparciu o 110 profilów poprzecznych przez dolinę Dunajca. Dla odcinka pomiędzy Lysą a Szczawnicą Niżną badania terenowe ograniczyły się do zbocza lewego. Odtwarzając rozwój słowackiej części doliny, posłużono się informacjami zawartymi w literaturze. Wielkość rozcięcia cokołów skalnych teras czwartorzędowych i zaburzenia w ich profilach podłużnych przyjęto za miernik zróżnicowanych ruchów tektonicznych. Korelację wiekową teras umożliwiły szczegółowe badania pokryw terasowych (skład petrograficzny, stopień zwietrzenia materiału, sposób ułożenia otoczków) i ich stosunku do pokryw soliflukcyjnych, jak również wykorzystanie wykonanych dotychczas datowań metodą paleobotaniczną i C^{14} .

O „młodych ruchach tektonicznych na pograniczu zapadliska nowotarskiego i skalic” w czwartorzędzie wspominał już Halicki (1923—24). Tektoniczne pogłębienie dna Kotliny Nowotarskiej u schyłku dolnego pliocenu i w całym czwartorzędzie sugerowali Jaranoff (1934—35), Klimaszewski (1948, 1966, 1967, 1972), Starkel (1975) i Birkenmajer (1978). Zróżnicowane ruchy tektoniczne w interglacjale wielkim, w zachodniej

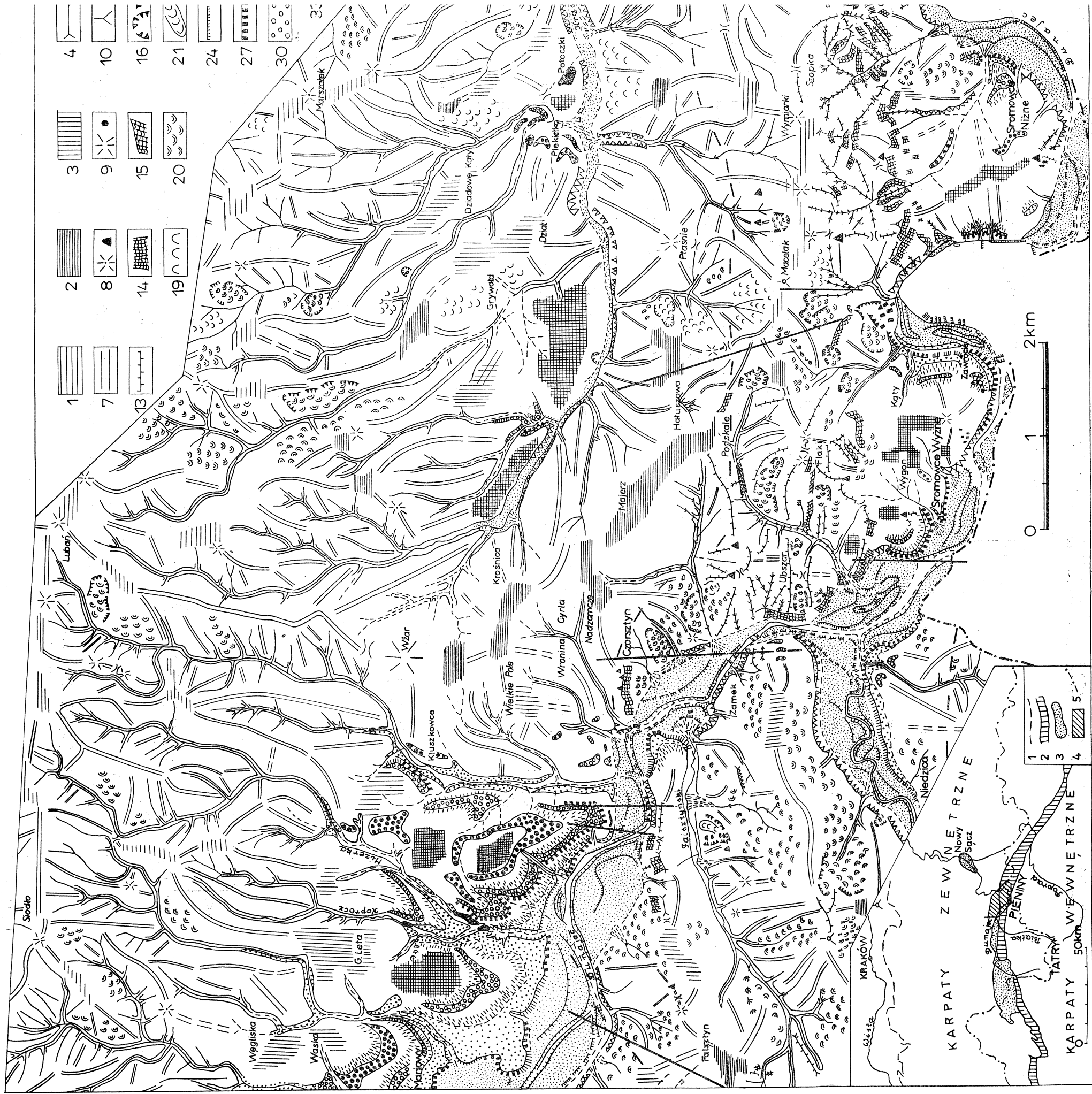


Fig. 1. Szkic morfologiczny obszaru badań. Fragmenty powierzchni częściowego zrównania: 1 — środkowej; 2 — pogórskiej; 3 — dolnoczwartorzędowej. Grzbiechy na przecięciu zboczy dolinnych; 4 — granie; 5 — wąskie skaliste; 6 — wąskie zaokrąglone; 7 — szerokie zaokrąglone. Wierzczołki: 8 — koplaste (duże, małe); 9 — kopulaste (duże, małe); 10 — ostre, skaliste (turnie); 11 — stożkowe (duże, małe); 12 — przeteżce; 13 — grzbiety twarde (hog-backs) zbudowane z wałkami; 14 — ściany skalne; 15 — mury skalne i zamczyńska skalne; 16 — ustalone nisze lub tylnie progi osuwisk skalnych. Nisze lub tylnie progi osuwisk ziemnych: 17 — ustalone; 18 — świeże; 19 — drobne osuwiska i zerwy; 20 — powierzchni osuwiskowo-złaziskowe; 21 — jezory osuwiskowe; 22 — zwały obrywu; 23 — rowny akumulacji soliflukcyjnej. Krawędzie teras rzecznych i stożków napływowych o wysokości względnej: 24 — do 3 m; 25 — 3-6 m; 26 — 6-12 m; 27 — ponad 12 m; 28 — równiny erozyjne wycięte przed okresem zlodowacenia południowo-północnego (krakowskiego). Równiny teras skalisto-osadowych: 29 — ze zlodowacenia bałtyckiego (Wistulian); 30 — zlodowacenia środkowopolskiego; 31 — zlodowacenia napływowe zbudowane ze zwirow. Koryta rzeczne wycięte w skałę; 32 — średnie; 33 — małe. Koryta rzeczne wycięte w aluwium; 34 — świeże; 35 — średnie; 36 — stare, płytkie, suche. Progi skalne w korytach rzek: 37 — głębokie z wodą; 38 — płytkie, suche. Progi skalne w korytach rzek: 39 — średnich; 40 — małych; 41 — kotły i rynny eworsyjne; 42 — progi u wylotów dolin zawieszonych; 43 — żłoby. Nieczynne podcięcia erozyjne o wysokości względnej: 44 — 6-12 m; 45 — powyżej 12 m; 46 — powyżej 12 m; 47 — wychodne utworów płożących; 48 — ważniejsze strefy dyflokacyjne; 49 — granice plemińskiego pasa skałkowego; 50 — granica państwa

Fig. 1a. Położenie badanego obszaru. 1 — północna granica nasunięcia Karpat; 2 — plemiński pas skałkowy; 3 — zasięg utworów siodłowodnego neogenu; 4 — badany obszar; 5 — granica państwa

Fig. 1. Morphological sketch of the investigated region. Fragments of planation surfaces: 1 — intermontane; 2 — foothills; 3 — river-side (Lower Quaternary). Ridges formed by intersection of valley-slopes; 4 — sharp and rocky (serrate divides); 5 — narrow and rocky; 6 — narrow and rounded; 7 — broad and rounded. Summits: 8 — rounded (large, small); 9 — domal (large, small); 10 — sharp and rocky (horn); 11 — conical (large, small); 12 — passes, cols; 13 — hard rock ridges (hog-backs) consisting of limestone; 14 — rocky slopes; 15 — rock walls and castellated rocks; 16 — old scars of rock-slides. Scars of landslides and land-slips: 17 — old; 18 — fresh; 19 — small land-slides, — slips and slumps; 20 — creepbuilt (colluvial) fan plains; 21 — land-slide slip tongues; 22 — scree heaps below scars of rockfalls; 23 — solifluction-built plains. Scarps of river terraces and alluvial fans of relative heights: 24 — below 3 m; 25 — 3-6 m; 26 — 6-12 m; 27 — above 12 m; 28 — erosional plains cutting before Cracovian glaciation. Rock terrace plains: 29 — Cracovian glaciation; 30 — Middle-Polish glaciation; 31 — Baltic (Wistulian) glaciation; 32 — accumulative terrace-plains from the Holocene; 33 — alluvial fans consisting of gravels. River beds cut in solid rock: 34 — medium; 35 — small. Rivers beds cut in alluvia and colluvia: 36 — medium; 37 — small. Abandoned loops cut in alluvia: 38 — fresh and holding water; 39 — old and dry. Rapids in river bed: 40 — medium; 41 — small rivers; 42 — plunge pools, evorsion channels; 43 — hanging valley steps, 44 — chutes. River cliffs: 45 — 6-12 m; 46 — above 12 m; 47 — exposures of Pliocene fresh-water sediments; 48 — main dislocation zones; 49 — margin of the Pieniary Klippen Belt; 50 — state boundary

Fig. 1a. Position of the investigated area. 1 — northern margin of the Carpathians; 2 — the Pieniary Klippen Belt; 3 — distribution of the Neogene fresh-water sediments; 4 — investigated area; 5 — state boundary

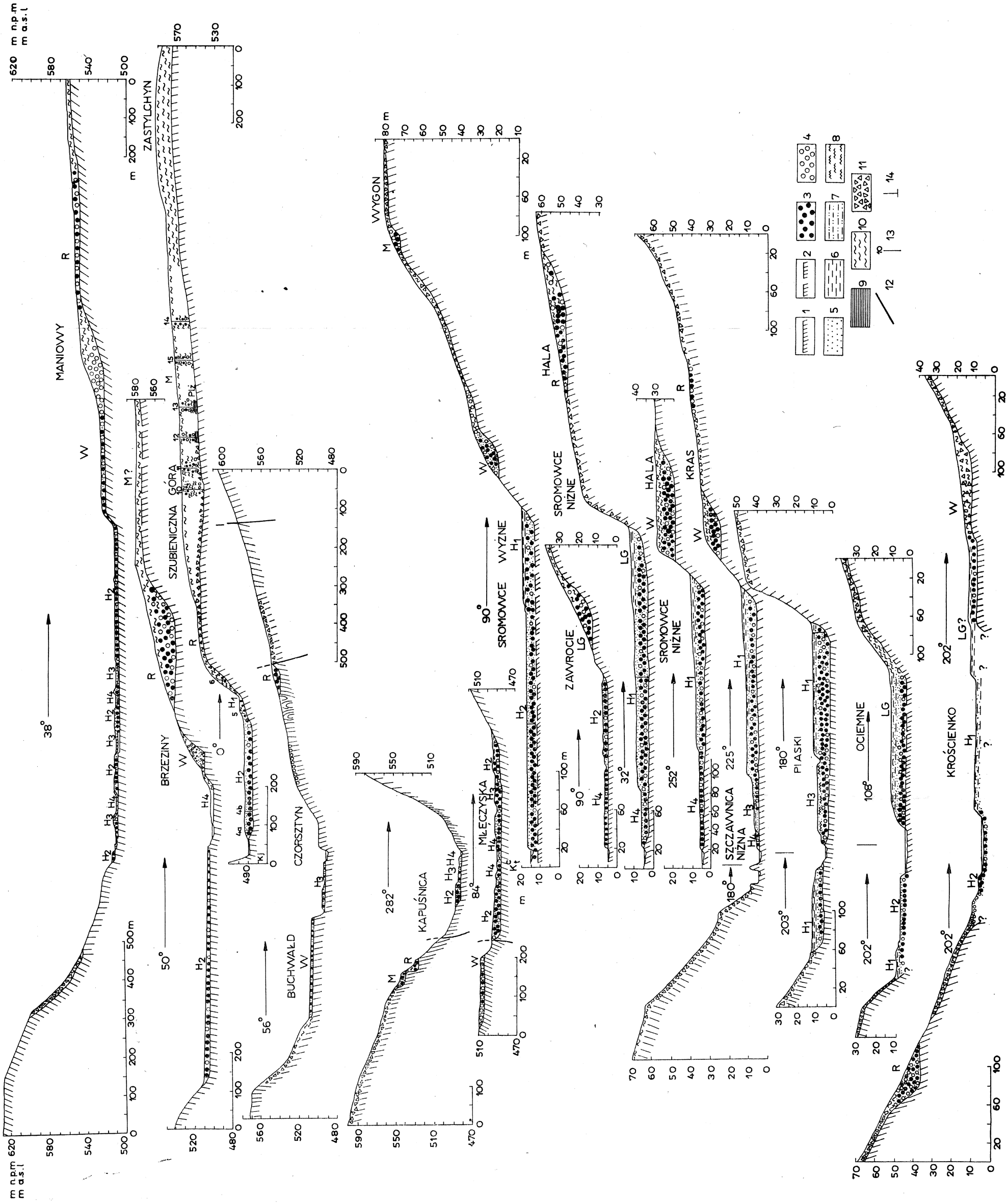


Fig. 3. Wybrane przekroje poprzeczne przez dolinę Dunajca między Maniowami a Krościenkiem. 1 — cokół skalny stwierdzony; 2 — cokół skalny zrekonstruowany; 3 — żwir i otoczaki skał tatrzańskich; 4 — żwir i otoczaki skał lokalnych; 5 — piaski; 6 — mady piaszczyste; 8 — mułki; 9 — ility; 10 — pokrywy soliflukcyjne; 11 — rumosz ostrokrawędzisty; 12 — uskoki; 13 — wiercenia Instytutu Geologicznego; 14 — studnie

Fig. 3. Selected cross-sections of the Dunajec river valley between Maniowy and Krościenko. 1 — rock socle; 2 — reconstructed rock socle; 3 — Tatra gravels; 4 — gravels of local rocks; 5 — sands; 6 — alluvial clays; 7 — sandy alluvial clays; 8 — silts; 9 — argils; 10 — solifluction covers; 11 — angular rock-debris; 12 — faults; 13 — borings of Geological Institute; 14 — wells

Tabela - Table 3

Zestawienie wysokości teras Dunajca w wybranych profilach, w metrach.
 p - strona prawa, l - strona lewa, z - zapadlisko Dębna - Frydmana, w nawiasach - wysokości cokołów skalnych
 Heights of Dunajec terraces /in metres/
 p - right side, l - left side, z - Dębno - Frydman Graben, in brackets - heights of rock socles in metres

terasy terraces	Profile - cross-sections											
	odległość od ujścia Kluszkowianki /km/						distance from the mouth of the Kluszkowianka stream /km/					
	Dębno	Pytel	Ozarsztyna	Kapuśnica	Stromowce Wyzne	Kęty	Stromowce Srednie	Stromowce Nizne	przełom gorge	Kras	Kozła- czyzna	Krocienko
Mindel	-16 do -66 z 83-93/83/ p	76-80/76/ l	80-90 /77/ l	57,5-61 /57,5/ p	69-70/69/ l				85-95p	54-56 /54/1		52-54/52/p
Riss	0 do -16z 46-66/46/p	40-60/40/1	45-49 /45/ l	45-47/45/p	36-39/36/ l	41-43/41/ l		41-47/41/ l	45p		32-45 /32/p	26-32/26/p
Würm	2-16 z 10-30 l 22-37/22/p	10-20/10/1	19-22 /17-20/ p	20-22/20/p	16-20/16/ l	25-31/21- 27/1	19-25/19/ l	15-23/15/ l	20-25p	20-23 /20/1		11/4/ p
Półny Glacjal/Lg/			12 l			8-23/8/ l			8-12p		7-8 l	6-7 p
Holocen I	6-9/-2/p	6-9/4/1p				7-9 l	7 l	6-10 l		6-8/2,5/ l	4-5 l	4 p
Holocen II		4/-2/ 1p	3-4/-1/p		4/-1/ 1		4-5/0/ 1	3,5-5/-1/1	4-5 p			
Holocen III			2-3/-1/1	2-4 /0/ p	2/-1/ 1	2-3/0/1			3,5-4p		2 l	2 p
Holocen IV		1-1;5/0/1	1,5/-1/1	1/-2/ p		1,5/0/1	1 l	1,5/0/1	1-2 p			1 p1

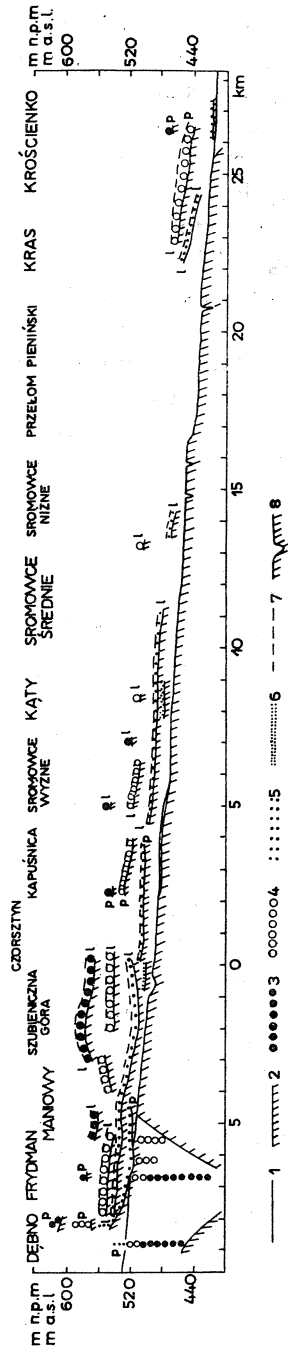


Fig. 2. Profil podłużny plejstocenских teras Dunajca między Dębno a Krościenko. 1 — profil podłużny koryta; 2 — wychodnie skalne w korycie i cokoły teras skalisto-osadowych. Aluwia teras skalisto-osadowych: 3 — ze zlodowacenia południowopolskiego; 4 — ze zlodowacenia środkowopolskiego; 5 — ze zlodowacenia bałtyckiego (Wisły); 6 — z późnego glacja; 7 — strop pokryw akumulacyjnych; 8 — kotły eworsyjne; p — strona prawa; 1 — strona lewa

Fig. 2. Longitudinal profile of the Dunajec Pleistocene terraces between Dębno and Krościenko. 1 — longitudinal profile of river bed; 2 — rock-outcrops in channel bed and rock socles of terraces. Alluvia of rock-terraces of the age; 3 — Mündel (South-Polish Glaciation); 4 — Riss (Middle-Polish Glaciation); 5 — Würm (Vistulian); 6 — Late Glacial; 7 — top of terrace covers; 8 — eversion kettles; p — right side; 1 — left side

części kotliny, stwierdzali Halicki (1930), Badak (1965) i Książkiewicz (1953, 1972). Zdaniem Watychy (1971, 1973) kotlina obniżała się, a jej krawędzie ulegały nierównomiernemu podnoszeniu. Największe natężenie ruchu obniżającego zaznaczyło się u jej północnego obrzeżenia, w glacie bałtyckim i fazie atlantyckiej holocenu.

We wczesnym plejstocenie powstaje rów tektoniczny Dębna — Frydmana (Niedzielski, 1971), o amplitudzie zrzutu ponad 130 m. Słabe ruchy zaznaczają się jeszcze w interglacjale eemskim. Obniżanie wschodniej części Kotliny Nowotarskiej i — prawdopodobnie — doliny Krośnicy sugerował Środoń (1973). Baumgart-Kotarba (1978) datuje najmłodsze ruchy obniżające zapadlisko frydmańskie na okres interglacjału eemskiego. W tym samym czasie umieszcza intensywne ruchy tektoniczne, stwierdzone w rejonie Szaflar przez Birkenmajera (1976), a wiązane przez niego z interglacjalem wielkim. Przypuszcza również, że strefa ruchów zapadliskowych przesunęła się w trakcie czwartorzędu z NW ku SE, w stronę pasa skałkowego. Ciągłą subsydencję wzdłuż północnej granicy pienińskiego pasa skałkowego (od środkowego miocenu po okres współczesny) przyjmuje Birkenmajer (1978).

Czwartorzędowemu obniżaniu Kotliny Nowotarskiej towarzyszyło wypiętrzanie pasa skałkowego (Małkowski, 1923—24, Gerlach, 1955, 1967; Badak, 1965; Birkenmajer, 1976). Przypuszczenie o plejstocenijskiej ruchliwości tego obszaru nasunęło znaczne zróżnicowanie wysokości względnych płatów pliocenu, zachowanych w okolicach Czorsztyna (Halicki, 1930; Jaranoff, 1934—35; Klimaszewski, 1948, 1950a, 1952, 1958).

Różycki i in. (1953) szacuje wielkość wypiętrzenia Pienin na przeszło 100 m. Dzięki ruchom wypiętrzającym oraz naciskom tektonicznym z N na S, obserwowanym w rejonie zamku niedzickiego i Zielonych Skałek (Ciechorzyn) naturalne rozluźnienia wzdłuż fug międzywarstwowych zostały zaciśnięte i dodatkowo uszczelnione rozartymi łupkami (Różycki i in. op. cit., Grochocka, 1968). Aktywność tektoniczna orogenu skałkowego przejawiała się również zjawiskami sejsmicznymi (Czarny Dunajec, Niedzica, Dziańisz, Stara Wieś Spiska — Pagaczewski, 1972). Efektem jednego okresu zjawisk sejsmicznych są przesunięcia mas skalnych rzędu kilku centymetrów (Różycki i in. 1953).

Hipotezę o plejstocenijskim wypiętrzeniu wschodniej części Pienin wysunął Klimaszewski (1948, 1972). Potwierdzają ją obserwacje Birkenmajera (1971) z rejonu Wąwozu Homole w Małych Pieninach.

Zdaniem Guzika (za Kowalskim, Liszkowskim 1972) sumaryczna wielkość pliocenijsko-czwartorzędowych przemieszczeń poszczególnych bloków w Pieninach jest rzędu kilkuset metrów. Rytlewski (1970), na podstawie analizy spękań tnących mury zamku czorsztyńskiego, a kontynuujących się w skałach podłoża, wnosi o istnieniu współczesnych ruchów tektonicznych typu blokowego. Obecne wypiętrzanie pasa skałkowego między Nowym Targiem a Czorsztynem, z prędkością + 0,5 mm rocznie stwier-

dzają Kowalski i Liszkowski (1972), natomiast ostatnie badania geodezyjne oraz geologiczno-geomorfologiczne, prowadzone na poligonie geodynamicznym w Czorsztynie przez Czarnecką (1975) pozwalają przyjąć prędkość podnoszenia Pienin równą $\pm 0,5$ do $+1,0$ mm/rok.

Zbliżone wartości współczesnych ruchów wypiętrzających dla słowackiej części Pienin i Magury Spiskiej (0,0 do $+0,5$ mm rocznie) podają Kvitkovič (1975) oraz Kvitkovič i Plančar (1975).

Terasa z glaciału południowopolskiego

Fragmenty pokrywy terasowej z okresu zlodowacenia południowopolskiego (krakowskiego) najlepiej zachowały się we wschodniej części Kotliny Nowotarskiej — między Dębem a Czorsztynem.

W okolicach Dębna cokół skalny, zbudowany z warstw podmagurskich zalega na wysokości 519—525 m n.p.m., a na SW od Frydmana — w poziomie 516 m n.p.m. (Niedzielski, Żelazny, Monkiewicz, 1966). Po między tymi dwoma fragmentami cokołu rozciąga się rów tektoniczny wypełniony 100 m miąższości osadami czwartorzędowymi, spoczywającymi na utworach plioceńskich. Najniższy kompleks żwirowy, wiązany przez Niedzielskiego (1971) z glaciałem południowopolskim, tworzą otoczaki kwarcytowe z niewielką domieszką silnie zwiertzałych granitów.

Na południowym obrzeżeniu zapadliska frydmańskiego fragmenty pokrywy akumulacyjnej tego samego wieku, 10 m miąższości, spoczywają na cokole skalnym w wysokości 600 do 574 m n.p.m. (74—55 m nad Dunajcem), czyli przeszło 150 metrów nad spągiem kompleksu „krakowskiego” w dnie zapadliska.

Na południowych stokach Gorców resztki pokrywy z omawianego okresu zaznaczają się nad Maniowami, Ciechorzynem i Brzezunami, sięgając 48—58 m nad koryto rzeki. Są to otoczaki tatrzańskie i fliszowe, zazębiające się w stropie z glinami piaszczysto-pylastymi, zawierającymi ostrokrawędziste okruchy piaskowców.

„Klasyczne” odsłonięcie utworów wczesnoplejstocenijskich znajduje się na wzgórzu „590” (Szubieniczna), około 1 km na W od Czorsztyna. Pierwszą jego charakterystykę zawiera praca Halickiego (1930), następnie opisy podają Klimaszewski (1948, 1967), Birkenmajer (1958b), Watycha (1963a, b) i Baumgart-Kotarba (1978). Wyniki badań terenowych autora oraz analiza wierceń wykonanych przez Instytut Geologiczny (Guzik 1949, Orzeczenie... 1952, Dokumentacja... 1953; Górska, 1953, Materiały... 1953; Zapora... 1953a, b; Różycki i in. 1953) pozwoliły na dokładne odтворzenie budowy geologicznej wzgórza (fig. 3).

Na cokole skalnym o wysokości 52—64 m nad Dunajcem leży 6 m miąższości warstwa ilów oraz ilów piaszczystych i glin ciężkich, zawierających florę plioceńską. Wyżej odsłaniają się otoczaki i okruchy ostrokrawędziste, fliszowe, tkwiące w jasnożółtej glinie pylastej. Ku północy

pojawiają się otoczaki kwarcytowe (12—13 cm Ø), upakowane w żółtym, zaglinionym piasku. Sporadycznie występują bardzo silnie zwietrzałe otoczaki i żwiry granitowe. Do wysokości 95 m zalega — spoczywająca na opisanych utworach — warstwa glin pylastych, 14 m miąższości. Charakter tych osadów, a w szczególności nachylenie kompleksu żwirowego 5°—10° ku osi doliny Dunajca przemawia za ich soliflukcyjnym, post-sedymentacyjnym przemieszczeniem, sugerowanym już przez Środonia (1973). Można przypuszczać, że ły i gliny plio-plejstocenijskie wraz z przykrywającą je pokrywą żwirową zostały przemieszczone z wysokości około 590—600 m n.p.m., po okresie zlodowacenia południowopolskiego. Spłaszczenie erozyjne wycięte w warstwach hieroglifowych w poziomie 540 m n.p.m. (50 m — 45 m nad Dunajcem), reprezentuje najprawdopodobniej cokół skalny z interglacjału wielkiego.

Kolejne płyty pokrywy żwirowej zachowały się na cokołach skalnych na południowych stokach garbu Wielkie Pole nad Czorsztynem (50—62 m) oraz poniżej zamku niedzickiego (57,5—61 m).

Poniżej niedzickiego przełomu Dunajca, w Sromowcach Wyżnych i nad Starą Wsią Spiską, zaznaczają się wycięte w piaskowcach warstw sromowieckich spłaszczenia, powstałe — najprawdopodobniej — w interglacjale tegeleńskim (60—80 m). Powierzchnie erozyjne przykrywa warstwa ostrokrawędzistego rumoszu i gliny zwietrzelinowej, ze sporadycznymi otoczkami kwarcytowymi. Wysokości tych spłaszczeń rosną ku wschodowi, sięgając w Sromowcach Niżnych 90—120 m.

Na rozległym zakolu Sromowiec Niżnych Klimaszewski (1937, 1948) opisywał resztki pokrywy akumulacyjnej w wysokości 75 m nad Dunajcem. Sporadyczne otoczaki skał tatrzańskich spotyka się obecnie od 60 do 100 m nad korytem. Ich występowanie zazwyczaj na polach ornych wskazuje jednak na genezę antropogeniczną („żwiry gnojowe”).

Po stronie słowackiej, nad Lipnikiem, Drdoś (1960) opisuje żwirowisko tatrzańskie, leżące 85—95 m nad Dunajcem, nieco poniżej koty 846,0 m n.p.m. W obrębie przełomu pienińskiego nie zachowały się żadne ślady pokryw z omawianego okresu.

Największe zaburzenia w wysokościach względnych zachowanych fragmentów terasy zaznaczają się we wschodniej części Kotliny Nowotarskiej i w rejonie przełomu pienińskiego. 150-metrowa różnica wysokości między spągiem pokrywy z glaciału południowopolskiego we Frydmanie i na obrzeżeniu tej partii Kotliny pozwala wnosić o silnych ruchach obniżających typu zapadliskowego, pogłębiających rów tektoniczny Dębna — Frydmana. Natomiast podobne wysokości występowania terasy „krakowskiej” po obu stronach Dunajca (70—80 m) zdają się potwierdzać hipotezę Baumgart-Kotarby (1978) o jednakowych rozmiarach podniesienia Gorców i pasa skałkowego.

W profilu podłużnym omawianej terasy, od Czorsztyna po Sromowce Niżne nie zaznaczają się większe zaburzenia. Pewien wzrost wysokości

względnych daje się zauważyć dopiero w Sromowcach Niżnych i Czerwonym Klasztorze (fig. 2), natomiast w obrębie przełomu pienińskiego terasa całkowicie zanika. Może to świadczyć o silnym blokowym wypiętrzeniu wschodniej części Pienin.

Rozcinanie pokrywy akumulacyjnej i skalnego podłoża terasy rozpoczęło się u schyłku zlodowacenia i trwało w interglacjale wielkim. Wielkość rozcięcia cokołu sięgnęła w odcinku Dębno—Sromowce Niżne 37—31 m, w przełomie pienińskim (szacunkowo) 40 m, a w Kotlinie Krościenka (Zuchiewicz 1978): 22—26 m. Zróznicowanie tych wartości (tabela 4) może świadczyć o rozmiarach tektonicznego podniesienia obszaru.

Terasa z glaciału środkowopolskiego

Pokrywa z okresu zlodowacenia środkowopolskiego zachowała się w obrębie omawianego odcinka doliny Dunajca fragmentarycznie, tak że rekonstrukcja jej pierwotnego położenia napotyka znaczne trudności. Jedynym kryterium pozwalającym korelować nieliczne resztki serii zwirowych jest ich stosunek do pokryw soliflukcyjnych oraz do datowanych utworów terasy niższej — z glaciału bałtyckiego.

W rejonie Dębna — Frydmana utwory z tego okresu leżą w wysokości od 526 do 490 m n.p.m., tzn. 2—25 m poniżej współczesnego koryta Dunajca. Spoczywają one na stromo ustawionych piaskowcach i łupkach warstw frydmańskich. W obrębie żwirów i otoczków tatrzańskich pojawiają się wkładki ilasto-mułkowe oraz warstewki otoczków fliszowych (Niedzielski, Żelazny, Monkiewicz, 1966).

Na obrzeżeniach zapadliska, terasa środkowopolska, jest terasą erozyjną lub skalisto-osadową i zaznacza się w wysokości 43—60 m w obrębie pasa skałkowego do 30—45 m na południowych stokach Górców (fig. 1, tabela 3). Budują ją w głównej mierze otoczaki skał tatrzańskich (granity 54%, kwarcyty 39%, piaskowce 32%), o rozmiarach do 30 cm, średnio 10 cm, zazębiające się w stropie z utworami gliniastymi i gliniasto-gruzowymi.

Podobne wysokości cokołu terasy (45 m) utrzymują się w Brzezinach, Ciechorzynie, Czorsztynie i niedzickim przełomie Dunajca.

Natomiast poniżej przełomu, w Sromowcach Wyżnych, Zawrociu i Kątach wysokości skalnego podłoża pokryw zwirowych (piaskowce warstw sromowieckich) maleją od 45 do 36—31 m (tabela 3).

Stosunkowo rozległy płat pokrywy zachował się na spłaszczeniu Hala w Sromowcach Niżnych. Na cokole skalnym o wysokości 41 m (cienkoławicowe piaskowce i łupki doggeru fliszowego ujęte w fałdy stojące) zalega 6 m miąższości seria zwirowa, pokryta 3 m grubości warstwą glin piaszczystych. Rozmiary otoczków sięgają 15—16 cm, średnio 6—7 cm.

W przełomie pienińskim terasa z omawianego glaciału występuje po

Tabela - Table 4.

Wielkość i tempo rozcinania cokołów skalnych teras plejstocenyckich Dunajca /Dębno - Krościenko/
 The intensity of dissection of rocky pedestals of the Pleistocene Dunajec-river terraces between
 Dębno and Krościenko

okres period	czas trwania x 10 ³ lat time 10 ³ years 1/	jednostki units	odcinki doliny Dunajca stretches of the Dunajec valley				
			Dębno - Czorsztyn	Czorsztyn - Niedzica	Niedzica - Sromowce N. Pieniny gorge	Krościenko	
Mindel - Holocene	1 060	m mm/yr.	83 - 76 0,07	77 - 57 0,06	69 - 50 0,06	85 0,08	54 - 52 0,05
Riss - Holocene	420	m mm/yr.	46 - 40 0,09	45 0,10	38 - 41 0,09	45 0,11	32 - 26 0,07
Würm - Holocene	75	m mm/yr.	22 - 10 0,29-0,33	20 0,27	17 - 15 0,21	20 0,27	20 - 4 0,13-0,05
Late Gla- cial - Holocene	15	m mm/yr.	.	13 0,87	8 0,53	.	1,5 0,10

1/ According to: Hammen et al. /1967/, Ericson, Wollin /1964/

stronie słowackiej (Drdoś, 1960), w poziomie 40—45 m w okolicach Strednego Diela, na zachodnim zboczu Polany oraz na północnym stoku Holicy. U wylotu Dunajca z przełomu, w obrębie Ostrogi Kras, sporadyczne otoczaki tatrzańskie obserwować można w wysokości 35—36 m nad Dunajcem. Dopiero na południe od Krościenka napotykamy na mięszszą (do 15 m) serię otoczków tatrzańskich i fliszowych, spoczywającą na piaskowcowym cokole skalnym o wysokości 32 m. W stropie serii pojawiają się żółte gliny piaszczyste i ostrokrawędzisty rumosz piaskowcowy.

W profilu podłużnym cokołu skalnego terasy nie zaznaczają się — z wyjątkiem zapadliska frydmańskiego — większe zaburzenia. Różnica wysokości między utworami z glaciału środkowopolskiego w zapadlisku i na jego obrzeżeniach sięga 40—50 m. Zwraca również uwagę niewielki wzrost wysokości względnych między górą Dzioł a ujściem Mizerki, związany ze zwięzieniem doliny Dunajca na linii Zielone Skałki — Szubieniczna Góra oraz prawie całkowity zanik terasy w przełomie pienińskim. W okresie interglacjalnego eemskiego w skalnym podłożu terasy została wyerodowana rynna o głębokości 20—25 m, którą wypełniły utwory fluwialne i peryglacjalne, związane z ostatnim zlodowaczeniem.

Terasa z glaciału północnopolskiego

Terasa z glaciału bałtyckiego (północnopolskiego, Vistulian) zajmuje największą powierzchnię spośród teras plejstocenijskich w dolinie Dunajca. W Kotlinie Nowotarskiej terasa ta powstała w wyniku rozcięcia środkowopolskiej pokrywy fluwioglacjalnej w fazie kataglacjalnej tego zlodowaczenia oraz w interglacjale eemskim. W utworzone rynny został włożony system stożków fluwioglacjalnych o wysokości 8—15 m (Klimaszewski, 1948, 1967), dowiązujących do moren ostatniego zlodowaczenia tatrzańskie. W trakcie osadzania się pokrywy występowały na przemian fazy sedymentacji peryglacjalnej i fluwioglacjalnej. W obrębie pokrywy z glaciału Vistulian, Klimaszewski (1967) wyróżnia w Kotlinie Nowotarskiej dwa stopnie: 10 m oraz 6—8 m, związane z głównymi fazami recesyjnymi zlodowaczenia. Poziom 6—8 m miał powstać przed okresem najstarszego dryasu (Koperowa, 1962; Klimaszewski, 1961).

U wylotów dolin dopływów terasa tworzy rozległe stożki. Im dalej od doliny Dunajca w górę dolin bocznych, szerokość terasy maleje tak, że w środkowym biegu obserwuje się tylko załom na zboczach doliny. Załom ten w górnym odcinku zanika.

W obrębie zapadliska Dębna — Frydmana utwory z glaciału Vistulian zalegają w wysokości 539—508 m n.p.m. i osiągają miąższość 6—25 m. Są to otoczaki granitów (12 cm Ø), w mniejszym stopniu kwarcytów (3—8 cm Ø), piaskowców frydmańskich, wapieni, rogowców, z udziałem piasku i drobnego żwirku (30%). W zachodniej części zapadliska, pod utworami z ostatniego glaciału zalegają osady ze schyłku inter-

glacjalną eemskiego i anaglacjalnej fazy zlodowacenia Vistulian (Niedzielski, Żelazny, Monkiewicz, 1966) o miąższości 13—20 m. Są to ility ciemno-żółte i popielate, piaski, piaski gliniaste, mułki i gliny żółtobrunatne, zapiaszczone, z toczącami ilastymi (do 0,5 m Ø).

Na obrzeżeniu zapadliska oraz w dnie doliny Dunajca terasa bałtycka jest terasą skalisto-osadową. We wschodniej części Kotliny Nowotarskiej, na północnych stokach Pienin i południowych stokach Pasma Lubania cokół skalny terasy wznosi się od 15 do 38 m nad spągiem utworów fluwioglacjalnych z tego samego okresu, wypełniających rów tektoniczny Dębna — Frydmana. Na południowym obrzeżeniu rowu wysokości cokołów sięgają 5—11 m nad współczesne koryto rzeki, natomiast na północ — podnoszą się do 16—19 m. Miąższość serii żwirowych wynosi 9—20 m. Między Maniowami a Ciechorzynem wysokości skalnego podłoża terasy maleją od 16 do 8—10 m. W Brzezinach, u podnóża Szubienicznej Córy, na 11 m cokole skalnym (piaskowce i łupki warstw frydmańskich) odsłania się 7 m profil utworów terasowych, szczegółowo opisany przez Birkenmajera (1958b) oraz Birkenmajera i Środoń (1960). Dwie serie żwirowe rozdziela 1,15 m warstwa torfów, której powstanie Środoń (1960, 1965, 1973) wiąże ze środkową częścią interstadiału Brørup. Natomiast Birkenmajer (op. cit.) przypisuje osadom z Brzezin wiek odpowiadający trzem schyłkowym stadiom zlodowacenia Vistulian. Strop terasy, osiągnący w rejonie Maniów—Brzezin wysokość 17—20 m podnosi się ku północy do 25 m. Wiąże się to z nadbudowaniem terasy przez gliny soliflukcyjne u schyłku zlodowacenia.

O szczególnym natężeniu procesów soliflukcyjnych w tym okresie świadczą mięzsze pokrywy żwirów fliszowych i glin oraz stosunkowo niskie rzędne stropu utworów ilastych z florą plioceną w Maniowach (Mizernej), na Szubienicznej Górze i w Kluszkowcach, przemieszczonych z wyżej leżących stanowisk (Drzewicka-Kozłowska, 1961; Środoń, 1973). Przemawia za tym również wykształcenie 8 m warstwy żwirów i przykrywających je glin z odłamkami materiału tatrzańskiego, nachylonej 5°—10° ku osi doliny Dunajca. Fakt ten pozwala zaprzeczyć tezie Wartychy (1963), uznającego nachylenie kompleksu żwirów dunajcowych za oznakę młodych ruchów tektonicznych.

Od Czorsztyna po zamek niedzicki ślady żwirów terasy z ostatniego zlodowacenia zachowały się w postaci dwóch, słabo zaznaczających się poziomów — wyższego 18—26 m, występującego głównie na brzegu prawym, i niższego, 8—15 m, utworzonego najprawdopodobniej w późnym glacialu i zachowanego u ujścia Kluszkowianki do Dunajca.

W przełomie niedzickim fragment terasy zaznaczał się² na 20 m co-

² Szczegółowe opisy stanowiska zawierają prace Sokołowskiego (1954), Birkenmajera (1958) oraz Birkenmajera i Sokołowskiego (1965). W związku z budową zapory wodnej stanowisko uległo zniszczeniu.

kole wapieni rogowcowych. Na 2 m warstwie żwirów tatrzańskich spoczywały 1 m grubości gliny piaszczyste, rdzawe i żółtawosinawe, a na nich — rumosz skałkowy upakowany w żółtawobrunatnej glinie oraz deluwia zboczowe (8 m miąższości). W glinach tych znaleziono szkielet mamuta *Mammonteus primigenius* Blum., pochodzący — prawdopodobnie — z wczesnej fazy ostatniego zlodowacenia (Kulczycki, Halicki, 1950).

Poniżej przełomu niedzickiego wysokości cokołu terasy maleją do 13 m u ujścia Niedziczanki, natomiast w rejonie Sromowiec Wyznych, Kątów i Sromowiec Średnich ponownie rosną do 20—24 m. W Sromowcach Niżnych zaznacza się kolejny, niewielki spadek wysokości.

Na podłożu skalnym warstw sromowieckich spoczywa 3,5—8 m miąższości pokrywa otoczków granitowych i kwarcytowych, z niewielkim udziałem materiału lokalnego, zazębiająca się w stropie z glinami pylastymi i piaszczystymi, zawierającymi rumosz ostrokrawędzisty. Terasa opada wyraźną, stromą krawędzią (23—36°) ku wypełniającej dno doliny Dunajca równinie holocenijskiej.

Wiek terasy na tym odcinku doliny Dunajca pozwoliły określić szczegółowe badania przeprowadzone w Kątach (Mamakowa, Mook, Środoń 1975). Datowania C¹⁴ drewnianych zawartych w warstwie ilasto-torfowej, spoczywającej na 2 metrowej miąższości serii żwirów wód dunajcowych i piasków facji korytowej (na 21—24 m cokołe skalnym) wykazały wiek starszy od 51 200 B.P. Utwory torfowo-gliniasto-ilasto-piaszczyste (4—4,5 m miąższości) zazębiają się w stropie z pokrywą pochodzenia soliflukcyjnego o grubości 4,3—8 m, złożoną z ciężkich glin ilastych zawierających ostrokrawędziste odłamki wapieni, margli i piaskowców. Tak więc pod torfami z interstadialu Brørup spoczywają żwiry dunajcowe zdeponowane u schyłku interglacjalu eemskiego i w początkowych stadiach zlodowacenia Vistulian³.

Niższy — pochodzący prawdopodobnie z późnego glacialu — stopień omawianej terasy zachował się w SW części zakola Kątów, gdzie na 8 m cokołe skalnym plaskowcowo-lupkowo-marglistym odsłania się 15 m miąższości seria otoczków skał tatrzańskich i lokalnych (tabela 5). Otoczki tworzą tłok żwirowy w piasku, piasku gliniastym i glinie piaszczystej. Stropową część serii (21—23 m) tworzy glina piaszczysta ze sporadycznymi otoczkami.

W przełomie pienińskim resztki pokryw z ostatniego fluwioglacjalu

³ Wiek osadów z Kątów budził wiele kontrowersji. Horwitz (1963) uznał w 1938 r. warstwę ciemnoniebieskich ilów ze szczątkami roślinnymi za utwór interglacjalny. Analogiczne stanowisko zajął Szafer (1938). Z interglacjalnym eemskim florą z Kątów wiązała Dyakowska (1947), Klimaszewski (1948), Halicki (1951) oraz Kneblova-Vodičkova (1963), która porównała diagram pyłkowy z Kątów z końcową partią diagramu eemskich trawertynów w Gamovcach. Natomiast Środoń (1952) wypowiedział opinię, iż jest to flora interstadialna z wczesnego okresu zlodowacenia Vistulian.

Tabela - Table 5

Skład petrograficzny żwirów budujących pokrywy teras Dunajca /%/
 Petrographic composition of investigated terrace covers /in percent/

terasy terraces	profile - cross-sections					
	Brzeziny	Gzorsztyn	Kąty	Sromowce Średnie	Sromowce Niżne	Ostroga Kras
Riss	g	54	7			
	k	39	53			
	pg	-	20			
	pc	32	21			
Würm	g			44	46	41
	k			8	13	7
	pg			18	3	-
	pc			28	38	46
	w			2	-	6
Holocene H ₄	g	64	56	62		62
	k	16	33	19		20
	pg	-	1	"		-
	pc	20	9	14		12
	w	-	1	4		6

g - granit, k - kwarcyt, pg - pegmatyt, pc - piaskowiec, w - wapień
 g - granite, k - quartzite, pg - pegmatite, pc - sandstone, w - limestone

o wysokości 20—25 m zachowały się na prawym zboczu Dunajca. Drdoś (1960) opisuje utwory z tego okresu w dolinie Lipnika (Czerwony Klasztor), a w obrębie doliny Dunajca pod Klasztorną Górą (20—25 m), w obniżeniu Huty (32 m), poniżej północnych stoków Polany i Holicy (20—25 m) oraz między Strednym Dielom a Holicą (25—32 m).

Poniżej wylotu Dunajca z przełomu wysokości cokołu skalnego maleją od 20 m na meandrowej ostrodze Kras do 10 m w Piaskach i 7—4 m w Kotlinie Krościenka. Miąższości pokryw żwirowych sięgają 4—5 m. W Krościenku utwory te zazębiają się z typowo wykształconą pokrywą soliflukcyjną, zawierającą florę pleniglacialną i późnoglacialną (Szafer, 1938, 1950; Klimaszewski, 1950b, 1961).

W profilu podłużnym cokołu skalnego terasy z glaciału Vistulian uwidaczniają się pewne deformacje, szczególnie wyraźne we wschodniej części Kotliny Nowotarskiej. Różnica w wysokości zalegania podłoża skalnego osadów fluwioglacialnych między zapadliskiem Dębna — Frydmana a jego obrzeżeniem sięga 15—40 m. Ponadto, pomiędzy Maniowami a Szubieniczną Górą, fragmenty terasy na zboczach północnych i południowych doliny Dunajca leżą na różnych wysokościach — u podnóża pasa skałkowego około 10 m niżej w porównaniu z podnóżem Pasma Lubania. Może to świadczyć o wzmożonej ruchliwości tektonicznej tego obszaru, przejawiającej się we względnym podniesieniu piedmontu Lubania w stosunku do stabilnego bloku Pienin. Drobne zaburzenia w przebiegu terasy (fig. 2) zdają się dowiązywać do kierunków poprzecznych stref uskokowych, na linii Zielone Skałki—Szubieniczna Góra.

Pomiędzy Czorsztynem a przełomem pienińskim nie obserwuje się większych zaburzeń. Niewielki wzrost wysokości względnych zaznacza się w obrębie przełomu niedzickiego (Kapuśnicy) oraz w rejonie Zawrocia, na wschód od Sromowiec Wyżnych. Zjawisko to można wiązać z obecnością ostrych zakoli meandrowych Dunajca, założonych na linii wielkich dyslokacji poprzecznych⁴. Spadek wysokości cokołu cechuje natomiast fragmenty terasy bałtyckiej w Sromowcach Niżnych. W przełomie pienińskim terasa z ostatniego glaciału zachowała się tylko w jego części zachodniej i tylko na brzegu prawym. Wysokości cokołu rosną w porównaniu z poprzednim odcinkiem doliny. Wiąże się to ze znacznym zwięzieniem doliny Dunajca w przełomie oraz — prawdopodobnie — ze słabym podniesieniem tej części Pienin. Silny spadek wysokości względnych w Krościenku może przemawiać za niewielkim obniżeniem tektonicznym Kotliny Krościenka, zarówno w stosunku do pasa skałkowego, jak i podnoszonego w trakcie zlodowacenia Vistulian (por. Zuchiewicz,

⁴ Dyslokacje o kierunku NNW—SSE: Niedzica—Wielkie Pole—Wżar (Birkenmajer, 1963; Grochocka, 1968) oraz wzdłuż doliny Straszego Potoku w Kątach (Horwitz, 1963; Birkenmajer, 1958; Książkiewicz, 1972).

1978) Beskidu Sądeckiego. Obniżenie to wiąże się ze strefą subsydencji wzdłuż północnej granicy pasa skałkowego z płaszczowiną magurską (Watycha, 1976; Birkenmajer, 1978).

Terasy holocenne

U schyłku późnego glacjału, w Allerödzie (Starkel, 1960, 1977), w związku ze zmianą klimatu na cieplejszy i bardziej wilgotny, jak też w wyniku ruchów wypiętrzających rozpoczęło się rozcinanie pokryw terasowych ze zlodowacenia Vistulian. Głębokość rozcięcia sięgnęła 12 m we wschodniej części Kotliny Nowotarskiej, 15—10 m między Czorsztynem a Sromowcami Niżnymi, 20 m w przełomie pienińskim i 4—7 m w Kotlinie Krościenka. W powstałą rynnę została włożona pokrywa osadowa, 4—10 m miąższości, złożona w spągu z otoczków i żwirów dunajcowych i piasku gruboziarnistego, przykryta warstwą drobnoziarnistego piasku i gliny piaszczystej. Niekiedy na żwirach i otoczkach tatrzańskich spoczywa cienka warstwa torfu, powstałego w fazie borealnej holocenu (Brzeziny — Birkenmajer, Środoń, 1960).

W Kotlinie Nowotarskiej pokrywa osadowa buduje terasę włożoną (8—20 m miąższości), a na pozostałym odcinku doliny — terasę skalisto-osadową. Wysokość terasy nad współczesne koryto Dunajca wynosi 6—9 m w Maniowach, 8—10 m u podnóża Szubienicznej Góry, 6—7 m w Czorsztynie, 10 m w przełomie niedzickim, 7—10 m w Sromowcach, 7 m u wylotu Dunajca z przełomu i 4 m w Krościenku. U wylotów dolin dopływów nadbudowują ją stożki napływowe (11—12 m). Cokół skalny terasy podnosi się od 2 m poniżej poziomu rzeki we Frydmanie do 4 m nad koryto w Maniowach, następnie — po Sromowce Niżne opada do 2 m, poniżej zaś przełomu pienińskiego maleje od 2,5 m na ostrodze Kras do 1 i około 3 m poniżej poziomu koryta w Krościenku.

Kolejna faza ocieplenia i zwilgotnienia klimatu, a tym samym wzmoczonej erozji we wczesnym holocenie spowodowała rozcięcie zdeponowanych osadów i docięcie się Dunajca do skalnego podłoża. Intensywna erozja wgłębna (duże kotły eworsyjne), a być może także przemieszczenia mas skalnych wzdłuż poprzecznych do biegu rzeki uskoków (Szubieniczna Góra — Różycki i in. 1953; Niedzica — Birkenmajer 1963; Grochocka 1968, Sromowce Wyżne — Łukaszek, Niedzielski 1976, Kąty — Horwitz 1963) spowodowały, iż skalne podłoże bardzo często zalega 1—2 m poniżej poziomu współczesnego koryta (fig. 1).

W okresie wzmoczonej akumulacji w fazie atlantyckiej (Starkel, 1969, 1977) została włożona kolejna pokrywa osadów rzecznych, o miąższości 6—7 do 4—5 i 2 m. Podłoże skalne tej terasy znajduje się w poziomie koryta lub 1—2 m poniżej (Szubieniczna Góra, Czorsztyn, Zamek Niedzicki, Sromowce Wyżne i Średnie, Kotlina Krościenka). Może to prze-

mawiać za wygaśnięciem wypiętrzających ruchów tektonicznych w holocenie, względnie o słabym obniżaniu (wschodnia część Kotliny Nowotarskiej, Sromowce Wyżne, Kotlina Krościenka).

Tabela - Table 6.

Granulometria osadów terasy nadzalewowej Dunajca /wg Łukaszka i Niedzielskiego, 1976/
Grain-size distribution of sediments of the superinundational Dunajec terrace /after Łukaszek, Niedzielski 1976/

frakcja, mm grain-size in mm	odcinek doliny Dunajca part of the Dunajec valley	
	Dębno-Frydman	Sromowce Wyżne
0.05	2,4	3,1
0.05 - 80	68,9	62,9
80 - 120	11,2	16,7
120	19,9	20,0
d_{90}/d_{10}	23 - 485	6 - 640

Spąg pokrywy terasowej budują żwiry i duże otoczaki tatrzańskie o zdecydowanej przewadze granitowych, przemieszane z piaskiem bardzo gruboziarnistym (facja korytowa). Wyżej leżą piaski drobno- i średnioziarniste, przemieszane ze żwirem (udział żwiru sięga 50%), warstwowane, przykryte przez piaski, piaski pylaste i gliny piaszczyste. Wysokość powierzchni terasy nad koryto wynosi 2—4 m we wschodniej części Kotliny Nowotarskiej, 3—4 m między Czorsztynem a Sromowcami Niżnymi, w przełomie pienińskim wzrasta do 3,5—5 m.

Najniższa z włożonych teras holocenijskich — równina zalewowa — wznosi się 2—3 m nad koryto rzeki. Występuje fragmentarycznie. Jej strop budują piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste, gliny piaszczyste i pylaste oraz mułki. Powierzchnia terasy jest nierówna, z licznymi starorzeczami i śladami pojedynczych koryt (o głębokości 0,2—1,5 m).

Współczesną akumulację Dunajca znaczą płyty kamieńców, sięgające 0,5—1,5 m nad średni poziom Dunajca.

Erozja wgłębna rzeki zaznacza się najwyraźniej w przełomie pienińskim, niedzickim oraz w Ciechorzynie. Świadczą o tym progi skalne, grupujące się w przełomie pienińskim w 14 stref poprzecznych do biegu rzeki oraz liczne kotły eworsyjne (na zakolach meandrowych), osiągające głębokość 6—8 m.

W obrębie pozostałych odcinków Dunajec płynie korytem typowo aluwialnym.

WNIOSKI

1. Na omawianym obszarze zaznaczają się trzy powierzchnie częściowego równania: śródgórska (270—440 m) powstała w pannonie, pogórska (150—240) utworzona w romanie i dolnoczwartorzędowa (90—150 m). Najsilniejszemu wypiętrzaniu podlegała oś Pasma Lubania—Radziejowej (pliocen środkowy — wczesny czwartorzęd). Wypiętrzaniu towarzyszyła subsydencja doliny Krośnicy. Podniesienie w fazie rodkańskiej wyniosło: 400 m w Pasmie Lubania, 115—150 m w Pieninach Spiskich, 100—205 m w Pieninach „właściwych”. Słabsze rozmiary osiągnęły ruchy wypiętrzające w fazie wołoskiej: od 90—135 m w Pasmie Lubania i Radziejowej do 70—120 m w Pieninach Spiskich i zaledwie 30—70 m w Pieninach „właściwych”. W trakcie wczesnoczwartorzędowego okresu wzmożonej aktywności tektonicznej szacunkowe rozmiary wypiętrzenia Pienin wyniosły 60—70 m.

2. Występujące u podnóża Pasma Lubania utwory plioceńskie spoczywają na wtórnym złożu. Uległy one przemieszczeniu z wyżej leżących stanowisk (poziom pogórski) dzięki ruchom obniżającym strefę kontaktową pienińskiego pasa skałkowego z płaszczowiną magurską.

3. Antecedentne (antecedentno-strukturalne) przełomy pieniński i niedzicki Dunajca tworzyły się głównie w najstarszym czwartorzędzie, a ostatecznemu pogłębieniu uległy w plejstocenie.

4. Sumaryczna wielkość czwartorzędowego wypiętrzenia Pienin wyniosła od 100 m w części zachodniej do 150 m w części wschodniej.

5. Analiza zaburzeń w profilu podłużnym cokołów skalnych teras Dunajca oraz zróżnicowania miąższości różnowiekowych pokryw akumulacyjnych pozwala wydzielić trzy obszary, wykazujące zróżnicowane tendencje tektoniczne:

a) z a p a d l i s k o D ę b n a — F r y d m a n a, o głębokości ponad 130 m, powstałe we wczesnym czwartorzędzie i podlegające obniżaniu do czasów współczesnych,

b) P i e n i n y, wykazujące w plejstocenie ruchy wypiętrzające o charakterze blokowym. Wielkość podniesienia po okresie zlodowacenia południowopolskiego wyniosła 50—85 metrów. Silniej podnosił się rejon przełomu pienińskiego i obrzeżenie wschodniej części Kotliny Nowotaraskiej, słabiej — odcinek pasa skałkowego między Czorsztynem a Sromowcami Niżnymi. Niewielkie zaburzenia w profilach podłużnych cokołów terasowych dowiadują do przebiegu wielkich dyslokacji o kierunkach NNW—SSE, przecinających dolinę Dunajca. Tempo podnoszenia było stosunkowo wyrównane (tabela 4). W trakcie holocenu słabym ruchom podnoszącym zdaje się podlegać wschodnia część Pienin, rozcięta przełomową doliną Dunajca (Sromowce Niżne — Ostroga Kras). Pozostała część Pienin pozostaje stabilna bądź słabo się obniża.

c) K o t l i n a K r o ś c i e n k a. W stosunku do pienińskiego pasa skał-

kowego i Beskidu Sądeckiego tempo podnoszenia było tu znacznie słabsze, u schyłku zaś ostatniego glacjału zaczęły przeważać ruchy obniżające, kontynuujące się w holocenie.

Zarówno Kotlina Krościenka, jak i zapadlisko Dębna — Frydmana leżą w strefie subsydencji, towarzyszącej kontaktowi pasa skałkowego z płaszczowiną magurską.

6. Północne i południowe obrzeżenia wschodniej części Kotliny Nowotarskiej podnosiły się w starszym plejstocenie z jednakową intensywnością. Ruch ten zaczął się różnicować w neoplejstocenie — bądź szybszemu podnoszeniu ulegało wówczas Pasma Lubania.

*Maszynopis nadesłano w lipcu 1979,
przyjęto do druku w listopadzie 1979*

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Alth A. (1879), Sprawozdanie z badań geologicznych, przedsięwziętych w r. 1878 w Tatrach galicyjskich. *Spr. Kom. Fizjogr. PAU*: 243-263, Kraków.
- Alth A. (1886), Opis geognostyczny Szczawnicy i Pienin. *Rozpr. i Spr. Wydz. mat.-przyr. AU.*, 13: 1-98, Kraków.
- Badak J. (1965), O utworach neogeńskich w Kotlinie Orawskiej (On the Neogene sediments in the Orawa Basin). *Kwart. geol.*, 9, 2: 451-452, Warszawa.
- Baumgart-Kotarba M. (1974), Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliuszowych (Development of mountain ridges in the Flysh Carpathians). *Pr. geogr. IG PAN*, 106, Warszawa.
- Baumgart-Kotarba M. (1978), Zróżnicowanie ruchów tektonicznych w świetle analizy czwartorzędowych teras doliny Białki Tatrzańskiej (Differentiation of tectonic movements in the light of an analysis of Quaternary terraces of the Białka Tatrzańska valley). *Studia Geomorph. Carp.-Balc.*, 12: 95-112, Warszawa.
- Baumgart-Kotarba M., Gilewska S., Starkel L. (1976), Planation surfaces in the light of the 1:300 000 geomorphological map of Poland. *Geographia polon.*, 33, Warszawa: 5-22.
- Birkenmajer K. (1950), Uwagi o utworach plioceńskich w okolicy Krościenka nad Dunajcem (Remarks concerning Pliocene formation in the vicinity of Krościenko on the Dunajec river (Southern Poland)). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 20, 4: 319-331, Kraków.
- Birkenmajer K. (1954), Sprawozdanie z badań geologicznych nad neogenem na Podhalu w latach 1949-1951 (Geological investigations of Podhale Neogene, Central Carpathians). *Biul. Inst. Geol.*, 36: 59-79, Warszawa.
- Birkenmajer K. (1958 a), Mapa geologiczna Pienińskiego Pasa Skałkowego 1:10 000, arkusz Niedzica. Wyd. Geol., Warszawa.
- Birkenmajer K. (1958 b), Przewodnik geologiczny po Pienińskim Pasie Skałkowym, cz. I-IV (in Polish only), Warszawa.
- Birkenmajer K. (1961), Mizerna near Czorsztyn. Pliocene and Older Pleistocene deposits. *INQUA VIII Congr., Guide-Book of Exc.*, 3: 151-155, Łódź.
- Birkenmajer K. (1963), Excursion dans la zone des Klippes Pienines. *Ass. Geol. Karp.-Balk. VI-eme Congr., Guid. des Exc.*, Warszawa-Kraków.
- Birkenmajer K. (1963), Mapa geologiczna Pienińskiego Pasa Skałkowego 1:10 000, ark. Czorsztyn, Frydman. Wyd. Geol., Warszawa.

- Birkenmajer K. (1965), Przewodnik do wycieczek terenowych 36 Zjazdu PTG (Pieniny 1963). Wycieczka IC — Krościenko (Potoczki). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 35, 3: 379—380, Kraków.
- Birkenmajer K. (1971), Geneza wąwozu Homole w Małych Pieninach. Origin of the Homole Gorge, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Rocz. Ochr. Przyr.*, 36: 309—359, Warszawa.
- Birkenmajer K. (1976), Plejstocenijskie deformacje tektoniczne w Szaflarach na Podhalu (Pleistocene tectonic deformations at Szaflary, West Carpathians, Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, 3: 309—324, Kraków.
- Birkenmajer K. (1978), Neogene to Early Pleistocene subsidence close to the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Stud. Geomorph. Carp.-Balc.*, 12: 17—28, Warszawa—Kraków.
- Birkenmajer K., Nairn A. E. M. (1969), Studia paleomagnetyczne skał polskich. III. Neogeńskie skały ogniowe Pienin (Palaeomagnetic studies of Polish rocks, III. Neogene igneous rocks of the Pieniny Mountains, Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38, 4: 475—489.
- Birkenmajer K., Sokołowski S. (1965), Szkic budowy geologicznej przełomu niedzickiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 35, 3: 356—357, Kraków.
- Birkenmajer K., Stuchlík L. (1975), Early Pleistocene pollen-bearing sediments at Szaflary, West Carpathians, Poland. *Acta palaeobot.*, 16, 2: 113—146, Warszawa—Kraków.
- Birkenmajer K., Środoń A. (1960), Interstadiał orygniacki w Karpatach (Aurignacian interstadial in the Carpathians). *Biul. Inst. Geol.*, 150: 9—70, Warszawa.
- Czarnecka K. (1975), Aktywność tektoniczna Pienińskiego Pasa Skalkowego (Tectonic activity of Czorsztyn part of the Pieniny Klippen Belt). *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, 1: 207—215, Warszawa.
- Činčura J. (1967), Príspevok k veku poriečnej rovne v Západných Karpatoch (na príklade južnej časti Turčianskej kotliny) (Ein Beitrag zum Alter des Flussniveauus in den Westkarpaten). *Geogr. Čas.*, 19, 4: 316—326, Bratislava.
- Dokumentacja szurfów w Czorsztynie — Zielona Góra (1953), materiały nie publikowane (unpublished), Warszawa, PiG.
- Drdoš J. (1960), Príspevok k morfológii Pienin (Ein Beitrag zur Morphologie der Pieniny). *Geogr. Čas.*, 12, 1: 38—61, Bratislava.
- Drzewicka-Kozłowska I. (1961), Utwory czwartorzędowe w dolinach rzek śródkowo-karpackich. *Spr. Posiedz. Kom. Oddz. PAN w Krakowie, styczeń—czerwiec 1961*: 289—291.
- Dyakowska J. (1947), Interglacjał w Kątach koło Sromowiec Wyżnich (Pieniny) (The Interglacial at Kąty near Sromowce Wyżnie in West Carpathians). *Starynia*, 23: 1—18, Kraków.
- Dziuryński S. i in. (1968), O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej (On Lower Quaternary gravels in the Sandomierz Basin). *Studia Geomorph. Carp.-Balc.*, 2: 63—75, Kraków.
- Ericson D., Wollin G. (1954), The deep and the past. Knopf, New York.
- Fleszar A. (1914), Próba morfogenezy Karpat położonych na północ od Krosna (Sur la morphogénese des Karpathes situées au Nord de Krosno). *Kosmos*, 39, Lwów.
- Gadomski A. (1934), Z fizjografii dorzecza Popradu (Le captage du Poprad des Beskidy). *Wiad. Służby Geogr.*, 8, 1: 1—30, Warszawa.
- Galarowski T. (1954), Morfologia zachodniej części pasa skalicowego. Pr. magisterska (Unpubl. M. Sc. thesis), Uniw. Jagiell., Kraków.
- Gerlach T. (1955), Morfologia przełomu Dunajca przez Beskid Sądecki. Pr. magisterska (Unpubl. M. Sc. thesis), Uniw. Jagiell., Kraków.

- Gerlach T. (1967), Site VI/15 Huba — fragment of buried Pliocene slope, Pliocene type of flysch weathering process. *Symp. Comm. on Evol. of Slopes, Guide to Exc.*, Warszawa: 45—47.
- Górska W. (1953), Przekrój geologiczny Dunajec—Ciechorzyn, 1: 500. Materiały nie publikowane (Unpublished). Centr. Arch. Geol. Inst. Geol., Warszawa.
- Grochocka K. (1968), Analiza drobnych struktur w przełomie niedzickim (Mesosstructures investigated in the Niedzica gap). *Acta Geol. Pol.*, 18, 1: 205—231, Warszawa.
- Guzik K. (1949), Orzeczenie ogólne o geologiczno-technicznych warunkach terenów związanych z doliną Dunajca. Materiały nie publikowane (Unpublished). Centr. Arch. Geol. Inst. Geol., Warszawa.
- Halicki B. (1923—24), Kilka nowych spostrzeżeń glaciologicznych i morfologicznych na obszarze Podhala (Quelques nouvelles observations glaciologiques et morphologiques dans la region de Podhale). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 2: 70—77, Kraków.
- Halicki B. (1930), Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra). *Spr. Pol. Inst. Geol.*, 5, 3—4: 377—504, Warszawa.
- Halicki B. (1948), O żwirach i głazach „antropogenicznych” w Karpatach (Les gravières d'origine „antropogénique” dans les Karpatates). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 17: 61—88, Kraków.
- Halicki B. (1951), Czwartorzęd. Regionalna geologia Polski, Karpaty, t. I, 1: 181—200, Kraków.
- Hammen T. van et al. (1967), Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands. *Geol. Mijnb.*, 46: 79—95.
- Henkiel A. (1969), Rozwój rzeźby dorzecza Strwiąza (Karpaty Wschodnie) Morphologic evolution of the drainage basin of the Strwiąz river). *Ann. UMCS, Sec. B.*, 24, 4: 99—140, Lublin.
- Horwitz L. (1963), Budowa geologiczna Pienin (Geological structure of the Pieniny Mts., Carpathians). Przygotował do druku K. Birkenmajer. *Pr. Inst. Geol.*, 38: 1—152, Warszawa.
- Jaranoff D. (1934—35), Das Becken von Nowy Targ als Beispiel eines intramontanen Beckens. Morphologische Parallelen. *Prz. geogr.*, 14, 3—4: 153—159, Warszawa.
- Jentys-Szaferowa J. (1961), Anatomical investigations on fossil fruits of the genus *Carpinus* in Poland. *Acta Palaeobot.*, 2: 1—33.
- Kardymowicz J. (1957), Enklawy w andezytach okolic Pienin (Inclusions in the andesites of the Pieniny Region). *Biul. Inst. Geol.*, 117: 1—152, Warszawa.
- Klimaszewski M. (1934), Z morfogenezy polskich Karpat Zachodnich (Über die Morphogenese der polnischen Westkarpathen). *Wiad. Geogr.*, 12, 5—9, Warszawa.
- Klimaszewski M. (1937), Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście (Morphologie und Diluvium des Dunajec-ales von den Pieninen bis zur Mündung). *Pr. Inst. Geogr. UJ*, 18: 1—54, Kraków.
- Klimaszewski M. (1948), O utworach plioceńskich w Krościenku nad Dunajcem. Opis geologiczny. *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU*, 72, A, 1946, 5: 1—19, Kraków.
- Klimaszewski M. (1948), Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym (The Polish West Carpathians during the Ice Age). *Pr. Wrocł. Tow. Nauk., ser. B.*, 7: 1—236.
- Klimaszewski M. (1950a), Rzeźba Podhala (The relief of the Podhale Basin). *Czas. geogr.*, 21/22: 237—250, Warszawa.
- Klimaszewski M. et al. (1950b), Flora dryasowa w Krościenku nad Dunaj-

- cem (The Dryas flora of Krościenko on the river Dunajec). *Biul. Państw. Inst. Geol.* 24, Warszawa.
- Klimaszewski M. (1952), Zagadnienia plejstocenu południowej Polski (The problems of the Pleistocene in Southern Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65: 137—268, Warszawa.
- Klimaszewski M. (1958), Rozwój geomorfologiczny Polski w okresie przedczwartorzędowym (The geomorphic development of the territory of Poland during the pre-Quaternary period). *Prz. geogr.*, 30, 1: 2—43.
- Klimaszewski M. (1961), Through the Dunajec valley into the Tatras. *Vith INQUA Congr., Guide-Book of Exc., III*, South Poland, Łódź, 12—18.
- Klimaszewski M. (1965), Views on the geomorphological evolution of the Polish West Carpathians in Tertiary times. *Geomorph. Problems of Carpathians*, I, Bratislava: 91—126.
- Klimaszewski M. (1966), Views on the geomorphological development of the Polish West Carpathians during the Quaternary (Geomorphological Problems of Carpathians), II, *Geogr. pol.*, 10: 51—88.
- Klimaszewski M. (1967), Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym (in Polish only). *Czwartorzęd Polski, studium zbior. pod red. R. Galona i J. Dylaka*, PWN, Warszawa: 431—497.
- Klimaszewski M. (1972), Karpaty Wewnętrzne (in Polish only). *Geomorfologia Polski*, 1: 25—52, Warszawa.
- Kneblova-Vodickova V. (1963), Die jungpleistozäne Flora aus Sedimenten bei Český Tesin (letztes Glazial). *Preslia*, 35: 52—64.
- Koperowa W. (1962), Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej (The history of the Late-Glacial and Holocene vegetation in Nowy Targ Basin). *Acta palaeobot.*, 2—3: 3—63.
- Kowalski W. C., Liszkowski J. (1972), Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej (The dependence between the recent vertical movements of the earth crust in Poland and its geological structures). *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, 14: 5—19.
- Kram J. (1966), Powierzchnie zrównania w Beskidzie Sądeckim w Pasmie Radziejowej. Pr. magisterska (Unpublished M. Sc. thesis), Uniw. Jagiell., Kraków.
- Książkiewicz M. (1953), Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. *Regionalna geologia Polski*, 1, 2: 305—362, Kraków.
- Książkiewicz M. (1972), Karpaty. Budowa geologiczna Polski, 4, 3: 1—228, Warszawa.
- Książkiewicz M., Samsonowicz J. (1952), Zarys geologii Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kulczycki J., Halicki B. (1950), Znaleźisko mamuta w Pieninach (La trouvaille d'un mammoth dans les Mts. Pieniny). *Acta Geol. Pol.*, 1, 3: 330—334, Warszawa.
- Kvitkovič J. (1975), Movement tendencies of the West Carpathians in the Quaternary. *Tectonophysics*, 29, *Recent crustal movements*. Elsevier, Amsterdam—Oxford—New York: 369—375.
- Kvitkovič J., Plančar J. (1975), Analiza morfostruktur z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbínnej geologickej stavbe Západných Karpat. *Geogr. Čas.*, 27, 4: 309—328, Bratislava.
- Limanowski M. (1904), Wycieczka w Tatry i Pieniny (in Polish only). *Pam. Tow. Tatr.*: 131—183, Warszawa.
- Łukaszek R., Niedzielski H. (1976), Problemy geologiczno-inżynierskie zapory betonowej i zbiornika Czorsztyn—Niedzica (in Polish only). *Zesz. Nauk. Polit. Krak.*, 25: 1—150.
- Małkowski S. (1923—24), Sprawozdanie z badań fliszu magurskiego i fliszu

- granicznego w okolicach Krościenka nad Dunajcem. *Spr. Pol. Inst. Geol.*, 2, 1—2: 17—27, Warszawa.
- Małoszewski S. (1962), Badania magnetyczne występowania andezytów w okolicach Szczawnicy (Magnetic measurements of andesite occurrence in the vicinity of Szczawnica) *Pr. geol.*, 10: 1—140.
- Mamakowa K., Mook W. G., Śröder A. (1975), Late Pleistocene flora at Kąty (Pieniny Mts., West Carpathians). *Acta palaeobot.*, 16, 2: 147—172, Warszawa—Kraków.
- Materiały do projektu badań sejsmicznych w Czorsztynie (1953), materiały nie publikowane (unpublished). Centr. Arch. Geol. Inst. Geol., Warszawa.
- Mazúr E. (1963), Žilinska Kotlina a prilahle pohoria (geomorfologia a kvarter) (The Žilina Basin and the adjacent mountains). SAV, Bratislava.
- Mazúr E. (1965), Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements. *Geomorph. Problems of Carpathians*, 1: 9—54, Bratislava.
- Mazúr E., Činčura J. (1975), Planation surfaces in the Western Carpathians. *Stud. Geomorph. Carp.-Balc.*, 9: 27—36.
- Mičian E. (1962), Niekoľko poznámok k prelomu Hornadu v Stratenskej hornatine a morfologii jeho okolica. *Geogr. Čas.*, 14, 1, Bratislava.
- Nałkowski W. (1904), Geografia fizyczna (in Polish only), Warszawa.
- Niedzielski H. (1971), Tektoniczne pochodzenie wschodniej części Kotliny Nowotarskiej (Tectonic origin of the eastern part of the valley of Nowy Targ). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41, 2: 397—408, Kraków.
- Niedzielski H., Żelazny M., Monkiewicz J. (1966), Dokumentacja geologiczno-inżynierska do projektu wstępnego ochrony wsi Dębno i Frydman. Materiały nie publikowane (Unpublished). Arch. Centr. Urzędu Geol., Warszawa.
- Orzeczenie geologiczno-techniczne w sprawie warunków budowy zapory wodnej w Czorsztynie, wariant Zielona Góra (1952), materiały nie publikowane (Unpublished). Centr. Arch. Geol., Warszawa.
- Oszast J. (1955), Badania mikroflorystyczne dolnopliocenijskich osadów z Huby nad Dunajcem. Materiały nie publikowane (Unpublished). Centr. Arch. Geol. Inst. Geol., Warszawa.
- Oszast J. (1956), Sprawozdanie naukowe z badań mikroflorystycznych osadów trzeciorzędowych z Mizernej koło Czorsztyna. Materiały nie publikowane (Unpublished). Centr. Arch. Geol. Inst. Geol., Warszawa.
- Oszast J. (1970), O wieku stożka Domańskiego Wierchu na podstawie badań palinologicznych (On the age of the Domański Wierch cone determined by palynological methods). *Kwart. geol.*, 14, 4: 843—846.
- Oszast J. (1973), The Pliocene profile of Domański Wierch near Czarny Dunajec in the light of palynological investigations (Western Carpathians, Poland). *Acta palaeobot.*, 14, 1: 1—42.
- Oszast J., Stuchlik L. (1977), Roślinność Podhala w neogenie (The Neogene vegetation in the Podhale, West Carpathians, Poland). *Acta palaeobot.*, 18, 1: 45—86, Warszawa—Kraków.
- Pagaczewski J. (1972), Catalogue of earthquakes in Poland in 1000—1970 years. *Mat. i Pr. Inst. Geofiz. PAN*, 51: 3—36, Warszawa.
- Pawłowski S. (1915), Z morfologii pienińskiego pasa skałek (Sur la morphologie des Klippes des Pienines). *Kosmos*, 40: 111—140, Lwów.
- Pawłowski S. (1916), W sprawie wieku nowszej rzeźby polskich Karpat fliaszowych (Zur Frage des Alters der jüngeren Oberflächenformen der polnischen Flyschkarpaten). *Spr. Kom. Fizjogr. PAU*, 50: 1—12.
- Pol W. (1869), Północny wschód Europy (in Polish only), t. I, Kraków.
- Pol W. (1877), Rzut oka na północne stoki Karpat. *Dzieła 3* (in Polish only), Lwów.

- Rehman A. (1895), Ziemie dawnej Polski i sąsiednich krajów słowiańskich opisane pod względem fizyczno-geograficznym, cz. I, Karpaty (in Polish only), Lwów.
- Romer E. (1905), Ziemia. Geografia fizyczna ziem polskich (in Polish only), Lwów.
- Różycki S. Z. i in. (1953), Orzeczenie geologiczno-techniczne wstępne dla terenu projektowanej zapory wodnej Czorsztyn — wariant Zielona Góra. Materiały nie publikowane (Unpublished). Centr. Arch. Geol. Inst. Geol., Warszawa.
- Rytlewski J. (1970), Współczesne deformacje skałek z terenu zamku czorsztyńskiego nad Dunajcem (Recent deformations in outliers within the area of the Czorsztyn castle on the Dunajec river). *Kwart. geol.*, 14, 1: 123—130, Warszawa.
- Sawicki L. (1909), Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpaten. *Kosmos*, 34; 5—6: 361—400, Lwów.
- Seneš J. (1975), Report on the working Group on Paratethys. In: *Rept. Activ. RCMNS Working Group (1971—1975), JUGS Subcom. Neogene Stratigr.*: 119—120, Bratislava.
- Sikora W. J. (1976), On lineaments found in the Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, 1—2: 3—37, Kraków.
- Sokołowski S. (1954), Kilka nowych spostrzeżeń z geologii pienińskiego pasa skałkowego (Quelques nouvelles observations sur la geologie de la zone des Klippes Pienines). *Biul. Inst. Geol.*, 86: 37—57, Warszawa.
- Starkel L. (1957), Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą. *Pr. Geogr. IG PAN*, 11, Warszawa: 1—152.
- 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, Warszawa.
- Starkel L. (1969), The age of the stages of development of the relief of the Polish Carpathians in the light of the most recent geological investigations. *Stud. Geomorph. Carp.-Balc.*, 3: 33—44.
- Starkel L. (1972), Karpaty Zewnętrzne (in Polish only), *Geomorfologia Polski*, 1: 52—115, Warszawa.
- Starkel L. (1975), Communiqué au sujet de l'état des recherches sur le développement des surfaces d'aplanissement dans les Carpates Polonaises. *Stud. Geomorph. Carp.-Balc.*, 9: 75—81.
- Starkel L. (1977), Paleogeografia holocenu, Warszawa: 1—362.
- Staszic S. (1815), O ziemiorództwie Karpatów i innych gór i równin Polski (in Polish only). *Dziela*, t. 3; 92—94, Warszawa.
- Szafer W. (1938), Eine Pliozäne Flora in Krościenko am Dunajec. *Bull. Acad. Pol. Sc. Lett., Cl. math.-nat.*, B; 81—90, Warszawa.
- Szafer W. (1950), Flora dryasowa z Krościenka nad Dunajcem oraz uwagi o klimacie ostatniego zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 24, Warszawa.
- Szafer W. (1911), Przewodnik wycieczki na Podhale XXII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w r. 1949 (in Polish only). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 19, 4: 505—508, Kraków.
- Szafer W. (1952), Młodszy trzeciorzęd Podhala i jego stosunek do plejstocenu (wiadomość tymczasowa) (The young Tertiary of the Podhale and its relation with the Pleistocene). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66: 555—556, Warszawa.
- Szafer W. (1954), Pliocena flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu (Pliocene flora from the vicinity of Czorsztyn). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 11: 1—238, Warszawa.
- Śröder A. (1952), Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach (Last Glacial and Postglacial in the Carpathians). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 67: 27—75, Warszawa.

- Środoń A. (1960), Tabela stratygraficzna plejstocenijskich flor Polski (Stratigraphic table of the Pleistocene floras of Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 29: 299—316, Kraków.
- Środoń A. (1965), O florach kopalnych w terasach dolin karpackich (On fossil floras in the terraces of Carpathian valleys). *Folia Quatern.*, 21: 1—26, Warszawa.
- Środoń A. (1973), O utworach z florą pliocenijską w Kotlinie Nowotarskiej i w Krościenku nad Dunajcem (Remarks on the deposits with Pliocene flora in the east part of the Nowy Targ Basin and at Krościenko on the Dunajec river). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 43, 3: 301—313.
- Tran Dinh Nghia (1974), Palynological investigations of Neogene deposits in the Nowy Targ — Orawa Basin (West Carpathians, Poland). *Acta Palaeobot.*, 15, 2: 43—87, Warszawa—Kraków.
- Uhlig V. (1883), Beiträge zur Geologie der Westgalizischen Karpathen. *Jhrb. der k.k. Geol. Reichsanstalt*: 92—94, Wien.
- Uhlig V. (1888), Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. I: Die Sandsteinzone zwischen dem Pieninischen Klippenzug und dem Nordrande. *Jhrb. der k.k. Geol. Reichsanstalt*: 83—264, Wien.
- Van Eysinga F. W. B. (1975), Geological time-table. Elsevier, Amsterdam. 3rd edition.
- Watycha L. (1963a), Problem przepuszczalności w przekroju geologicznym Cieczorzyn — Zielone Skalki. *Prz. Geol.*, 7, Warszawa: 325—326.
- Watycha L. (1963b), Szczegółowa mapa geologiczno-inżynierska arkusza Nowy Targ. *Kwart. Geol.*, 7, 4: 679—680, Warszawa.
- Watycha L. (1971), Badanie czwartorzędowe i neogenu w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. Cz. III — Neogen w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. Opracowanie syntetyczne. Materiały nie publikowane (Unpublished). Centr. Arch. Geol. Inst. Geol., Warszawa.
- 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.
- Watycha L. (1976), Neogen niecki Orawsko-Nowotarskiej. The Neogene of the Orawa-Nowy Targ Basin. *Kwart. Geol.*, 20, 3: 575—587.
- Woźny E. (1976), Stratygrafia młodszego trzeciorzędowego niecki Orawsko-Nowotarskiej na podstawie mikrofauny słodkowodnej i lądowej. Stratigraphy of the younger Tertiary in the Orawa—Nowy Targ Basin on the basis of fresh-water and continental macrofauna. *Kwart. Geol.*, 20, 3: 589—595, Warszawa.
- Youssef M. M. M. (1978), Large-scale geological survey of the Mt. Wzar andesites, Pieniny Mts., Poland. *Stud. geol. pol.*, 46: 1—30.
- Zapora wodna Czorsztyn — szurfy 1: 100 (1953), materiały nie publikowane (Unpublished). Centr. Arch. Geol. Inst. Geol., Warszawa.
- Zapora wodna Czorsztyn war. Zielona Góra. Objaśnienia do mapy geologicznej zakrytej i do rowów odkrywkowych (1953), Materiały nie publikowane (Unpublished). Centr. Arch. Geol. Inst. Geol.
- Zapałowicz H. (1913), Okres lodowy w Karpatach Pokucko-marmaroskich. *Kosmos*, 37: 579—654.
- Zastawniak E. (1972), Pliocene leaf flora from Domański Wierch near Czarny Dunajec, Western Carpathians, Poland. *Acta palaeobot.*, 13, 1: 1—73, Warszawa—Kraków.
- Zuber S. (1914), Pasma skałek pienińsko-nowotarskich (in Polish only). *Ziemia*, 5, 28, 29, 30, 31.
- Zuchiewicz W. (1978), Czwartorzędowe ruchy tektoniczne a rzeźba przełomu

Dunajca przez Beskid Sądecki (Quaternary tectonics and the relief of the Dunajec river gorge in the Beskid Sądecki Mts., Polish Western Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48, 3—4: 517—532.

SUMMARY

Abstract: This is an attempt to reconstruct the Neogene and Quaternary palaeogeography of the Pieniny Klippen Belt as well as the eastern part of the Nowy Targ Basin. The analysis of the remaining fragments of planation surfaces and disturbances in longitudinal profiles of rock socles of the Quaternary river terraces gives a possibility to measure the intensity of young tectonic movements which occurred in the last stages of the Alpine orogeny as well as during the late Pleistocene and Holocene.

The author attempts to reconstruct the Neogene and Quaternary palaeogeography of the Pieniny Mts. and the eastern part of the Nowy Targ Basin. Analyses of remaining fragments of planation surfaces as well as long-profiles of Quaternary river terraces (rock socles) allow the measurement of the intensity of young tectonic movements (tables 1, 2). The detailed geomorphological map on a scale of 1 : 10 000 of the Dunajec river valley and its tributaries between Dębno and Krościenko was prepared. Particular attention was paid to the structure of river terraces (cf. fig. 3, table 3). The analysis of terrace levels was carried out on the basis of 110 cross-sections of the Dunajec valley. The amount of dissection of the Quaternary river terraces socles as well as disturbances in their longitudinal profiles were taken as a measure of differentiated tectonic movements (fig. 2, table 4). The detailed investigations of terrace covers (petrographic composition, degree of weathering, pebbles orientation, etc.) allowed the correlation of terraces and the description of their relation to solifluction covers made possible. Within the area under investigation there occur remains of three planation surfaces: the intermontane level (270—440 m), formed during the Pannonian, the foot-hills level (150—240 m), formed during the Romanian and the river-side level (90—150 m), formed in the early Quaternary period.

The Lubań — Radziejowa range belongs to the most strongly uplifted zones (Middle Pliocene — Early Quaternary). This uplift was accompanied by the subsidence of the Krośnica river valley. The uplift during the Rhone phase reached following values: 400 m in the Lubań range, 115—120 m in the Spiskie Pieniny Mts. and 100—205 m in the Pieniny Mts. The rate of uplift during the Valachian phase was weaker: 90—135 m in the Lubań — Radziejowa range, 70—120 m in the Spiskie Pieniny Mts. and only 30—70 m within the Pieniny Mts. During the Early Quaternary period the approximate rate of uplift of the Pieniny Mts. reached 60—70 m.

The Pliocene deposits occurring at the foot of the Lubań range were redeposited from the previously higher situated sites (within the Foot-Hills level) as a result of tectonic movements which lowered the contact zone between the Pieniny Klippen Belt and the Magura nappe. The important role played also solifluction processes which occurred during the last glaciation.

The antecedent Pieniny and Niedzica water gaps were formed mainly in the earliest Quaternary and were finally deepened in the Pleistocene. Several factors were involved in the formation of these gaps. Differences in the rock resistance, differentiated block-type tectonic movements during the Late Pliocene and Early Quaternary, the plio-pleistocene activity of the Peripieninian deep crustal fracture, large transversal depressions of the Pieniny Klippen Belt and accompanied dislocation zones, which can be seen on the satellite photographs belong to them.

The total amount of the Quaternary uplift of the Pieniny Mts. is from 100 m in the western to 150 m in the eastern part.

On the basis of analyses of the Quaternary river terraces, especially rock socles, as well as the differences in thickness of alluvial covers, three regions showing different tectonic pattern have been distinguished: a) the Dębno — Frydman Graben. This graben, formed during the Early Quaternary, underwent downward movements lasting to the present day. Its depth reaches 150 m.

b) the Pieniny Mts., which were uplifted during the Pleistocene by block-type movements. The amount of uplift after the South-Polish Glaciation reached 50—85 m. The surroundings of the Pieniny water gap and the eastern margin of the Nowy Targ Basin were more strongly uplifted than the area between Czorsztyn and Sromowce Niżne. Small disturbances in terrace socles visible on longitudinal profiles are connected with the presence of large dislocation zones, orientated NNW—SSE which cross the Dunajec valley. The rate of uplift was relatively stable (table 4). During the youngest Holocene, the eastern part of the Pieniny Mts. (Sromowce Niżne — Kras) seemed to be slightly uplifted. The western part, however, was stable or weakly depressed.

c) the Krościenko Basin. In regard to the Pieniny Klippen Belt and the Beskid Sądecki range the rate of uplift was here much slower. During the Late Glacial downward tectonic movements began to dominate. These processes were continued in the Holocene. The Krościenko Basin and the Dębno — Frydman Graben are located in the zone of subsidence which is connected with the contact zone between the Pieniny Klippen Belt and the Magura nappe. The northern and southern margins of the Nowy Targ Basin were uplifted in the early Pleistocene with the same intensity. These movements began to differentiate in the Late Pleistocene. Since then, the Lubań range has revealed the relatively faster uplift.