

2012

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 106

MARIA BAUMGART-KOTARBA

ROZWÓJ GRZBIETÓW GÓRSKICH  
W KARPATACH FLISZOWYCH

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



POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII

\*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 106

**ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ**

**№ 106**

**МАРИЯ БАУМГАРТ-КОТАРБА**

**РАЗВИТИЕ ГОРНЫХ ХРЕБТОВ  
ВО ФЛИШЕВЫХ КАРПАТАХ**

**\***

**GEOGRAPHICAL STUDIES**

**No. 106**

**MARIA BAUMGART-KOTARBA**

**DEVELOPMENT OF MOUNTAIN RIDGES  
IN THE FLYSCH CARPATHIANS**



POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 106

MARIA BAUMGART-KOTARBA

# ROZWÓJ GRZBIETÓW GÓRSKICH W KARPATACH FLISZOWYCH

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK  
1974

Komitet Redakcyjny  
REDAKTOR NACZELNY: M. KIELCZEWSKA-ZALESKA  
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI  
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL  
SEKRETARZ: I. STAŃCZAK

Redaktor Wydawnictwa Maria Czabanowska-Wachowicz  
Redaktor techniczny Aleksandra Ikonomu

*Printed in Poland*

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1974.  
Nakład: 850 egz. Objętość: ark. wyd. 13,40, ark. druk. 8,50 + 9 wkl.,  
ark. form. A<sub>1</sub> 11,30. Papier powiek. kl V, 80 g, 70×100. Oddano do  
składania 28 II 1974. Podpisano do druku 10 X 1974. Druk ukończono  
w październiku 1974 r. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 609/74 —  
P-10. Cena zł 40.—

## SPIS TREŚCI

I. Wprowadzenie . . . . .	7
Cel i metoda pracy . . . . .	7
Dotychczasowy stan badań . . . . .	12
Zagadnienia terminologiczne . . . . .	17
Poglądy na genezę i wiek rzeźby Karpat fliszowych ze szczególnym uwzględnieniem rzeźby starszej . . . . .	21
II. Charakterystyka wybranych grzbietów . . . . .	27
III. Kształtowanie grzbietów górskich w zależności od struktury geologicznej i etapów rozwoju Karpat fliszowych . . . . .	71
Przebieg grzbietów . . . . .	71
Profil podłużny . . . . .	75
Profil poprzeczny . . . . .	78
Leje źródłowe i ich rola w modelowaniu grzbietów. Typy modelowania . . . . .	82
Szerokość podstawy grzbietów a ich wykształcenie . . . . .	94
Wierzchowiny grzbietowe . . . . .	95
Mikrorzeźba wierzchowin grzbietowych . . . . .	102
Ocena podatności skał na wietrzenie mrozowe i ich zwietrzelin na pro- cesy denudacyjne . . . . .	107
Rozwój form krioniwalnych i ich rozmieszczenie pionowe . . . . .	110
IV. Klasyfikacje grzbietów górskich w Karpatach fliszowych . . . . .	115
V. Wnioski końcowe . . . . .	118
Literatura . . . . .	120
Развитие горных хребтов во флишевых Карпатах. Резюме . . . . .	127
Development of mountain ridges in the flysch Carpathians. Summary . . . . .	130
Załączniki (1—3) . . . . .	(pod opaską)

I. Introduction  
II. Theoretical background  
III. Methodology  
IV. Results  
V. Discussion  
VI. Conclusion

## I. WPROWADZENIE

### CEL I METODA PRACY

Grzbiety górskie obok dolin rzecznych stanowią główny element rzeźby obszarów górskich. Powstanie dolin rzecznych, a przede wszystkim działalność potoków i studia teras rzecznych należały do najszybciej podjętych problemów geomorfologicznych (prace A. Surrela w Alpach, G. K. Gilberta w górach USA) i w dalszym ciągu stanowią owocny przedmiot badań geomorfologii dynamicznej.

W ostatnich 20 latach badania rozwoju stoków w różnych warunkach klimatycznych skupiają zainteresowania większości geomorfologów. Natomiast badania rozwoju grzbietów górskich nie cieszyły się większym powodzeniem. W ramach geomorfologii strukturalnej zajmowano się związkami rzeźby górskiej ze strukturą (P. Birot 1949, 1958). Najwyraźniej związki te występują na obszarach o budowie fałdowej.

Obszarem klasycznych badań francuskich stały się góry Jura, a amerykańskich Appalachy. Dzięki tym badaniom ustalona została terminologia i klasyfikacja strukturalna grzbietów górskich, a także określono rozwój rzeźby obszarów fałdowych od zgodnego poprzez inwersyjny do resekwentnego.

Przedmiotem osobnych rozważań było tworzenie wypukłości wierzchowin grzbietowych (G. K. Gilbert 1877, 1909, G. Göttinger 1907, ostatnio P. de Béthune 1967). Z problemem tym częściowo wiąże się teoria górnego poziomu denudacyjnego A. Pencka — „Gipfelflur”.

W literaturze podręcznikowej obok klasyfikacji strukturalnych występuje zróżnicowanie na góry średnie i wysokie. Cechą gór wysokich jest występowanie grzbietów typowych dla obszarów zlodowaconych. Ponieważ jednak brak jednoznaczności w definicji gór wysokich (Hochgebirgsformen) W. M. Davis (1912) uważał, że nie należy posługiwać się tym podziałem. Ostatnio o pewnym zainteresowaniu formami grzbietowymi świadczą prace E. Gerbera (1969) z Alp i M. Jancu, V. Velcea (1970) z Karpat Rumuńskich. Zwłaszcza ostatnia z wymienionych traktuje



dosyć wszechstronnie formy międzydolinne i zostanie omówiona szczegółowo.

Małe zainteresowanie grzbietami górskimi, z wyjątkiem prac o charakterze monografii regionalnych, gdzie na ogół przeważa podejście strukturalne, spowodowane jest przede wszystkim trudnością określenia charakteru i tempa niszczenia grzbietów górskich. Brak osadów, poza płytkimi pokrywami zwietrzelinowymi, nie pozwala wnosić o rodzaju procesów modelujących wierzchowiny grzbietowe. Göttinger (1907) uważał, że występowanie płytkich profili zwietrzelinowych na zalesionych wierzchołkach Lasu Wiedeńskiego świadczy o szybkim odprowadzaniu zwietrzliny przez spływanie. Również badania pokryw stokowych nie pozwalają na wnioskowanie o dawnych procesach modelujących grzbiety, a analiza morfometryczna obszarów górskich nasuwa hipotezy o starych założeniach poziomów grzbietowych.

Przedmiotem badań są grzbiety górskie Karpat fliszowych. Ze względu na mniejszą odporność w stosunku do gór zbudowanych ze skał krystalicznych lub wapienno-piaskowcowych Karpaty fliszowe są obszarem typowej policyklicznej rzeźby erozyjno-denudacyjnej, w której struktura znalazła swoje odbicie, lecz nie odegrała roli wiodącej. Celem pracy jest przedstawienie rozwoju rzeźby grzbietów górskich w Karpatach w zależności od etapowego rozwoju rzeźby, z uwzględnieniem roli struktury podłoża, a także roli zmian klimatycznych w czwartorzędzie.

Tak postawionemu celowi najlepiej odpowiadała metoda zdjęcia geomorfologicznego wybranych grzbietów górskich. Opracowanie wymagało szczegółowego zbadania wierzchołków grzbietowych jako form mało znanych, toteż dla pewnych grzbietów konieczne było wykonanie zdjęcia terenowego w skali większej niż 1:25 000 dla uchwycenia ich mikrorzeźby.

Wybór stanowisk reprezentacyjnych stanowił jedną z istotniejszych części pracy. W pierwszej fazie głównym kryterium wyboru był stosunek do struktury. Wybrane grzbiety zbudowane są z piaskowców i łupków należących do różnych ogniw stratygraficznych: warstwy Igockie, godulskie, istebniańskie, ciężkowickie, pasierbieckie, magurskie, krośnieńskie. Oprócz względów litologicznych kryterium stanowił stosunek grzbietu do ułożenia warstw skalnych, w których został wycięty. W ten sposób obok najliczniej reprezentowanych w Karpatach fliszowych grzbietów izoklinalnych o różnym upadzie warstw znalazły się grzbiety wycięte w obrębie synklin. Klasycznych grzbietów antyklinalnych mimo usilnych poszukiwań nie znaleziono. Występują jednak czasami grzbiety izoklinalne wycięte w strefie antyklinalnej (otoczone mniej



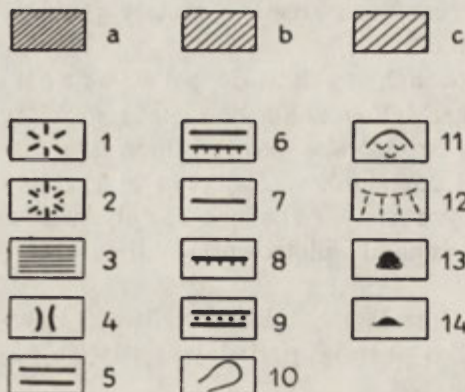
odpornymi młodszymi warstwami). Prócz tego zbadane zostały grzbiety niezgodne, nie nawiązujące do kierunku ławic.

Drugim kryterium wyboru był stosunek grzbietu do powierzchni zrównań. Wśród zbadanych grzbietów znalazły się: 1) grzbiety wznoszące się ponad rekonstruowaną śródgórską powierzchnią zrównania, 2) grzbiety, które powstały z jej rozczłonkowania, oraz 3) grzbiety wyrastające z poziomu pogórskiego. Tym samym zbadane zostały grzbiety o różnej wysokości, objęte zmianami piętrowości klimatycznej w czwartorzędzie.

Praktycznym kryterium wyboru okazała się także możliwość uzyskania danych geologicznych, gdyż tylko obszary posiadające zdjęcie geologiczne mogły być brane pod uwagę.

Badania terenowe wykonane zostały w okresach letnich 1966, 1967 i 1968 roku. Obok badań geomorfologicznych wykonywano pomiary biegu i upadu warstw skalnych w obrębie wierzchowin oraz pobrano 80 próbek skał, a także 30 próbek zwietrzeliny, które potem były opracowywane laboratoryjnie. Oznaczenia ciężaru objętościowego i nasiąkliwości wykonano pod życzliwym kierunkiem doc. dr. J. Rutkowskiego w Katedrze Surowców Skalnych AGH, a skład mechaniczny oraz wskaźniki plastyczności i płynności zostały oznaczone w Katedrze Gleboznawstwa WSR w Krakowie przez dr hab. K. Oleksynową, mgr C. Bartel, dr. J. Tokaja i mgr. J. Jakubca, którym serdecznie dziękuję.

Opracowanie zebranych materiałów składa się z dwóch części. Pierwsza obejmuje opis 17 zbadanych terenów idąc od zachodu ku wschodowi, a w drugiej zanalizowano poszczególne elementy grzbietów: przebieg, profil podłużny, poprzeczny, stoki i wierzchowiny dla wykazania związków przyczynowych i prawidłowości rozwoju rzeźby grzbietów górskich. Opis poszczególnych stanowisk uzupełniają ryciny (profile podłużne i poprzeczne grzbietu z naniesioną budową geologiczną, profile fragmentów wierzchowiny lub stoków, schematyczne plany mikroform). Dla każdego stanowiska wykonano dwie mapy: ogólną i szczegółową. Mapa ogólna przedstawia następujące cechy grzbietu: szerokość kształt oraz takie elementy, jak wierzchołki, spłaszczenia, przełęcze, zasięg lejów źródłowych i dolin, osuwiska, formy skałkowe i otwory jaskiń. Odporność podłoża wyrażona w trzystopniowej skali względnej jest tłem map ogólnych (ryc. 1). Mapa szczegółowa przedstawia wykształcenie wierzchowiny (zaokrąglona, spłaszczona, ostra, miejscami skalista, wyrównana) oraz jej zasięg, o ile jest wyraźnie lub niewyraźnie oddzielona załomami od stoków. Uwzględnione zostały nawet małe przełęcze i wierzchołki oraz załomy poprzeczne i podłużne występujące na wyrównanych wierzchowinach i w obrębie wierzchołków i przełęczy. Na mapach tych zamieszczono nachylenia licznie mierzone,



Ryc. 1. Legenda mapy ogólnej grzbietów górskich. Tło mapy — odporność podłoża:

a — bardzo odporne, b — średnio odporne, c — mało odporne; 1 — wierzchołek, 2 — wierzchołek twardzielcowy, 3 — spłaszczenie, 4 — przełęcz, 5 — grzbiet szeroki zaokrąglony symetryczny, 6 — grzbiet szeroki zaokrąglony asymetryczny, 7 — grzbiet wąski ostry symetryczny, 8 — grzbiet wąski ostry asymetryczny, 9 — grzbiet twardzielcowy, 10 — lej źródłowy lub zasięg doliny rozczłonkującej stoki, 11 — osuwisko, 12 — załom wklęsły i podnóże grzbietu, 13 — formy skałkowe, 14 — otwory jaskiń

Legend to a general map of mountain ridges. Background — resistance of bedrock  
 a — very resistant, b — mean resistant, c — weak resistant; 1 — peak, 2 — peak of resistance, 3 — flat surface, 4 — pass, 5 — broad rounded symmetric ridge, 6 — broad rounded asymmetric ridge, 7 — narrow sharp symmetric ridge, 8 — narrow sharp asymmetric ridge, 9 — ridge of resistance, 10 — valley-head or limit of valley, 11 — landslide, 12 — concave break and foothill, 13 — tors, 14 — caves

zwłaszcza w częściach przywierzchowych. W przypadku mniejszych grzbietów, które zostały skartowane w całości, z równą dokładnością zostały przedstawione załomy strukturalno-denudacyjne na stokach i różne typy dolinek oraz osuwiska. W przypadku większych grzbietów, a zwłaszcza grzbietów głównych pasm górskich, badania terenowe poza wierzchowiną objęły tylko załomy ograniczające leje źródłowe i wysoko położone osuwiska. Na mapach szczegółowych zostały zamieszczone także gołoborza, formy skałkowe i hałdy gruzowe (ryc. 2).

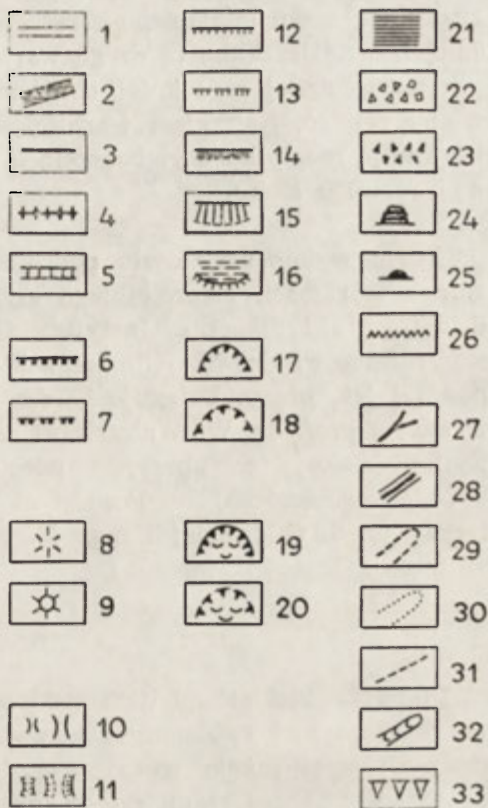
Przygotowując pracę do druku zrezygnowano ze szczegółowego opisu stanowisk ograniczając się do podania, co zbadany grzbiet reprezentuje, jakie przyczyny odegrały główną rolę w jego wyodrębnieniu i jakie elementy (struktura, baza erozyjna) zdecydowały o charakterystycznych cechach rzeźby i mikrorzeźby. Przedstawiono tylko wybrane mapy lub też ich fragmenty, niektóre profile oraz ryciny z charakterystycznymi zespołami mikroform.

Wyjaśnienia wymaga znaczenie dwóch wskaźników: gęstości dolin i rozczłonkowania. Współczynnik gęstości dolin ( $\text{km}/\text{km}^2$ ) wyraża stosunek długości dolin rozcinających grzbiet do jego powierzchni. Nie były brane pod uwagę drobne niecki, debrze i wądoły, gdyż ich gęstość świadczy o modelowaniu w obrębie lejów źródłowych i dolin, a nie wyraża rozdolinienia grzbietu. Współczynnik rozczłonkowania ( $\%$ ) wyraża stosunek powierzchni zajętych przez leje źródłowe i małe doliny do całej powierzchni grzbietu — rozczłonkowanie grzbietu, lub do powierzchni stoków — rozczłonkowanie stoków. Powierzchnia zajęta



## Ryc. 2. Legenda mapy szczegółowej grzbietów i wierzchołów grzbietowych

Wierzchołki grzbietowe: 1 — zaokrąglone, 2 — spłaszczone, 3 — ostre, 4 — ostre, miejscami skaliste, 5 — wyrównane o nachyleniu poniżej 2°. Załomy ograniczające wierzchołki grzbietową: 6 — wyraźne, 7 — niewyraźne. Wierzchołki w obrębie wierzchołów grzbietowych: 8 — kopulaste, 9 — stoliwa. Przełęcz: 10 — o różnych rozmiarach, 11 — o „wyraźnych” kształtach. Załomy strukturalno-denudacyjne: 12 — wyraźne, 13 — niewyraźne, 14 — z murem skalnym, 15 — ze stromym stokiem i towarzyszącym załomem wklęsłym, 16 — z terasą strukturalną. Załomy ograniczające leje źródłowe: 17 — wyraźne, 18 — niewyraźne. Załomy ograniczające osuwiska: 19 — wyraźne, 20 — niewyraźne. Inne elementy rzeźby: 21 — spłaszczenie, 22 — gołoborze, 23 — hałda gruzowa, 24 — formy skałkowe, 25 — otwory jaskiń, 26 — grzędy. Dolinki rozczłonkowujące stoki: 27 — wciós, 28 — wciós we wciósie, 29 — dolinka nieckowata, 30 — dolinka nieckowata subsekwentna, 31 — debrza, 32 — rynna korazyjna, 33 — stoki dolin przełomowych



## Legend to a detailed map of ridges and ridge-crests.

Ridge-crests 1 — rounded, 2 — flattened, 3 — sharp, 4 — sharp locally rocky, 5 — levelled. Breaks delimiting the ridge-crest: 6 — distinct, 7 — indistinct. Peak within the ridge-crest: 8 — dome-like, 9 — small mesa. Passes: 10 — of different size, 11 — of “distinct” shape. Structure controlled breaks: 12 — distinct, 13 — indistinct, 14 — with rock-wall, 15 — with steep hillslope and concave break, 16 — with structure controlled terrace. Breaks delimiting the valley-head: 17 — distinct, 18 — indistinct. Breaks delimiting the landslides: 19 — distinct, 20 — indistinct. Another elements of relief: 21 — flattening, 22 — block field, 23 — talus heap, 24 — tors, 25 — caves, 26 — structural side-ridge. Valleys dissecting slopes: 27 — V-shaped valley, 28 — double V-shaped valley, 29 — dell-like, 30 — subsequent valley, 31 — gully, 32 — chute, 33 — sides of water-gaps valley

przez leje źródłowe została wyznaczona w czasie badań terenowych przez zasięg załomu ograniczającego lej, a zasięg dolin wyznaczono z mapy. Wyniki uzyskane z porównania obydwu wskaźników prowadzą do ciekawych wniosków na temat sposobu modelowania grzbietów.

Analizując leje źródłowe i doliny rozcinające stoki, dokonałam modyfikacji metody A. Jahna (1968). Konstrukcja profilu rozcięć została przeprowadzona w oparciu o wartości cofnięcia poziomicy względem stoku lub form międzydolinnych ( $l$ ), a obliczona wartość  $d$  ( $d = l \sin \alpha$ ) traktowana jest jako względny miernik tendencji rozwoju stoku. Tak więc różnica w stosunku do metody zaproponowanej przez A. Jahna polega na tym, że nie liczyłam średniej wartości  $d$  (degraded layer) jako ilorazu powierzchni zawartej między poziomicy a rekon-

struowaną stoku inicjalnego przez długość odpowiedniej poziomiczki stoku (inicjalnego). Uzyskane tą drogą wartości średnie  $d$  przedstawiają jednorodne w danej wysokości obniżenie całego stoku, jakby był pozbawiony rozcięć. Natomiast wartości  $d$  dla konkretnych lejów i dolinek informują nie tylko o głębokościach dolinek, lecz świadczą o tendencji rozwoju stoku.

Praca wykonana została pod kierunkiem prof. dr. M. Klimaszewskiego w ramach czteroletniego stypendium doktoranckiego w Zakładzie Geografii Fizycznej Instytutu Geografii PAN w Krakowie.

Profesorowi dr. M. Klimaszewskiemu serdecznie dziękuję za opiekę nad całością pracy. Dziękuję bardzo prof. dr. L. Starkłowi za dyskusje i rady, a prof. dr. W. Walczakowi za uwagi zawarte w recenzji. Dr K. Żytko dziękuję za uprzejme udostępnienie nie publikowanych map i profili geologicznych. Poza tym wyrażam wdzięczność za pomoc i rady dr S. Gilewskiej i mgr M. Klimkowej oraz za liczne dyskusje w terenie Mężowi Adamowi.

#### DOTYCHCZASOWY STAN BADAŃ

Pierwsze badania podjęto na obszarach fałdowych odznaczających się regularnym i swobodnym rozwojem fałdów zbudowanych z warstw skalnych o wyraźnie zróżnicowanej odporności. W. M. Davis (1898) wyraził się: „The Oregon ridges and Jura fold are, as it were, elementary examples of mountain forms, provided by nature for better understanding of the complicated examples of structure and form in greater mountain ranges”. Nomenklatura strukturalna grzbietów górskich powstała niezależnie w Appalachach i w górach Jura. W rzeźbie typu jurassien wyróżniono szereg form uwarunkowanych strukturą, które ze względu na swą wyrazistość uzyskały nazwy regionalne i jako takie weszły do literatury: *combe* — obniżenie założone na szczycie antykliny, *crête* — brzeg warstwy odpornej stanowiącej skrzydło antykliny, *ruz* — dolinka kataklinalna wcinająca się w skrzydła antykliny, *clus* — przełom rzeki przez pasmo antyklinalne, *val* — dolina synklinalna. W Appalachach podkreślono prostolinijny przebieg form grzbietowych stanowiących wypreparowane odporne kompleksy skalne: *anticlinal*, *synclinal*, *monoclinal ridges*. W planie grzbiety odznaczają się prostolinijnym przebiegiem, gdy fałdy mają przebieg niezaburzony. Tworzą charakterystyczne zakręty, *zig — zag pattern* w przypadku fałdów zanurzających się, owalny układ w przypadku wypreparowania antykliny (*boucle anticlinale*). Według E. de Martonne'a (1926) ewolucja obszarów o rzeźbie jurajskiej prowadzi do inwersji. Odtwo-



zenie rozwoju gór płaszczowinowych, gdzie doliny podłużne nie zależą od synklin, a mniejsze są wtórnie dopasowane do struktury, jest trudne. W. M. Davis a za nim autorzy podręczników angielskich i amerykańskich podkreślają schemat dwuetapowy. Obszar fałdowy zrównywany w długim okresie czasu na skutek odmłodzenia zostaje rozcięty dolinami rzecznyymi i w rezultacie zostają wypreparowane strefy zbudowane ze skał odpornych. W zależności od tego, jaki element tektoniczny zostanie wypreparowany, występują grzbiety homoklinalne (skrzydła antyklin i synklin), antyklinalne resekwentne i synklinalne inwersyjne. W zależności od nachylenia kompleksów skalnych wprowadzono zróżnicowanie wśród grzbietów homoklinalnych zwanych również izoklinalnymi; gdy kąt zapadania skał jest mniejszy od nachylenia stoku na nim założonego, powstaje *cuesta* (próg), gdy upad jest większy od nachylenia stoku — *hogback* (S. W. Wooldridge, R. S. Morgan, 1961, A. N. Strahler 1965). A. K. Lobeck (1939), podobnie jak M. Derruau (1956) przyjmuje, że kąt graniczny wynosi około  $45^\circ$ . Nomenklaturę tę stosuje się do obszarów monoklinalnych bądź dla kopulastych nabrzmiń (*dome mountain*), a także dla gór (Encyklop. Geomorph. 1968). D. St.-Onge (1965) podkreśla rolę odpornych ławic, które dla *hogbacków* stanowią rodzaj kręgosłupa („On appelle *hogback* une crête bordée de pentes dont l'inclination est inférieure au pendage de la couche résistante qui en est l'épine dorsale”, s. 18). Przy podziale gór bierze się pod uwagę:

a) typ struktury — *dome mountains*, *block mountains*, *folded mountains*, *complex mountains* (W. M. Davis 1898, A. K. Lobeck 1939),

b) wiek konsolidacji struktury — góry *kaledońskie*, *hercyńskie*, *alpejskie* (P. Birot 1949),

a ponadto kryteria morfometryczne i morfogenetyczne.

Większe znaczenie w tej klasyfikacji mają wysokości względne i rozczłonkowanie niż wysokości bezwzględne. Przyjmuje się, że deniwelacje w obszarach górskich winny przekraczać 700 m, a w obszarach o rzeźbie alpejskiej 1000 m (Encyklop. Geomorph. 1968). Umowną granicę między górami wysokimi (*Hochgebirge*, *high mountains*) a górami średnimi (*Mittelgebirge*, *highlands*) stanowi 1500 m n.p.m. M. Klimaszewski (1961) obok gór wysokich (>1500 m n.p.m.) i średnich (<1500 m n.p.m.) wyróżnił góry niskie o wysokości do 500 m n.p.m. Podział na góry wysokie i średnie stanowi równocześnie podział morfometryczny i morfogenetyczny. Góry wysokie na ogół posiadają cechy rzeźby glacialnej, a średnie fluwialnej. Jednak nie jest to podział jednoznaczny. Również nie jest wyraźnie sprecyzowane rozgraniczenie rzeźby wyżynnej od górskiej, co podkreślił M. Klimaszewski (1961, s. 55). Świadczy o tym praca J. Spönemanna (1966) stanowiąca próbę rozróżnienia

grzbietów od progów na obszarze wyżynnym Dolnej Saksonii (Niedersächsischen Berglandes). Na obszarze zbudowanym z mezozoicznych osadów pokrywowych autor ten przyjmuje, że kątem granicznym upadów dających progi i grzbiety jest  $10^{\circ}$ — $12^{\circ}$ . Formy grzbietów monoklinalnych różnią się od progów profilami poprzecznymi, przebiegiem w planie i zespołem procesów modelujących. W profilu poprzecznym stoki zgodnoławicowe (Rückhang) grzbietów monoklinalnych są więcej nachylone od upadu ławicy. W planie grzbiety te odznaczają się prostoliniowym przebiegiem, podczas gdy progi — zatokowym. W profilu podłużnym grzbietów występują przełęcze świadczące o modelowaniu z obu stron. Na podkreślenie zasługuje wyróżnianie w terminologii niemieckiej pojęć „Kammbildner” i „Firstträger” (G. Bartels 1967), nie mających odpowiednika w języku polskim poza przymiotnikiem „grzbietotwórczy”. Seedorf (1967) poddał jednak krytyce wskazane kryterium upadu warstw, które pozwoliło zaliczyć do form typu kamm wierzchowiny o szerokości 300—700 m, a wznoszące się zaledwie 150 m (do 450 m n.p.m.).

W języku polskim wyróżnia się działy lub grzbiety górskie obok garbów i pagórów (M. Klimaszewski 1961). Grzbiety górskie występują w Beskidach, a garby na Pogórze. Wyróżnienie to nie znajduje odpowiednika w innych językach. Szerszym pojęciem zdefiniowanym dosyć jednoznacznie są formy międziodolinne.

Systemami form międziodoliny w Karpatach Rumuńskich zajęli się M. Jancu i V. Velcea (1970) porządkując je według różnych kryteriów. Wyróżnili oni następujące kryteria podziału interfluwiów: morfologiczne, morfometryczne, litologiczne, genetyczne (główny czynnik niszczący) i chronologiczne. Wydzielono formy międziodolinne centralne wykształcone jako piki, granie lub szerokie powierzchnie i formy peryferyczne w postaci grzbietów powstałych z przecięcia zboczy bądź z zachowanymi fragmentami powierzchni zrównania. Kryterium morfometryczne oparto na następujących granicach wysokościowych:  $>2000$ ,  $2000$ — $1500$  i  $<1500$  m n.p.m., wyróżniając góry wysokie z rysami glacialnymi i krioniwalnymi, góry średnie rozczłonkowane starszą generacją dolin i góry niskie o charakterze piedmontowym. Wspomniano również, że wymienione typy gór odznaczają się różnym rozczłonkowaniem, nachyleniami, a w przebiegu są prostolinijne bądź kręte. Kryterium litologiczne pozwoliło na wyróżnienie typów w zależności od podłoża: granitowe, osadowe, wulkaniczne itp. Wydzielono również formy międziodolinne strukturalne, quasi-strukturalne, a także typu kuesty. Analiza zależności tych form od głównego czynnika niszczącego (lodowiec, rzeki, wiatr) wskazała, że w Karpatach Rumuńskich najczęstsze są formy mieszane. Ciekawe jest wyróżnienie



kryterium chronologicznego; centralne formy międzydolinne odznaczają się zaawansowaną rzeźbą, a peryferyczne stosunkowo krótszą ewolucją. Mimo znacznej ilości uwzględnionych kryteriów nie ustalono jednoznacznego podziału form międzydolinnych.

Z problematyką grzbietów górskich wiąże się ściśle sprawa przebiegu działu wodnego. Prace amerykańskie i angielskie cytują przykłady układów sieci rzecznej i dowiązujących do nich sieci działów często uwarunkowanych strukturalnie (trellis, radial, annular, rectangular — A. K. Lobeck 1939). M. Klimaszewski (1961, s. 273) zestawia układy grzbietów i garbów nawiązujące do przebiegu sieci rzecznej i dolinnej jako form „oszczędzonych przez erozję” (promienisty, widlasty, nieregularny), układy grzbietów nawiązujące do budowy geologicznej (rusztowy) oraz do budowy geologicznej i sieci dolinnej (pasmowy).

Stosunkiem grzbietu do rozcinających go dolin bocznych zajął się ostatnio E. Gerber (1969), chociaż w literaturze podręcznikowej problem ten poruszony został wcześniej. A. Holmes (1944) przyjmuje, że na skałach nachylonych monoklinalnie pierwotny wododział jest prostoliniowy. Ze względu na szybsze niszczenie na czołach warstw wododział przenosi się na stok przeciwny, a postępująca z obu stron erozja wsteczna powoduje utworzenie sinusoidalnego lub zygzakowatego przebiegu grzbietu; sama linia grzbietu staje się nierówna. Przełęcz powstają przy zbliżeniu nisz. M. Klimaszewski (1961) przedstawia schematy symetrycznego i asymetrycznego rozcinania grzbietu. Z rozcinaniem symetrycznym wiąże prostoliniowość grzbietu i znaczne deniwelacje między przełęczami i wierzchołkami. Natomiast przy asymetrycznym rozcinaniu przez naprzemianległe usytuowane leje źródłowe grzbiet ma przebieg zygzakowaty, a przełęcz są płytsze. Analogiczne schematy rozczłonkowania grzbietu przytacza E. Gerber (1969), który podkreśla, że naprzemianległe niszczenie (alternierende Nebenwasserscheiden) jest częstsze i tworzy wierzchołki „trzygraniowe”, natomiast niszczenie naprzeciwległe (durchlaufende Nebenwasserscheiden) prowadzi do powstania wierzchołków, z których wychodzą cztery ramiona. Ten drugi przypadek tłumaczy rolę struktury faworyzującej kierunek niszczenia prostopadły do wododziału.

Tworzeniem spłaszczonych zaokrąglonych wierzchowin grzbietowych zajmowali się G. K. Gilbert (1877, 1909) i G. Götzinger (1907). W pierwszej podstawowej pracy, analizując działalność potoków, G. K. Gilbert dedukcyjnie zakładał, że grzbiety powinny mieć formę ostrą, a stoki profil wklęsły. Równocześnie stwierdził, że w badlandach górne części stoków są wypukłe, więc nie mogą być kształtowane pod wpływem wody płynącej. W kolejnej pracy (1909) wyjaśnił, że procesem formującym wypukłość

jest spełzywanie. Uważał, że przez kolejne punkty bardziej oddalone od osi grzbietu przechodzi coraz większa ilość materiału, a ponieważ nie obserwuje się wzrostu miąższości zwietrzelin, więc konieczny jest wzrost nachylenia w dół stoku dla jej szybszego odprowadzenia. Wydaje się, że w rozumowaniu tym tkwi błąd, który wyniknął ze statycznego podejścia. Rozpatrując w sensie dynamicznym można by wnioskować, że o ile nie obserwuje się wzrostu lub ubytku zwietrzliny, przemieszczanie jako proces ciągły jest raczej jednostajne. Równocześnie przyrost nowej zwietrzliny jest ograniczony nadległą zwietrzeliną ulegającą przemieszczeniom z wyżej położonych miejsc. Zwietrzlina ta tworzy bowiem warstwę izolującą podłoże skalne od bezpośredniego wpływu czynników atmosferycznych. G. Götzinger (1907) zwrócił uwagę na działalność spełzywania w obrębie zalesionych grzbietów fliszowych Lasu Wiedeńskiego. Uważał, że ostre formy grzbietowe powstają w wyniku rozczłonkowania przez doliny i są obniżone przez spełzywanie, które szybko odprowadzając materiał zwietrzelinowy z wierzchowin umożliwia działalność procesom wietrzenia i doprowadza do obniżenia grzbietów. H. Baulig (1940) ustosunkował się krytycznie do sposobu tłumaczenia powstania wypukłości przez G. K. Gilberta. Poddał wnikliwej analizie modelowanie stoków dojrzałych wypukło-wklęsłych, okrytych zwietrzeliną, i uważał, że odcinek wypukły modelowany jest przede wszystkim przez spełzywanie, przy ewentualnym współdziałaniu splukiwania rozproszonego.

Ostatnio problemem rozwoju wypukłości wierzchołkowej zajął się P. de Béthune (1967), który uważa wypukłość za nierozłączny element rozwijających się z przeciwnych stron stoków. Przyjmuje, że forma wypukłości zmienia się w zależności od tempa procesów prowadzących do obniżania i rozczłonkowania stoków. Przy bardzo szybkim odmłodzeniu rzeźby stare formy rozwijają się niezależnie aż do całkowitego zastąpienia ich przez formy nowego cyklu. Mechanizm procesów „*usure des sommets*” (niszczenie wierzchowin) sprzyja zachowaniu wierzchowiny spłaszczonej, gdyż bazą procesów niszczących jest stopniowo zaokrąglony brzeg—załom (s. 343).

Poglądy o formowaniu wypukłości grzbietów wiążą się z poglądami o ogólnym kierunku niszczenia obszarów górskich i rzutu ją na możliwość rekonstrukcji starych poziomów zrównań. G. Götzinger uważał, że szerokie spłaszczone wierzchowiny pochodzą ze znacznego obniżenia wąskich ostrych grzbietów i dlatego rekonstrukcja zrównań nie jest możliwa. Podobnie rozumując A. Penck stworzył pojęcie „*Gipfelflur*”. Natomiast analiza obszarów górskich Alp i Karpat wskazuje na istnienie różnowiekowych zrównań schodowych (H. Baulig 1952, M. Klimaszewski 1961, B. W. Sparks 1961). Problematyczne jest więc istnienie górnego poziomu altyplanacyjnego. H. Baulig uważa, że badania w Alpach wykazały bez-



podstawność poglądów A. Pencka i Richtera odnośnie do powierzchni szczytowej. B. W. Sparks, podobnie jak H. Baulig, uważa, że utworzenie takiej powierzchni byłoby możliwe tylko na obszarze o homogenicznej budowie geologicznej z siecią rzeczną jednakowo gęstą, nie uwarunkowaną strukturą i na obszarze o stokach pozbawionych załomów strukturalnych.

Z problematyką grzbietów górskich wiąże się również występowanie form skałkowych oraz teras krioplanacyjnych. Oba te zagadnienia są poruszone w innym rozdziale. Również problematyka lejów źródłowych i rozcięć stokowych jest omówiona w osobnym rozdziale.

O trudnościach w analizie rzeźby grzbietów górskich świadczy stwierdzenie M. Derruau (1956) odnośnie do gór Jura, który w rozdziale o typach gór fałdowych pisze, że rzeźba tych gór może być uważana za przykład rzeźby appalachijskiej, gdyż były one kilka razy zrównywane i podnoszone oraz deformowane. W. D. Thornbury (1965) przedstawiając rozwój poglądów na powstanie zrównań w regionie Ridge and Valley (Appalachy) stwierdza, że fałdy są ścięte przez liczne cykle erozji, a podobne wysokości wyrównanych grzbietów świadczą raczej o podobnym obniżeniu skał o jednakowej odporności. Również P. Birot (1949) przyznaje, że nie ma kryterium topograficznego, na którego podstawie można by zaklasyfikować jednostkę górską do określonego cyklu górotwórczego, zwłaszcza że większa część gór przeszła zrównywanie. Uważa, że dopiero w zespołach grup górskich rysują się charakterystyczne cechy dla tzw. „starych masywów” i „młodych łańcuchów”, choć to rozróżnienie, tak ze względów tektonicznych, jak i z punktu widzenia ewolucji cyklicznej, nie uważa za szczęśliwe.

#### ZAGADNIENIA TERMINOLOGICZNE

Uściślenie i jednoznaczność słownictwa używanego w dalszej części pracy wymaga osobnego wyjaśnienia.

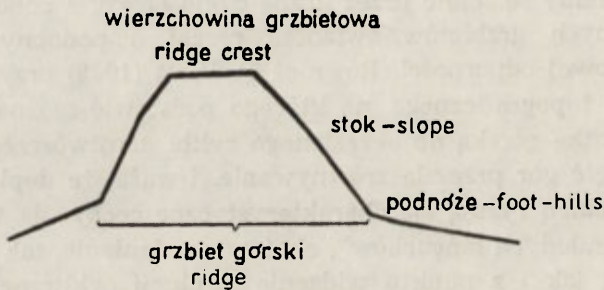
Grzbietem górskim (ridge, crête, Kamm) nazwano wypukłą, najczęściej wydłużoną formę międzydoliną, wznoszącą się bądź między głęboko wciętymi dolinami w obrębie rozczłonkowanych masywów górskich, bądź sterczącą z rozległego podnóża o niewielkich spadkach i małym rozczłonkowaniu. Obok określenia „grzbiet górski” bywa używane nieraz synonimowo p a s m o g ó r s k i e (mountain range), np. Pasma Jaworzyny Krynickiej, Babiogórskie. R. W. Fairbridge (Encyklop. Geomorph. 1968, s. 747) uważa, że pasmo (range) oznacza liniową formę topograficzną wysokiego reliefu, często formę pojedynczego grzbietu, którego stoki mogą być rozczłonkowane dolinami. Określenie „ranges” oznacza natomiast

serie grzbietów równoległych i można je porównać z układem pasmowym grzbietów M. Klimaszewskiego (1961, s. 274).

Uważam, że kryterium rozróżnienia grzbietu i pasma może być długość rozczłonkowujących go dolin, dzięki którym pasmo górskie składa się z grzbietu głównego i grzbietów bocznych. Za takie kryterium można by uznać wykształcenie dolin bocznych jako dolin skrzynkowych. Z uwagi na zróżnicowane wykształcenie skłonów można wyróżnić pasma symetryczne i asymetryczne. W przypadku pasm asymetrycznych grzbiety boczne odgałęziają się tylko po jednej stronie.

Na określenie odgałęzień grzbietu używa się nazw: ramię i grzęda. Ramię oznacza ważniejsze, większe odgałęzienie, natomiast grzęda formę wypukłą oddzielającą małe dolinki boczne.

W obrębie grzbietu można wyróżnić wierzchowinę grzbietową (ridge crest) i stoki rozczłonkowane w mniejszym lub większym stopniu dolinami i osuwiskami (ryc. 3). Leje źródłowe dolinek przyczynia-



Ryc. 3. Podstawowe elementy grzbietu górskiego  
Basic elements of the mountain ridge

ją się do modelowania nie tylko stoków, lecz często i wierzchowiny, a wtedy powstają przełęcze. Zasięg wierzchowiny grzbietowej śledzony był w terenie. Zaznaczała się bądź wyraźna zmiana nachylenia między wierzchowiną a stokiem w postaci załomu wyraźnego, bądź mniej wyraźna w formie załomu niewyraźnego, a czasem przejście wierzchowiny w stok było łagodne. Wierzchowina może mieć różną szerokość i kształt; w zależności od tego wyróżnia się grzbiety szerokie i wąskie, grzbiety ze spłaszczeniem, zaokrąglone i ostre. W przypadku grzbietów wąskich i ostrych wierzchowina ogranicza się niemal do linii przecięcia przeciwnych stoków. W profilu podłużnym grzbietu występują wierzchołki, przełęcze i odcinki wyrównane. Za wyrównane uważam te, które w profilu podłużnym nie przekraczają  $2^{\circ}$  nachylenia. Rozmiary

wierzchołków i przełęczy są różne, a ich gęstość i wysokość (głębokości) w stosunku do długości i wysokości względnej grzbietu decydują o lekko falistym, falistym, falisto-zębatym profilu podłużnym.

Na mapach geomorfologicznych wyróżnia się grzbiety i wierzchołki twarżcielcowe. Zagadnienie to również wymaga uściślenia. Grzbietem twarżcielcowym nazwano grzbiet, którego wyodrębnienie w dzisiejszej formie i przebieg uwarunkowane zostały odporniejszymi w stosunku do otoczenia kompleksami skalnymi. Rolę odgrywa tu względna a nie bezwzględna skalna odporność. Z wyjątkiem kilku stanowisk nie dysponowano materiałem potwierdzającym, w jakim stopniu wierzchowina dowiązuje do najodporniejszych kompleksów w obrębie skał budujących grzbiety. Również w przypadku załomów w obrębie wierzchowin i stoków potwierdzenie takie z braku odpowiednio rozmieszczonych odsłoneń nie było w większości przypadków możliwe. Analiza form twarżcielcowych powinna uwzględnić formy różnej wielkości, dowiązujące do odpowiedniego rzędu wielkości kompleksów skalnych odporniejszych od otoczenia. Równocześnie wiadomo, że odporność zależy nie tylko od twardości i spistości skał, lecz także od miąższości ławic.

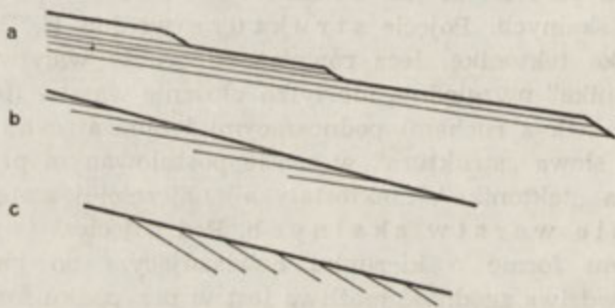
Oddzielnym problemem jest związek form różnej wielkości z ułożeniem warstw skalnych. Pojęcie struktura według H. Bauliga obejmuje nie tylko tektonikę, lecz również odporność warstw. Natomiast pojęcie „tektonika” uwzględnia nie tylko ułożenie warstw (tektostatyka), lecz także związek z ruchami podnoszącymi i obniżającymi teren. Dlatego używam słowa „struktura” w sensie postulowanym przez H. Bauliga, a pojęcia „tektonika”, „tektostatyka” najczęściej zastępuję terminem ułożenie warstw skalnych. Pod pojęciem forma zgodna rozumiem formę o kierunku dowiązującym do biegu warstw skalnych. Prawdziwa zgodność możliwa jest w przypadku form drobnych — mikrogrzbiecików, małych progów i dolinek subsekwentnych. Za grzbiety zgodne uważam grzbiety o ogólnym kierunku dowiązującym do biegu warstw skalnych. Konieczne jest tu założenie pewnej tolerancji ze względu na zmiany biegu, szczególnie częste w Beskidach Zachodnich, oraz ze względu na lokalne zmiany kierunku grzbietu. Dlatego wyróżnione zostały w obrębie grzbietów zgodnych odcinki niezgodne. Do grzbietów zgodnych zaliczone zostały grzbiety izoklinalne (homoklinalne), synklinalne i antyklinalne. Wyróżnienie to nie ma więc związku z rzeźbą zgodną ze strukturą w sensie gór typu jurassien lub z niezgodną rzeźbą inwersyjną. Grzbietami izoklinalnymi są grzbiety wycięte w skałach ułożonych płasko, stromo i pionowo. Wśród grzbietów izoklinalnych można wyróżnić grzbiety izoklinalne o łagodnie nachylnych warstwach i grzbiety izoklinalne o warstwach ułożonych stromo



Jako granicę nachyleń w literaturze przyjmuje się  $20^\circ$  lub  $30^\circ$ , a nawet  $45^\circ$ . Grzbiety izoklinalne o łagodnie nachylonych warstwach (do  $35^\circ$ ) zostały nazwane grzbietami monoklinalnymi. Grzbiety izoklinalne o stromo ułożonych warstwach, będące równocześnie twarżycami, noszą nazwę hogback. Grzbiety synklinalne zostały wycięte w obrębie synkliny. Reprezentowane są przykłady grzbietów o wierzchownie założonej w osi synkliny lub w obrębie jednego z jej skrzydeł.

Dla form dolinnych zgodnych użyto terminu dolinki podłużne, dowiązujące swoim przebiegiem do biegu ławic, i dolinki subsekwentne dowiązujące do wychodni skał o mniejszej odporności. Rozróżnienie to często z braku odpowiednio dokładnych danych litologicznych nie jest możliwe.

Dla stoków grzbietów izoklinalnych użyte zostały nazwy stoki zgodno-ławicowe (penestrukuralne), nawiązujące do powierzchni ławic, i stoki wycięte na czołach warstw, a dla lejów źródłowych i dolinek odpowiednio leje źródłowe zgodnoławicowe (konsekwentne) i leje czołowe (obsekwentne). Dla stoków zgodnoławicowych (ryc. 4) należy wyróżnić przypadek całkowitej zgodno-



Ryc. 4. Przykłady stoków zgodnoławicowych

a — stok w pełni zgodnoławicowy, b — stok zgodnoławicowy stromszy od upadu, c — stok zgodnoławicowy łagodniejszy od upadu

Examples of dip-slopes

a — dip-slope fully accordant with the dip of strata, b — dip-slope steeper than the dip, c — dip-slope gentler than dip

ławicowości, występującej tylko w odcinkach stoku (ryc. 4 a), i przypadek, gdy stok zgodnoławicowy jest bardziej stromy od upadu (ryc. 4 b) oraz odwrotnie, gdy stok zgodnoławicowy ścina warstwy zapadające stromiej (ryc. 4 c). Ze względu na rozczłonkowanie wyróżnione zostały leje źródłowe proste i złożone, natomiast ze względu na zarys niszy wyróżniono leje owalne, półkolisty, trójkątne, sercowe i palczaste.



Wśród osuwisk ze względu na stosunek do struktury można wyróżnić osuwiska konsekwentno-ześlizgowe, konsekwentno-szczelinowe typu zerw oraz insekwentne nie dowiązujące do struktury.

POGLĄDY NA GENEZĘ I WIEK RZEŻBY KARPAT FLISZOWYCH  
ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM RZEŻBY STARSZEJ

Grzbiety górskie w większości obszarów fałdowych, a także w obszarach o innych strukturach podstawowych (zrębowych i płytowych) zawdzięczają swoje powstanie bardziej lub mniej głębokiemu rozcięciu przez doliny rzeczne. Obszary o inicjalnej rzeźbie fałdowej nie zostały opisane. Góry Jura dotychczas uważane za przykład takiej rzeźby okazały się również obszarem kilkakrotnie zrównywanym i rozciętym (M. Derruau 1956). Dlatego można twierdzić, że rozcięcie obszaru jest warunkiem powstania grzbietów górskich. A. K. Lobeck (1939) wyraził pogląd, że liczba grzbietów nie świadczy o ilości fałdów, lecz o ilości odpornych ławic. P. Birot (1949) podkreślając policykliczność rozwoju pasm karpaccyckich, Kordyliarów i Andów, Karakorum i Alp Zachodnich zwraca uwagę, że zwłaszcza w łańcuchowych górach fałdowych podnoszenie obszaru uprzednio zrównywanego pociąga niszczenie dowiązujące do zróżnicowanej odporności podłoża („l'action l'érosion différentielle consécutive à ces mouvements”).

System grzbietów i ich wysokości względne zależą od ilości i wielkości kolejnych rozcięć, które następowały po okresach względnego spokoju tektonicznego lub izostatycznego. W okresach takich dochodzi do daleko posuniętego dojrzewania rzeźby i powstają powierzchnie zrównań lub „późnodojrzałe” o niewielkich deniwelacjach i spadkach odbijających zróżnicowaną odporność podłoża. Zrównania zaznaczają się przede wszystkim w brzeźnych obszarach górotworu, a wnিকając dolinami rzecznyymi do jego wnętrza obejmują obszary zbudowane ze skał mniej odpornych, które szybciej podlegają obniżaniu i zrównywaniu (kotliny, strefy obniżeń). Rola struktury w długim okresie modelowania przejawia się więc w wyodrębnieniu obszarów o większej odporności, co doprowadza do powstania masywów górskich bądź pojedynczych pasm i grzbietów lub izolowanych gór w zależności od rzędu wielkości odpornych kompleksów skalnych i ich tektoniki.

Zróżnicowanie strukturalne Karpat fliszowych stanowiło podstawę do powstania zróżnicowanej rzeźby. A tym samym umożliwiło wyodrębnienie różnych typów strukturalnych i geomorfologicznych rzeźby oraz przeprowadzenie podziału na jednostki morfologiczne (M. Klimaszewski 1946, L. Starkel 1972).

L. Sawicki (1909) wyróżnił następujące typy genetyczne krain krajobrazowych w Karpatach fliszowych: 1) śląski z masywnymi górami wysokimi, rozciętymi stromościennymi dolinami, opadającymi wyraźnym „spadem” ku wąskiej listwie równiny pogórskiej, 2) zachodniogalicyski gór wyspowych z szeroką strefą pogórza, 3) środkowogalicyski z obniżoną krainą górską i „zapuszczającym się” daleko na południe Pogórzem, charakteryzujący się wypreparowanymi grzbieciami, oraz 4) kratkowy Gór Sano-Dniestrowych z rozciętym poziomem szczytowym odpowiadającym poziomowi II (beskidzkiemu).

K. Tołwiński (1956) wymienia w Karpatach fliszowych cztery zasadnicze typy strukturalne i związane z nimi charakter rzeźby: 1) struktura fałdów swobodnych z grzbieciami resekwentnymi w Karpatach Pokuckich (wg K. Tołwińskiego jedyny w tym rodzaju obszar w Karpatach), 2) struktura skibowa płaszczowiny skolskiej tworząca charakterystyczny karpacki styl rzeźby Karpat Wschodnich, odznaczający się prostolinijnym przebiegiem wyniosłych, długich grzbieców podobnych do „szeregów spiętrzonych fal” (s. 159), 3) Silezidy — przykład gór bryłowych, 4) Beskid Wyspowy dowiązujący swą rzeźbą do porozrywanej na bryły pokrywy magurskiej, co uwydatniły procesy erozyjne.

O inwersyjnej rzeźbie Beskidu Wyspowego uwarunkowanej zaleganiem odpornych warstw piaskowcowych w stropie utworów mało odpornych, a i nawiązującej do poprzecznych elewacji i depresji pisali B. Świderski (1932) i M. Klimaszewski (1965). L. Starkel (1969b) na przykładzie polskich Karpat fliszowych udokumentował, w jaki sposób wzajemny stosunek skał odpornych i mało odpornych, a także styl tektoniczny charakterystyczny dla danego obszaru przyczyniają się do formowania rzeźby masywów i grzbieców górskich odbijających elementy struktury podłoża. Wyróżnione zostały z warte grupy górskie, np. Beskid Śląski i Mały, ograniczone progami, utworzone w obrębie wielkich monoklin, pasma i góry wyspowe inwersyjne, np. Beskid Średni, częściowo Niski, Wyspowy, synkлинаlna stoliwa, np. część wierzchołki Jaworzyny w Beskidzie Sądeckim, płat wyżyny Węglówki. Na obszarach złożonych z grzbieców monoklinałnych dowiązujących do struktur fałdowo-łuskowych w zależności od stosunku utworów odpornych do mało odpornych zostały wyróżnione obszary z szerokimi równoległymi grzbieciami rozdzielonymi wąskimi dolinami subsekwentnymi, np. Beskid Żywiecki, Średni, Hańczowskie Góry Rusztowe, i obszary z wąskimi grzbieciami monoklinałnymi wznoszącymi się ponad szerokimi obniżeniami, np. północne obrzeżenie Bieszczadów.

Rola struktury w krótszych okresach, gdy przeważa rozcinięcie, jest mniej wyraźna, zwłaszcza kiedy podnoszenie jest szybkie (P. Birot 1958). Rozcinięcie dowiązuje do istniejącej sieci rzecznej, a zmiany jej oraz



tempa rozczłonkowania dotyczą obszarów szybciej podnoszonych. Wydaje się, że w takich okresach rola struktury przejawia się w powstaniu głębokich dolin nawiązujących do biegu warstw na obszarach bezpośrednio przyległych do antecendentnie wcinających się dużych rzek, np. obszar przyległy do przełomu Dunajca i Popradu przez Beskid Sądecki.

W zachodniej części Karpat Polskich występują płaszczowiny: podśląska, śląska i magurska, w których obrębie zaznaczają się drugorzędne fałdy i łuski. Styl fałdowania wiąże się z litologicznym wykształceniem serii skalnych (P. Birot 1949). Mniej odporne serie spągowe, zawierające więcej łupków, cienkoławicowych piaskowców i margli, zostały o wiele silniej przefałdowane niż stosunkowo odporne, bardzo sztywne kompleksy piaskowcowo-łupkowe, często odkłute i nasunięte płasko (M. Książkiewicz 1953, H. Świdziński 1953). Dla tego obszaru charakterystyczna jest różnorodność struktur i znaczna sieć uskokuów różnego rzędu. Natomiast styl tektoniczny wschodniej części polskich Karpat ze względu na głęboko zalegające podłoże fliszu odznacza się stromo ustawionymi fałdami i skibami (H. Świdziński 1934). Brak tu poza brzegiem płaszczowiny magurskiej większych kompleksów leżących płasko. Stosunki litologiczne są złożone i zróżnicowane w występujących tu jednostkach skolskiej, śląskiej i dukielskiej. Zwłaszcza piętro eoceńskie charakteryzuje się skałami o zróżnicowanej odporności.

Związki rzeźby i struktury uwypukliły się w miarę ewolucji rzeźby Karpat. Kolejne okresy podnoszenia i rozcinania stawały się impulsem do wyodrębnienia nowych, niższych generacji grzbietów w Beskidach, a następnie na Pogórze. Pierwszy E. Romer (1909) zobaczył w profilach podłużnych grzbietów Karpat Wschodnich efekt długotrwałej erozji i denudacji, mających miejsce do „najgórnieszego neogenu”, doprowadzających do powstania lekko pofałdowanej wyżyny, która była rozczłonkowana przed plejstocenem i utworzyła grzbiety górskie. „W dzisiejszym stanie rzeczy mamy przed sobą w Karpatach krajobraz na ogół już zupełnie odmłodzony, w którym resztki zgrzybiałych form przechowały się w izolowanych ostrogach i kopułach poprzecznych, a przede wszystkim w profilach podłużnych grzbietów głównych” (s. 24). W Karpatach Zachodnich L. Sawicki (1909) wyróżnił dwie penepeny: wyższą powierzchnię II (beskidzką) i niższą I (pogórską), które uznał za przedtortońskie. Pogórski poziom Sawickiego o wysokości 350—700 m n.p.m. obejmował łącznie obecnie wyróżniane poziomy śródgórski i pogórski. J. Smoleński (1911) udowodnił pomiocieński wiek penepeny pogórskiej na przedpolu Beskidu Niskiego (osady miocenu w Grudnej sfałdowane i ścięte z fliszem). A. Fleszar (1914) w okolicach Węglówki w Karpatach Bonarowskich i Rzeszowskich oraz S. Pawłowski (1915) wzdłuż Dunajca od Piecin po Nowy Sącz wydzielili dwa poziomy: I — 120—150 m (360—370

m n.p.m. koło Bonarówki i 630—620 m n.p.m. obniżający się z biegiem Dunajca), II — 200 m (418—425 m n.p.m. w Karpatach Bonarowskich i poziom grzbietów niższych 700—900 m n.p.m.), które uznali za pomioceńskie (potortońskie) na podstawie ścięcia osadów tortońskich przez poziom I koło Niechorza i na podstawie ściętych miocenijskich skał wulkanicznych Bryjarki. M. Klimaszewski (1934) sprecyzował datowanie poziomu II A. Fleszara i S. Pawłowskiego zwanego śródgórskim na dolny sarmat na podstawie stosunku do prasarmackich osadów w Kotlinie Sądeckiej.

Odnośnie do powierzchni wznoszących się ponad wyróżnionymi poziomami śródgórskim i pogórskim w formie grzbietów wypowiadali się oprócz L. Sawickiego A. Fleszar, S. Pawłowski i B. Świdzki.

A. Fleszar (1914) nazwał poziom rozwinięty pod Duklą na wysokości 330—350 m nad dna dolin poziomem III, który w przeciwieństwie do poziomów II i I uległ zaburzeniom tektonicznym. Przypuszczał, że są to ślady reliefu przedtortońskiego, lecz „późniejsze ruchy fałdowe zaburzyły tę przedtortońską powierzchnię i rekonstrukcja jej będzie bardzo trudna, nawet niemożliwa” (s. 120).

S. Pawłowski (1915) wyróżnił poziom wyższy, 1000—1200 m n.p.m., wyraźnie zaznaczający się w masywie Lubania, Radziejowej i Spiskiej Magury. Stwierdza, że „fakt potortońskiego przełomu przez Pieniny nie wyklucza zdaniem moim, że rzeźba Karpat w obrębie Pienin powyżej 700 m może być uznana za starszą. Lecz nie podobna tego powiedzieć, tak jak to uczynili Uhlig, Rehman i Sawicki, o obecnej najmłodszej rzeźbie Karpat” (s. 134).

B. Świdzki (1932) uznał, że najwyższe poziomy grzbietowe w Karpatach Zachodnich opisane przez L. Sawickiego, S. Pawłowskiego i A. Fleszara odpowiadają starym cyklom erozyjnym i powstały przed dofałdowaniem się Karpat w okresie górnego tortonu i sarmatu. W kolejnej pracy (1934—1935) jakby nie zauważa nowszych prac odnośnie do wieku powierzchni zrównań udokumentowanych przez A. Fleszara, S. Pawłowskiego i M. Klimaszewskiego. Równocześnie powierzchnię beskidzką uznaje za strukturalną, uchowaną dzięki odporności skał budujących płaszczwinę magurską. Porównując rozwój Karpat Zachodnich i Wschodnich podkreśla starsze przedgórnortortońskie rozcięcie Zachodnich i młodsze sarmacko-plioceńsko-dolnoczwartorzędowe rozcięcie szczytowej, przedgórnortortońskiej powierzchni Karpat Wschodnich. Poglądem tym dowiązuje do koncepcji L. Sawickiego (1909) o przenoszeniu się z czasem ruchów podnoszących ku wschodowi. B. Świdzki uznał, że fałdowanie osadów prasarmackich z fliszem oraz erozja i denudacja potortońska zmodyfikowały rzeźbę Karpat Zachodnich i Centralnych.

J. Smoleński w 1937 r. przyznaje, że obszarem gór wznoszących się



ponad poziom śródgórski od czasów L. Sawickiego nie zajmowano się. Dyskutując pogląd B. Świderskiego (1934—1935) uważa, że nie można nazwać strukturalną powierzchnię, o której degradacyjnym pochodzeniu świadczy inwersja rzeźby. Wspomina prace Machatschka i Danzera, według których ślady przynajmniej dwóch wysokich poziomów denudacyjnych wskazują na daleko posunięte stadia rozwoju rzeźby przedgórnortońskiej.

O strukturalnym pochodzeniu powierzchni szczytowej przed Świderskim pisał H. Teisseyre (1928), który użył pojęcia „Gipfelflur” w innym znaczeniu niż A. Penck. Powierzchnię szczytową, obejmującą łącznie Beskidy, Pogórze i przedpole Karpat, uznał za strukturalną, gdyż uwidacznia rozmieszczenie warstw „twardych i miękkich” oraz obszarów „wydźwigniętych i zapadłych”. Uważa, że subsekwentne urzeźbienie nie pozwala jej uznać za wydźwigniętą penepłeną, chyba że byłaby to penepłena wydźwignięta i przekształcona. B. Świderski rozumiał powierzchnię strukturalną dwojako. Raz jako teoretyczną powierzchnię, która powstałaby, gdyby na utworzoną przez czynniki tektoniczne nie działały równocześnie erozja i denudacja (1952). W innej pracy (1934—1935) powierzchnia strukturalna świadczy o inicjalnej powierzchni, np. płaszczowiny magurskiej przetrwałej w rzeźbie, a rekonstruowanej na podstawie kierunku spływu rzek, mimo zerodowania nadkałdu o miąższości szacowanej na 1000—2000 m.

Sprawa wieku powierzchni śródgórskiej ostatnio znowu zaczyna być dyskutowana. L. Starkel (1969a, 1972) sugeruje odmłodzenie powierzchni śródgórskiej na dolny pliocen na podstawie stosunków tektonicznych (nasunięcie na osady sarmackie zafałdowanych osadów tortonu dolnego jednostki stebnickiej koło Przemyśla) w brzeżnej części wschodnich Karpat polskich oraz odmłodzenia serii Witowskiej i uznania jej za dolnoczwartorzędową (S. Dżułyński i inni 1968). Również pozycja i wiek utworów tortońskich w Kotlinie Sądeckiej nie są obecnie jasne (praca doktorska N. Oszczytko). W związku z tym datowanie rzeźby starszej także jest niemożliwe. Pozostaje wobec tego uświadomienie sobie następujących stwierdzeń: obecność facji grabowieckiej tortonu w Kotlinie Sądeckiej oraz występowanie tych osadów na ściętym fliszu często w pobliżu większych dolin świadczą o głębokim rozcięciu Karpat (B. Świderski 1952, M. Książkiewicz 1953). B. Świderski (1952) podkreślił, że większość płatów miocenu, których zróżnicowanej wysokości można by przypisać sens tektoniczny lub paleogeograficzny, została „sfałdowana i niekiedy zaklinowana w preegzystujących i potomnie wyruszonych łękach” (s. 6). M. Książkiewicz (1965) wyróżnia w Karpatach Zewnętrznych następujące fazy fałdowań:

- a) pooligocęńska a przeddolnomioceńska, b) podolnomioceńska

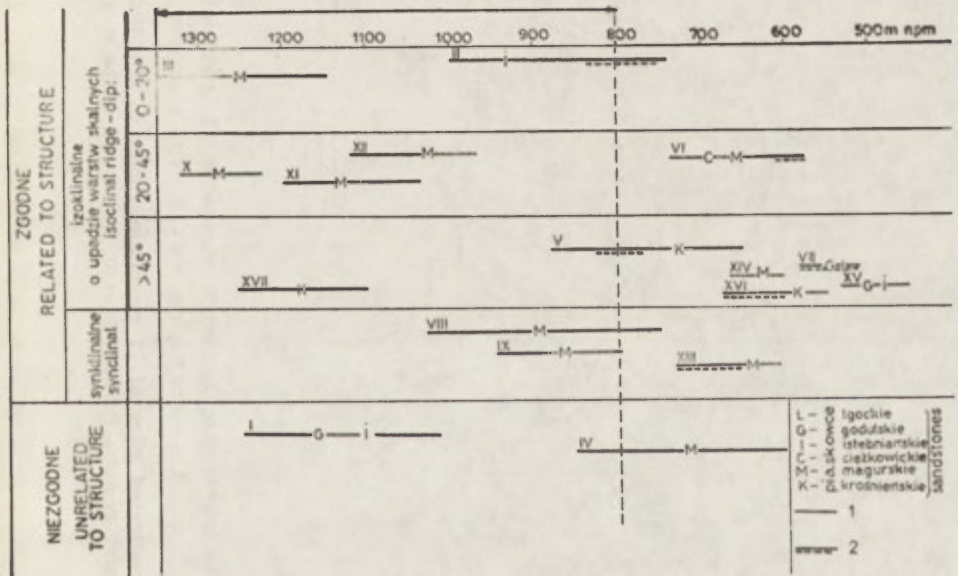
a przeddolnotortońska, c) podolnotortońska a przedgórnortortońska, d) dolnosarmacka (we wschodniej części Karpat).

Prześledzenie rozwoju poglądów na etapy rozwoju rzeźby Karpat wskazuje, że od dawna wysuwana była teza o starym cyklu dojrzewania rzeźby, zachowanym w formie „zrównania szczytowego lub beskidzkiego” lub „poziomu grzbietów wyższych”. Cykl ten oddzielony był fazą intensywnej erozji od kolejnej fazy planacji zwanej śródgórską i wydaje się, że jest starszy od piętra grabowieckiego tortonu. O tym, że cykl ten nie zakończył się również całkowitym zrównaniem, świadczą wznoszące się z „poziomu beskidzkiego” wyniosłości i grzbiety ostańcowe lub o charakterze twarżelców. O zaburzeniu tektonicznym tego poziomu, wzmiankowanym przez A. Fleszara, świadczą różne jego wysokości w różnych częściach Karpat. Zwłaszcza wiązanie morfometryczne poziomu zachowanego w obrębie płaszczowiny magurskiej z poziomami grzbietowymi ponad śródgórską powierzchnią w Beskidzie Śląskim sprawia trudności. Pozostaje przyjęcie zróżnicowania tektonicznego, dowiązującego do różnych jednostek tektonicznych, co postulował B. Świdorski. Natomiast występowanie w jednej grupie górskiej grzbietów wyższych i niższych świadczy o etapowym rozwoju rzeźby.



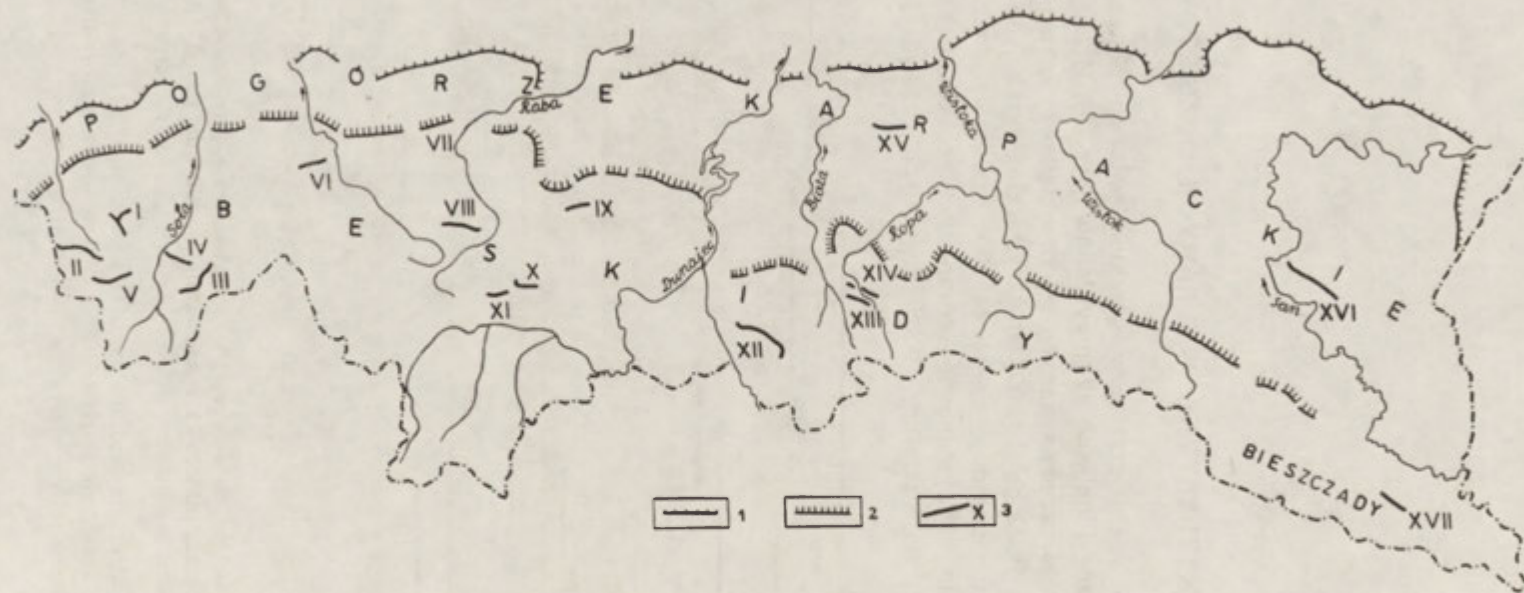
## II. CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH GRZBIETÓW

Spośród bardzo wielu grzbietów górskich polskich Karpat fliszowych zostało zbadane i opisane 17 przykładów (ryc. 6). Z analizy rozmieszczenia grzbietów przedstawionych na przeglądowej mapie geomorfologicznej Karpat Polskich 1:300 000 L. Starkla wynika, że w Beskidach i Bieszczadach znajduje się około 1000 grzbietów o różnej długości. Z tego około 55% stanowią stosunkowo krótkie grzbiety niezgodne w stosunku do struktury. Wśród zgodnych przeważają izokli-



Ryc. 5. Stosunek grzbietów do struktury i rozmieszczenie pionowe wierzchołków. Strzałką oznaczono obszary najdłuższej modelowane w Würmie ponad granicą lasu  
1 — wierzchołki grzbietowa, 2 — wierzchołki w poziomie śródgórskim

Relation of ridges to structure and the vertical arrangement of ridge-crests. The arrow shows area longest modelled in Würm above timber-line  
1 — ridge-crest, 2 — ridge-crest in the intermontane level



Ryc. 6. Rozmieszczenie badanych stanowisk 17 grzbietów górskich w Polskich Karpatach fliszowych

1 — zasięg Pogórza (wg L. Starkla), 2 — zasięg Beskidów, 3 — stanowiska I—XVII

Distribution of the investigated sites of 17 mountain ridges in the Polish flysch Carpathians

1 — border of the Carpathian Foothills (after L. Starkel), 2 — border of the Beskidy Mountain, sites I—XVII

nalne, stanowiące około 35<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, natomiast synklynalnych jest zaledwie 8,7<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, a określonych jako antyklinalne — 0,4<sup>0</sup>/<sub>0</sub>. Rycina 5 przedstawia stosunek do struktury zbadanych grzbietów i rozmieszczenie pionowe ich wierzchowin. Wiele grzbietów beskidzkich sterczy ponad śródgórską powierzchnię zrównania, a często wznosi się wysoko z obszaru określonego jako rzeźba poziomu śródgórskiego (L. Starkel 1969b mapa). Reprezentują one grzbiety o najstarszych założeniach. Równocześnie grzbiety te były najdłużej w czwartorzędzie modelowane w warunkach klimatu zimnego.

### *Stanowisko I*

Skrzyczne 1250 m — Malinowska Skała 1150 m — Kopiec 1151 m n.p.m. stanowią grzbiet Beskidu Śląskiego wznoszący się 400—700 m nad dna otaczających dolin. Malinowska Skała jest zwornikiem górskim, od którego ciągnie się w kierunku Malinowa 1095 m główny grzbiet Beskidu Śląskiego (mapa 1). Badany obszar jest zbudowany z monoklinalnie zalegających piaskowców i łupków godulskich, a w części południowej ze zlepieńców malinowskich i piaskowców istebniańskich (J. Burtanówna, K. Konior, M. Książkiewicz 1937).

Analiza rzeźby grzbietu Skrzyczne—Malinowska Skała—Kopiec pozwala na stwierdzenie, że o powstaniu i kierunku grzbietu zdecydował ogólny rozwój rzeźby fluwialnej. W rezultacie takiego rozwoju powstał grzbiet o stańcowy niezgodny, wycięty w skałach o zmiennej, przeważnie dużej odporności. Starsze założenie grzbietu znajduje wyraz również w tym, że leje źródłowe poza lejami na przedłużeniu głównych dolin nie mają wpływu na przebieg grzbietu i nie modelują bezpośrednio jego profilu podłużnego. Różnice odporności znalazły wyraz w ukształtowaniu profilu podłużnego grzbietu (zał. 1, profil I). Na skałach odporniejszych powstały kulminacje, a w obrębie skał zawierających więcej łupków — szerokie przełęcze. Natomiast wyodrębnienie twardego grzbietu zgodnego Malinowska Skała—Malinów (grzbiet ten oznaczono symbolem la dla rozróżnienia od grzbietu niezgodnego I) wskazuje na decydującą rolę odporności.

Różnice w odporności ławic odbijają się w mikrorzeźbie wierzchowiny grzbietowej. Przedstawione na mapie 2 formy stopni i załomów należy uznać za formy altyplanacyjne uwarunkowane strukturalnie, gdyż nie powstały w wyniku działania lejów źródłowych. Wyrazistość tych form związana jest z gruboławicowymi piaskowcami i zlepieńcami. Dobrych przykładów progów poprzecznych dostarcza profil podłużny przez Malinowską Skałę (ryc. 7). Pozycja skałki wieńczącej próg o nachyleniu 16° świadczy o cofaniu tego progów, którym Malinowska Skała wznosi się nad spłaszczoną wierzchowiną grzbietu od-





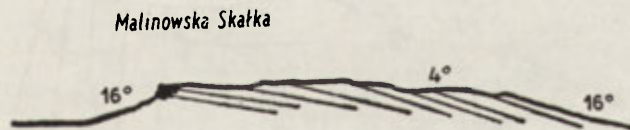
Mapa 1. Grzbiet Skrzyczne—Malinowska Skała—Kopiec (st. I). Główne formy na tle odporności podłoża (wg mapy geologicznej J. Burtanówniej, K. Koniora i M. Książkiewicza 1937)

The ridge Skrzyczne—Malinowska Skała—Kopiec (site I). Main forms against the resistance of bedrock (according to geological map by J. Burtan, K. Konior and M. Książkiewicz 1937)



Mapa 2. Fragment grzbietu Skrzyczne—Malinowska Skala—Kopiec (st. I). Mikrorzeźba wierzcho-  
winy

Fragment of the ridge Skrzyczne—Malinowska Skala—Kopiec (site I). Microrelief of the ridge-  
crest.



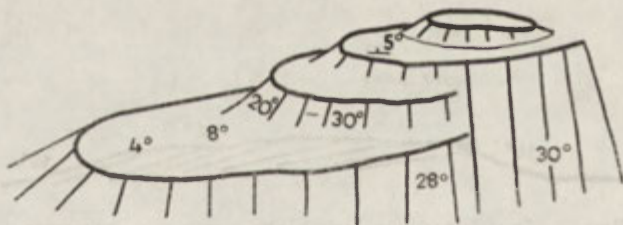
Ryc. 7. Profil podłużny grzbietu wyciętego poprzecznie do warstw. Stopnie na czołach i na powierzchniach ławic (tylne progi)

Long profile of a ridge cut transversely to the strike. Steps on facets and surfaces of strata („back steps”):

chodzącego w kierunku Małej Skrzyczanki. Osuwiska nie miały większego wpływu na modelowanie samej wierzchowiny poza kulminacją Skrzycznego.

*Stanowisko II*

Kiczory 989 m — Kubalonka 835 m — Stecówka 740 m n.p.m. jest grzbietem ostańcowym zgodnym w Beskidzie Śląskim, wyciętym w monoklinalnie zapadających warstwach piaskowców i zlepieńców istebniańskich podścielonych piaskowcowo-lupkowymi warstwami godulskimi górnymi (J. Burtanówna, K. Konior, M. Książkiewicz 1937). Wyrównana na wysokości 800—835 m n.p.m. wierzchovina wywodzi się z dojrzałego reliefu śródgórskiego (zał. 1, profil II). Grzbiet został dobrze wyodrębniony od strony południowej, ponad garbami wzniesionymi 675—600 m n.p.m., świadczącymi o kolejnym okresie planacji. Od strony północnej towarzyszą mu głębokie 200—300 m doliny, a cykl plioceniński zaznaczył się tylko spłaszczeniami na stokach. Analiza rzeźby arkusza Jabłonków (M. Baumgart-Kotarba, E. Gil, A. Kotarba 1969) skłania do przypuszczenia, że pierwotnie wododzielnym grzbietem był odcinek od Kubalonki do Baraniej Góry przez Przypór 1021 m, a odcinek do Stecówki powstał w wyniku erozji wstecznej Czarnej Wisłoki. Za taką hipotezą przemawia brak spłaszczeń w poziomie 675—650 m na północnym stoku w odcinku Kubalonka—Stecówka, jak i brak charakterystycznego profilu schodowego na tym stoku, gdyż jest on stosunkowo młody. Pewną prawidłowość zdaje się stanowić fakt wtórnego ściślejszego dopasowania grzbietu do założeń tektonicznych — powstania odcinków zgodnych. Monoklinalne ułożenie warstw (upady do 20° SW i SE) warunkuje asymetrię grzbietu, charakterystyczne wykształcenie wierzchovin — stoliwa, terasy strukturalne, stopnie — i zróżnicowanie stoków zgodnoławicowych oraz stoków wyciętych na czołach warstw (zał. 1, profil IIa—d). Rzeźba całego grzbietu została omówiona

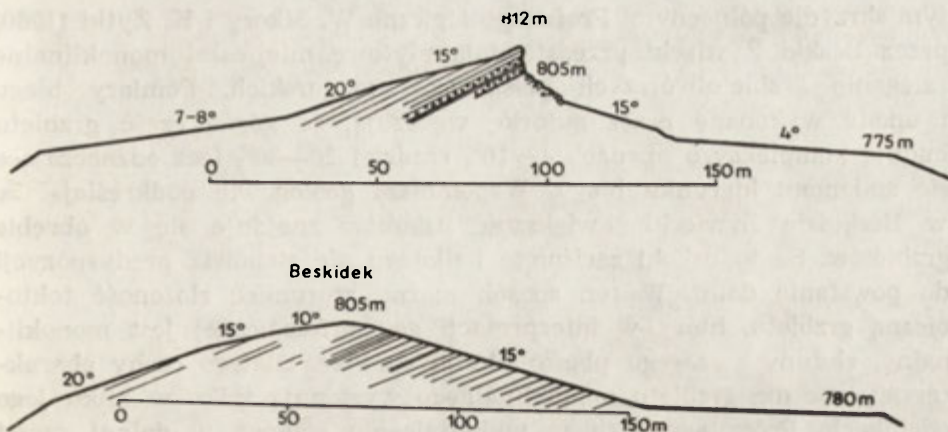


Ryc. 8. Schemat rzeźby wierzchołka Kiczor  
A scheme of the relief of the Kiczory peak

w osobnym artykule (M. Baumgart-Kotarba 1968). Szczegółowych przykładów form występujących w obrębie wierzchoviny dostarczają ryc. 8 i 9.

Cechy rzeźby monoklinalnej są wyraźnie zaznaczone dzięki odpornym, gruboławicowo wykształconym piaskowcom istebniańskim. Dla-





Ryc. 9. Profile poprzeczne wierzchowiny grzbietowej grzbietu Kiczory—Kubalonka—Stecówka w okolicy Beskidka

Cross-profiles of the ridge Kiczory—Kubalonka—Stecówka in vicinity of Beskidek

tego uważam, że własności litologiczne są kolejnym czynnikiem decydującym o wyglądzie grzbietu. Na podkreślenie zasługuje szkieletowe wykształcenie zwierzszeliny powyżej 850 m n.p.m.

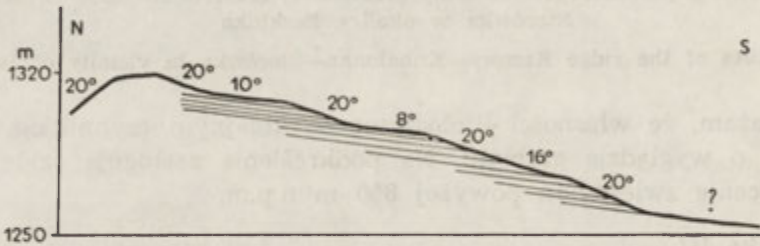
### Stanowisko III

Grzbiet górski Lipowska 1324 m — Rysianka 1322 m — Romanka 1366 m n.p.m. znajduje się w Beskidzie Żywieckim i należy do tzw. grupy Pilska, stanowiącej pod względem tektonicznym poprzeczną elewację w obrębie płaszczowiny magurskiej. Badania dotyczyły głównie wykształcenia wierzchowiny grzbietowej w odcinku od wierzchołka Boraczki do kulminacji Kotarnicy 1160 m n.p.m. Jako osobne stanowisko został potraktowany grzbiet Abrahamów 855 m n.p.m. (st. IV), należący do przedstawionej grupy górskiej, ale reprezentujący grzbiety niższego reliefu.

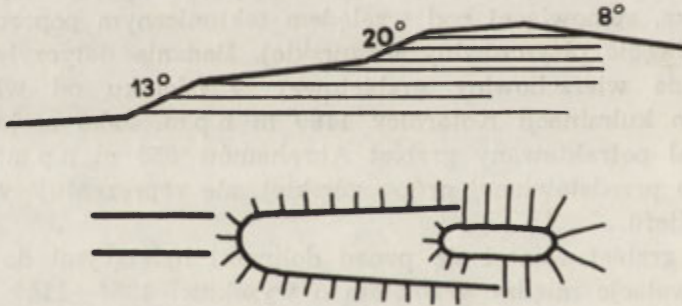
Badany grzbiet wznosi się ponad dolinami należącymi do dorzecza Soły. Deniwelacje między grzbietem o wysokości 1366—1140 m n.p.m. a dolinami wynoszą 640—420 m. Stoki północne Lipowskiej i Rysianki oraz zachodnie Romanki są dłuższe i wyższe od stoków przeciwnych z uwagi na głębiej wcięte doliny Żabnicy i Sopotni Małej (dna dolin na wysokości 700—600 m n.p.m.) niż Złatniej i Sopotni Wielkiej (dna na wysokości 900—700 m n.p.m.).

Lipowska—Rysianka—Romanka reprezentują grzbiety wyższego reliefu beskidzkiego. Założenie i przebieg grzbietu nawiązującego do łęku Romanki (W. Sikora, K. Żytka 1960) wskazują, że jest to grzbiet monoklinalny twarżielcowy, wycięty w silniej rozwinię-

tym skrzydle północnym. Profile geologiczne W. Sikory i K. Żytki (1960) przez Beskid Żywiecki przedstawiają płytowe miejscami monoklinalne zaleganie grzbietotwórczych piaskowców magurskich. Pomiaru biegu i upadu wykonane przez autorkę wskazują, że górną część grzbietu budują kompleksy o upadach  $4\text{--}10^\circ$ , rzadziej  $28\text{--}30^\circ$ , lecz odznaczające się zmianami kierunku biegu. Wspomniani geolodzy podkreślają, że w Beskidzie Żywieckim większość uskoków znajduje się w obrębie grzbietów. Są to uskoki zaciśnięte i dlatego nie stanowią predyspozycji do powstania dolin. W ten sposób można zrozumieć złożoność tektoniczną grzbietu, który w interpretacji geomorfologicznej jest monoklinalny, złożony z szeregu płasko ułożonych kier. Dlatego cechy charakterystyczne dla grzbietu monoklinalnego występują tylko w kilku jego odcinkach. Prócz asymetrii w wykształceniu stoków, w dolnej części

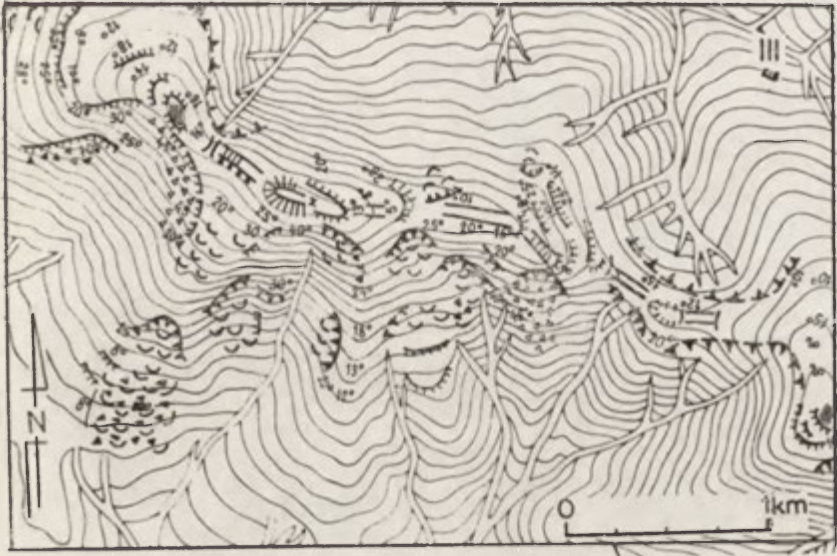


Ryc. 10. Profil południowego skłonu Lipowskiej  
Profile of the southern slope of the Lipowska mountain



Ryc. 11. Schematyczny profil i plan kulminacji Romanki  
A schematic profile and plan of the Romanka peak

stoku wyciętego na czołach warstw zaznacza się profil schodowy. Natomiast na łagodniejszych stokach zgodnolawicowych schodowy profil uwarunkowany strukturalnie (tylne progi) powstał w części przywierzchowinowej (ryc. 10). Na odcinku grzbietu skośnego (Romanka) w obrębie horyzontalnie ułożonych warstw zaznacza się charakterystyczny schodowy profil linii grzbietowej (ryc. 11).



Mapa 3. Fragment grzbietu Lipowska—Romanka (st. III). Mikrorzeźba wierzchowiny oraz nisze osuwiskowe na stokach

Fragment of the ridge Lipowska — Romanka (site III). Microrelief of the ridge-crest and landslide headwalls on slopes

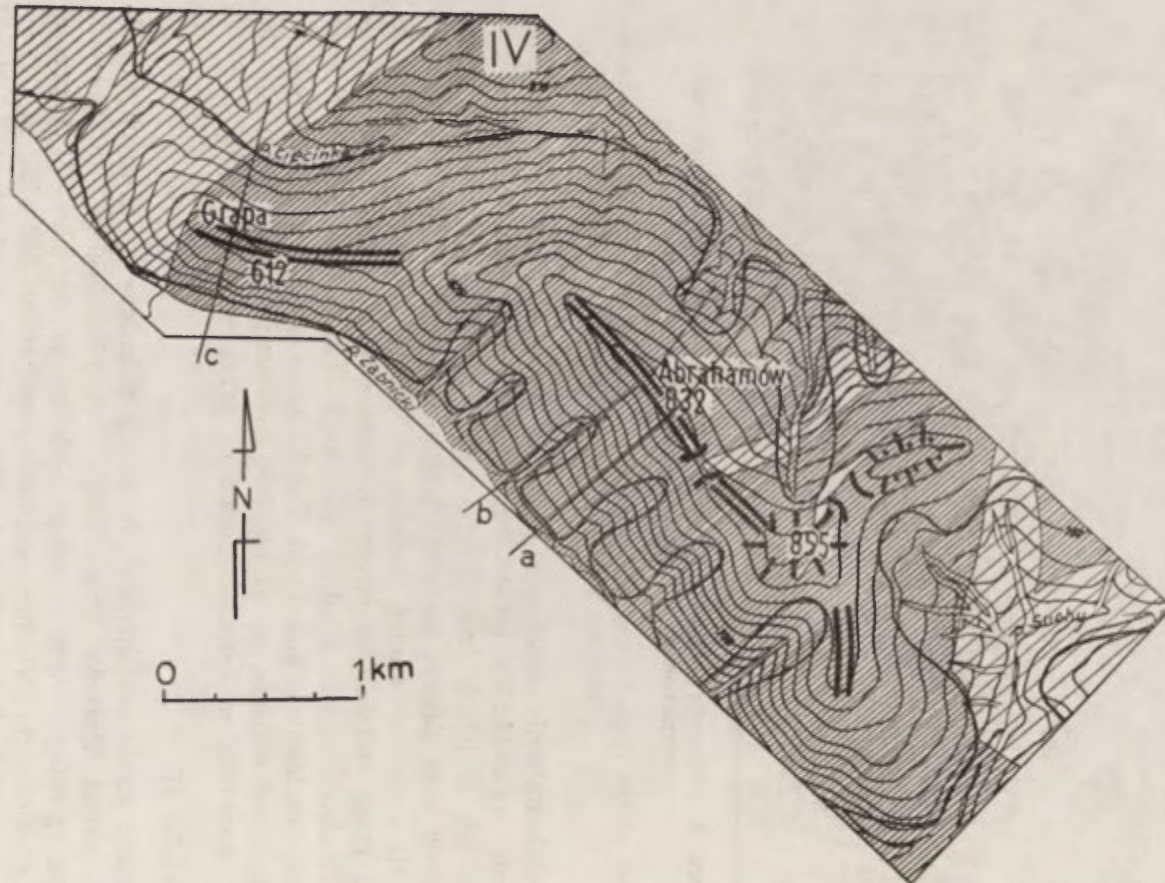
O wykształceniu stoków, a przez to również całego grzbietu zdecydowały osuwiska (około 50% powierzchni grzbietu), które występują tak w lejach źródłowych, jak i na rozległych powierzchniach stokowych oraz sięgają po wierzchowinę (mapa 3). Powstanie osuwisk wiąże się z występowaniem łupków w dolnej i środkowej części stoku oraz z małą stabilnością stromych stoków ( $>30^\circ$ , osiągających nawet  $45\text{--}70^\circ$ ) zbudowanych z silnie spękanych choć bardzo twardych piaskowców, rozcinanych dolinkami. Dzięki temu stoki mają tendencję do cofania i zestramiania, co szczególnie uwidacznia się na grzbiecie Romanki stanowiącym ostaniec niszczonej przez osuwiska.

#### Stanowisko IV

Grzbiet górski Abrahamów 855 m n.p.m. należy do niższych w północnej części Beskidu Żywieckiego. Od równoległego do Romanki grzbietu zgodnego twardzielcowego odchodzą w kierunku NW poprzeczne w stosunku do struktury grzbiety Abrahamów 829—855 m, Kiczorka—Magura 837—944 m, Przypór 898 m n.p.m., rozdzielone dolinkami Cięcinki i Bystrej. Grzbiety te znajdują się w zasięgu płaszczowiny magurskiej.

Badaniami objęty został grzbiet Abrahamowa oraz znajdujący się



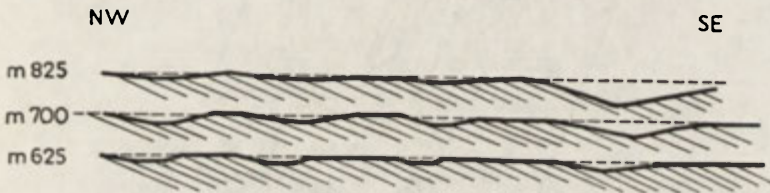


Mapa 4. Grzbiet Abrahamów (st. IV). Główne formy na tle odporności podłoża (wg mapy geologicznej K. Żytki i S. Sikory 1960)

The Abrahamów ridge (site IV). Main forms against the resistance of bedrock (according to geological map by Zytko and Sikora 1960)

w jego przedłużeniu grzbiet Grapa 612 m i pagór 511 (110 m nad dno doliny Soły) (mapa 4). Stanowi on przykład grzbietu niezgodnego poprzecznego, który powstał w wyniku rozczłonkowania przez doliny poziomu 1000—1050 m n.p.m. otaczającego wyższe grzbiety Beskidu Żywieckiego. Niższy stopień grzbietu o wysokości 600 m n.p.m. przedstawia odcinek o założeniu młodszym. Stromy północny stok Grapy znaczy nasunięcie płaszczowiny magurskiej. Wzdłuż wierzchowiny grzbietowej Abrahamowa przebiega dyslokacja o płaszczyźnie uskokowej 70°NE zwana dyslokacją Abrahamowa (W. Sikora, K. Żytko 1960). Należy ona do systemu poprzecznych zaciśniętych uskoków Beskidu Żywieckiego stanowiących strefy odporne.

W profilu podłużnym grzbietu (zał. 1, profil IV) zaznaczają się trzy poziomy o wyrównanym profilu, wznoszące się piętrowo, oddzielone stromszymi odcinkami o nachyleniu 10°—15°. Stromy odcinek znajdujący się na wysokości 500—600 m n.p.m. odpowiada nasunięciu magurskiemu, natomiast odcinek w przedziale wysokości 625—800 m n.p.m. nie wykazuje uwarunkowań strukturalnych i świadczy o kolejnym etapie modelowania rzeźby. W ten sposób etapowy rozwój rzeźby doprowadził do przyrastania kolejno niższych części grzbietu.

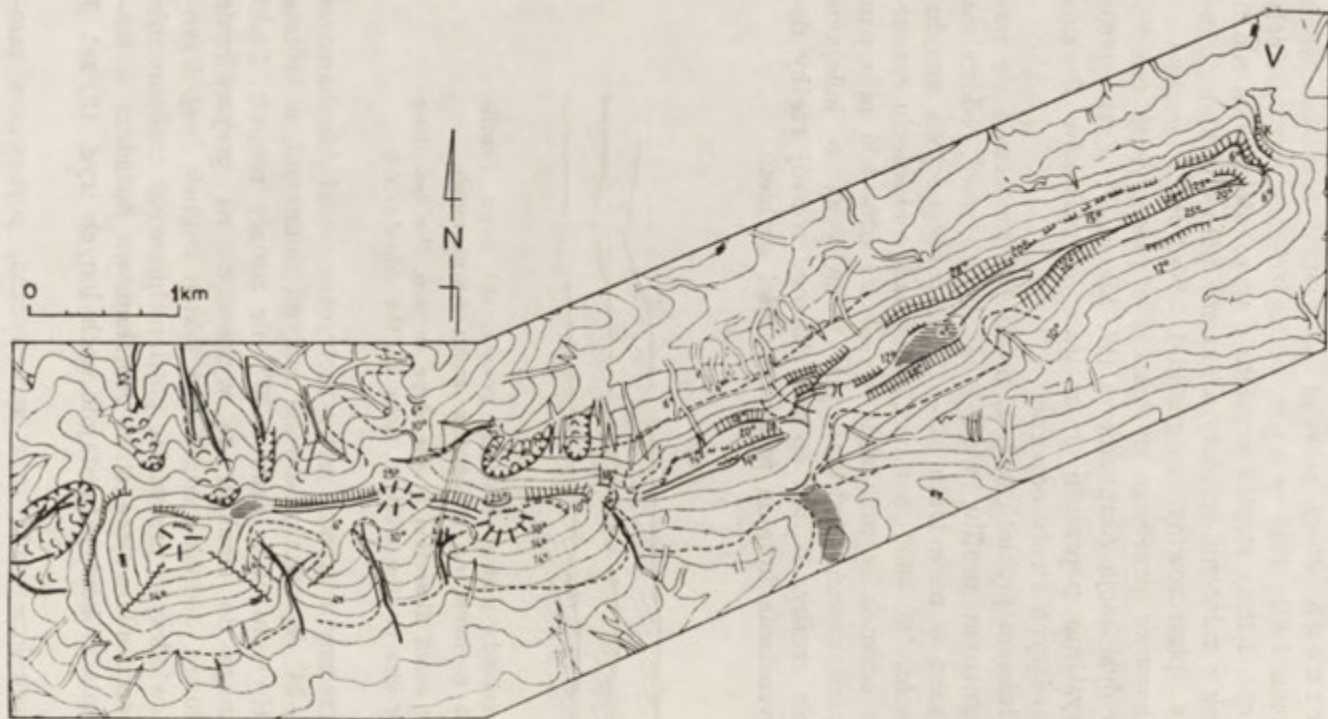


Ryc. 12. Przykłady małego rozcięcia powierzchni stoku. Profile wzdłuż poziomic na zachodnim stoku Abrahamowa

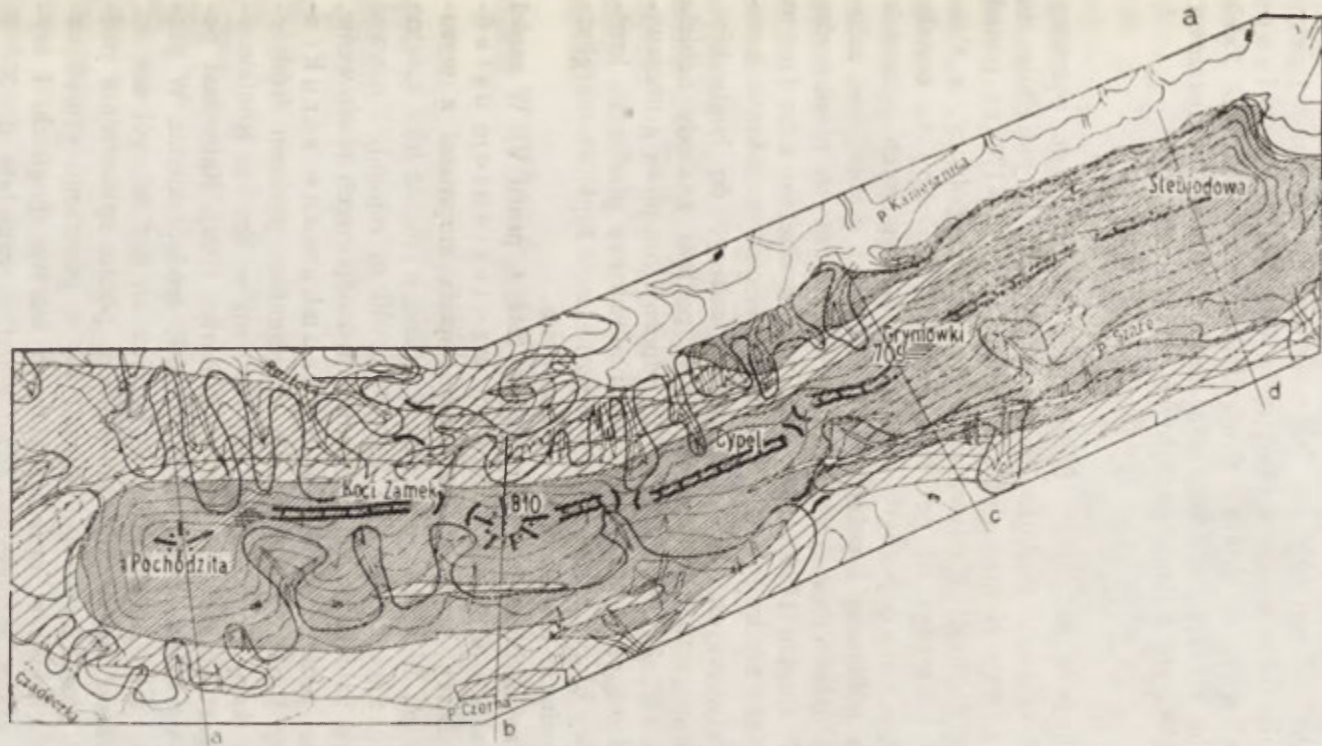
Examples of small dissection of the slope surface. Profiles along countour-line on the western slope of the Abrahamów

W profilu poprzecznym grzbiet jest symetryczny, stoki Abrahamowa o nachyleniu 16°—24° są rozczłonkowane małymi dolinkami, a krótkie stoki Grapy o nachyleniu 18°, lokalnie 30°, nie zostały rozcięte. Stoki grzbietu poprzecznego do struktur są wystawione na preparowanie przez dolinki podłużne. Jednak mała liczba takich dolinek (współczynnik 0,97 km/km<sup>2</sup>) świadczy o przewadze powierzchniowego modelowania stoków. Dolinki rozczłonkujące stoki Abrahamowa świadczą o tendencji do zachowania stoków jednostajnie nachylonych (ryc. 12, zał. 3 I 1).

Jednostajnie nachylone stoki oraz symetryczna, pozbawiona załomów i stoliw wierzchowina grzbietowa o szerokości 10—20 m świadczą







Mapa 5. Grzbiet Pochodzita-Slebiodowa (st. V). Mapa 5a ilustruje główne formy na tle odporności podłoża (wg materiałów J. Burtan 1954)

The ridge Pochodzita—Slebiodowa (site V). Map 5a illustrates main forms on the background of the resistance of bedrock (according to geological materials by J. Burtan 1954)

o powstaniu grzbietu na przecięciu zboczy, które doprowadziło do obniżenia grzbietu Abrahamowa przynajmniej o 70—150 m w stosunku do wspomnianego poziomu 1000 m. Tak więc grzbiet ten stanowi przykład modelowania form międz dolinnych w warunkach ożywionej erozji w głębszej, do której dowiązują procesy stokowe. Takie modelowanie nie sprzyja wydobywaniu zróżnicowania strukturalnego i tworzeniu większych dolinek podłużnych na stokach.

#### *Stanowisko V*

Grzbiet Pochodzita 894 m — Ślebiodowa 651 m n.p.m. położony na południe od masywu Beskidu Śląskiego wyraźnie wyodrębnia się wśród garbów Bramy Koniakowskiej. Wznosi się 240—170 m ponad subsekwentnymi dolinami Kamesznicy i Roztoki od północy, a Czadeczki, Czernej i Szarego od południa (mapa 5a). Doliny te zostały wycięte w obrębie mało odpornych serii łupkowo-marglistych jednostek przedmagurskich północnej i południowej, natomiast grzbiet jest założony na stromo ustawionym kompleksie gruboławicowych piaskowców krośnieńskich (J. Burtan 1954, 1963). Jest więc grzbietem zgodnym i twardzielcowym, który ze względu na strome zapadanie kompleksów grzbietotwórczych ( $30^{\circ}$ — $85^{\circ}$ ) można zaliczyć do hogbacków. Zróżnicowanie litologiczne i różna odporność podłoża znalazły odbicie w rzeźbie (mapa 5a, zał. 1, profile Va—d); odporny kompleks gruboławicowy tworzy osiową część grzbietu, a średnioławicowe piaskowce krośnieńskie i warstwy biotytowe oraz mało odporne serie łupkowo-margliste budują stoki i podnóże przechodzące w dna dolin.

Profil podłużny grzbietu jest lekko falisty (zał. 1, profil V). W części zachodniej wznosi się najwyżej stożkowym wzniesieniem ostalcowym Pochodzitej, skąd ku wschodowi opada stopniami z wysokości 800 do 650 m. W profilu podłużnym można wyróżnić trzy kolejno niższe poziomy grzbietu (820—810, 760—690, 650 m n.p.m.). Ponieważ cały grzbiet został założony na ciągu jednakowo odpornych piaskowców, więc wyróżnione poziomy nie są uwarunkowane strukturalnie. Wyższy i niższy odpowiadają fragmentom poziomu śródgórskiego (800 m) i dolnopłocieńskiego (640—625 m) w Bramie Koniakowskiej (M. Baumgart-Kotarba, E. Gil, A. Kotarba 1969). Natomiast poziom pośredni odpowiada obniżonemu reliefowi śródgórskiemu. W profilu poprzecznym (zał. 1, profile Va—d) grzbiet ten jest na ogół szeroki, zaokrąglony i wznosi się średnio 150—200 m ponad spłaszczenia podstokowe. Wpływ ułożenia warstw wyraził się w powstaniu symetrycznego grzbietu w obrębie stromo ustawionych warstw (hogback) i asymetrycznego w części zachodniej, gdzie warstwy zapadają do  $35^{\circ}$  S. Wpływ własności litologicznych podłoża, a zwłaszcza stosunek wyżej

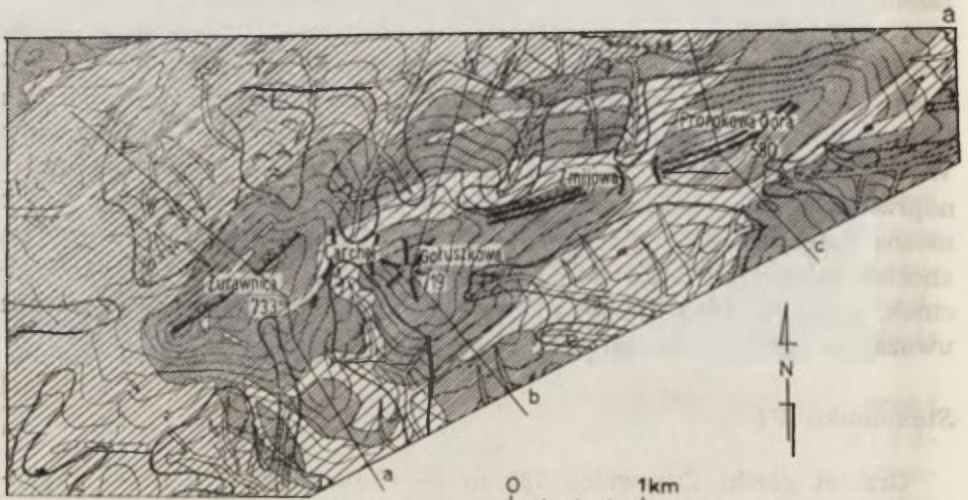
leżących kompleksów odpornych do mniej odpornych w środkowej i dolnej części stoków, doprowadził do powstania wypukło-wklęsłego i wklęsłego profilu stoku. Tam jednak gdzie cały stok został wycięty w skałach o dużej odporności (północny stok Ślebiodowej), profil jego jest jednostajnie nachylony. W modelowaniu stoków grzbietu twarżelcowego przeważały procesy powierzchniowe nad rozcinaniem. Wierzchowina grzbietowa jest na ogół szeroka, zaokrąglona i zajmuje 30—150 m. W odcinku grzbietu asymetrycznego wierzchowina po stronie wychodni czoł ławic jest ograniczona wyraźnym załomem. W odcinku grzbietu wyrównanego na wysokości 650 m zwęża się i wynosi 2—10 m tworząc grzbiet wąski, ostry, symetryczny ze stokami o nachyleniu  $25^{\circ}$ — $28^{\circ}$ . Wychodnie odpornych kompleksów, na których w poprzednich odcinkach była założona szeroka wierzchowina, zaznaczają się tu jako załomy wypukłe na stokach 50 m poniżej wierzchowiny (mapa 5).

Na przykładzie tego grzbietu można analizować wpływ lejów źródłowych i procesów stokowych na wykształcenie wierzchowiny. Bezpośredni wpływ lejów jest „kontrolowany” przez strukturę. W odcinku najwyższym leje nie mają wpływu na kształtowanie wierzchowiny. W odcinku pośrednim przełęcz rozwinęły się dzięki lejom źródłowym naprzeciwległym, natomiast najniższy wyrównany odcinek grzbietu można interpretować jako formę międzydoliną na przecięciu zboczy, chociaż załomy na stokach nie uległy zatarciu. Tak więc ostatni odcinek, mimo że znajduje się na wysokości poziomu pogórskiego, można uważać za grzbiet obniżany w czwartorzędzie.

### *Stanowisko VI*

Grzbiet górski Żurawnica 733 m — Gołuszkowa 719 m — Prorokowa Góra 580 m n.p.m. znajduje się na wschodnim krańcu Obniżenia Jabłonkowskiego, w obrębie Bramy Krzeszowskiej (L. Starkel 1972) i wyznacza północny zasięg nasunięcia płaszczowiny magurskiej. Wznosi się on 250—320 m nad dno doliny Tarnawki towarzyszącej mu od północy, a w części zachodniej około 200 m nad spłaszczonymi garbami Krzeszowa o wysokości 510—560 m (wg L. Starkla 1970 poziom pogórski). Południowe stoki rozczłonkowane są lejami źródłowymi dolin uchodzących do Stryszawki. Obszar ten opracował geologicznie M. Książkiewicz (1935, 1951). Grzbiet w całości budują skały należące do płaszczowiny magurskiej, która nasuwa się od południa na mniej odporne rozsypliwie piaskowce krośnieńskie serii śląskiej budujące wspomniane garby. Serię magurską reprezentują tu odporne piaskowce ciężkowickie i magurskie oraz mało odporne łupki pstre i warstwy pod-





Mapa 6. Grzbiet Żurawnica—Gołuszkowa—Prorokowa Góra (st. VI). Mapa 6a ilustruje główne formy na tle odporności podłoża (wg materiałów M. Książkiewicza 1935/1951)

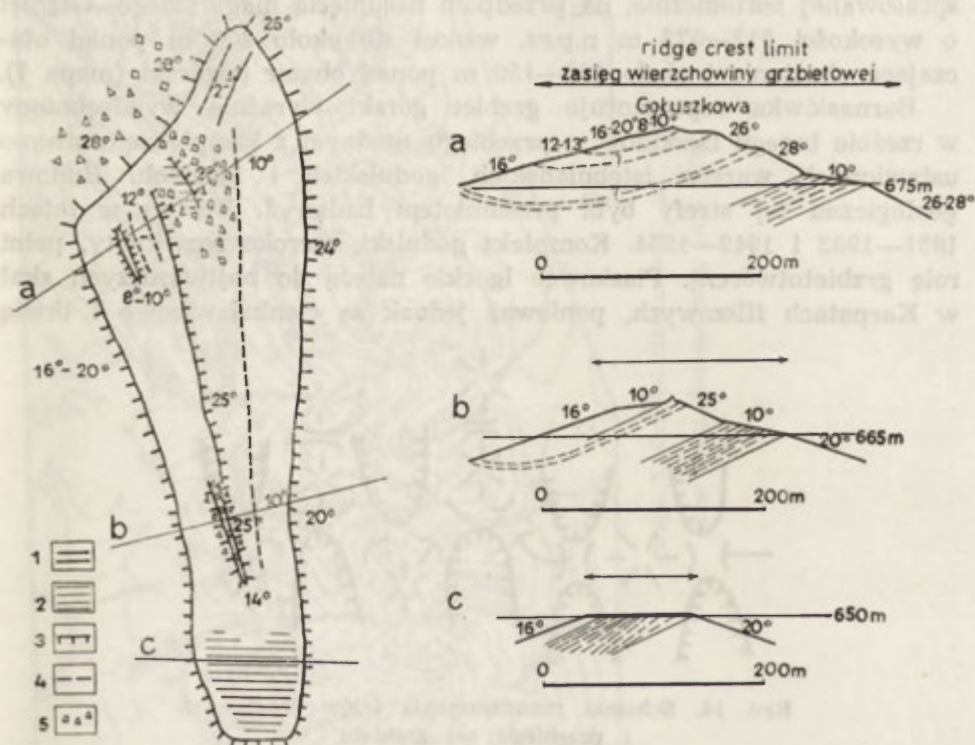
The ridge Żurawnica—Gołuszkowa—Prorokowa Góra (site VI). Map 6a illustrates main forms against the resistance of bedrock (according to geological materials by M. Książkiewicz 1935/1951)

magurskie, w których obrębie powstały przełęcze i spłaszczenia stokowe (mapa 6a).

Założenie i kierunek grzbietu wykazuje związek z brzegiem nasunięcia magurskiego. W zachodniej części grzbiet ma charakter twarżycowcy. O ile garby Krzeszowa odpowiadają poziomowi pogórskiemu, to wyrównana na wysokości 580—600 m wierzchołowa (280—300 m nad Skawą) może świadczyć o śródgórskim etapie dojrzewania, a wzniesienia Żurawnicy i Gołuszkowej miałyby założenia o stańco-

we (zał. 1, profil VI). Grzbiet jest niezgodny (skośny), gdyż analiza jego przebiegu wskazuje na istnienie odcinków o różnym stosunku do struktury — odcinek zachodni monoklinalny, środkowy synklinalny z wierzchołką w obrębie północnego skrzydła synkliny i odcinek wschodni synklinalny z wierzchołką w osi synkliny.

Wyróżnionym na podstawie stosunku do struktury odcinkom grzbietu odpowiadają odmienne wykształcenie profilu poprzecznego, kształt i wielkość wierzchołki oraz zróżnicowane zespoły mikroform (mapa 6). Brak mikroform na wierzchołce na wysokości 580 m należy



Ryc. 13. Wierzchołki grzbietowa Gołuszkowej — schematyczny plan i profile poprzeczne

1 — grzbiet zaokrąglony, 2 — spłaszczenie, 3 — załom wypukły, 4 — załom wklęsły, 5 — gółoborze

Ridge-crest of the Gołuszkowa — schematic plan and cross-sections

1 — rounded ridge, 2 — flattening, 3 — convex break, 4 — concave break, 5 — debris field

tłumaczyć zróżnicowaniem warunków klimatycznych w okresach zimnych, gdyż na tych samych piaskowcach magurskich na wysokości 700 m n.p.m. mikrorelief występuje nawet w obrębie szerszej wierzchołki. Liczne i wyraźne zespoły mikroform uwarunkowanych struk-

turalnie rozwinęły się na wierzcholinie jako formy altyplanacyjne (ryc. 13). Przełęcze i większe spłaszczenia stoków ściśle nawiązują do wychodni pstrych łupków. Osuwiska nie miały większego wpływu na formowanie grzbietu mimo występowania łupków eoceńskich stwarzających zazwyczaj dogodne warunki do powstania ruchów masowych.

### Stanowisko VII

Barnasiówka 573 m n.p.m. stanowi pierwszy równoleżnikowy grzbiet Beskidu Średniego, wznoszący się nad Pogórzem Wielickim. Znajduje się w zasięgu płaszczowiny śląskiej, w jej południowej części silnie sprasowanej tektonicznie, na przedpolu nasunięcia magurskiego. Grzbiet o wysokości 513—573 m n.p.m. wznosi się około 200 m ponad otaczające obniżenia i około 100—150 m ponad obszar pogórski (mapa 7).

Barnasiówka reprezentuje grzbiet górski wyraźnie wyodrębniony w rzeźbie brzegu Beskidów, o przebiegu zgodnym z kompleksem stromo ustawionych warstw istebniańskich, godulskich i lgockich. Budowa geologiczna tej strefy była przedmiotem badań J. Burtan w latach 1931—1933 i 1949—1954. Kompleks godulski, szeroko rozwinięty, pełni rolę grzbietotwórczą. Piaskowce lgockie należą do najtwardszych skał w Karpatach fliszowych, ponieważ jednak są cienkoławicowe i tkwią



Ryc. 14. Schemat rozmieszczenia lejów źródłowych i przebiegu osi grzbietu

a — leje naprzeciwległe, oś grzbietu prostolinijna w planie  
b — leje naprzemianległe, oś zygzakowata

A scheme of distribution of valley-heads and the course of ridge axis

a — opposite valley-heads with ridge-axis straight in plan,  
b — alternate valley-heads, zigzag axis

w łupkach, nie są w takim stopniu grzbietotwórcze jak godulskie. Natomiast stosunkowo bardziej miękkie, lecz gruboławicowe piaskowce i zlepieńce istebniańskie tworzą strefę „kopek” na północnym stoku. Badany grzbiet zgodny twardzielcowy (hogback) o ogólnym





Mapa 7. Grzbiet Barnasiówki (st. VII)

The ridge Barnasiówka (site VII)

przebiegu prostolinijnym w środkowej części odznacza się krętością osi, stąd współczynnik jego rozwinięcia wynosi 1,3. Prostolinijny przebieg grzbietu wiąże się z naprzeciwległym położeniem lejów źródłowych, a kręty z naprzemianległym (mapa 7). Stosunkowo rozległa wierzchowina grzbietowa uwarunkowana jest „obronieniem” przez stojące stromo warstwy skalne, które mimo znacznego rozczłonkowania (35,3%) i rozdolinienia (2,18 km/km<sup>2</sup>) obszaru utrudniają rozwój lejów źródłowych, a zwłaszcza ich pogłębienie. Symetria stoków uwarunkowana jest stromym ustawieniem warstw. Wykształcenie wierzchowiny związane jest ze stylem rozczłonkowania: przy naprzeciwległym powstaje grzbiet falisty z wyraźnymi na przemian wierzchołkami i przełęczami, a przy naprzemianległym grzbiet jest kręty, przełęczę mniej wyraźne a wierzchołki podwójne (ryc. 14).

### *Stanowisko VIII*

Luboń Wielki 1023 m n.p.m. znajduje się w zachodniej części Beskidu Wyspowego i leży w zasięgu płaszczowiny magurskiej. Sam grzbiet został wycięty w łuku Lubonia, odznaczającym się lepszym rozwojem skrzydła północnego. Luboń reprezentuje wysoki grzbiet beskidzki wyraźnie wyodrębniony w rzeźbie, o typowo synkлинаlnym założeniu, wznoszący się ponad spłaszczeniami o wysokości 550—600 m n.p.m., wiązanymi przez L. Starkla z poziomem pogórskim.

Synklinę Lubonia o przebiegu NW—SE, zbudowaną z piaskowców magurskich, podścielającą mniej odporne kompleksy łupków, margli i piaskowców podmagurskich, łupków pstrych i piaskowców hieroglifowych. B. Świdorski (1953) podkreślił dysharmonijne położenie płatów piaskowców magurskich i łupko-piaskowców podmagurskich charakteryzując synklinę Lubonia jako monoklinalną krę piaskowców wtórnie przefalowanych.

W profilu podłużnym grzbietu (zał. 1, profil VIII) zaznaczają się dwa wyrównane poziomy: niższy wzniesiony 725—750 m n.p.m. i wyższy, dłuższy 870—900 m n.p.m., rozdzielone 100 m wysokości pochyłością nachyloną 10°—15°. Sam wierzchołek Lubonia wznosi się 120 m ponad poziomem 900 m, świadczącym o istnieniu jakiegoś starszego od śródgórskiego etapu dojrzewania rzeźby. Natomiast śladem śródgórskiego etapu jest odcinek wyrównany na wysokości 725—750 m.

Przebieg tego twardzielcowego grzbietu jest lekko skośny w stosunku do struktur. Monoklinalne ułożenie odpornych piaskowców magurskich podścielonych skałami mniej odpornymi uwarunkowało asymetrię grzbietu. Stoki północne o nachyleniu 18°—30°, średnio 25°, są bardziej strome od południowych nachylonych 6°—10°. Na czołach warstw przeważały procesy grawitacyjne i rozcinanie lejami źródło-

## VIII



0 1 km



Mapa 8. Grzbiet Lubonia (st. VIII). Mikrorzeźba wierzchowiny. Mapa 8a ilustruje główne formy na tle odporności podłoża (wg materiałów B. Świderskiego 1953).

The ridge Luboń (site VIII). Microrelief of ridge-crest. Map 8a illustrates main forms against the resistance of bedrock (according to geological materials by B. Świderski 1953)

wymi, cofające stok północny. Natomiast na stokach przeciwnych procesy działające w rozległych i stosunkowo głębokich lejach źródłowych i dolinkach powodują nierównomierne obniżanie drugorzędnych form międz dolinnych (boczne grzbiety), doprowadzając do spłaszczenia stoków południowych. Udział osuwisk w modelowaniu wschodniej części



grzbietu jest znaczny. Od wschodu Luboń stanowi swego rodzaju ostańce z wszystkich niemal stron niszczone przez osuwiska.

Mikroformy spotykane na wierzcholinie grzbietowej (mapa 8) świadczą o jej rozwoju uwarunkowanym strukturalnie w sąsiedztwie stromych stoków sprzyjających odprowadzaniu zwietrzałego materiału. Formy te występują tylko w obrębie wierzchowiny. Natomiast listwy strukturalne wyraźne są na „ramionach” Lubonia Wielkiego przy nachyleniu około  $15^\circ$ , a na stromszych stokach zanikają (zasypane lub w ogóle nie wytworzone). Powstanie ich należy odnieść do innych niż obecnie warunków klimatycznych, sprzyjających wietrzeniu mrozowemu, wydobywającemu zróżnicowanie strukturalne.

### *Stanowisko IX*

Łopień 951 m n.p.m., jedna z izolowanych gór Beskidu Wyspowego, wznosi się 400—550 m ponad rozległymi obniżeniami doliny Łososiny oraz Słopiczanki. Obniżenie Chyszówek i Dolina Czarnej Wody oddzielają go od masywu Mogielicy 1171 m n.p.m. (mapa 9). Znajduje się on w obrębie nasunięcia magurskiego i stanowi grzbiet synklinalny, zbudowany z piaskowców magurskich typu glaukonitowego. Wydłużony równoleżnikowo Łopień jest przykładem grzbietu inwersyjnego. Rozległa wierzchowina grzbietowa położona na wysokości 800—950 m n.p.m. zajmuje około 15% ogólnej powierzchni grzbietu i opada stromymi stokami o nachyleniu  $25^\circ$ — $30^\circ$  ku podnóżom, gdzie spadki zmniejszają się  $15^\circ$ — $5^\circ$ .

Warstwy mało odporne pstrych łupków eoceńskich i piaskowców oraz łupków hieroglifowych odznaczają się skomplikowaną tektoniką, a spoczywający na nich miększy i odporny kompleks warstw podmagurskich i magurskich tworzy stosunkowo regularną synklinę (B. Świdorski 1953). Załom wklęsły między stokiem i łagodnym podłożem jest uwarunkowany strukturalnie. Stromy stok typu progu denudacyjnego powstał w odpornych gruboławicowych piaskowcach magurskich, a podnóże w skałach mniej odpornych. W obrębie podnóża, na stosunkowo odpornych warstwach podmagurskich, zaznacza się strefa wyższa na wysokości 600—625 m n.p.m., natomiast strefa niższa 550—475 m stanowi glacy d'érosion wycięte w skałach mało odpornych.

Łopień jest dosyć silnie rozczłonkowany dolinkami o dobrze rozwiniętych lejach źródłowych. Gęstość rozcięć wynosi  $1,27 \text{ km/km}^2$ . Leje źródłowe i dolinki z osuwiskami zajmują około 40,3% powierzchni stoku. Mimo silnego rozczłonkowania grzbietu wierzchowina posiada odrębny i dosyć monotony relief, gdyż stanowi płat mało przeobrażonego krajobrazu prawdopodobnie o założeniach starszych niż powierzchnia śródgórska. Właśnie wierzchowina Łopienia



Fot. 1 Rozległa wierzchowina grzbietowa Połoniny Wetlińskiej (st. XVII)  
Vast ridge-crest of the Połonina Wetlińska Range (site XVII)



Fot. 2 Grzbiet boczny Jaworzyny Krynickiej modelowany na przecięciu zboczy dolin  
Side ridge of the Jaworzyna Krynicka moulded at the intersection of the sides of valleys



Fot. 3 Szeroka zaokrąglona wierzchowina grzbietu Malinowska Skała—Skrzyczne (st. I)

Broad rounded ridge-crest of the Malinowska Skała-Skrzyczne ridge (site I)



Fot. 4 Rozległa wierzchowina głównego grzbietu Gorców (st. X) modelowana przez amfiteatralny lej źródłowy Łopuszanki

Vast ridge-crest of the main ridge of Gorce (site X) moulded by an amphitheatre-like valley-head of the Łopuszanka stream





Fot. 5 Rozległa wierzchowina głównego grzbietu Jaworzyny Krynickiej (st. XII).  
 Na pierwszym planie wierzchowina ze spłaszczeniem (Hala Barnowiec)  
 Vast ridge-crest of the main ridge of Jaworzyna Krynicka (site XII). In the first  
 plan ridge-crest with a flat (Hala Barnowiec)



Fot. 6 Wniosły wierzchołek Romanki i głęboka przełęcz Pawlusia (st. III) założona  
 w strefie uskokuwej  
 High peak of the Romanka (site III) and the deep Pawlusia Pass developed in  
 dislocation zone



Fot. 7 Grzbiet Bukowiny Obidowskiej (st. XI) niszczony od południa przez leje źródłowe. Ku północy wierzchowina łagodnie przechodzi w stoki śródgórskiej doliny Lepietnicy

Ridge of the Bukowina Obidowska (site XI) eroded from the south by valley-heads. To the north the ridge-crest passes gently into the slopes of the intermontane Lepietnica valley



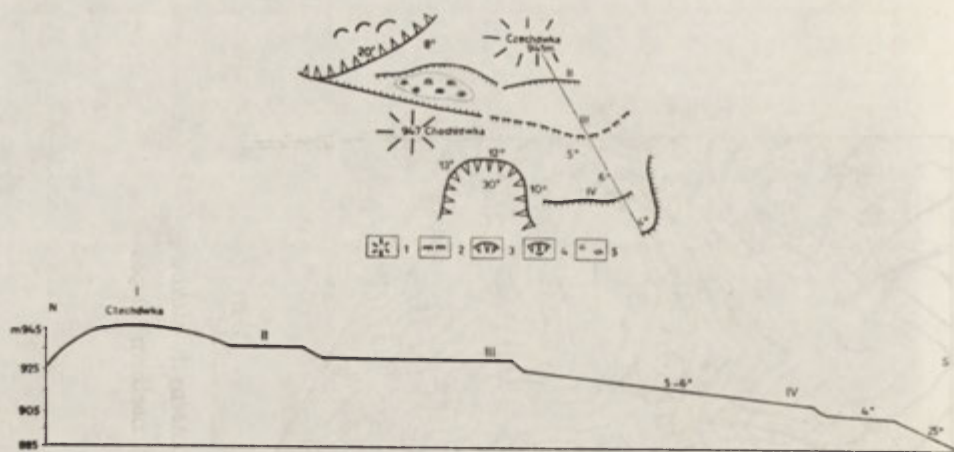
Fot. 8 Niższa generacja grzbietów (850—1050 m n.p.m.) w Beskidzie Żywieckim. Na drugim planie grzbiet zgodny twardzielcowy, od którego odchodzą grzbiety rozcięte poprzecznie do struktury konsekwentnymi dolinami. Widok z przełęczy Pawlusiej (st. III) w kierunku Kotliny Żywieckiej

Lower generations of ridges (850-1 050 m a.s.l.) in the Żywiecki Beskid. In the middle distance concordant ridge of resistance with the ridges dissected transversely to the structure by consequent valleys. Viewed from the pass Pawlusia (site III) towards the Żywiec Basin.



Mapa 9. Grzbiet Lopienia (st. IX). Rzeźba wierzchowiny i północnych stoków  
The ridge Lopian (site IX). Microrelief of ridge-crest and of northern slopes





Ryc. 15. Orientacyjny szkic rozmieszczenia form w obrębie części wierzchowiny Łopienia i profil poprzeczny

1 — wierzchołki, 2 — załomy, 3 — załomy ograniczające leje, 4 — osuwiska, 5 — stawek i torfowisko

General sketch of the distribution of forms within the Łopień ridge-crest and a cross-profile

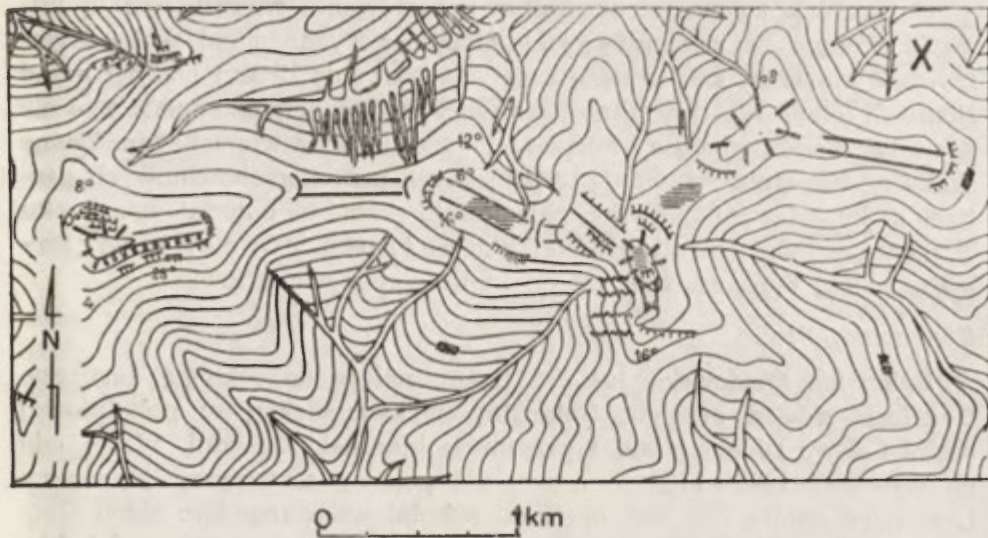
1 — peaks, 2 — breaks, 3 — breaks delimiting the valley-head, 4 — landslides, 5 — pond and peatbog

obok innych gór wyspowych Beskidu Wyspowego posłużyła L. Sawickiemu (1909) do rekonstruowania penepłeny beskidzkiej. Uwagę zwracają zespół stopni na południe do wierzchołka Czechówki oraz rozległe obniżenie zajęte przez torfowisko (ryc. 15) stanowiące prawdopodobnie rów z rozsunięcia pakietów skalnych ponad niszą osuwiska.

#### Stanowisko X

Turbacz 1311 m — Kiczora 1284 m n.p.m. stanowią część głównego grzbietu masywu górskiego Gorców, zbudowanego z warstw magurskich, tworzących rozległy łąk Turbacza — Niedźwiedzia (M. Książkiewicz 1953). Obszar ten dzięki rozczłonkowaniu dolinami należącymi do systemu Dunajca i Raby tworzy charakterystyczny rozróg Turbacza, od którego promieniście odchodzą w różnych kierunkach grzbiety górskie. Badaniem objęte zostały część grzbietu głównego, odchodzącego od Turbacza w kierunku wschodnim do Gorca (st. X), oraz grzbiet Bukowiny Obidowskiej (st. XI) odgałęziający się na zachód od Bukowiny Waksmundzkiej biegnącej z Turbacza na południe.

W badanym odcinku grzbiet nie obniża się poniżej 1200 m n.p.m. Od południa wznosi się ponad głęboko wcięzonymi źródłowymi Łopuszanki i Forędówki. Od północy oddziela go od biegnącego równoległe grzbietu Czoło Turbacza — Kudłoń 1276 m n.p.m. (mapa 10) do-



Mapa 10. Wierzchowina grzbietu Turbacz—Kiczora (st. X).

Ridge-crest of the ridge Turbacz—Kiczora (site X)

lina Kamienicy Gorczańskiej, która w górnym odcinku rozcina masyw Gorców na głębokość 30—200 m. Turbacz—Kiczora reprezentuje w y s o k o położony grzbiet o kierunku lokalnie nawiązującym do biegu skał. Założenia tego grzbietu są stare, a system rozczłonkowania całego masywu wydaje się niezależny od kierunków strukturalnych. Budowa geologiczna terenu mimo zdjęcia geologicznego B. Świderskiego i L. Watychy nie jest jasna. Masyw Turbacza znajduje się na linii wypiętrzenia tektonicznego Mszany (B. Świderski 1952) i zapewne dlatego w jego centrum odsłaniają się starsze ogniwa serii magurskiej, warstwy podmagurskie i hieroglifowe. Mapa geologiczna nie wydziela charakterystycznych dla tego obszaru zlepieńców, które budują zarówno wierzchołek Turbacza, jak i Kiczory. Pod względem odporności wyróżnione warstwy podmagurskie budujące grzbiet wydają się odporniejsze od warstw hieroglifowych, występujących na północnych stokach. W obrębie wydzielonych na mapie geologicznej warstw hieroglifowych również występują zlepieniec tworzące charakterystyczne skałki na Hali Czoło.

Modelowanie badanego grzbietu odbywało się pod wpływem amfiteatralnie rozwiniętych lejów źródłowych, głęboko rozcinających południowe skłony Gorców, i wskutek wcinania się Kamienicy. Szerokie, rozległe powierzchnie wierzchowinowe, nie ograniczone załomami, kształtowane były pośrednio przez wspomniane leje, co spowodowało powstanie rozległych przełęczy.

O uwarunkowanym strukturalnie preparowaniu wierzchowin w klimacie zimnym świadczą niewysokie stopnie z wychodniami skał i towarzyszące im terasy-splaszczenia oraz występowanie listw i małych grzęd skalnych (mapa 10). Brak skałek sterczących z powierzchni splaszczeń nie pozwala wnosić o genezie i rozmiarach przeobrażenia wierzchowin. Znane skałki na Kudłoniu występują w północnych przywierzchowinowych partiach stoku, więc podobnie jak małe ścianki skalne na południowym stoku Turbacza świadczą o intensywniejszym cofaniu górnego odcinka stoku, doprowadzającym do zaokrąglenia wierzchowin.

### *Stanowisko XI*

Bukowina Obidowska 1040 m n.p.m. należy do rozrogu Turbacza. Odgałęzia się od grzbietu Bukowiny Waksmundzkiej w południowej części Polany Długie Młaki i przyjmuje kierunek zachodni. Wznosi się na wysokość 1040—1100 m n.p.m. Od północy towarzyszy jej dolina Lepietnicy wcięta 150—200 m. Stoki południowe, stanowiące skłon Gorców schodzące do Kotliny Nowotarskiej modelowane są przez głębokie, 200—400 m, leje źródłowe potoków Robów, Międzygroń i Kowaniec Wielki.

Grzbiet Bukowiny Obidowskiej zgodny swój przebieg zawdzięcza subsekwentnie rozwijającemu się górnemu odcinkowi Lepietnicy. Czy antyklinalne ułożenie warstw podmagurskich miało wpływ na wcześniejsze założenie grzbietu trudno jest ocenić. Ze względu na brak istotnych różnic w odporności warstw podmagurskich i magurskich na tym obszarze czynnik litologiczny można wyeliminować z tych rozważań. Natomiast różnice w warstwach podmagurskich spowodowały powstanie poprzecznych załomów i stopni do 5 m wysokości na wierzchowinie. Większość stopni nie nawiązuje do kierunku ławic, lecz świadczy o wy-preparowaniu kolejno niżej położonych ławic, a więc wydobywa ich intersekcję na wierzchowinie. Stopnie te zanikają w miarę obniżania się wierzchowiny ku stokom północnym, co wskazuje, że ich wyodrębnienie należy wiązać z odprowadzaniem zwietrzliny ku stokom północnym. Natomiast wyraźne ograniczenie wierzchowiny od południa świadczy o cofaniu stoków południowych w sąsiedztwie lejów źródłowych. Tak więc głównym elementem modelującym ten grzbiet obok doliny Lepietnicy są wspomniane głębokie leje źródłowe dolinek, których bazę erozyjną stanowiło obniżające się dno Kotliny Nowotarskiej.

Grzbiet należący do zwartego chociaż głęboko rozczłonkowanego masywu Gorców ze względu na swe bardziej marginalne położenie został przemodelowany i obniżony w większym stopniu niż grzbiet główny Turbacz—Kiczora (st. X). Różnice w modelowaniu przeciwnych stoków zostały spowodowane różną bazą erozyjną; stoki połud-

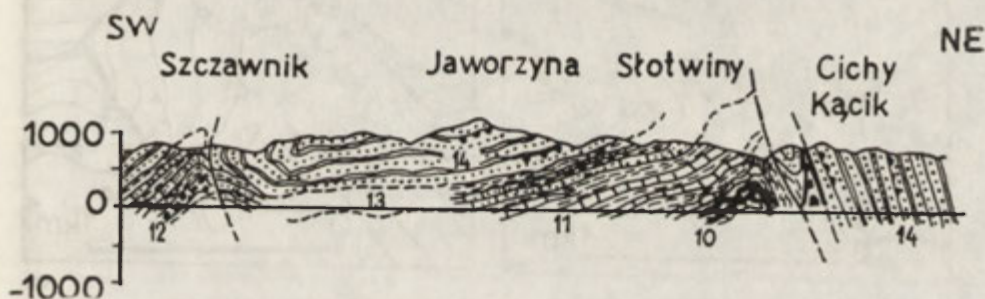


niowe, stanowiące skłon Gorców, są głęboko rozcięte, a ich rozległe leje źródłowe przyczyniają się do cofania i zestramiania górnych, przywierzchowinowych partii tych długich i stosunkowo połączonych skłonów. Natomiast w częściach przywierzchowinowych stoków północnych, będących zboczami wcinającej się doliny śródgórskiej, można odczytać tendencje do spłaszczania.

### Stanowisko XII

Jaworzyna Krynicka 1114 m n.p.m. — wschodni człon Beskidu Sądeckiego — znajduje się w zasięgu płaszczowiny magurskiej. Od południa i zachodu ograniczony jest dolinami Muszynki i Popradu, a od północy doliną Kamienicy Łabowskiej. Północne skłony pasma rozczłonkowane są dolinami o długości 6 km, a południowe dwukrotnie dłuższymi. Jaworzyna wznosi się 200—300 m ponad poziomem bocznych grzbietów o wysokości 700—800 m n.p.m. Boczne grzbiety odchodzące na południe od grzbietu głównego na długości 2—4 km wznoszą się w podobnej wysokości jak grzbiet główny, a następnie też opadają do wysokości 850—700 m.

Główny grzbiet Jaworzyny wraz z wyższymi odcinkami grzbietów bocznych buduje rozległa i stosunkowo płasko leżąca synklina warstw



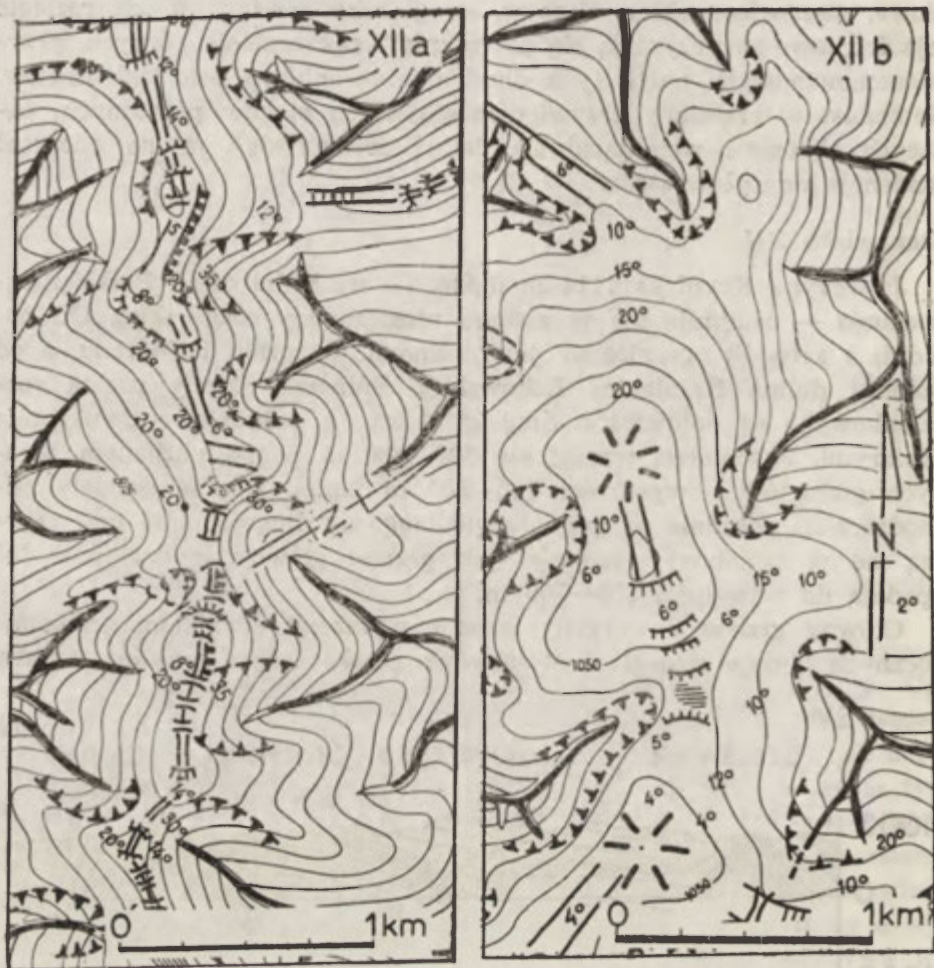
Ryc. 16. Przekrój geologiczny wg H. Świdzińskiego (1953)

10 — łupki psre eoceńskie, 11 — warstwy beloweskie, 12 — piaskowce i zlepieńce krynickie,  
13 — warstwy podmagurskie, 14 — piaskowiec magurski

Geological section after H. Świdziński (1953)

10 — variegated Eocene shales, 11 — Beloveza strata, 12 — Krynica sandstones and conglomerates, 13 — sub Magura strata, 14 — Magura sandstones

magurskich (ryc. 16) (L. Starkel 1969b). Upady na skrzydłach synkliny wynoszą  $10^{\circ}$ — $30^{\circ}$ . Grzbiet główny został wycięty w północnym, lepiej rozwiniętym skrzydle synkliny, a południowe zostało rozczłonkowane dolinami uchodzącymi do Popradu. Najlepiej zachowała się wschodnia część synkliny z rozległymi wierzchołkami Runka 1082 i k. 1077 m ze względu na większe oddalenie od bazy erozyjnej i związane z tym płytsze rozcięcie. Natomiast niższe grzbiety zostały wycięte w stromo



A

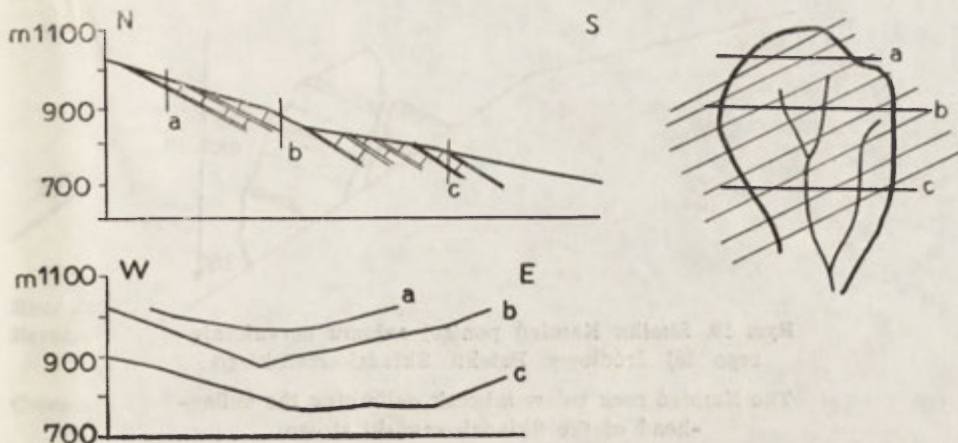
B

Mapa 11. Fragmenty wierzchołny grzbietu głównego Jaworzyna Krynicka (st. XII). Mapa 11B przedstawia szeroką wierzchołny wschodniej, najmniej zniszczonej części grzbietu

Ridge-crest fragments of the main ridge of Jaworzyna Krynicka (site XI). Map 11B represents a broad ridge-crest of the eastern least destructed part of the ridge

ustawionych warstwach belowskich i magurskich. Są to grzbiety wycięte poprzecznie do struktur geologicznych.

Badaniami został objęty główny grzbiet Jaworzyna Krynicka od Zadnich Gór w części zachodniej po Jaworzynę w części wschodniej. Ze względu na znaczną jego rozległość szczególną uwagę poświęcono wykształceniu wierzchołny grzbietowej. W celach porównawczych przeglądowo został zbadany grzbiet boczny Kobylarka—Czerszla, wznoszący się między dolinami potoków Felczyn i Łabowczańskiego.



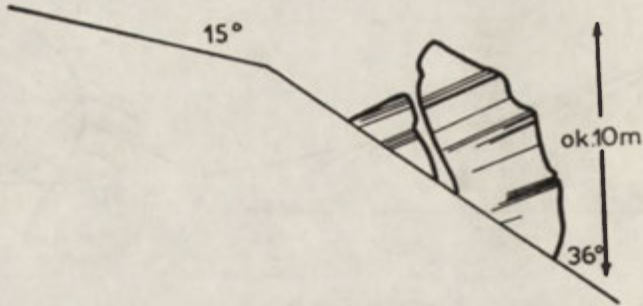
Ryc. 17. Plan, profile poprzeczne i podłużny leja źródłowego z południowego stoku Jaworzyny Krynickiej. Zawieszenie na wysokości 850 — 900 m n. p. m.

Cross and long profiles of a valley-head on the northern slope of Jaworzyna Krynicka. Hanging valley at a height of 850—900 m a. s. l.

Główny grzbiet Jaworzyny stanowi przykład grzbietu ostatecznego, którego założenie i przebieg zostały uwarunkowane przebiegiem północnego, lepiej rozwiniętego skrzydła synkliny. Jaworzyna zaznaczała się w rzeźbie jako ostaniec wododzielny, stercząc ponad poziomem, który pozwalają rekonstruować grzbiety niższe, otaczające Jaworzynę o wysokości 700—800 (850) m n.p.m. Odbiciem starszego, obecnie silnie rozczłonkowanego, reliefu wydaje się wschodnia część grzbietu, najbardziej oddalona od bazy erozyjnej (mapa 11B). Rozczłonkowanie pasma ożywiło się w okresie rozcinania poziomu 700—800 m i śladem takiego etapowego rozczłonkowania są zawieszona leje źródłowe na skłonie południowym (ryc. 17).

Leje źródłowe Jaworzyny są najczęściej formami złożonymi — rozległe i rozcięte kilkoma zbiegającymi się centralnie wciostami. Występują również palczasto rozgałęzione systemy lejów. Na ogół leje rozczłonkujące stoki północne są głębsze i rozleglejsze niż na stokach południowych, penestrukuralnych. Od zachodu ku wschodowi, tak na stokach północnych jak i na południowych, leje stają się mniej głębokie i mniej rozległe, za to wykształcone palczasto, co wiąże również ze wzrastającą odległością od bazy erozyjnej. W okresach zimnych czwartorzędu leje były przemodelowywane i poszerzane, czego dowodem jest skałka w leju Potoku Składziszczańskiego (ryc. 18). Rozwój ich przyczynił się do powstania falistego profilu linii grzbietowej (zał. 2, profil XII), przy czym lepiej rozwinęły się leje o kierunkach



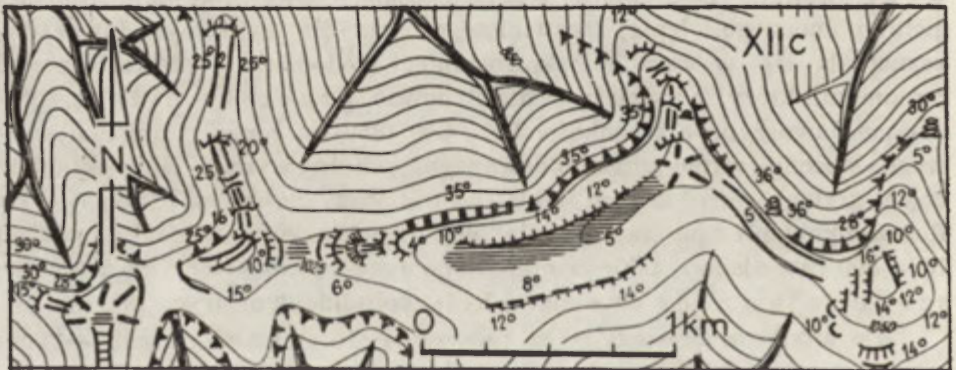


Ryc. 18. Skalka Kamień poniżej załomu ograniczającego lej źródłowy Potoku Składziszczańskiego

The Kamień rock below a break delimiting the valley-head of the Składziszczański stream

lokalnie subsekwentnych. Gdzieniedzie leje źródłowe doprowadziły do bezpośredniego obniżenia wierzchołowej — odcinki wierzchołowej wąskiej i ostrej.

Asymetryczne wykształcenie wierzchołowej jest wynikiem zróżnicowanych tendencji rozwoju stoków północnych i południowych. Stoki północne, a zwłaszcza tylne części lejów źródłowych, wykazały ten-

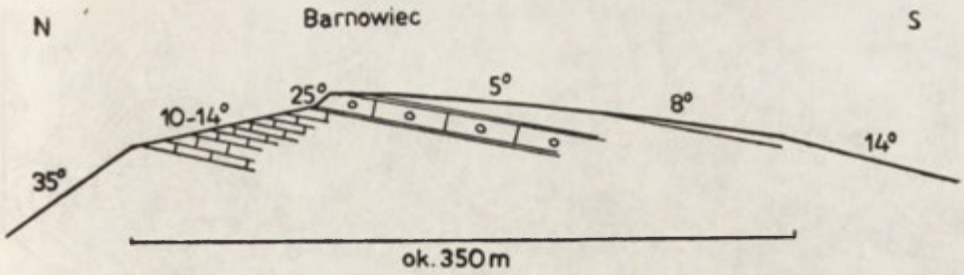


Mapa 12. Fragment wierzchołowej grzbietu Jaworzyny (st. XII)

Ridge-crest fragments of the Jaworzyna ridge (site XII)

dencję do cofania, natomiast mniej strome, płytsze leje na stokach południowych częściowo ułatwiały spłaszczenie (mapa 11A). Takiemu zróżnicowaniu tendencji sprzyjało ułożenie warstw. Stoki północne wycięte są na czołach warstw, a południowe dowiązują do powierzchni ławic.

Relief stopni i spłaszczeń powstał nie tylko w okolicy przełęczy i grzbietów stosunkowo wąskich w warunkach ułatwionego odprowa-



Ryc. 19. Profil poprzeczny wierzchowiny grzbietu Jaworzyny Krynickiej na Hali Barnowiec. Terasa i załom uwarunkowane strukturalnie, wycięte w obrębie asymetrycznej wierzchowiny

Cross-profile of the Jaworzyna Krynicka ridge on the Hala Barnowiec. Terrace and break structure-controlled cut within asymmetric ridge-crest

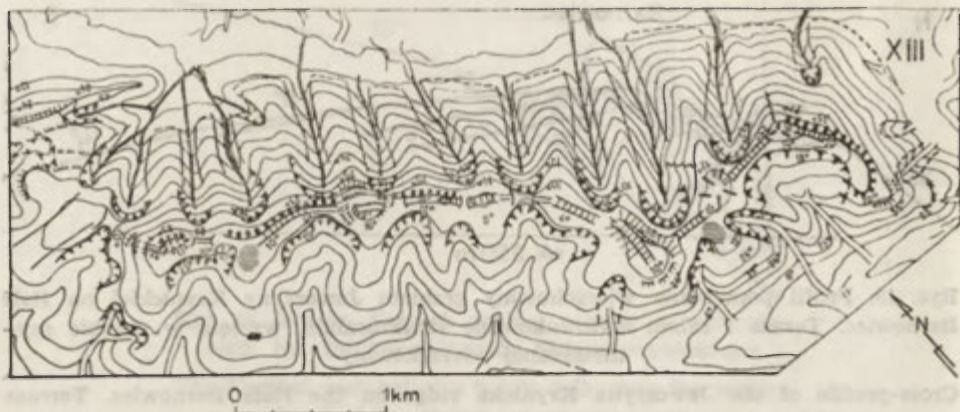
dzania, lecz również w obrębie szerokich, a nawet rozległych wierzchowin (Hala Barnowiec — mapa 12, Runek — mapa 11, ryc. 19).

Mimo monoklinalnego założenia grzbiet zawdzięcza swój obecny wygląd, wykształcenie stoków, rozmieszczenie wierzchołków i przełęczy (poza częścią wschodnią) silnemu rozdolinieniu ( $1,9 \text{ km/km}^2$ ) oraz modelowaniu bezpośrednio przez leje źródłowe ( $44\%$ ). Zaliczono go więc do ostańcowych o przebiegu częściowo zgodnym, sterczących ponad poziomem śródgórskim. Istnienie poziomu beskidzkiego w tej części Karpat sugerowali L. Sawicki (1909) i S. Pawłowski (1915). Jednak bez powiązania z całym Beskidem Sądeckim trudno wnioskować, czy poziom grzbietowy Jaworzyny i wyższych grzbietów bocznych o wysokości ponad 1000 m n.p.m. nawiązuje do starszego poziomu beskidzkiego.

### Stanowisko XIII

Homola 712 m n.p.m., jeden z typowych grzbietów rusztowych, znajduje się w zachodniej części Beskidu Niskiego w zasięgu płaszczowiny magurskiej. Grzbiet o kierunku NW-SE stanowi wypreparowaną synklinę zbudowaną z piaskowców magurskich (S. Węclawik 1969). Wznosi się 300 m ponad subsekwentne obniżenie doliny Ropy i 120—250 m ponad obniżenie Czarnej i Potoku Kijowskiego (mapa 13).

Homola reprezentuje zgodny synklinalny grzbiet beskidzki, a ze względu na znaczną odporność piaskowców magurskich w stosunku do łupków pstrych i warstw belowskich, w których zostały wycięte obniżenia subsekwentne, jest grzbietem twardzielcowym. Budową geologiczną tego obszaru zajmował się A. Radomski (1954) i S. Węclawik (1969). Piaskowce magurskie tworzą synklinę o kierunku NW—SE, której skrzydła zapadają  $40^\circ$ — $80^\circ$ . Skrzydło północne jest lepiej



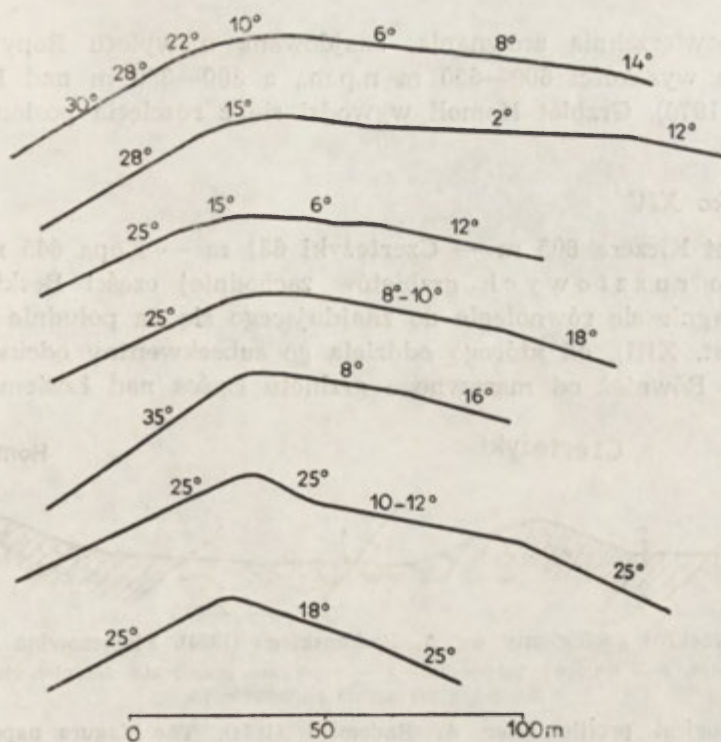
Mapa 13. Grzbiet Homoli (st. XIII). Rzeźba wierzchowiny i północnych stoków  
The ridge Homola (site XIII). Relief of the ridge-crest and of northern slopes

rozwinięte, a oś synkliny nie pokrywa się z osią wierzchowiny, lecz znajduje się po stronie południowej w strefie przywierzchwinowej. Uskoki poprzeczne powodują przesunięcie osi synkliny w części wschodniej o ponad 0,5 km na południe, co znalazło odbicie w zmianie kierunku grzbietu koło 712 m. Grzbiet dobrze wyodrębniony w rzeźbie odznacza się profilem podłużnym wyrównanym na wysokości 700 m n.p.m. i dużym udziałem odcinków o spadku poniżej 2° (zał. 2, profil XIII).

Asymetria całego grzbietu jak i wierzchowiny spowodowana została lepszym rozwinięciem północno-wschodniego skrzydła synkliny, a także różnicą bazy erozyjnej stoków przeciwnych. Stoki północno-wschodnie wklęsło-wypukłe lub jednostajne z tendencją do profilu wklęsłego są stromsze od krótkich stoków południowych, ponad którymi znajdują się mało nachylone skłony przechodzące w wierzchwinę grzbietową. Różnica w wysokości bazy wyraziła się w zróżnicowanym sposobie modelowania mimo podobnej budowy geologicznej (stoki na czołach warstw). Stoki północne o niższej bazie rozwijały się pod wpływem szybko wcinających się dolinek bocznych kosztem obniżania drugorzędnych form międzydolinnych (stoki wklęsło-wypukłe lub jednostajne z tendencją do profilu wklęsłego). Natomiast stoki południowe o podobnej gęstości dolinek, o mniejszych spadkach przy wyższej bazie erozyjnej rozwijały się głównie przez poszerzenie górnych części lejów stosunkowo płytkich, kosztem stopniowego obniżania południowego skrzydła synkliny. Tak można wytłumaczyć powstanie asymetrycznej wierzchowiny grzbietu synklinalnego (ryc. 20).

Analiza rzeźby obszaru otaczającego Homolę pozwala ustalić istnie-





Ryc. 20. Profile poprzeczne wierzchołny grzbietu Homoli

Cross-profiles of the Homola ridge-crest

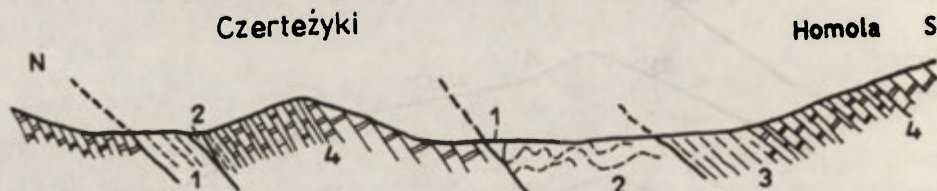
nie trzech generacji spłaszczeń wyznaczających etapy rozwoju grzbietu. Na odpornych skałach zachowały się grzbiety o wyrównanych profilach podłużnych na wysokości 700—755 m n.p.m. (300—350 m nad dna dolin), poniżej na 550—650 m n.p.m. znajdują się rozległe spłaszczenia w obrębie średnioodpornych warstw inoceramowych i piaskowców magurskich. Trzeci poziom zachowany słabo znajduje się około 450 m n.p.m. (70 m nad dno Ropy). Grzbiet Homoli leży więc na wysokości najstarszego z wyróżnionych poziomów, garby Flaszy i spłaszczenia w obrębie grzbiecików bocznych (600—650 m) oraz rozległe założenia lejów po stronie przeciwnej na wysokości 625—675 m są śladem kolejnego, plioceńskiego etapu. Świadczy to, że rozmiary przemodelowania czwartorzędowego z uwagi na odległą bazę erozyjną na południowych stokach Homoli były ograniczone. Podobne opóźnienie rozwoju i nakładanie się modelowania młodszego na starsze formy stwierdzono w obszarach wododzielnych (L. Starkel 1965a).

Najstarszy z wymienionych poziomów można utożsamiać ze śród-

górką powierzchnią zrównania, znajdującą u wylotu Ropy z Beskidów na wysokości 600—650 m n.p.m., a 300—350 m nad Ropą (A. Kotarba 1970). Grzbiet Homoli wywodzi się z rozcięcia poziomego śródgórskiego.

#### Stanowisko XIV

Grzbiet Kiczera 605 m — Czerteżyki 631 m — Kopa 665 m n.p.m. należy do rusztowych grzbietów zachodniej części Beskidu Niskiego. Ciągnie się równolegle do znajdującego się na południe grzbietu Homoli (st. XIII), od którego oddziela go subsekwentny odcinek Ropy (ryc. 21). Również od masywnego grzbietu Łyśca nad Łosiem oddzie-



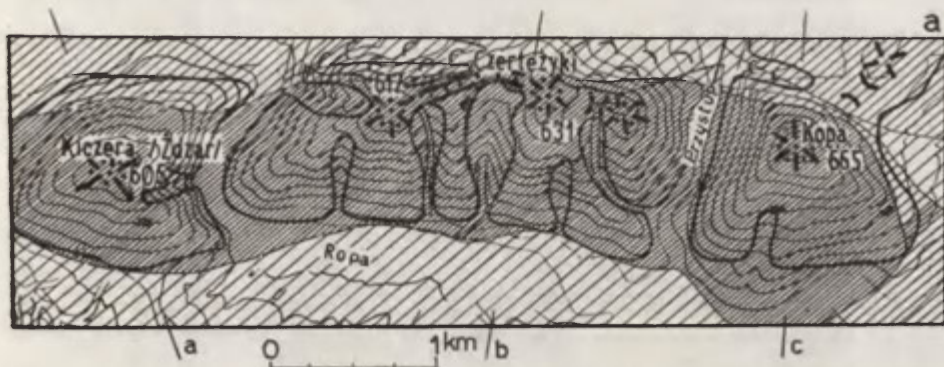
Ryc. 21. Przekrój geologiczny wg A. Radomskiego (1954). Płaszczowina magurska 1 — łupki pstre, 2 — warstwy beloweskie, 3 — piaskowce magurskie średnioławicowe, 4 — piaskowce magurskie gruboławicowe

Geological profile after A. Radomski (1954). The Magura nappe 1 — variegated shales, 2 — Beloveza strata, 3 — medium-bedded Magura sandstones, 4 — thick-bedded Magura sandstones

lony jest obniżeniami subsekwentnymi. Grzbiet składa się z trzech części rozdzielonych przełamującymi się przez niego rzekami. Przełom Ropy koło Łosia oddziela Kiczere (Żdzar) od grzbietu Czerteżyków (Ubocz), a przełom Przysłupu z Leszczyn oddziela wzniesienie Kopy (mapa 14).

Grzbiet wznosi się 220—250 m ponad dolinę Ropy, natomiast od strony przeciwnej nie jest wyodrębniony równie dobrze, gdyż towarzyszą mu obniżenia o głębokości zaledwie 100—200 m.

Czerteżyki znajdują się w zasięgu płaszczowiny magurskiej i reprezentują grzbiet zgodny izoklinalny twardzielcowy (hogback), wycięty w kompleksie piaskowców zapadających  $45^{\circ}$ — $70^{\circ}$  ku południowi. Wyodrębnienie grzbietu zostało więc uwarunkowane strukturalnie. Budowę geologiczną obszaru rozpoznał W. Nowak (1952—1953) i A. Radomski (1954). Wykształcenie stoków jest różne ze względu na różnice litologiczno-tektoniczne i różną bazę stoków przeciwnych. Stoki południowo-zachodnie przy niższej bazie, jaką stanowi Ropa, są wyodrębnione wyraźnie i rozczłonkowane dolinkami bocznymi. Stoki przeciwne o charakterze progu ze względu na występowanie w dolnej części łupków, modelowane są głównie przez osuwiska. Asymetria



Mapa 14. Grzbiet Zdżar—Czerzeżyki—Kopa (st. XIV). Mapa 14a przedstawia główne formy na tle odporności podłoża (wg materiałów W. Sikory i A. Radomskiego 1954 i W. Nowaka 1952)

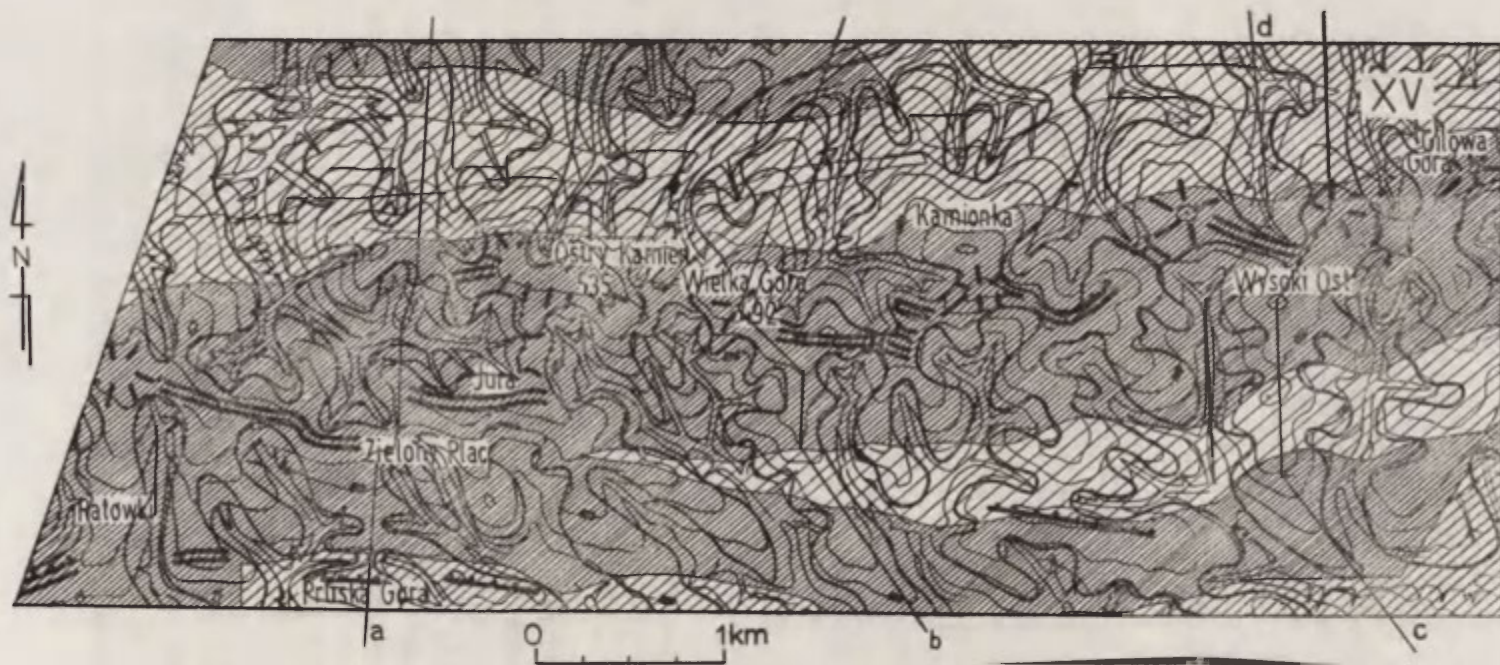
The ridge Żdżar—Czerzeżyki—Kopa (site XIV). Map 14a represents main forms against the resistance of bedrock (according to geological materials by W. Sikora, A. Radomski and W. Nowak 1952)

wierzchowiny związana jest z różnicami w modelowaniu stoków: cofaniem od NE ponad niszami osuwisk i spłaszczeniem części przywierzchowinowych od SW między lejami źródłowymi. Grzbiet ma przypuszczalnie założenia o cykl młodsze (poziom pogórski) w porównaniu z sąsiednim grzbietem Homoli. Odcinki przełomowe, a zwłaszcza przełom Ropy, wskazują na ich istnienie w okresie, gdy dno Ropy znajdowało się 40—75 m wyżej niż obecnie, czego dowodzi zawieszenie dolinek bocznych i lejów w przełomie.

#### Stanowisko XV

Pasma Brzanki wyrastające z Pogórza Ciężkowickiego pod względem geologicznym stanowi wysad kredowy zbudowany głównie z gruboławicowych piaskowców godulskich i istebniańskich, otoczony mniej odpornymi warstwami krośnieńskimi. Wysad jest fałdem pochylonym





Mapa 15. Grzbiet Brzanki (st. XIV). Główne formy na tle odporności podłoża (wg materiałów K. Skoczylas-Ciszewskiej)  
 The ridge Brzanka (site XIV). Main forms against the resistance of bedrock (according to geological materials by K. Skoczylas-Ciszewska)



Mapa 16. Fragment wierzchowiny grzbietu Brzanki w okolicy Ostrego Kamienia (st. XV)

Ridge-crest fragments of the Brzanka ridge in the vicinity of Ostry Kamień (site XV)

ku północy, z lepiej rozwiniętym skrzydłem południowym. Oś tego siodła tektonicznego biegnie północnym skłonem pasma, tak że główny grzbiet został wycięty w obrębie skrzydła południowego zapadającego  $35^{\circ}$ — $55^{\circ}$  ku S (H. Świdziński 1953).

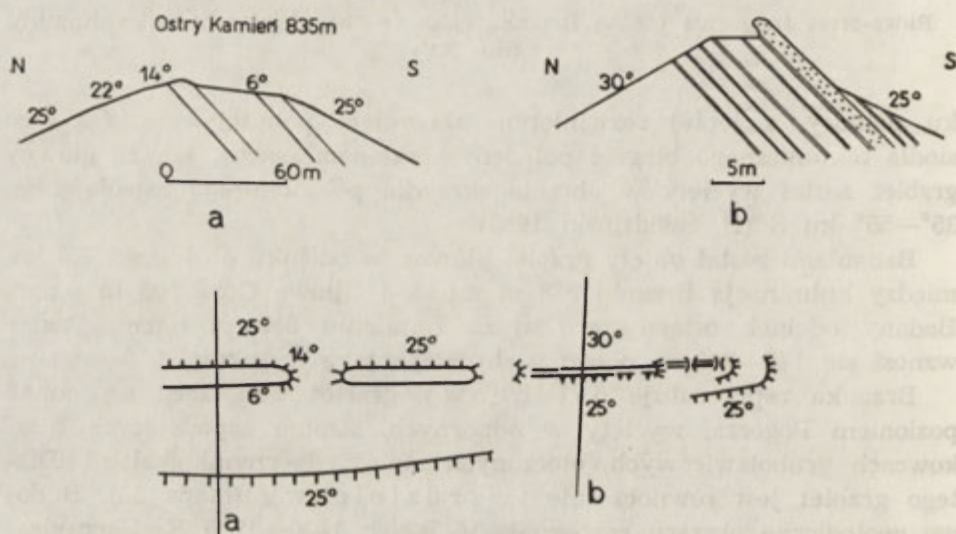
Badaniami został objęty grzbiet główny w odcinku o długości 7,5 km między kulminacją Brzanki 538 m n.p.m. i Gilową Górą 508 m n.p.m. Badany odcinek osiąga na Oстрыm Kamieniu 535 m n.p.m. Pasma wznosi się 120—200 m ponad garby Pogórza o wysokości 350—400 m.

Brzanka reprezentuje ostańcowy grzbiet wznoszący się ponad poziomem Pogórza, wycięty w odpornych, stromo zapadających piaskowcach gruboławicowych, otoczonych mniej odpornymi skałami. Dlatego grzbiet jest równocześnie twardzielcowy (mapa 15). Budowę geologiczną obszaru rozpoznała w latach 1950—1955 K. Skoczylas-Ciszewska. Warstwy godulskie wykształcone są jako piaskowce grubo-, średnio- i cienkoławicowe z łupkami. Piaskowce istebniańskie dolne są również gruboławicowe, więc H. Świdziński (1953) włączył cały kompleks gruboławicowy godulski (wg K. Skoczylas-Ciszewskiej) do warstw istebniańskich. W obrębie wysadu Brzanki występują liczne uskoki poprzeczne, jednak nie wywarły one wpływu na rzeźbę.

Brak zróżnicowania odporności w mięszym grzbietotwórczym kompleksie gruboławicowym sprawił, że znaczne jest rozczłonkowanie, zwłaszcza dolinami podłużnymi. Ten styl rozczłonkowania sprawił, iż przebieg osi grzbietu jest kręty, odcinki zgodne są rozdzielone niezgodnymi, często poprzecznymi i świadczą o przesuwaniu osi grzbietu na sąsiadujące z sobą kompleksy. Falisto-zębaty profil podłużny powstał dzięki intensywnemu obniżaniu w odcinkach niezgodnych (zał. 2, profil XV).

Trudne do wyjaśnienia są przyczyny owego „przesuwania” osi grzbietu. Bezpośrednio przyczyniają się do tego leje źródłowe wykorzystujące odcinki subsekwentne. Ponieważ grzbiet jest wododzielny i brak różnic w wysokości bazy erozyjnej stoków przeciwnych, dlatego „przesuwanie” można tłumaczyć brakiem szczególnie odpornego pakietu skalnego wśród mięszszego kompleksu grzbietotwórczego, który „trzymałby” oś grzbietu.

Inną cechą charakterystyczną jest brak załomów oddzielających wierzchołkę od stoków, co zostało uwarunkowane prawdopodobnie gęstym rozczłonkowaniem. „Rozbicie” wierzchołki na kopki i przełączki w odcinkach niezgodnych uwypukla kolejne kompleksy piaskow-

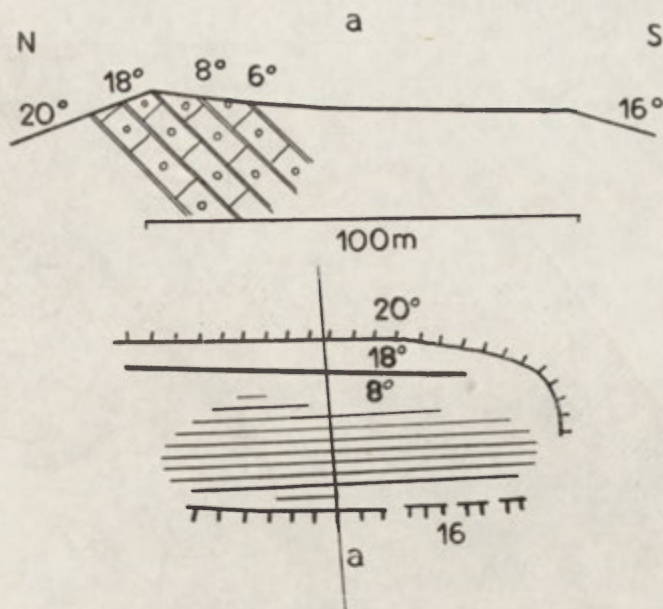


Ryc 22. Profile poprzeczne i szkic rozmieszczenia form w obrębie wierzchołki Ostrego Kamienia

Cross-profiles and a sketch of the distribution of forms within the ridge-crest of Ostry Kamień

cowe (mapa 16). Na przykładzie Brzanki widoczny jest związek rzeźby ze strukturą w makroskali. Wododzielny ostańcowo-twardzielcowy grzbiet jako całość stanowi wyodrębnioną strukturę geologiczną. W mikroskali zaznaczają się również związki ze strukturą. Przykładem tego jest mikrorzeźba wierzchołki na Ostroym Kamieniu (ryc. 22) oraz wyodrębnienie niewysokiego asymetrycznego grzbieciku z szerokiej wierzchołki w okolicy Zielonego Placu (ryc. 23). Brak natomiast powiązań ze strukturą w skali pośredniej, co wyraziło się w słabym oddzieleniu wierzchołki od stoków.





Ryc. 23. Profil poprzeczny i orientacyjny plan wierzchowiny grzbietowej w okolicy Zielonego Placu

Cross-profile and a general plan of the ridge-crest in the vicinity of Zielony Plac

### Stanowisko XVI

Słonne Góry, wyraźny rozległy grzbiet o przebiegu NW—SE i długości 15 km wznosi się do wysokości 672 m n.p.m., średnio 620—650 m. Od północy towarzyszy mu subsekwentne obniżenie Tyrawy 300—375 m, a od południa subsekwentne doliny Lisznej, Wujskiego i Monasterzca oddzielają go od następnego grzbietu Białej Góry—Góry Granickiej 579 m n.p.m. Ze względu na rozległość grzbietu badania terenowe dotyczyły głównie wierzchowiny.

Słonne Góry stanowią najbardziej południowe pasmo zewnętrzne obszaru inoceramowego (skolskiego) i dowiązują do synkliny, a właściwie do jej północnego skrzydła, gdyż nasunięcie śląskie ścina niezgodnie jądrową część synkliny Słonnych Gór (F. Szymakowska 1960, Przewodnik XXXIV Zjazdu PTGeol. 1961). Warstwy krośnieńskie środkowe ze względu na większą odporność są grzbietotwórcze. Synkliną Słonnych Gór jest niesymetryczna i wtórnie sfałdowana. Obniżenie Tyrawy zostało wycięte w mało odpornych, przeważnie łupkowych warstwach menilitowych i w rozsypliwych, mało spoiстых gruboławicowych piaskowcach krośnieńskich dolnych stromo ustawionego siodła



Tyrawy Solnej. Obniżenia towarzyszące grzbietowi od południa powstały w mało odpornych, w 80% łupkowych warstwach krośnieńskich dolnych (mapa 17). Tektonika mimo pozornej prostoty świadczącej o inwersji jest skomplikowana. W środkowej części grzbietu koło Tyrawy Wołoskiej ku wschodowi zanurza się siodło Mrzygłodu-Tyrawy Solnej, a nieco na południe wynurza siodło Wańkowej Wsi—Łodyny. Wspomniane zdwojenie synkliny Słonnych Gór zostało spowodowane zanurzaniem się ku zachodowi siodła Wańkowej w obrębie warstw krośnieńskich środkowych. Dzięki temu można wyróżnić trzy odcinki grzbietu o różnym stosunku do tektoniki (od zachodu):

a) grzbiet izoklinalny po Górę Słonną, założony w obrębie zdwojonego kompleksu warstw krośnieńskich środkowych zapadających ku południowi,

b) grzbiet wycięty w kompleksie „synklinalno-antyklinalnym” (odcinek wierzchowiny Góry Słonnej nawiązuje do osi synkliny, a kolejny odcinek po szosę Wujskie—Tyrawa Wołoska przechodzi na przylegający do synkliny od południa element antyklinalny),

c) grzbiet izoklinalny (na wschód od szosy) wycięty w południowym skrzydle otulającym siodło Wańkowej. W osi siodła pojawiają się mniej odporne warstwy krośnieńskie dolne, w których obrębie powstały spłaszczenia — podnóża grzbietu.

Słonne Góry są wyraźnie wyodrębnionym grzbietem twardeczowym wznoszącym się ponad poziomem 100 m wyróżnionym przez L. Starkla (1965a) w dolinie Sanu. Poziom ten w obniżeniu Tyrawy jest dobrze wykształcony. Ponad nim wznoszą się garby o wysokości 450—475 m (100—125 m nad dnem Tyrawki), stanowiące być może odpowiedniki tego poziomu na skałach odporniejszych bądź obniżony poziom 200 m. Ten ostatni jest reprezentowany przez strefy spłaszczeń na wysokości 500—525—550 m n.p.m. (Dzielec) na stokach północnych, a na południowych nad Monasterzcem blisko doliny Sanu na wysokości 475—450 (150—175 m nad Sanem). O ile przedstawione spłaszczenia odpowiadają poziomom 100 i 200 m opisanym przez L. Starkla (1965a), to sama wyrównana na wysokości 625—650 m wierzchowina — podobnie jak wierzchowina Chwaniowa — reprezentuje ślad najstarszej na tym obszarze rzeźby, którą można paralelizować ze śródgórską powierzchnią zrównania. Okres wyodrębniania grzbietu zaczął się więc od rozcięcia poziomu śródgórskiego, a pełne wyodrębnienie nastąpiło po utworzeniu poziomu 100 m.

Grzbiet, podobnie jak i wierzchowina, ma różną szerokość. W odcinku najszerszym (szerokość podstawy 3 km) „synklinalno-antyklinalnym” wierzchowina pozostała szeroka, a profil podłużny wyrównany.



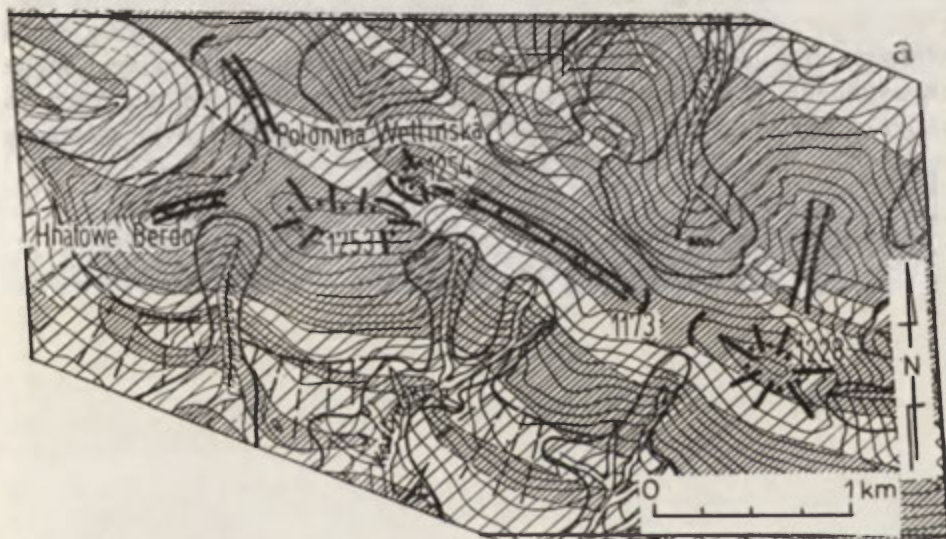
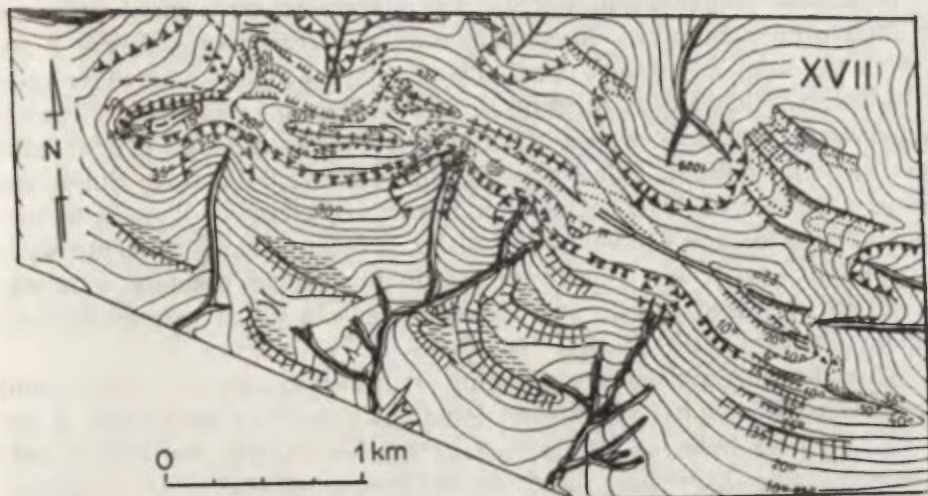
W węższym (1 km) odcinku izoklinalnym grzbiet rozcinają małe, stromo opadające dolinki, a wierzchowina jest dosyć wąska o falistym profilu podłużnym i deniwelacjach nie przekraczających 25 m. Zachodni odcinek izoklinalny jest szerszy (zdwojenie kompleksu), a ze względu na bliższą bazę erozyjną został również znacznie rozczłonkowany. Jego falista wierzchowina obejmuje wierzchołki i przełęcze o deniwelacjach około 50 m. Sam zachodni kraniec jest o 100 m niższy od całego pasma (poziom 200 m nad San).

Cechą grzbietu wyciętego we względnie odpornych warstwach krośnieńskich środkowych jest brak załomów oddzielających wierzchowinę od stoków. Brak załomów poprzecznych w obrębie przełęczy wiąże się z cechami tych piaskowców płytowych, które chociaż twarde nie sprzyjają wyodrębnianiu form uwarunkowanych strukturalnie.

### *Stanowisko XVII*

Połonina Wetlińska 1254 m n.p.m. stanowi wyraźnie wyodrębniony grzbiet górski, charakterystyczny dla Bieszczadów. Znajduje się on w obrębie centralnego synklinorium, przy jego granicy z jednostką dukielsko-użocką. Gruboławicowe piaskowce otryckie są elementem grzbietotwórczym. Grzbiet Połoniny o długości około 10 km ciągnący się z NWW na SEE między doliną Wetliny i Prówczy wznosi się ponad 1200 m n.p.m. Badaniami została objęta wschodnia część grzbietu o długości 5,5 km. Od południa grzbiet wznosi się 450—550 m ponad subsekwentnym obniżeniem Wetliny, a od północy góruje ponad poziomem grzbietów wznoszących się 800—1000 m n.p.m., rozciętych dolinami poprzecznymi, konsekwentnie tnącymi północny skłon Połonin (Hulski, Berdo, Hylaty).

Połonina Wetlińska jest przykładem grzbietu zgodnego, wyciętego w stromo zapadających odpornych ławicach skalnych, dobrze wyodrębnionego w rzeźbie (mapa 18a). Budowę geologiczną obszaru rozpoznał K. Żytko w latach 1952—1961 (praca doktorska 1969). Połonię buduje asymetrycznie rozwinięta synklina ze stromo ustawionymi piaskowcami otryckimi, zawierającymi wkładki łupków, zaliczonymi do warstw krośnieńskich dolnych (oddział środkowy). Oś tej synkliny przebiega u podnóża południowego stoku Połoniny, tak że sam grzbiet został wycięty w jej północnym, lepiej rozwiniętym skrzydle, stromo, często wstecznie obalonym; stąd przewaga upadów ku N (zał. 2, profile poprzeczne XVII). Ściśle grzbietotwórczą rolę mają dwa kompleksy piaskowcowe, rozdzielone strefą łupków o szerokości około 200 m. Kompleks północny ciągnie się aż po Smerek i tworzy północne stoki i północną, wyższą część wierzchowiny z kulminacjami Skała i k. 1254 m. Kompleks południowy buduje stoki południowe, a ograniczając od po-



Mapa 18. Grzbiet Połoniny Wetlińskiej (st. XVII). Mapa 18a przedstawia główne formy na tle odporności podłoża (wg mapy i profilów K. Żytka)

The Połonina Wetlińska ridge (site XVII). Map 18a represents main forms against the resistance of bedrock (according to map and profiles by K. Żytka)

łudnia wspomniane wychodnie łupków decyduje o szerokości grzbietu. Jedynie w strefie k. 1254 m i Hnatowego Berda tworzy on również wieżchołki i w ten sposób powstał charakterystyczny podwójny grzbiet Połoniny Wetlińskiej. Uskoki tnące poprzecznie grzbiet przesuwają względem siebie kompleksy o różnej odporności. Uwarunkowało to powstanie przełęczy o głębokości 60–100 m (mapa 18a).

W profilu poprzecznym grzbiet jest niesymetryczny; stoki północne są dłuższe od południowych. Stoki południowe rozwijały się wraz z pogłębianiem subsekwentnego obniżenia Wetliny. Strefa schodowych spłaszczeń uwarunkowanych strukturalnie świadczy o późniejszym, czwartorzędowym wypreparowaniu stref mniej odpornych przez drugorzędne subsekwentne dolinki. Schodowy styl ukształtowania stoków Bukowego Berda w Bieszczadach uwarunkowany strukturą przedstawił A. K. Tokarski (1970). Silne rozczłonkowanie stoków północnych ma założenia starsze. Znajdujące się na północnym przedpolu Połonin grzbiety wznoszące się stopniowo od 750 do 1050 m n.p.m. uważa się za rozczłonkowany poziom śródgórski (L. Starkel 1965a).

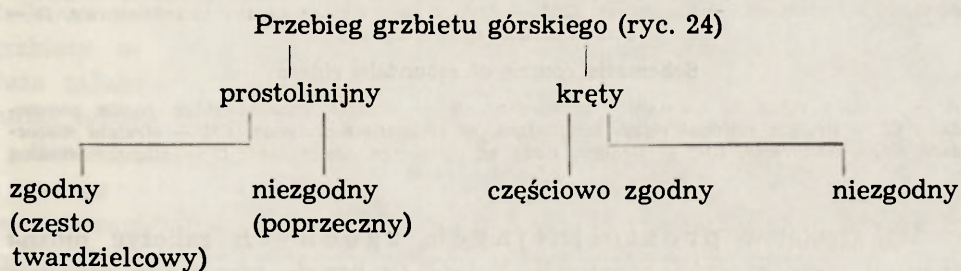
Wierzchowina grzbietowa Połoniny jest bardzo szeroka (150—350m) i wyraźnie oddzielona od stoków południowych. Poza odcinkiem z podwójnym wierzchołkiem jest asymetryczna. Kulminacje stanowią wyodrębnione grzbieciki wąskie, często ostre i miejscami skaliste, występujące w obrębie północnego kompleksu piaskowców otryckich. Poniżej tych grzbiecików powstały hałdy gruzowe, częściowo zarośnięte. Inną cechą wierzchowiny jest prawie zupełny brak pokryw gliniasto-piaszczystych na wychodniach piaskowców otryckich. Występuje tam jedynie pokrywa murszowo-próchnicza. Mikrorelief wierzchowiny przedstawia załączona mapa 18.



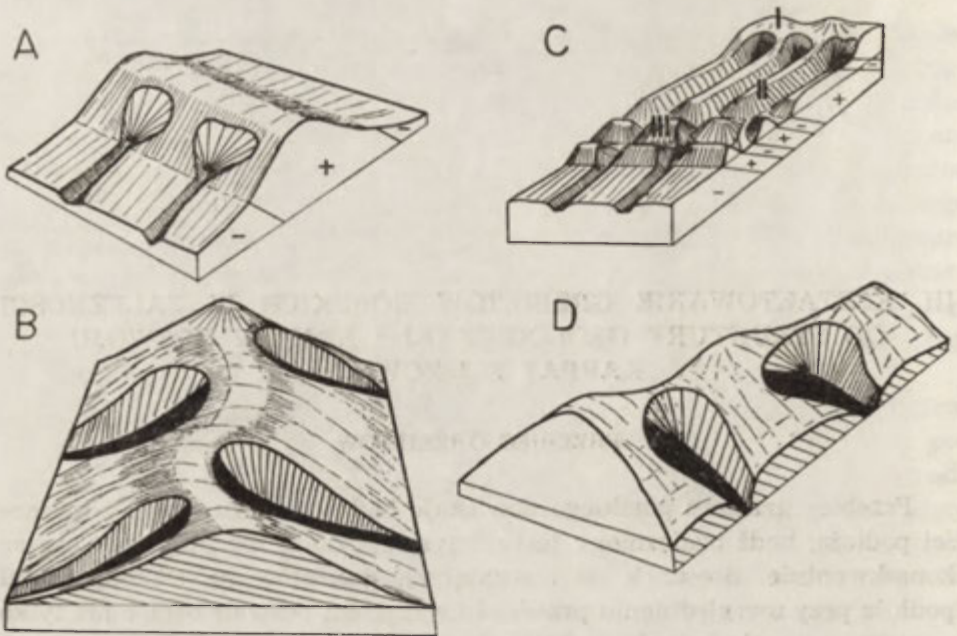
### III. KSZTAŁTOWANIE GRZBIETÓW GÓRSKICH W ZALEŻNOŚCI OD STRUKTURY GEOLOGICZNEJ I ETAPÓW ROZWOJU KARPAT FLISZOWYCH

#### PRZEBIEG GRZBIETÓW

Przebieg grzbietu górskiego dowiązuje bądź do biegu skał i odporności podłoża, bądź uzależniony jest od systemu dolin rozcinających obszar konsekwentnie. Stosunek do otaczających grzbietów na tle odporności podłoża przy uwzględnieniu przedziału wysokości pozwala ocenić nie tylko przyczyny wyodrębnienia grzbietu, lecz stwierdzić etapowość rozwoju w utworzeniu generacji grzbietów. Przebieg grzbietów górskich zostanie zanalizowany według następującego schematu:



Ze względu na przebieg grzbiety można dzielić na prostoliniijne i nieprostoliniijne, czyli kręte. Uwzględniając obok przebiegu stosunek do struktury można wyróżnić cztery przedstawione wyżej grupy grzbietów. Wskaźnik rozwinięcia stanowiący stosunek długości grzbietu mierzonej wzdłuż jego osi do odległości krańcowych punktów zmienia się wśród badanych grzbietów w granicach 1,03—1,3. Grzbiety prostoliniijne odznaczają się na ogół współczynnikiem poniżej 1,05 (maksymalnie 1,1). Współczynniki wyższe związane są z silnym rozczłonkowaniem. Istnieją przypadki grzbietów ogólnie prostoliniijnych, dobrze wyodrębnionych w rzeźbie o współczynniku wyższym związanym z krętością osi grzbietu, uwarunkowaną naprzemianległym ułożeniem dolinek bocznych, rozczłonkowujących stoki (st. VII, XV, częściowo XIII).



Ryc. 24. Schematy przebiegu grzbietów górskich

A — grzbiet prostoliniowy, zgodny twardzielcowy, B — grzbiet lekko kręty częściowo zgodny, CI — grzbiet prostoliniowy zgodny ostańcowy (o założeniu twardzielcowym), CII — grzbiet prostoliniowy niezgodny (poprzeczny), CIII — grzbiet prostoliniowy zgodny twardzielcowy, D — grzbiet lekko kręty, niezgodny

#### Schematic course of mountain ridges

A — straight ridge of resistance, concordant, B — slightly winding ridge partly concordant, CI — straight residual ridge, concordant, of resistant foundation, CII — straight discordant ridge, transverse, CIII — straight ridge of resistance, concordant, D — slightly winding ridge, discordant

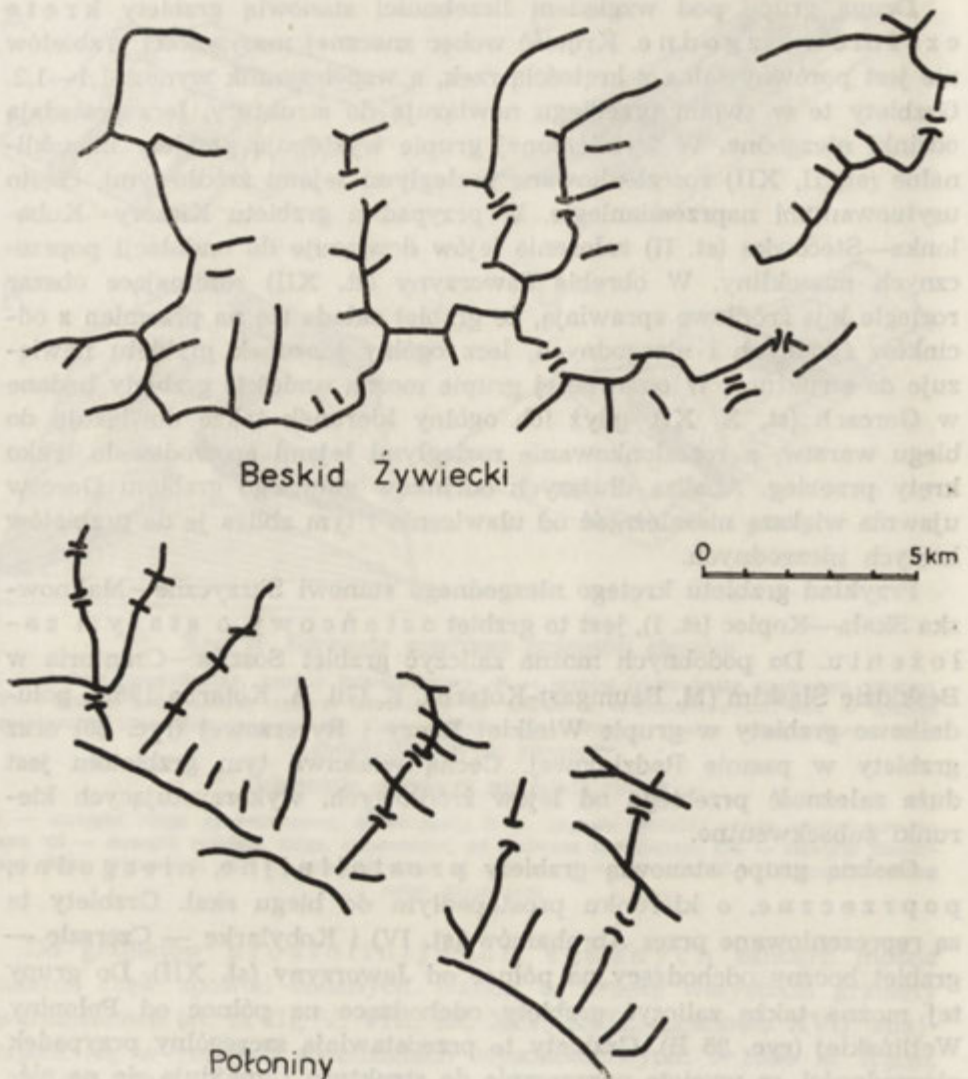
Do grzbietów prostoliniowych, zgodnych zaliczyć można znaczną część spośród badanych. Należą tu przede wszystkim grzbiety twardzielcowe (st. Ia III, V, VIII, IX, XIV, XVII, częściowo XVI), znajdujące się w różnych przedziałach wysokościowych: >1000 m n.p.m. — 4, 800—900 m — 2, 600—650 m — 2. Pod względem strukturalnym najliczniejsze w tej grupie są grzbiety izoklinalne o stromo ustawionych warstwach. Występują też synklinalne (st. IX, częściowo VI) i grzbiety o założeniu synklinalnym, lecz wycięte w obrębie lepiej rozwiniętego skrzydła synkliny (st. VIII, XIII). Stanowisko III (Lipowska—Romanka) zaliczone zostało także do grzbietów prostoliniowych zgodnych (współczynnik 1,08), gdyż składa się z dwóch odcinków wyraźnie prostoliniowych. Natomiast oba grzbiety związane z Pogórzem (VII, XV), bardzo dobrze wyodrębnione w rzeźbie o założeniach twardzielcowych, ze względu na znaczne rozczłonkowanie stanowią odrębny zespół.

Drugą grupę pod względem liczebności stanowią grzbiety kręte częściowo zgodne. Krętość wobec znacznej masywności grzbietów nie jest porównywalna z krętością rzek, a współczynnik wynosi 1,1—1,2. Grzbiety te w swoim przebiegu nawiązują do struktury, lecz posiadają odcinki niezgodne. W wymienionej grupie występują grzbiety monoklinalne (st. II, XII) rozczłonkowane rozległymi lejami źródłowymi, często usytuowanymi naprzemianległe. W przypadku grzbietu Kiczory—Kubalonka—Stecówka (st. II) założenie lejów dowiązuje do undulacji poprzecznych monokliny. W obrębie Jaworzyny (st. XII) rozcinające obszar rozległe leje źródłowe sprawiają, że grzbiet składa się na przemian z odcinków zgodnych i niezgodnych, lecz ogólny kierunek grzbietu nawiązuje do struktury. W omawianej grupie można umieścić grzbiety badane w Gorcach (st. X, XI), gdyż ich ogólny kierunek także dowiązuje do biegu warstw, a rozczłonkowanie rozległymi lejami spowodowało lekko kręty przebieg. Analiza dłuższych odcinków głównego grzbietu Gorców ujawnia większą niezależność od uławicenia i tym zbliża je do grzbietów krętych niezgodnych.

Przykład grzbietu krętego niezgodnego stanowi Skrzyczne—Malinowska Skała—Kopiec (st. I), jest to grzbiet o stańcowy o starym założeniu. Do podobnych można zaliczyć grzbiet Soszów—Czantoria w Beskidzie Śląskim (M. Baumgart-Kotarba, E. Gil, A. Kotarba 1969), południkowe grzbiety w grupie Wielkiej Raczy i Rycerzowej (ryc. 25) oraz grzbiety w pasmie Radziejowej. Cechą właściwą tym grzbietom jest duża zależność przebiegu od lejów źródłowych, wykorzystujących kierunki subsekwentne.

Osobną grupę stanowią grzbiety prostolinijne, niezgodne, poprzeczne, o kierunku prostopadłym do biegu skał. Grzbiety te są reprezentowane przez Abrahamów (st. IV) i Kobylarkę — Czerszłą — grzbiet boczny odchodzący na północ od Jaworzyny (st. XII). Do grupy tej można także zaliczyć grzbiety odchodzące na północ od Połoniny Wetlińskiej (ryc. 25 B). Grzbiety te przedstawiają szczególny przypadek niezgodności, są wycięte poprzecznie do struktury i znajdują się na niższym poziomie niż grzbiet główny. Wydaje się, że można je uznać za rezultat młodszego etapu wyodrębnienia grzbietów. Ich prostolinijny przebieg wiąże się z konsekwentnym rozcięciem przedpola wyższego grzbietu (ryc. 25 B). Rozczłonkowanie tych grzbietów zależy od zróżnicowanej odporności skał, w których zostały wycięte. Najlepiej rozczłonkowane są wśród nich grzbiety bieszczadzkie, ze względu na duże kontrasty odporności między piaskowcami otryckimi i łupkami warstw krośnieńskich dolnych. W sprzyjających warunkach wypreparowanie kompleksów odpornych prowadzi do powstania szeregu równoległych grzbieci-





Ryc. 25. Układy widlaste grzbietów. Przełęcz i równoleżnikowe odgałęzienia do-  
 wiażają do zróżnicowanej odporności podłoża. Grzbiety południkowe niezgodne ze  
 strukturą powstały w wyniku konsekwentnego rozcięcia. Przykłady z Beskidu Ży-  
 wieckiego i Połonin. Grzbiety niezgodne poprzeczne prostolinijne z przedpola Po-  
 łonin mają założenia młodsze od głównego grzbietu Połonin.

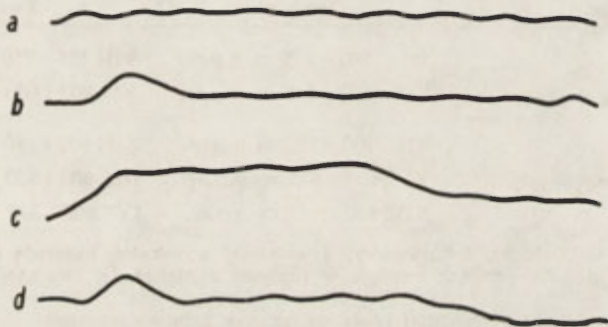
Fork-like sets of ridges. Passes and parallel branches refer to the differentiated  
 resistance of bedrock. Meridional ridges unrelated to structure have been formed  
 as a result of the consequent dissection. Examples taken from the Beskid Żywiecki  
 Mts and from the Połoniny Range. Discordant transverse ridge straight in course  
 from the fore-field of the Połoniny Range have younger foundation than the main  
 ridge of the Połoniny Range.

ków zgodnych, twardzielcowych. Przykładów takich zespołów dostarczają obszary Bieszczadów.

Grzbiety prostolinijne, poprzeczne przypominają pod pewnym względem grzbiety kręte niezgodne. Wspólną cechą stanowi niezgodny przebieg oraz wyodrębnienie w wyniku konsekwentnego rozcięcia. Jednak grzbiety niezgodne poprzeczne zdają się być o cykl młodsze w stosunku do grzbietów niezgodnych, krętych.

#### PROFIL PODŁUŻNY

Profil podłużny grzbietów górskich najczęściej jest lekko falisty, często falisty a rzadko falisto-zębaty. Występują również odcinki o profilu wyrównanym. Analiza profilów podłużnych wskazuje, że linia grzbietowa w wielu przypadkach świadczy o istnieniu poziomów grzbietowych (zał. 1, profile II, IV, V, VI, VII, VIII, IX; zał. 2, profile XIII, XIV, XVI). Występują grzbiety jedno- i dwupoziomowe (tab. 1). Kolejne poziomy są rozdzielone pochyłością o różnicy wysokości 100—200 m



Ryc. 26. Schematyczne przykłady grzbietów:

*a* — jednopoziomowego, *b* — jednopoziomowego z kulminacją, *c* — dwupoziomowego, *d* — dwupoziomowego z kulminacją

Schematic example of:

*a* — one-level ridge, *b* — one-level with a peak, *c* — two-level, *d* — two-level with a peak

i o nachyleniu  $8^{\circ}$ — $16^{\circ}$ , nie uwarunkowaną zmianą odporności podłoża. Również współczesne rozmieszczenie lejów źródłowych nie tłumaczy jej powstania. Same poziomy cechuje profil wyrównany lub lekko falisty. Z niektórych grzbietów jedno- lub dwupoziomowych wznoszą się wyraźne kulminacje o wysokości 100—200 m, a więc można wyróżnić grzbiety z kulminacją i grzbiety bez wyraźnej kulminacji (ryc. 26). Kulminacje te mają charakter ostańcowy, gdyż nie są wierzchołkami twardzielcowymi, ani nie powstały wskutek utworzenia przełęczy. W przypadku grzbie-

tów dwupoziomowych najczęściej dłuższy odcinek znajduje się w wyższym poziomie, np. Luboń 900 m, Homola 700 m, Łopień 950 m n.p.m., lecz występują także grzbiety, gdzie oba poziomy zajmują podobnej długości odcinek, np. Abrahamów.

Występowanie grzbietów zgodnych dwupoziomowych, a także jedno- i dwupoziomowych z kulminacją o charakterze ostańcowym świadczy o etapowym kształtowaniu grzbietu. Takie grzbiety można nazwać policyklicznymi, a ich istnienie wskazuje, że rozwój grzbietów górskich postępował poprzez przyrastanie członów o kolejno młodszych założeniach w miarę rozcinania i denudacji obszaru. W takim sensie poziomy grzbiety świadczą o starych etapach rozwoju rzeźby. Pozostałe grzbiety, w których obrębie nie zaznaczają się równie wyraźnie poziomy, są faliste, a nawet falisto-zębate.

Tabela 1. Grzbiety jedno- i dwupoziomowe z kulminacjami lub bez kulminacji  
One- and two-level ridges with or without culmination

Grzbiety Ridges	Jednopoziomowe One-level	Dwupoziomowe Two-level
Z kulminacjami With culmination	II 800–835 m n.p.m. VI* 600–580 m n.p.m.	VIII 725–750 i 900 m n.p.m. V** 800 i 600 m n.p.m.
Bez kulminacji Without culmination	VII 500–550 m n.p.m. XVI 650–625 m n.p.m. XIV 600–615 m n.p.m.	XIII 600 i 680–712 m n.p.m. IX 800 i 920–950 m n.p.m. IV 600 i 830–850 m n.p.m.

\* Kulminacje Gołuszkowej i Żurawnicy, o podobnej wysokości, sugerują istnienie drugiego poziomu. Jednak głęboka przełęcz wycięta w łupkach rozdziela je, tworząc na tym odcinku profil falisty.

\*\* Poziomy grzbiety Pochodźkiej rozdziela odcinek grzbietu falistego.

Profilom falistym odznaczają się grzbiety posiadające większe przełęcze uwarunkowane usytuowaniem lejów źródłowych naprzeciwko siebie. Predyspozycję strukturalną dla powstania takich przełęczy stanowiły strefy uskoków, np. przełęcz Pawlusia między Lipowską a Romanką (st. III), przełęcz na Połoninie Wetlińskiej (st. XVII), i wschodnie łupków, np. przełęcz Carchel na Gołuszkowej i Żurawnicy (st. VI), lub skał zawierających łupki, np. przełęcz między Kopcem i Malinowską Skałą (st. I). Głębsze przełęcze powstały także ponad lejami źródłowymi na osi dolin konsekwentnych, co świadczy o roli długotrwałego „skoncentrowanego” oddziaływania, doprowadzającego do obniżenia grzbietu. Przykładów takich przełęczy, tworzących falisty profil, dostarczają grzbiety zbadane w Gorcach (st. X, XI). Dla profilu falistego charakterystyczne są nachylenia  $4^{\circ}$ – $10^{\circ}$ , a nawet większe. Grzbiety o profilu falistym są



na ogół ważniejszymi grzbietami wododzielnymi i wznoszą się do znacznej wysokości ( $>1000$  m, st. I, III, X, XI, XVII). W ich obrębie występują także odcinki lekko faliste, a nawet wyrównane w przypadku, gdy leje źródłowe nie sięgają wysoko lub są rozmieszczone naprzemianlegle.

Profil podłużny falisto-zębaty posiadają grzbiety silnie rozczłonkowane, odznaczające się większym udziałem odcinków niezgodnych ze strukturą (st. XII, XV). Profil taki o spadkach przekraczających  $10^\circ$  świadczy o większej fragmentacji linii grzbietowej wskutek obniżania odcinków wystawionych na preparowanie subsekwentne. Szczególnie dobrym przykładem jest grzbiet Brzanki (zał. 2, profil XV).

Lekko faliste i faliste profile podłużne kształtowane są pod wpływem lejów źródłowych. Świadczy o tym fakt powstania przełęczy głębszych przy naprzeciwnym niż przy naprzemianległym rozmieszczeniu lejów. Odcinki wyrównane zaś zachowują się, gdy leje źródłowe są bardzo nieliczne (st. IV), występują nisko (st. I) lub są rozmieszczone na przeciwnych stokach jakby niezależnie od siebie (st. VIII). Po wyeliminowaniu z rozważań głębokich przełęczy uwarunkowanych strukturalnie analiza profili podłużnych i właściwych im deniwelacji, uwzględniająca kryterium stosunku do poziomu śródgórskiego, wskazuje, że grzbiety, których wierzchowiny znajdują się poniżej tego poziomu (częściowo st. V, XIV, XV), poza piętnastym mają deniwelacje do 20 m, grzbiety w poziomie śródgórskim (st. II, VII, VIII, XVI) — deniwelacje rzędu 20—30 m, maksymalnie do 50 m (st. XVI). Natomiast wierzchowiny grzbietów wznoszących się ponad 1000 m najczęściej odznaczają się deniwelacjami około 50 m (maksymalnie 75—100 m). Wydaje się, że większe deniwelacje w obrębie grzbietów wyższych należy wiązać z ich dłuższym obniżaniem ponad lejami źródłowymi.

Deniwelacje rzędu 25—50 m przy wysokości względnej grzbietów 300—700 m wskazują na nieznaczne w skali grzbietów oddziaływanie lejów na wierzchowinę (poza lejami wykorzystującymi strefy mniej odporne). Można to wytłumaczyć następująco: leje źródłowe rozczłonkują przede wszystkim stoki grzbietu, natomiast obniżanie wierzchowiny ponad nimi zależy przede wszystkim od zmniejszonej odporności i ułożenia skał (niezgodne odcinki). Odporne i stromo ustawione kompleksy skalne grzbietów twardzielcowych (hogbacki) chronią linię grzbietową od wpływu nawet aktywnych dolin (st. VII, XVII). Załomy oddzielające wierzchowinę od stoków, zwłaszcza załomy strukturalne na czołach warstw stanowią lokalnie bazę dla rozwoju przełęczy.

Przykłady bezpośredniego formowania przełęczy poprzez aktywne leje źródłowe ograniczają się do grzbietów wąskich, niszczonej chociaż z jednej strony przez aktywny lej (st. XII).

W profilach podłużnych grzbietów zaznaczają się drobne załomy

o spadku  $16^{\circ}$ — $25^{\circ}$  i wysokości 5—10 m, uwarunkowane strukturalnie. Ich rozmieszczenie jest niezależne od lejów źródłowych. Załomy te nie wpływają praktycznie na kształt linii grzbietowej i zostaną omówione łącznie z formami wierzchowin grzbietowych.

Analiza profilów podłużnych wskazuje:

1. Grzbiety dwupoziomowe oraz dwupoziomowe i jednopoziomowe z kulminacją ostańcową świadczą o policyklicznym rozwoju grzbietów górskich.

2. Profile faliste z głębszymi przełęczami, związanymi ze strefami mniej odpornymi bądź z długotrwałym, konsekwentnym rozczłonkowaniem świadczą o dłuższym modelowaniu linii grzbietowej grzbietów wyższych.

3. Profile lekko faliste świadczą o ograniczonym oddziaływaniu lejów w przypadku grzbietów twarzielcowych i o krótszym modelowaniu grzbietów niższych.

4. Fragmentacja wierzchowin wyrażająca się w powstaniu głębszych przełęczy, często uwarunkowanych strukturą, wskazuje na związek z długotrwałym modelowaniem grzbietów. Natomiast fragmentacja wyrażająca się ilością przełęczy jest związana nie tyle z długością okresu rozwoju grzbietu, lecz rośnie w przypadku grzbietów posiadających odcinki niezgodne z biegiem warstw.

#### PROFIL POPRZECZNY

Profil poprzeczny grzbietów jest symetryczny lub asymetryczny, co znaczy, że przeciwległe stoki grzbietu nie różnią się lub różnią nachyleniami. Natomiast mianem niesymetrii określono nierówną długość przeciwległych stoków o podobnym nachyleniu.

Profil poprzeczny grzbietów kształtowany jest w zależności od budowy geologicznej i bazy erozyjnej przeciwległych stoków. Symetryczny profil świadczy o równowadze procesów modelujących przeciwne stoki, asymetryczny o jej braku. Zróznicowanie litologiczne i tektoniczne przyczynia się do różnicowania procesów morfogenetycznych, ich rodzaju i szybkości działania. Dlatego, analizując profile poprzeczne, należy uwzględniać stosunek do struktury. Równocześnie trzeba zdawać sobie sprawę, że profile poprzeczne grzbietów silnie rozczłonkowanych bocznymi dolinkami są równocześnie profilami podłużnymi grzbietów bocznych. Czasem interesująca okazuje się w takich przypadkach analiza profili prowadzonych wzdłuż dolin rozczłonkowujących grzbiet.

Symetryczne profile poprzeczne cechują grzbiety, których stoki posiadają bazę erozyjną o podobnej wysokości i odległości. Dotyczy to grzbietów powstających na przecięciu zboczy dolinnych, zwłaszcza



w przypadku grzbietów wyciętych poprzecznie w stosunku do kierunku warstw, gdy przeciwległe stoki odznaczają się analogicznymi cechami litologicznymi, np. Abrahamów (st. IV) posiada stoki o nachyleniu  $20^{\circ}$ — $24^{\circ}$ . Również symetryczny jest szeroki zaokrąglony grzbiet Skrzyżne—Malinowska Skała (st. I), którego stoki poza lejami źródłowymi mają nachylenia stopniowo wzrastające  $5^{\circ}$ — $10^{\circ}$ — $20^{\circ}$ . Grzbiety symetryczne wycięte niezgodnie nie posiadają wyraźnie wyodrębnionej wierzchowiny grzbietowej. Symetryczne profile poprzeczne są również charakterystyczne dla grzbietów synklinalnych i izoklinalnych, wyciętych w stromo ustawionych warstwach ( $>35^{\circ}$ ). Symetryczna budowa geologiczna stwarza stokom podobną odporność na działalność procesów niszczących. Nawet przy nierównej współczesnej bazie erozyjnej grzbiety takie są również symetryczne (st. VII, IX, XIV). Czynniki strukturalny odgrywa większą rolę w modelowaniu, gdy stoki przestaną znajdować się w zasięgu bezpośredniego działania doliny rzecznej. Ponieważ znaczna część grzbietów karpaccich wznosi się ze spłaszczeń lub podnóży wiązanych z poziomem śródgórskim, częściej podgórskim lub młodszymi, więc modelowanie dowiązujące do bazy erozyjnej ogranicza się do dolin bocznych i lejów źródłowych. Natomiast stoki tych grzbietów podlegały procesom wietrzenia i denudacji w dużej mierze uzależnionym od własności litologicznych i ułożenia skał.

**A s y m e t r i a** profilów poprzecznych charakterystyczna jest dla grzbietów monoklinalnych oraz dla tych grzbietów synklinalnych, których wierzchowina grzbietowa została wycięta w jednym ze skrzydeł synkliny. Do typowych grzbietów monoklinalnych wśród badanych można zaliczyć grzbiet Kiczory—Kubalonka—Stecówka (st. II), częściowo grzbiet Żurawnicy (st. VI) i odcinek Boraczka—Rysianka (st. III). Są to grzbiety wycięte w stosunkowo płasko ułożonych warstwach ( $4^{\circ}$ — $20^{\circ}$ ). Stoki wycięte na czołach są stromsze ( $18^{\circ}$ — $28^{\circ}$ ) od stoków zgodnoławicowych ( $10^{\circ}$ — $14^{\circ}$ ), które dopiero w dolnych częściach osiągają  $20^{\circ}$ . Natomiast grzbiety Lubonia (st. VIII), Homoli (st. XIII) mimo założeń synklinalnych są asymetryczne. W przypadku Lubonia asymetria jest bardzo wyraźna; stoki północne mają nachylenia  $18^{\circ}$ — $30^{\circ}$  (średnio  $25^{\circ}$ ), a południowe  $6^{\circ}$ — $10^{\circ}$ . Trudno rozstrzygnąć, czy wiąże się to z ułożeniem warstw (upadyku południowi) czy z różnicami litologicznymi. Północne stoki dzięki łupkom podścielającym piaskowce magurskie podlegają osuwaniu (mapa 8a). W przypadku Homoli wierzchowina kulminuje również na wychodniach północnego skrzydła, lecz asymetria uwarunkowana została raczej niższą bazą erozyjną stoków północnych.

Grzbiety ze stokami o różnej długości (niesymetryczne) odznaczają się różną wysokością bazy erozyjnej (st. XIV, XVII). Ich przeciwne stoki



posiadają podobne nachylenia — jest to cecha grzbietów typu hogback (twardzielcowych, izoklinalnych o stromo ułożonych warstwach).

Ocena profilu poprzecznego grzbietów silnie rozczłonkowanych jest trudna (st. XII, XV). Grzbiet Jaworzyny mimo założenia monoklinalnego nie wykazuje asymetrii. Natomiast jego wierzchowina i profile poprzeczne, prowadzone wzdłuż lejów źródłowych, są asymetryczne.

Z wymienionych przez M. Klimaszewskiego (1961, s. 273) przyczyn asymetrii stoków przeważa asymetria związana z ułożeniem warstw, z którą często wiąże się asymetria uwarunkowana litologicznie (wychodnie łupków na jednym ze stoków, powodujące modelowanie przez osuwiska). Lokalnie występuje asymetria związana z różną wysokością bazy erozyjnej. Natomiast asymetrii klimatycznej stoków grzbietów górskich nie stwierdzono.

Stoki grzbietów asymetrycznych i symetrycznych w dużym stopniu ujawniają zróżnicowanie litologiczne skał, w których zostały wycięte. Stoki wycięte w skałach stosunkowo jednorodnych odznaczają się profilem jednostajnym. Stoki wycięte w kompleksach o na przemian różnej odporności posiadają profil schodowy. Natomiast stoki wklęsłe powstały w przypadku występowania kompleksów średnio i mało odpornych w środkowej, a najczęściej dolnej części stoku. Powyższe sformułowania dotyczą właściwych stoków grzbietu i nie przeczą istnieniu profilu wypukło-wklęsłego, charakterystycznego dla Karpat. Wypukłość tego profilu odpowiada przejściu wierzchowiny grzbietowej w stok, natomiast wklęsłość wiąże się z przejściem stoku w podnóże grzbietu lub spłaszczenia podstokowe. Pełna analiza stoków obejmuje modelowanie od wierzchowiny po dno doliny łącząc różnowiekowe elementy rzeźby. Przykładem takiej analizy są prace L. Starkla (1964, 1965a, 1969c) o ewolucji stoków w czwartorzędzie w polskiej części Karpat Wschodnich.

Nie wchodząc w założoną problematykę rozwoju stoków karpaccich, zostanie na podstawie profili poprzecznych grzbietów przedstawiony związek kształtu stoku z budową geologiczną. Stoki grzbietów monoklinalnych wycięte na czołach warstw odznaczają się profilem schodowym uwarunkowanym litologicznie. Strome stoki o nachyleniu  $18^{\circ}$ — $28^{\circ}$  wycięte w obrębie miększych gruboławicowych serii rozdzielone są spłaszczeniami o nachyleniu  $6^{\circ}$ — $12^{\circ}$ , stanowiącymi rozległe terasy denudacyjne, których powstanie uwarunkowane było występowaniem mniej odpornych serii łupkowych (st. II, III, VI). Schodowy profil nie zaznacza się na czołach warstw, gdy stok opadając bezpośrednio do dna doliny poddany był silnej denudacji, np. odcinek północnego stoku Beskidek—Stecówka nad doliną Czarnej Wisiełki (st. II). Schodowy profil powstał również w przypadku stoku wyciętego w stromo ustawionych skałach o różnej odporności, np. południowe stoki Połoniny Wetlińskiej (st. XVII). Spła-



Fot. 9 Połonina Wetlińska (st. XVII). Twardzielcowy grzbiet od południa wznosi się stromymi stokami z rozległych podnóży rozciętych niegłębokimi dolinkami

The Połonina Wetlińska Range (site XVII). Ridge of resistance ascents from the south in steps from vast foot dissected by not deep valleys



Fot. 10 Boczny grzbiet zgodny z kierunkiem uławicenia w paśmie Jaworzyny Krynickiej (st. XII). Widoczne stopnie w profilu podłużnym. Stopniom towarzyszą spłaszczenia i listwy, zajęte przez pola uprawne

Side ridge accordant with the strike in the range of Jaworzyna Krynicka (site XIII). Steps to be seen in the cross-profile. The steps are accompanied by flats and ledges taken under cultivation





Fot. 11 Południowe stoki silnie rozczłonkowanego grzbietu Brzanki (st. XV)  
 Southern slopes of the largely dissected Brzanka ridge (site XV)



Fot. 12 Wierzchowina grzbietu Brzanki (st. XV). Odcinek o przebiegu niezgodnym z uławiczeniem. Oś grzbietu przechodzi kolejno na bardziej północne kompleksy piaskowcowe (a, b, c) subsekwentnie wypreparowane przez przełączniki

Ridge-crest of the Brzanka ridge (site XV). Stretch discordant with the strike of strata. Ridge axis passes into northern sandstone complexes (a, b, c,) separated subsequently by small passes



Fot. 13 Przykład formy skałkowej wieńczącej skłon, którym Malinowska Skała (st. I) wznosi się nad rozległą przełęczą. Widok od północy

Example of a tor on the slope of the Malinowska Skała (site I) dominating vast pass. Viewed from the north.



Fot. 14 Skała na Malinowskiej Skale od południa. Ławice skalne wrastają w poziom wydłużonego wierzchołka Malinowskiej Skały. W głębi grzbiet Skrzycznego i Skrzyczanki (st. I)

Tor on the Malinowska Skała on the southern slope. Rock bars pass into the level of the elongated peak of Malinowska Skała. In the background ridges of the Skrzyczne and Skrzyczanka (site I).

szczenia ograniczone wyraźnymi stopniami powstały w obrębie warstw mało odpornych, a strome odcinki stoku dowiązują do wychodni stromo ustawionych skał odpornych. O ile mechanizm powstania spłaszczeń na stokach wyciętych w obrębie łagodnie zapadających skał można przyrównać do procesów formujących progi denudacyjne, to w przypadku spłaszczeń drugiego typu należy przyjąć wypreparowanie przez małe dolinki subsekwentne.

Zgodnoławicowe stoki grzbietów monoklinalnych odznaczają się nachyleniami  $10^{\circ}$ — $20^{\circ}$ . Przy upadzie mniejszym od nachylenia stoku, w górnej ich części zaznaczają się niewyraźne tylne progi (st. II, III).

W przypadku grzbietów synklinalnych, gdy odporne mięszce kompleksy piaskowców podścielone są mniej odpornymi skałami, powstały charakterystyczne stoki krawędziowe o nachyleniu  $24^{\circ}$ — $30^{\circ}$  (st. VIII, IX).

Grzbiety izoklinalne wycięte w stromo ustawionych warstwach odznaczają się różnorodnością kształtów stoków. Stoki mało zróżnicowane pod względem litologicznym zgodnoławicowe i wycięte na czołach warstw posiadają profile jednostajnie nachylone, np. południowy stok Barnasiówki (st. VII), południowy stok Czerteżyków (st. XIV), wschodnia część grzbietu Pochodzitej (st. V). W przypadku występowania skał mało odpornych w środkowej lub dolnej części stoku grzbiety izoklinalne mają profil wklęsły, np. środkowa i zachodnia część grzbietu Pochodzitej, północny stok Czerteżyków.

Przedstawione zależności dotyczą stoków grzbietów zgodnych i częściowo zgodnych w odcinkach nie przemodelowanych przez boczne doliny i leje źródłowe. Stoki wycięte na czołach warstw nie zróżnicowanych bardzo pod względem litologicznym, jeżeli są gęsto rozcięte dolinami bocznymi, posiadają profil lekko wklęsły, np. północny stok Homoli (st. XIII).

Analiza profilów poprzecznych wskazuje:

1. Wpływ bazy erozyjnej na symetrię lub asymetrię grzbietu jest decydujący tylko w przypadku grzbietów wznoszących się między dolinami. Symetryczne są grzbiety niezgodne, zwłaszcza poprzeczne (z rozcięcia dolinami konsekwentnymi), zaś asymetryczne grzbiety zgodne, gdy przynajmniej jeden stok wznosi się nad doliną stanowiącą niższą bazę erozyjną.

2. Wpływ struktury na wykształcenie profilu poprzecznego zaznacza się na grzbietach, których stoki opadają ku spłaszczonym podnóżom lub ku otaczającym garbom, izolującym je od bezpośredniego oddziaływania rzeki. W takim przypadku grzbiety symetryczne odbijają symetryczne struktury (grzbiety synklinalne) i struktury izoklinalne (o stromo ustawionych warstwach), a grzbiety asymetryczne struktury monoklinalne. Wyraźniejsze jest dopasowanie do struktur asymetrycz-



nych w wyższych częściach grzbietu niż w niższych, gdzie doliny boczne rozczłonkują stoki.

3. Dopasowanie do elementów litologicznych, przejawiające się w powstaniu schodowego profilu stoków wyciętych w warstwach o zróżnicowanej odporności, zachodzi tylko na stokach „odsuniętych”, izolowanych od wzmożonej denudacji związanej z erozją rzeczną.

#### LEJE ŹRÓDŁOWE I ICH ROLA W MODELOWANIU GRZBIETÓW. TYPY MODELOWANIA

Grzbiety górskie, a przede wszystkim ich stoki, są rozczłonkowane dolinami bocznymi, których najaktywniejszą częścią są leje źródłowe. Leje źródłowe (spring basin, head of gullies, bassin de réception) zawdzięczają swoje powstanie erozji źródłowej (spring sapping) i koncentracji spływu powierzchniowego i liniowego. Leje źródłowe i związane z nimi rozcięcia stokowe przyczyniają się do modelowania stoków, a poprzez nie grzbietów górskich. Na rolę rozcięć w modelowaniu stoków nie zwracano dotychczas większej uwagi. Autorzy licznych teorii rozwoju stoku przedstawiają go poprzez profil charakterystyczny dla danego obszaru, przypisując poszczególnym częściom tego profilu początkowo dedukcyjnie (G.K. Gilbert, W.M. Davis, A. Penck), a następnie w coraz większym stopniu indukcyjnie (H. Baulig, L. C. King) zespół procesów, które doprowadziły do jego powstania. W związku z rozczłonkowywaniem masywów i formowaniem stoków na uwagę zasługują prace R.E. Hortona (1945) i A.N. Strahlera (1950). W pierwszej zostało sprecyzowane pojęcie „belt of no erosion” jako odległości krytycznej od wododziału, od której siła erozyjna równoważy opór podłoża i może nastąpić niszczenie. W drugiej pracy również dzięki analizie morfometrycznej Strahler stwierdził ścisłą korelację między spadkiem strumieni i spadkiem stoków znajdujących się bezpośrednio w zasięgu oddziaływania tych strumieni. Ostatnio A. Jahn (1968) zajął się szczegółowo oddziaływaniem rozcięć na stok, analizując profil stoku i rozmiary rozcięć dolinnych względem form międzylodolnych. Wartość otrzymanej „warstwy zdartej” *d* (degraded layer) stanowi miernik tendencji rozwoju stoku. Wyróżnił trzy tendencje: A — zestramianie, B — spłaszczanie, C — powolne spłaszczanie wklęsłych stoków przy maksymalnym rozwoju dolin w środkowej części stoku. W przypadku zestramiania (maksymalne cofnięcie w dolnej części stoku) wyróżnił rozwój stoku wklęsłego i wypukłego. A. Jahn zwrócił uwagę na złożoność stoków karpaccich spowodowaną różnicami odporności podłoża oraz innym, w porównaniu z Karkonoszami i górami wyspowymi przedpola Sudetów, rozwojem geomorfologicznym. L. Starkel (1965a), ana-

lizując stoki plioceńskie polskich Karpat Wschodnich przemodelowane w czwartorzędzie, wyróżnił stoki długie (1—3 km) rozczłonkowane dolinami, zwłaszcza w pobliżu doliny głównej, i stoki krótkie (do 1 km) nieznacznie rozcięte, natomiast podcięte lub odsunięte od bazy erozyjnej przez otaczające spłaszczenia.

Zebrany materiał dotyczący grzbietów beskidzkich, a także zastosowanie zmodyfikowanej metody A. Jahna (1968) pozwalają na szczególniejsze potraktowanie wzajemnych zależności między stokiem a rozczłonkującymi go dolinkami i lejami źródłowymi.

Tabela 2. Wskaźniki rozczłonkowania grzbietów oraz rozmiary lejów źródłowych  
Indices of the dissection of ridges and the size of spring basin

Stano- wisko Site	Gęstość dolin Density of valleys km/km <sup>2</sup>	Udział wierzchowin w powierzchni zaję- tej przez grzbiet Percentage of ridge crest in the surface of ridge ‰	Udział lejów źród- łowych i osuwisk w powierzchni: Percentage of spring basin and landslide in the surface of:		Leje źródłowe Spring basin	
			grzbietu ridge ‰	stoków slopes ‰	zasięg pionowy vertical extent m n.p.m.	deniwelacje denivelation m
II	1,65	8,2	26,9	29,4	800 — 600	125 — 200
III	1,04	1,9	51,2	52,6	1300 — 800	400 — 500
IV	0,97	6,2	22,2	23,5 (11)	775 — 575	100 — 200
V	1,30	3,7	20,0	21,0	825 — 675	100 — 150
VI	0,92	5,0	26,6	28,3	625 — 425	150 — 200
VII	2,18	7,0	32,0	35,3	525 — 425	100
VIII		8,3	39,0	43,6	875 — 600	200 — 250
IX	1,27	15,0	34,4	40,3	925 — 600	200 — 300
X	1,60	19,0	50,3	61,0	1250 — 900	150 — 350
XI	1,70	6,0	39,2	41,7	1125 — 800	75 — 250
XII	1,90	8,5	40,6	44,3	1100 — 750	100 — 300
XIII	1,90	1,5	32,0	32,4	675 — 450	125 — 200
XIV	1,30	1,3	31,0	32,2	600 — 450	125 — 150
XV	2,56	3,0	40,0		500 — 350	100 — 75
XVI	1,64	3,4	36,6	38,0	625 — 425	150 — 200
XVII	1,05	15,5	23,1	27,5	1175 — 850	175 — 300

Miarą rozczłonkowania stoków są dwa współczynniki: gęstości dolin (km/km<sup>2</sup>) i wskaźniki procentowe stosunku powierzchni zajętej przez leje, dolinki i osuwiska do powierzchni całego grzbietu lub stoku (tab. 2). Zróżnicowanie wymienionych wskaźników procentowych wynika z rozległości wierzchowin grzbietowych, co również można przedstawić za pomocą odpowiedniego wskaźnika, wyrażającego stosunek powierzchni

zajętej przez wierzchowinę do powierzchni całego grzbietu. Udział wierzchowin w powierzchni zajętej przez grzbiety nie jest duży i wynosi najczęściej 1,3—6<sup>0</sup>%. Wyjątkowo wśród grzbietów inwersyjnych Beskidu Wyspowego (st. VIII, IX) oraz głównych pasm wododzielnych najbardziej oddalonych od dolin głównych (st. X, XII, XVII) wynosi 8—19<sup>0</sup>%.

Gęstość dolin rozczłonkowujących grzbiety górskie wynosi 0,92—1,56 km/km<sup>2</sup>. Wartości te są porównywalne ze wskaźnikami, których powierzchnią odniesienia jest obszar zajęty przez grzbiet górski, a nie można ich porównywać z danymi dla dorzeczy lub arkuszy map. Ze względów metodycznych w przypadku lejów złożonych uwzględniono sumaryczną długość dolinek, natomiast celowo pominięto drobne, chociaż często liczne, rozcięcia holocenijskie w obrębie lejów, które nie odbijają się w rzeźbie grzbietów. W porównaniu z gęstością dolin, liczoną dla dorzecza lub jakiegoś większego obszaru, otrzymane wartości są niższe, gdyż w takim ujęciu pominięte zostaną doliny rozdzielające kolejne grzbiety. A.N. Strahler (1965) przytacza cztery przedziały dla obszarów o kolejno malej, średniej, dużej i wyjątkowo dużej wartości wskaźnika drainage density, który wynosi po przeliczeniu  $\frac{\text{mila}}{\text{mila}^2}$  na  $\frac{\text{km}}{\text{km}^2}$ : 7,5, 7,5—10, 18—24, 120—320 km/km<sup>2</sup>. A. N. Strahler omówił również czynniki wpływające na kształtowanie się tego wskaźnika: odporność skał, infiltracja i pokrycie roślinne. Maksymalne wartości gęstości dolin w obrębie badanych grzbietów wynoszą 1,9—2,5 km/km<sup>2</sup> i odnoszą się do grzbietów silnie rozczłonkowanych z dużym udziałem subsekwentnych dolinek uchodzących do dolin bocznych (st. VII, XII, XV) oraz grzbietów towarzyszących większym dolinom (st. XIII). Natomiast minimalne wartości do 1,05 km/km<sup>2</sup> odnoszą się do grzbietów twardzielcowych (st. III, XVII) z małą ilością lejów złożonych oraz do „erozyjnego” grzbietu Abrahamowa (st. IV), gdzie rozczłonkowanie zdaje się mieć formy początkowe. Wartość około 1,6 odpowiada grzbietom rozczłonkowanym przez duże leje złożone (st. II, X, XI, XVI).

Modelowanie grzbietu jest odzwierciedlone bardziej obrazowo przez wskaźnik procentowy udziału powierzchni zajętej przez leje źródłowe i dolinki, mimo że ustalanie zasięgów lejów źródłowych i dolinek, zwłaszcza w przypadku dolin głębiej rozcinających stoki, nie jest jednoznaczne. Na przykład grzbiet twardzielcowy Pochodzitej (st. V) o wskaźniku gęstości dolin 1,3, zawyżonym przez małe dolinki, w rzeczywistości jest lepiej scharakteryzowany pod tym względem przez wskaźnik procentowy 20. Grzbiet Lipowska—Romanka (st. III) o wskaźniku 1,04 km/km<sup>2</sup> ze względu na ogromne powierzchnie objęte osuwiskami również lepiej jest oznaczony przez wskaźnik procentowy 52.



Małe rozczłonkowanie o wskaźniku poniżej 30% (st. II, IV, V, VI, XVII) częściowo pokrywa się z niższą gęstością dolin i świadczy o przewadze powierzchniowego modelowania grzbietów. Dotyczy to wspomnianego wyżej grzbietu „erozyjnego” (st. IV), którego obniżanie poprzez powierzchniową denudację ku sąsiednim dolinom utrudniało formowanie dolinek na jego stokach. Rozczłonkowaniu nie sprzyja znaczna odporność skał budujących stoki grzbietów twardzielcowych (st. V, XVII), zwłaszcza gdy na przedpołu występują skały mało odporne. Również mało rozczłonkowane są grzbiety zbudowane z piaskowców odznaczających się dużą przepuszczalnością, np. z piaskowców istebniańskich (st. II) i ciężkowickich (st. VI). Potwierdza to zależność rozcięć od przepuszczalności podłoża stwierdzoną przez R.E. Hortona (1945) i A.N. Strahlera (1965).

Większe rozczłonkowanie o wskaźniku powyżej 40% jest powodowane dużą ilością małych dolinek (st. XI, XII, XV) bądź występowaniem rozległych lejów źródłowych (st. X, XI, XII) lub znacznym udziałem osuwisk (st. III, VIII, IX). Na wzrost procentowego wskaźnika wpływają rozmiary, a zwłaszcza pionowy zasięg lejów źródłowych. Wśród grzbietów, których powierzchnie modelowane przez doliny i osuwiska zajmują powyżej 40%, przeważają leje źródłowe o wysokości 200—350 m, podczas gdy grzbiety rozczłonkowane poniżej 30% mają przede wszystkim leje o wysokości do 200 m.

Wielkość, a zwłaszcza wysokość, lejów źródłowych (deniwelacje) wiąże się z dłuższym modelowaniem grzbietów o starszych założeniach. Grzbiety wyższe, wcześniej wyodrębnione mają leje źródłowe większe i obszerniejsze. Leje źródłowe o deniwelacjach powyżej 300 m rozczłonkują grzbiety wznoszące się do wysokości 1100—1300 m n.p.m. i sterczące wyraźnie ponad śródgórską powierzchnią zrównania (st. I, III, IX, X, XII, XVII). Leje źródłowe o deniwelacjach poniżej 200 m rozczłonkują grzbiety dowiązujące do poziomu śródgórskiego lub nieznacznie z niego się wznoszące (st. II, IV, V, VI, VII, XIII, XV, XVI). Leje o deniwelacjach powyżej 200 m wznoszą się ponad 800 (750) m n.p.m., podczas gdy leje o deniwelacjach do 200 m wznoszą się do wysokości 800 m, a często zaledwie do 600 m n.p.m. Zróżnicowanie w położeniu nad poziom morza sprawiło, że leje położone wyżej w zimnych okresach czwartorzędu dłużej były objęte intensywnym modelowaniem w warunkach klimatu peryglacjalnego lub wysokogórskiego i to najlepiej tłumaczy ich znaczną obszerność.

Stoki rozczłonkowane są lejami źródłowymi, najczęściej dającymi początek krótkim dolinkom, oraz większymi dolinami, których początek stanowią bądź rozległe leje źródłowe, bądź zespół lejów połączonych ze sobą w mniejszym lub większym stopniu.

Lej źródłowy stanowi formę, której sposób modelowania jest pośrednim ogniwem między denudacją powierzchniową a erozją liniową. Elementy rzeźby lejów źródłowych: załom ograniczający lej i tylna ściana leja wskazują na aktywne modelowanie powierzchniowe, natomiast dno leja i dolna część jego zboczy świadczą o działalności wody płynącej liniźnie.

Wyrazistość załomu ograniczającego lej zdaje się stanowić wskaźnik aktywności lejów, jednak wykształcenie załomów wskazuje również na związki z litologią i stosunkiem do ułożenia warstw. Dlatego wyróżnienie lejów aktywnych i mniej aktywnych na podstawie wyrazistości załomów możliwe jest w obrębie konkretnego grzbietu wśród lejów o podobnym uwarunkowaniu geologicznym.

Tyłna ściana leja odznacza się największą stromością. W planie — w przypadku dużych dobrze rozwiniętych lejów — jest półkołem lub przypomina linię prostą. Wiąże się to z kierunkiem rozwoju lejów, a także z przystosowaniem do biegu skał w przypadku grzbietów zgodnych. Przykładów lejów z rozległą prostoliniową tylną ścianą, subsekwentnie poszerzanych w górnej części, dostarcza grzbiet Barnasiówki (st. VII) lub Jaworzyny Krynickiej (st. XII).

Dno lejów często znacznie nachylone, czasem wyścielone rumowiskiem, w większości jest rozcięte holoceniśkim wciosem lub debrzą bądź systemem takich rozcięć.

Kształt lejów źródłowych w planie w początkowej fazie rozwoju jest owalny, mocno wydłużony, np. leje zachodniego stoku Abrahamowa (st. IV). Wskaźnik podłużności tych lejów jest znaczny i wynosi 2,5—10. Rozwój lejów, a zwłaszcza tylnej ich ściany, powoduje zmianę kształtu na półkolisty o wskaźniku podłużności 0,6—2,5, a następnie trójkątny, z prawie prostoliniową tylną ścianą, przy wskaźniku powyżej 2,5 (ryc. 27). Leje półkoliste a zwłaszcza trójkątne dają początek dolinkom rozczłonkującym stoki i jak wspomniano postawienie granicy między lejem źródłowym a dolinką jest równie trudne jak określenie, kiedy forma międziodolinna, powstała w wyniku rozczłonkowania stoków grzbietu, tworzy już grzbiet boczny.

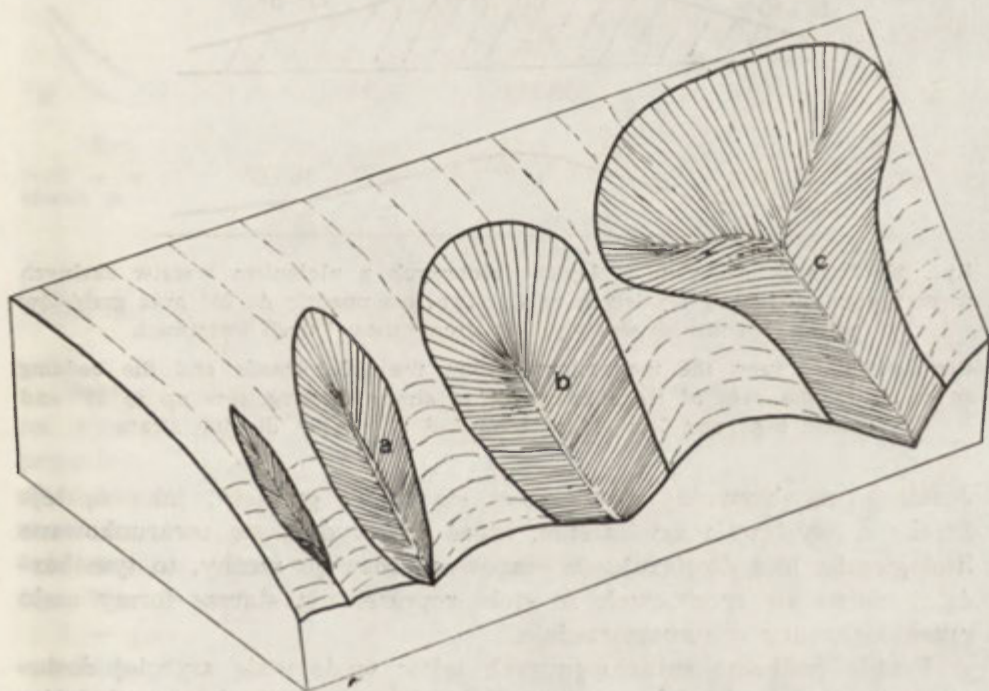
Rozległość lejów przy danej wysokości grzbietu jest funkcją czasu i równocześnie zależy od struktury. Rozległości lejów sprzyjają stoki zgodnościawicowe oraz stoki wycięte na czołach warstw o nachyleniu do 25°, gdy warstwy odporne są podścielone mniej odpornymi.

Ze względu na stosunek lejów do ułożenia skał, w których są wycięte, można wyróżnić leje zgodnościawicowe (konsekwentne — tylna ściana dowiązuje do powierzchni ławic), czołowe (obsekwentne — tylna ściana ścina przeciwie zapadające warstwy) i subsekwentne dowiązujące do biegu warstw mniej odpornych. Bezpośrednie dowiązanie tylnej ściany

lejów zgodnoławicowych do upadu ma miejsce lokalnie w przypadku upadów do  $25^\circ$ .

Analiza związków między ułożeniem warstw a profilem podłużnym lejów pozwala stwierdzić, że w obrębie grzbietów wyciętych w skałach o upadzie do  $25^\circ$  leje czołowe odznaczają się nachyleniami  $26^\circ$ — $20^\circ$  (maksymalnie do  $50^\circ$ ) w górnej części i  $12^\circ$ — $10^\circ$  w części dolnej, a leje zgodnoławicowe odpowiednio  $23^\circ$ — $10^\circ$  i  $4^\circ$ — $6^\circ$ , maksymalnie do  $10^\circ$  (ryc. 28). Leje grzbietów wyciętych w warstwach stromo zapadających różnią się znacznie profilem w przypadku grzbietów niższych i wyższych (powyżej 200 m), natomiast różnice wynikające z penestrukturalnego lub przeciwnego usytuowania nie są znaczne (ryc. 28).

W profilach podłużnych pewnych lejów źródłowych wyraźne jest zawieszenie ich górnej części, np. lej zgodnoławicowy z południowych stoków Skrzycznego (st. I) zawieszony jest na wysokości około 1000 m n.p.m. z wyraźnymi odcinkami o nachyleniu (od góry)  $17^\circ$ — $23^\circ$ — $9^\circ$  (upad



Ryc. 27. Schemat rozwoju lejów źródłowych na stoku grzbietu

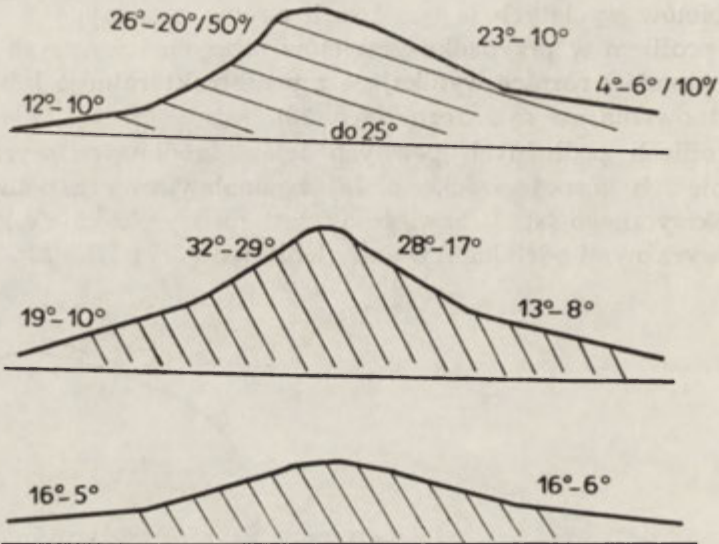
a — lej owalny, b — lej z niszą półkolistą, c — lej trójkątny z niszą w planie prostolinią (lej złożony)

Scheme of the development of valley-heads on a ridge slope

a — oval valley-head, b — valley-head with a semicircular niche, c — triangular valley-head with a niche straight in plan (composite valley-head)



22°S), lej zgodnolawicowy z południowo-zachodnich stoków Czerteżyków (st. XIV) — zawieszenie na 525 m n.p.m., nachylenia 9°—16°—20°—10°, upady 45°—60°SW, lej czołowy z południowo-zachodnich stoków Homoli (st. XII) — zawieszenie na 900 m n.p.m., nachylenia 17°—30°—10°, upady 20°—30°S, lej czołowy z północnego stoku Bucharewy (st. XVI) — zawieszenie na 450 m n.p.m., nachylenia 16°—21°—7°, upady 45°—60°SW.



Ryc. 28. Związek nachyleń w lejach źródłowych z ułożeniem warstw skalnych w przypadku grzbietów wyciętych w warstwach o upadzie do 25° oraz grzbietów wysokich i niskich wyciętych w stromo ustawionych warstwach

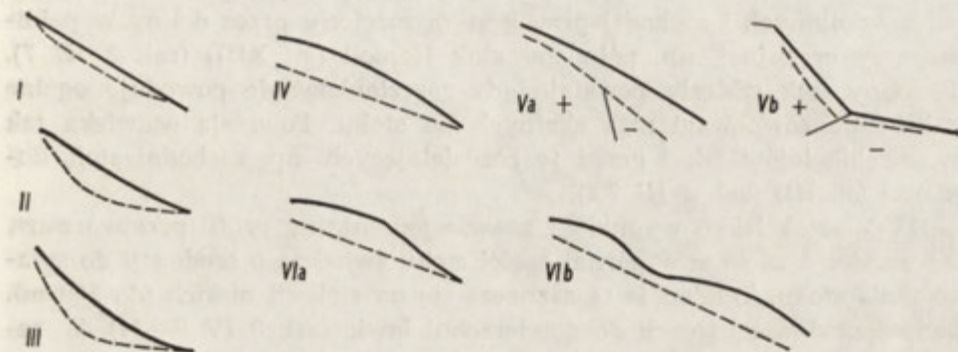
Connections between the inclinations within the valley-heads and the bedding of strata in the case of ridge composed of strata showing dips up to 25° and among high and low ridges composed of steeply dipping strata

Jeżeli w najaktywniej rozwijającej się części grzbietu, jaką są leje źródłowe, występują zawieszania, które nie wydają się uwarunkowane litologicznie, lecz dowiązują do etapowego rozwoju rzeźby, to tym bardziej można się spodziewać, że stoki reprezentują starsze formy mało przemodelowane w czwartorzędzie.

Profile podłużne subsekwentnych lejów wydają się szybciej dostosować do aktualnej bazy erozyjnej. Tylne ściany takich aktywnych lejów mają nachylenia do 30°.

Analiza zależności profilu podłużnego lejów, a zwłaszcza profilu przetworzonego, konstruowanego w oparciu o wartości cofnięcia leja względem stoku lub form międzydolinnych (adaptacja metody A. Jahna), pozwala na ustalenie kilku typów tej zależności, które wyra-

żają tendencje rozwojowe stoku. Wartość  $d$  przyjęto jako względny miernik tendencji rozwoju stoku, gdyż nie można ustalić, w jakim stopniu obserwowany profil stoku już jest efektem oddziaływania lejów źródłowych. A. Jahn słusznie założył prostolinijny kształt stoku inicjalnego. Ze względu na złożony rozwój geomorfologiczny Karpat obok stoków jednostajnie nachylonych występują stoki wypukło-wklęsło-wypukłe i wypukło-wklęsłe, które powstały z połączenia różnowiekowych elementów i nie są rezultatem odrębnych tendencji modelowania.



Ryc. 29. Typy modelowania stoków przez leje źródłowe i małe dolinki

I—III — w zależności od stadium rozwoju lejów, IV — tendencja do spłaszczenia stoków niskich grzbietów, V — zestramianie uwarunkowane strukturą, VI — modelowanie stoków policyklicznych

#### Patterns of slope moulded by valley —heads and small valleys

I—III — in dependence on the stage of the development of spring basins, IV — tendency towards flattening of slopes of low ridges, V — steepening due to the structure, VI — modelling of polycyclic slopes

Zebrany materiał graficzny i liczbowy dla około 30 lejów pozwala na wyróżnienie następujących typów modelowania stoków grzbietów przez leje: I—III — przedstawiają typy modelowania w zależności od stadium rozwoju lejów, IV — uwzględnia tendencje spłaszczania, V — zestramianie uwarunkowane strukturą, VI — przedstawia adaptację lejów źródłowych i ich oddziaływanie w przypadku stoków policyklicznych (ryc. 29).

I — prostolinijny stok i prostolinijny profil przetworzony świadczą o tendencji utrzymania jednostajnie nachylonego stoku o niezmiennym nachyleniu. Rozcięcia tego typu mają długość około 0,5 km (maksymalnie do 1 km), a w planie są owalne, silnie wydłużone, np. leje na stokach Abrahamowa (st. IV). Są one początkowym stadium rozwoju lejów (zał. 3 II).

II — prawie prostolinijny stok i wklęsły profil przetworzony świadczą, przy maksymalnych wartościach  $d$  w środkowej części stoku, o największym niszczeniu tej części i wskazują na tendencje do tworzenia

wklęsłości. Efekty tej działalności są prawie niewidoczne i stok utrzymuje profil jednostajny lub jest nieznacznie wklęsły. Rozcięcia tego typu mają długość 0,5—1,0 km, są owalne lub półkolisty. Ten typ modelowania stanowi kolejne stadium i nie jest związany z jakimś rodzajem struktury (zał. 3 II 2—6).

III — wklęsły stok i wklęsły profil przetworzony z maksymalnymi wartościami  $d$  w środkowej części stoku świadczą o tendencji do tworzenia wklęsłości. Efekty tego oddziaływania są widoczne we wklęsłym profilu stoku. Powstanie takiego profilu świadczy o przecinaniu się grzęd międziodolnych i zachodzi przy gęstym rozcięciu przez doliny w pobliżu bazy erozyjnej, np. północny stok Homoli (st. XIII) (zał. 3 III 7). Podobny stok wklęsły powstaje gdy rozczłonkowanie powoduje ogólne zakłócenie równowagi mas skalnych na stoku. Powstają osuwiska tak w obrębie lejów jak i grzęd je rozdzielających, np. zachodni stok Romanki (st. III) (zał. 3 III 7,8).

IV — stok lekko wypukły i prawie jednostajny profil przetworzony, a wartości  $d$  większe w górnej części stoku świadczą o tendencji do spłaszczenia stoku. Tendencja ta zaznacza się na stokach niskich (do 200 m), zwłaszcza dowiązujących do powierzchni ławic (zał. 3 IV, 9—11). W rezultacie powiększa się wypukły odcinek stoku.

V — stok prawie jednostajnie nachylony i stromy, prawie jednostajny profil lejów przy wartościach  $d$  wzrastających w dół stoku świadczą o zestramianiu stoku, uwarunkowanym występowaniem mniej odpornych warstw w jego dolnej części (zał. 3 V 12) bądź w obrębie rozciętego nieznacznie podnóża (zał. 3 V 26—28). Zestromienie może być także związane z rozwojem dolin podłużnych wykorzystujących kierunek uławiczenia (zał. 3 V 25). Stoki grzbietów jednostajnie nachylone wraz ze spłaszczonymi podnóżami, ponad którymi się wznoszą, są wklęsłe o charakterze progu denudacyjnego. Załom wklęsły między stokiem grzbietu a podnóżem jest uwarunkowany litologicznie.

VI — a) stoki policykliczne wypukło-wklęsłe i wypukło-wklęsło-wypukłe. Stoki wypukło-wklęsłe o wysokości około 200 m z wartością  $d$  rosnącą w górę stoku wskazują na tendencje do spłaszczenia (zał. 3 VI 18—20). Można je więc porównywać ze stokami typu IV. Odmienność ich polega na tym, że wywodzą się z etapowego rozwoju zaznaczonego w profilu wypukło-wklęsłym, a zawieszenie w profilu podłużnym niektórych dolinek (zał. 3 VI 20) wskazuje na niezupełne wciągnięcie tych dolinek w nowy cykl rzeźby.

b) Stoki wypukło-wklęsło-wypukłe mimo częstego uwarunkowania litologicznego wiążą się z etapowym rozwojem rzeźby badanych obszarów (st. II, VII, VIII, XVI). Profil przetworzony dolinek, rozczłonkowujących te stoki, jest jednostajnie nachylony lub lekko wklęsły, a wartości  $d$  rosną



w dół stoku, co świadczy o tendencji do zestromienia (zał. 3 VI 21—23) i o włączeniu tych dolinek w nowy cykl.

Przeprowadzona analiza i wydzielone typy stoków świadczą o przewadze tendencji cofania, a nawet zestramiania stoków o profilu jednostajnie nachylnym lub wklęsłym (typy I, II, III, V). Jedynie niskie grzbiety o wysokości około 200 m wskazują na występowanie tendencji do spłaszczenia i powstawania stoków wypukłych (typy IV i VIa). Natomiast przekształcanie stoków policyklicznych wypukło-wklęsło-wypukłych zależy od odległości bazy erozyjnej. W przypadku gdy stoki te są krótkie, liczące około 1 km, występują również tendencje do zestramiania (typ VIIb). Natomiast stoki długie, powyżej 2 km, świadczą o niezależnym modelowaniu poszczególnych części takiego stoku, np. w Słonnych Górach (st. XVI) obserwuje się niezależne generacje dolinek rozcinających poziom niższy i właściwe stoki grzbietu (mapa 17).

Leje źródłowe dłuższych dolin, rozczłonkowujących grupę górską lub pasmo górskie, podchodzą pod wierzchowinę grzbietu głównego i przyczyniają się do jej modelowania. Natomiast same doliny warunkują rozwój stoków grzbietów bocznych, np. pasmo Jaworzyny Krynickiej (st. XII), grzbiet odchodzący na wschód od Turbacza (st. X), grzbiet Bukowiny Obidowskiej (st. XI), pasmo Brzanki (st. XV) oraz częściowo Słonne Góry (st. XVI), Barnasiówka (st. VII) i południowy stok Lubonia (st. VIII). Wśród tych lejów przeważają rozległe leje źródłowe lub systemy lejów palczastych. Na przykładzie lejów z Jaworzyny można stwierdzić, że przekształcanie systemu lejów palczastych w lej złożony, a następnie rozległy z szeroką tylną ścianą jest funkcją czasu i szybciej zachodzi w lejach, których baza erozyjna jest niższa. Również profil podłużny tych lejów, a zwłaszcza nachylenie tylnej ściany, więcej zależy od bazy erozyjnej niż od ułożenia skał, w których jest wycięty.

Działalność procesów w lejach prowadzi do cofania ich tylnej ściany. Dowodzi tego skałka 10 m wysoka znajdująca się poniżej załomu ograniczającego lej Potoku Składziszczkańskiego (st. XII) a świadcząca, że minimalna wartość takiego cofnięcia jest rzędu 10 m (ryc. 18). Cofnięcie to jak i intensywne modelowanie lejów, a zwłaszcza ich zboczy, należy odnieść do okresów zimnych, gdy brak roślinności umożliwił energiczniejszą działalność procesów denudacyjnych (soliflukcja, pełznięcie rumowisk, splukiwanie). Związek występowania przełęczy z lejami źródłowymi został przedstawiony w analizie profilu podłużnego. Głębsze przełęcze powstały przy naprzeciwlegle usytuowanych lejach, a także w strefach zbudowanych ze skał o mniejszej odporności (łupki, strefy spękań, odcinki grzbietów niezgodne z budową geologiczną, rozczłonkowane subsekwentnie). O ile związek taki jest bezsporny, to sposób formowania przełęczy można sobie wyobrazić jako altyplanacyjne modelowanie

przez zespół procesów denudacyjnych, właściwy danym warunkom klimatycznym, żywsze ponad lejami źródłowymi, ułatwiającymi pośrednio odprowadzanie materiału. Tylko w nielicznych strefach, gdzie doszło do przecięcia się tylnych ścian lejów, leje źródłowe formują bezpośrednio przełęcze (st. XII).

Osuwiska rozcłonkowujące stoki grzbietów znajdują się bądź w obrębie lejów źródłowych, bądź zajmują rozległe powierzchnie stoków. Dlatego przeciwstawianie powierzchni modelowanych przez osuwiska i leje źródłowe nie jest możliwe.

Wśród badanych grzbietów kilka w znacznym stopniu było modelowanych przez osuwiska (st. I, III, VIII, XIV), co wiąże się z występowaniem kompleksów łupkowych sprzyjających osuwaniu. Stoki Romanki stanowi ostaniec zewsząd niszczonej przez osuwiska, które miejscami obejmują nawet wierzchoinę grzbietową (mapa 3). Stoki te są miejscami skaliste i osiągają  $45^{\circ}$ — $70^{\circ}$  nachylenia. Powstanie tam osuwisk było uwarunkowane nie tylko występowaniem łupków podścielających płasko leżące piaskowce magurskie, lecz ogólną niestabilnością kompleksów skalnych silnie spękanej monokliny, w których zostały wycięte strome i wysokie do 500 m stoki. W obrębie warstw godulskich, zawierających łupki, występują osuwiska konsekwentno—szczelinowe (typu zerw) i osuwiska ześlizgowe na stokach przeciwnych (st. I). Trzecim grzbietem, gdzie osuwiska modelują niemal wyłącznie jeden stok, są Czerteżyki (st. XIV — mapa 14). Osuwiska powstały w obrębie łupków, a nisze opierają się o stromo ustawione piaskowce. Również stoki Lubonia Wielkiego (st. VIII), a zwłaszcza jego wschodni kraniec, modelowane były głównie przez osuwiska; stoki północne — powierzchniowo, a stoki południowe przez głębokie osuwiska w lejach źródłowych (mapa 8 i 8a). Osuwiska odgrywają również znaczną rolę w modelowaniu krawędziowego stoku Łopienia (st. IX). Są to osuwiska w lejach źródłowych oraz osuwiska stokowe pod Hajdowską Górą (mapa 9). W obrębie innych badanych grzbietów osuwiska występują o wiele rzadziej, więc ich rola w modelowaniu grzbietów była ograniczona. Poza rzadko występującymi osuwiskami obejmującymi fragmenty wierzchoin grzbietowych (st. I, III, VIII), inne mimo nieraz znacznych rozmiarów nie powodują obniżania wierzchoin. Ich działalność ma raczej tendencję do cofania stoków lub górnych części lejów źródłowych. Najlepszym tego dowodem jest wyniosły grzbiet Romanki. Natomiast osuwiska obejmujące bezpośrednio część wierzchoiny powodują powstanie przełęczy. W świetle przeprowadzonych badań uważam, że procesy grawitacyjne nie doprowadziły do zatarcia starszych elementów rzeźby, mimo że obejmują w pewnych obszarach znaczne powierzchnie. Opinia ta różni się od poglądu wyrażonego przez J. Flisa (1958).



Leje źródłowe i krótkie dolinki wpływają na rozwój stoku grzbietu w sposób zasadniczy, gdy gęstość tych dolinek, a zwłaszcza procent powierzchni stokowej przez nie zajętej, są duże. Dotyczy to stwierdzonej tendencji do wklęsłości nie uwarunkowanej strukturalnie, jak i tendencji do zestramiania i cofania uwarunkowanych występowaniem mniej odpornych skał w dolnej części stoku oraz tendencji do spłaszczania właściwej niskim stokom, zwłaszcza zgodnoławicowym. Przy małej gęstości dolin większe części stoku modelowane są bezpośrednio przez procesy stokowe, charakterystyczne dla danych warunków klimatycznych. Efektywność tych procesów w porównaniu z procesami zachodzącymi w lejach źródłowych była niewątpliwie mniejsza, o czym świadczy występowanie załomów strukturalnych, stopni i spłaszczeń w obrębie stoków. Także zróżnicowanie litologiczne przyczyniło się do różnicowania procesów (M. Klimaszewski 1967a, L. Starkel 1965a, 1970). Uwagi te nie dotyczą stoków, których bazę stanowi wcinająca się dolina, lub stoków podcinanych przez rzekę. Na stokach tych mimo zróżnicowania litologicznego nie powstał profil schodowy, np. północny stok grzbietu Beskidek—Stecówka (st. II). Na uwagę zasługuje modelowanie stoków krawędziowych (ryc. 29 Vb). Przyjmuje się, że powstały one w wyniku cofania stromego stoku w warunkach półsuchych pliocenu, a także w zimnych okresach czwartorzędu (L. Starkel 1965a,b). Nie obserwuje się jednak, by „pedyment” ścinał również skały odporne, a załom wklęsły jest uwarunkowany strukturalnie, zmianą odporności podłoża. Wydaje się, że w wyjaśnieniu tej sprzeczności (cofanie stoków i brak dowodów na cofanie) pomaga przeprowadzona analiza modelowania stoków wklęsłych. Stwierdzona tendencja do cofania i zestramiania obejmuje te stoki, których podnóże zostało rozcięte i częściowo zniszczone. Dlatego uważam, że rozwój stoku krawędziowego rozumiany jako cofanie stromego stoku jest spowodowany równoczesnym niszczeniem podnóża. Rozcinanie mało nachylonych podnóży zbudowanych ze stosunkowo mało odpornego materiału prowadzi do ich szybkiego obniżania (w mało odpornym podłożu rozcięcia nie utrwalają się z powodu niszczenia bocznego), co umożliwi cofnięcie stromego stoku. Przyjęcie takiego mechanizmu cofania stoku tłumaczy występowanie strukturalnie uwarunkowanego załomu wklęsłego.

Na obszarach zbudowanych ze skał o podobnej odporności, w których rozcięcia dolinne są utrwalone, dzięki przewadze wcinania nad niszczeniem form międziodolinnich, powstają pasma górskie składające się z grzbietu głównego i odchodzących od niego grzbietów bocznych modelowanych przez procesy działające powierzchniowo, dowiązujące do dolin towarzyszących tym grzbietom.



## SZEROKOŚĆ PODSTAWY GRZBIETÓW A ICH WYKSZTAŁCENIE

Analiza sposobu rozczłonkowania stoków badanych grzbietów górskich i wykształcenia form międzydolinnych drugiego rzędu wskazuje na związek z szerokością podstawy grzbietów. Długość stoków liczona od linii działu wodnego do podnóża wynosi w Karpatach fliszowych 0,5—2,0 km. Gdy osiąga ona 0,5—0,75 km, a wysokość grzbietu 100—200 m, stoki nie są rozczłonkowane, natomiast przy wartości 0,75—1,0 km i wysokości 175—250 m leje rozczłonkują stoki, lecz odcinki stoku między lejami są płaszczyznami prostymi (poziomice równoległe do grzbietu). Gdy długość stoków przekracza 1,0 km i wynosi 1,5—2,0 km, między dolinkami bocznymi zaznaczają się odgałęzienia w formie grzęd i ramion. Wykształcenie grzęd zależy od wysokości grzbietu i bliskości aktywnej bazy erozyjnej. Grzbiety wzniesione 200—350 m posiadają grzędy międzydolinne zaokrąglone, a grzbiety wyższe o wysokości 300—500 m — grzędy ostre, chociaż nie skaliste. W przypadku bliskości aktywnej bazy erozyjnej nawet grzbiety niższe mają grzędy ostre. Grzędy w profilu podłużnym posiadają spadek, podczas gdy ramiona cechuje przebieg wyrównany. Ramiona jak i grzędy mają swój początek na wysokości wierzchołki grzbietowej lub odgałęziają się 100—200 m niżej. Takie boczne odgałęzienia na niższym poziomie mogą wskazywać na etapowe modelowanie grzbietu.

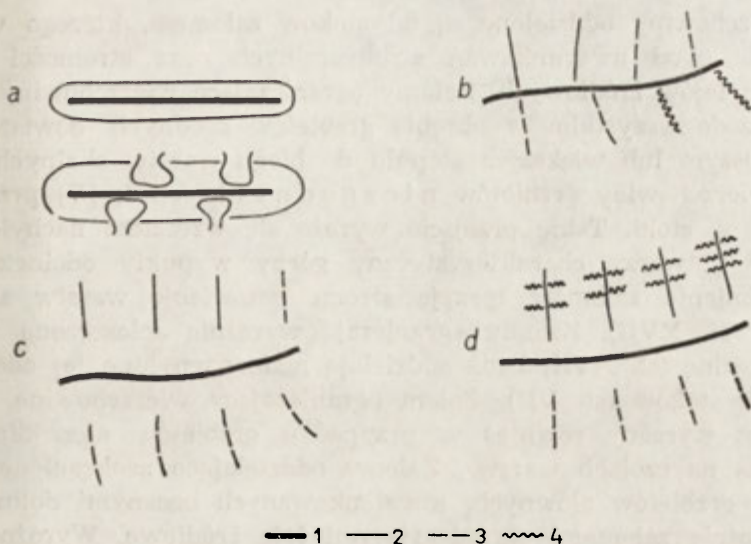
W związku z tym że szerokość podstawy grzbietu zmienia się, nawet w obrębie jednego grzbietu można wyróżnić odcinki stoków nie rozczłonkowanych i rozczłonkowanych z grzędami zaokrąglonymi. Gdy przeciwległe stoki odznaczają się różną długością lub różną wysokością względną, to wykształcenie ich jest różne. Dlatego występują grzbiety o stokach rozczłonkowanych asymetrycznie; z jednej strony nie rozczłonkowanych lub rozczłonkowanych nieznacznie, a z drugiej posiadających grzędy zaokrąglone lub ramiona. Występują także grzbiety mające z jednej strony grzędy ostre, a z drugiej grzędy zaokrąglone.

Biorąc pod uwagę zróżnicowanie wykształcenia form międzydolinnych drugiego rzędu można wyróżnić (ryc. 30):

a) grzbiety pojedyncze, których stoki nie zostały rozczłonkowane lub są rozczłonkowane nieznacznie (grzbiety o szerokości podstawy 1,0—2,0 km),

b) grzbiety z ramionami i grzędami odgałęziającymi się na poziomie wierzchołki lub nieco niżej (grzbiety o szerokości podstawy 2,0—4,0 km),

c) grzbiety z odgałęzieniami bocznymi (ramionami i grzędami) odchodzącymi 100—200 m poniżej wierzchołki grzbietowej (grzbiety o szerokości podstawy 2,0—4,0 km),



Ryc. 30. Zróżnicowanie grzbietów w zależności od szerokości podstawy grzbietu

1 — oś grzbietu, 2 — ramię, 3 — grzęda zaokrąglona, 4 — grzęda ostra; a — grzbiety o szerokości podstawy 1–2 km, b, c, d — grzbiety o szerokości podstawy 2–4 km

#### Differentiation of ridge in dependence on the width of the ridge base

1 — ridge axis, 2 — branch, 3 — rounded crest, 4 — sharp crest; a — ridges 1–2 broad at the foot, b,c,d — ridges 2–4 km broad at the foot

d) grzbiety z odgałęzieniami trzeciego rzędu w formie grzęd ostrych i żeber skalnych odchodzących od ramion i grzęd drugiego rzędu. Odgałęzienia trzeciego rzędu występują w przypadku subsekwentnego modelowania przez małe dolinki obszaru zbudowanego ze skał stromo ustawionych o lokalnych dużych kontrastach litologicznych. Grzbiety typu c) i d) są formami przejściowymi do pasm górskich stanowiących formy złożone.

#### WIERZCHOWINY GRZBIETOWE

Wierzchowina grzbietowa (ridge crest, sommet de crête) ograniczona stokami stanowi zasadniczy element każdego grzbietu górskiego. Dla Karpat fliszowych charakterystyczne są wierzchowiny szerokie, zaokrąglone, których powstanie związane jest ze stosunkowo mniejszą odpornością fliszu w stosunku do skał krystalicznych lub wapiennych oraz z soliflukcyjnym przemodelowaniem w czwartorzędzie (M. Klimaszewski 1948, 1967a,b), który był okresem tendencji do wypukło-wklęsłego rozwoju stoku (L. Starkel 1964, 1965a, 1969c).

Wierzchowiny oddzielone są od stoków załomem, którego wyrazistość zależy od uwarunkowań strukturalnych oraz stromości stoków i zasięgu lejów źródłowych. Załomy ograniczające wierzchowiny występują przede wszystkim w obrębie grzbietów zgodnych, dowiązujących w mniejszym lub większym stopniu do biegu warstw skalnych. Natomiast wierzchowiny grzbietów niezgodnych (st. I, IV) przechodzą łagodnie w stoki. Takie przejście wyraża się wzrostem nachyleń  $5^{\circ}$ — $10^{\circ}$ — $16^{\circ}$  i tworzy charakterystyczny górny wypukły odcinek stoku. Wyodrębnieniu załomów sprzyja strome ustawienie warstw skalnych (st. V, VII, XVII). Załomy ograniczają wyraźnie spłaszczoną rozległą wierzchowinę (st. XVII) bądź oddzielają mało nachylone jej odcinki od stromych stoków (st. VII). Załom ograniczający wierzchowinę od stoków jest wyraźny również w przypadku grzbietów monoklinalnych, zwłaszcza na czołach warstw. Załomy oddzielające zaokrąglone wierzchowiny grzbietów głównych, rozczłonkowanych bocznymi dolinami, są równocześnie załomami ograniczającymi leje źródłowe. Wyraźne wykształcenie tych załomów — jak wspomniano w poprzednim rozdziale — jest funkcją struktury i aktywności lejów źródłowych.

Mniej lub bardziej wyraźne załomy ograniczające wierzchowiny sprawiły, że rozwijały się one częściowo w izolacji od procesów zachodzących na stokach i w dolinach. Ten sposób modelowania można nazwać *altypłanacją* dla podkreślenia działalności procesów nie dowiązujących do bazy erozyjnej (por. M. Klimaszewski 1961, s. 284, 294). Sama nazwa *altypłanacja* została wprowadzona do literatury przez Eakina w 1916 r. (The Encyclop. of Geomorph. 1968, s. 14) dla tworzenia się płaskich powierzchni na znacznych wysokościach względnych na Alasce przy udziale soliflukcji i innych procesów związanych z rozmarzaniem i zamarzaniem. Obecnie częściej dla określenia procesów tworzących terasy *altypłanacyjne* w warunkach klimatów subniwalnych i niwalnych używa się terminu *kriopłanacja*.

Takie modelowanie wierzchowin można porównać z przedstawioną przez G. H. Ashleya (1935) teorią o bardzo wolnym obniżaniu grzbietów *appalachijskich*, które zachowując podobną wysokość są tylko *ślądem penepleny* (*peneplyne trace*), a w pewnych wypadkach szczątkiem (*vestige*) faktycznej *penepłeny* (s. 1398—1399). Podobnie uważa P. de Béthune (1967), który przedstawił w 1948 r. swoją hipotezę „*usure de sommets*” odnośnie do wyrównanych grzbietów w Belgii. Wyrównane profile grzbietowe na obszarach wciągniętych w nowy cykl erozyjno-denudacyjny świadczą o przedłużeniu zrównywania w obrębie wierzchowin, których niszczenie dowiązuje do bazy, jaką stanowi brzeg stopniowo zaokrąglanego i obniżanego grzbietu (*crête*), wyciętego w warstwach bardzo odpornych (P. de Béthune 1967, s. 343). J. Dylik





Fot. 15 Próg terasy krioplanacyjnej na Hali Czoło w Gorcach (st. X). Stromo ustawione ławice zlepieńcowate świadczą, że terasa powstała dzięki lokalnie większemu obniżeniu

Step of a cryoplanated terrace on Hala Czoło in the Gorce Range (site X). Steep-dipping conglomerate beds testify that the terrace has been formed due to a local larger denudation.



Fot. 16 Przykład osuwiska modelującego bezpośrednio wierzchoinę grzbietową. Zadnie Góry w pasmie Jaworzyny Krynickiej (st. XII)

Example of a landslide modelling directly ridge-crest. Zadnie Mountains in the Jaworzyna Krynicka Range (site XII)



(1969) analizując pojęcie stoku wprowadza jego górną granicę oddzielającą wierzchowinę od stoków. Uważa, że dział wodny stanowi górną granicę stoku tylko w przypadku grani lub wąskiego grzbietu między sąsiednimi dolinami, gdyż wtedy jest granicą między stokami o przeciwnych kierunkach. Sądzę, że skartowane załomy oddzielające wierzchowinę grzbietową od stoku stanowią dynamiczną granicę, rozumianą jako lokalną podstawę denudacji wierzchowin. Zarazem załomy te wyznaczają „najdalszy zasięg powierzchni, na której odbywa się ciągły transport materiału zdążającego w kierunku podstawy denudacyjnej” (J. Dylík 1969, s. 16), jaką dla stoków grzbietów przedstawia towarzysząca dolina lub podnóże.

Niszczenie wierzchowin, których założenie wywodzi się ze starych elementów rzeźby, można nazwać ich fragmentacją. Poza przypadkami wyższych kulminacji (wys. 100—200 m), a także pochyłości rozdzielających poziomy grzbietowe trudno ocenić, w jakim stopniu deniwelacje w obrębie linii grzbietowej są odziedziczone po starszej rzeźbie, a w jakim stopniu związane z rozwojem grzbietu. Strefami wystawionymi na obniżanie są niewątpliwie odcinki ponad lejami źródłowymi. Związek przełęczy z lejami źródłowymi wskazuje, że fragmentacja wierzchowiny grzbietowej dowiązuje do rozwoju lejów. Grzbiety niezgodne jak i odcinki niezgodne w obrębie grzbietów zgodnych mają wierzchowiny lepiej zaokrąglone (st. I, IV, XV), gdyż ich denudacja nie jest hamowana w takim stopniu jak denudacja wierzchowin grzbietów zgodnych ograniczonych załomami strukturalnymi.

Wierzchołki rozdzielone są przełęczami lub odcinkami wierzchowin wyrównanych. Przełęcze różnią się głębokością, szerokością i wykształceniem. Głębsze i szersze są przełęcze uwarunkowane mniejszą odpornością oraz formowane subsekwentnie przez leje naprzeciwległe i przełęcze związane z obniżaniem grzbietu ponad konsekwentnymi dużymi lejami źródłowymi. Natomiast przełęcze związane z lejami ułożonymi naprzemianlegle są płytsze, chociaż często równie szerokie. Niektóre odcinki wyrównanych wierzchowin, z których wznoszą się wierzchołki, znajdują się w podobnej sytuacji topograficznej, tzn. leje źródłowe rozmieszczone są naprzemianlegle lub tylko z jednej strony towarzyszą wierzchowinie (st. V, VII, XIV, XVI). Wierzchołki rozdzielone wyraźnymi przełęczami powstały wskutek rozwoju tych przełęczy, a więc wskutek pośredniego wpływu lejów źródłowych. Natomiast interpretacja wyodrębnienia wierzchołków o wysokości 25—50 m wznoszących się między wyrównanymi odcinkami wierzchowiny lub rozdzielonych płytkimi i szerokimi przełęczami nie jest łatwa. Wyodrębnienie ich można wiązać z wpływem lejów źródłowych, lecz nie można wykluczyć starszych założeń tych wierzchołków.



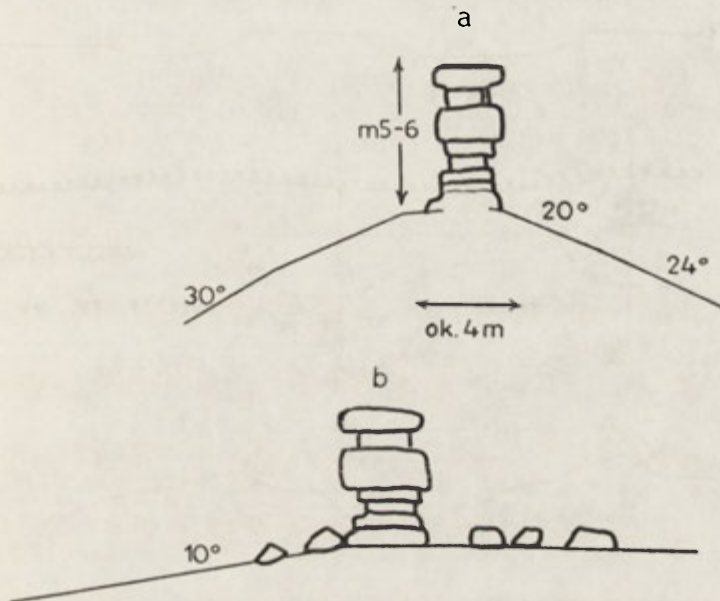
Przełęcze związane z naprzemianległym i naprzeciwległym systemem fragmentacji nie są związane z określonym typem grzbietów, a wśród badanych przeważają grzbiety rozcinane naprzemianlegle.

Inny rodzaj stanowią małe przełączki występujące w obrębie dużych przełęczy. Powstają one w strefach szczególnie aktywnych lejów (st. XII, XVI). Występowanie małych przełazek w obrębie wyrównanych wierzchowin (st. VIII) świadczy o modelowaniu wykorzystującym drobne rysy strukturalne bez wyraźnego związku z lejami źródłowymi.

Wyliczone typy przełęczy (szerokie i głębokie uwarunkowane strukturalnie, głębokie związane z lejami naprzeciwległymi, szerokie i płytke związane częściowo z działalnością lejów źródłowych naprzemianległych) i małych przełazek świadczą, że fragmentacja wierzchowin jest procesem złożonym. Gęstość większych przełęczy jest trudna do jednoznacznego ustalenia. Z pewnym przybliżeniem można jednak twierdzić, że odległość między przełazkami wynosi około 1 km, a tylko niektóre grzbiety z dużą ilością odcinków niezgodnych mają przełęcze co 0,5 km (st. VII, XII, XV). Tak więc większa gęstość przełęczy związana jest z większą gęstością dolin rozcinających stoki (powyżej 2,0 km/km<sup>2</sup>), zaś głębokość przełęczy wskazuje na związek ze strukturą i wiekiem grzbietu (por. analizę profilu podłużnego).

Trudno ocenić, w jakim stopniu obecna rzeźba wierzchowin jest rezultatem jakiegoś znacznego obniżenia, niezależnego od rozmieszczenia dolinek i lejów. L. Starkel (1962, 1965, 1969) przyjmuje dla górnych odcinków zboczy doliny Sanu zbudowanych z warstw krośnieńskich, a więc materiału średnio, a nawet mało odpornego w porównaniu z innymi piaskowcami grzbietotwórczymi, obniżenie ich w glacie o około 10 m, a w całym czwartorzędzie 20—30 m. Liczby te powstały z szacunku kubatury materiału pokryw znajdujących się na powierzchniach teras różnego wieku. Dane te nie świadczą jednak o wielkości obniżenia grzbietu, gdyż obliczone obniżenie górnych części stoku przyczynia się tylko pośrednio do spłaszczania wierzchowin, a bezpośrednio powoduje cofnięcie górnych części stoku ponad strefą akumulacji, a więc wskazuje na tendencję do tworzenia stoków wklęsłych. Przedstawione stoki, które dostarczyły materiału do obliczeń są stokami grzbietów rusztowych, których osiową część budują skały odporne, a stoki w większości wycięte są w skałach mniej odpornych, a nawet mało odpornych. Tak więc uzyskany ciekawy materiał nie można uważać za reprezentacyjny dla stoków zbudowanych z odpornych piaskowców, np. magurskich. Równocześnie L. Starkel (1965) podkreślił, że poziomy ze żwirami plioceńskimi na skałach bardzo odpornych nie uległy prawie obniżeniu (s. 126). Na uchronienie terasowych poziomów i pokryw żwirowych na zboczach stromych dolin jako dowód ograniczonego procesu soliflukcji zwrócił uwagę M. Klimaszewski (1967a, s. 457).

O wielkości obniżania wierzchowin grzbietowych można by wnosić z analizy skałek wznoszących się z ich powierzchni. Jednak szczegółowa analiza położenia form skałkowych opisywanych w Beskidach (M. Klimaszewski 1947, 1948, Z. Aleksandrowicz 1963, 1964, 1970), a także form skałkowych spotykanych w obrębie badanych stanowisk pozwala jedynie na wnioskowanie o cofaniu stoków w strefach przywierzchowinowych (skałki pod Kudłoniem — Gorce, ścianki skalne na południowym stoku Turbacza) i w zasięgu stromych, aktywnych lejów źródłowych (skałka w leju źródłowym Potoku Składziszczańskiego — Jaworzyna

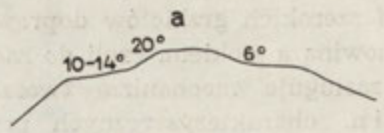
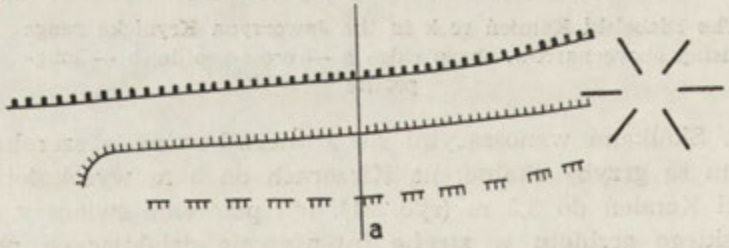
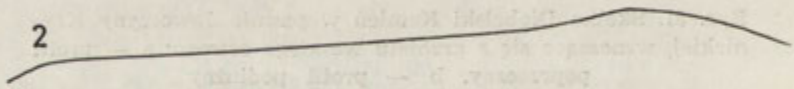
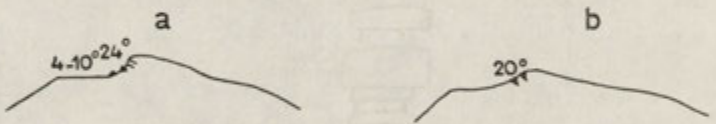
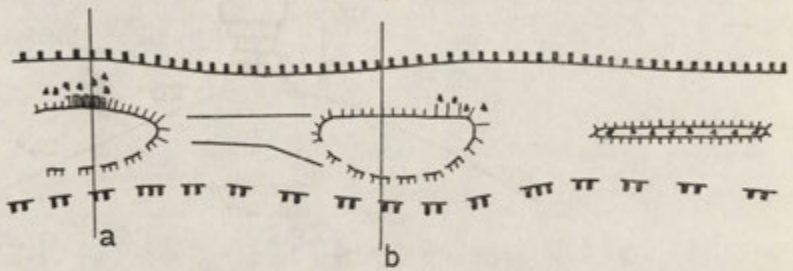
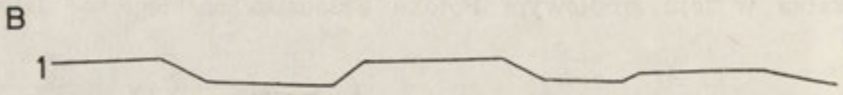
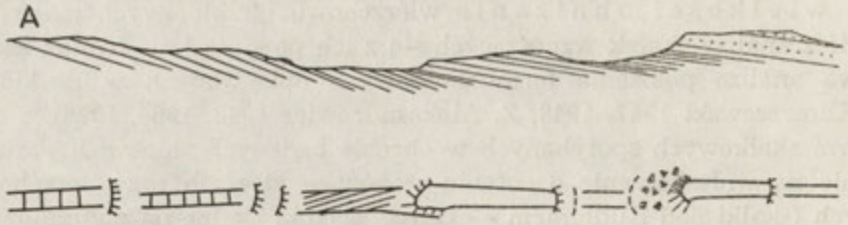


Ryc. 31. Skałka Diabelski Kamień w pasmie Jaworzyna Krynickiej, wznosząca się z grzbietu wąskiego ostrego: a — profil poprzeczny. b — profil podłużny

The Diabelski Kamień rock in the Jaworzyna Krynicka range rising above narrow, sharp ridge a — cross-profile, b — long-profile

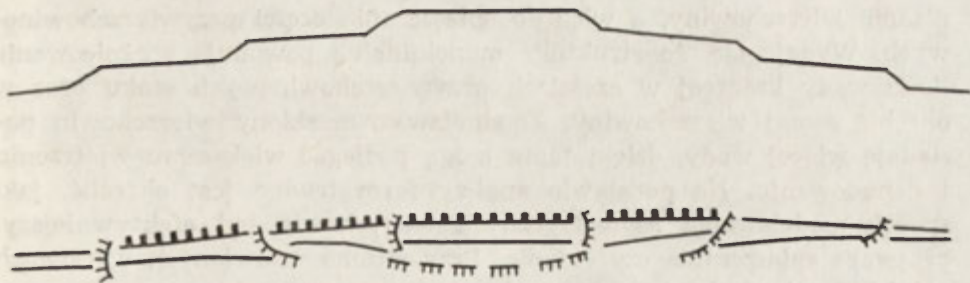
Krynicka). Skałkami wznoszącymi się z wierzchowiny o szerokości zaledwie 5 m są grzyby skalne: na Kiczorach do 5 m wysokości (st. II) i Diabelski Kamień do 3,5 m (ryc. 31). Ich położenie świadczy o obniżaniu wąskiego grzbietu w strefie intensywnie działających procesów degradacyjnych w lejach źródłowych. Natomiast cofanie przywierzchowinowych stref szerokich grzbietów doprowadziło do złagodzenia strefy między wierzchowiną a stokiem, czyli do zaokrąglenia wierzchowin.

Na uwagę zasługuje mechanizm tworzenia asymetrycznych wierzchowin, charakterystycznych przede wszystkim dla grzbietów monoklinalnych. Asymetria wiąże się z uwarunkowanym struktu-



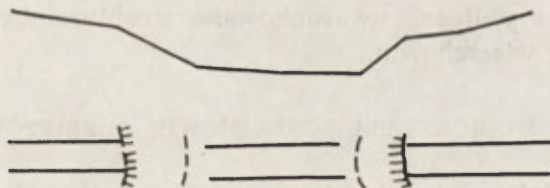


B 3

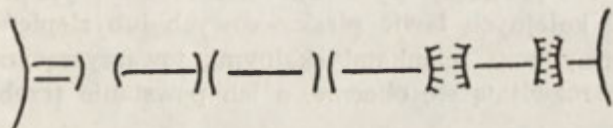


B 4

a



b



Ryc. 32. Przykłady zespołów mikroform wierzchowiny grzbietowej

A — w obrębie grzbietów niezgodnych wyciętych poprzecznie w warstwach zapadających monoklinalnie, B — w obrębie grzbietów zgodnych, B<sub>1</sub> — w obrębie wierzchowiny prawie wyrównanej, B<sub>2</sub> — w obrębie wierzchowiny lekko podnoszącej się w kierunku wzniesienia słabo wyodrębnionego z grzbietu, B<sub>3</sub> — obrębie wierzchołka, B<sub>4</sub> — w obrębie przełęczy

Examples of sets of ridge-crest microforms

A — within discordant ridges cut transversely in monoclinally dipping strata, B<sub>1</sub> — within nearly levelled ridge-crest, B<sub>2</sub> — within slightly undulating ridge-crest sloping towards a hummock poorly separated from the ridge, B<sub>3</sub> — within a peak, B<sub>4</sub> — within a pass

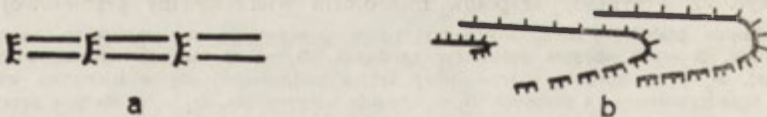
ralnie zróżnicowaniem modelowania przeciwnych stoków. Załomy na czołach warstw szczególnie wyraźne w grzbietach monoklinalnych i synklinalnych wskazują na przewagę procesów cofania górnej przywierzchowinowej części stoku. Dłuższe, często nieznacznie nachylone skłony wierzchowiny, dowiązujące do powierzchni ławic, ograniczone mało wyraźnym załomem lub zaokrąglone, stopniowo przechodzą

w stoki i świadczą o większym udziale procesów zmierzających do obniżania wierzchowiny, a więc do spłaszczenia części przywierzchowinowych. Wydaje się, że struktury monoklinalne powodują zróżnicowanie ilości wody krążącej w częściach przywierzchowinowych stoku oraz w obrębie samej wierzchowiny. Zgodnoławicowe skłony wierzchowin posiadają więcej wody, dzięki temu mogą podlegać większemu wietrzeniu i denudowaniu. Na podstawie analizy form trudno jest określić, jaki sposób modelowania asymetrycznych wierzchowin był efektywniejszy; przewaga spłaszczenia czy cofania. Przy stromo ustawionych warstwach różnice te nie są istotne i wierzchowiny są symetryczne.

Oprócz wierzchołków i przełęczy związanych z pośrednim oddziaływaniem lejów źródłowych obserwuje się w obrębie wierzchowin załomy poprzeczne i podłużne uwarunkowane strukturalnie, składające się na mikrorzeźbę wierzchowin.

#### MIKORZEŻBA WIERZCHOWIN GRZBIETOWYCH

Mikroreliefem wierzchowin nazywam zespoły załomów, stopni i progów, którym towarzyszą wąskie (do 5 m) listwy i półki lub szerokie (do 70 m) spłaszczenia i terasy denudacyjne. Progi okrywa często gruz (zamarłe gołoborza), czasem występują ścianki skalne i hałdy gruzowe. Progi liczą 2—25 m wysokości, a spłaszczenia i terasy posiadają nachylenie  $2^{\circ}$ — $14^{\circ}$ . Formy te występują w obrębie wyrównanych wierzchowin oraz wierzchołków i przełęczy (ryc. 32). Mikrorzeźba wyraża zróżnicowanie odporności kolejnych ławic piaskowcowych lub zlepieńcowatych. Obserwowane formy poza ściankami skalnymi, towarzyszącymi niektórym progom, nie rozwijają się obecnie, a ich powstanie trzeba odnieść

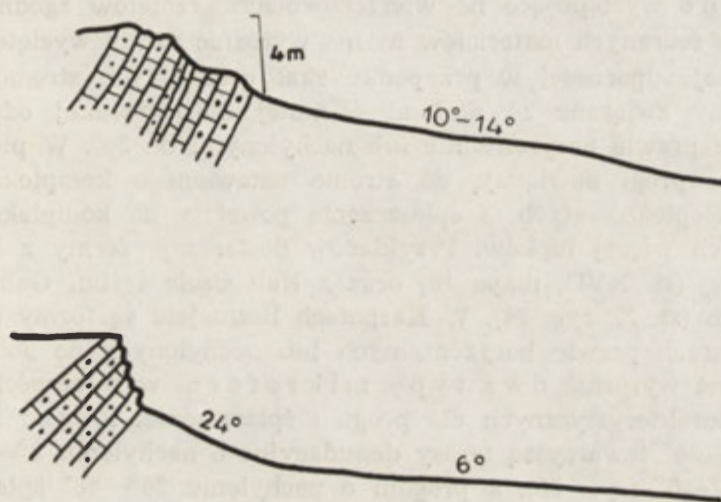


Ryc. 33. Schematyczne przykłady załomów i progów poprzecznych w przypadku grzbietu niezgodnego (a) i zgodnego (b)

Schematic examples of breaks and transverse steps in the case of discordant (a) and concordant ridge (b)

do okresów ożywionego wietrzenia mrozowego i wzmożonej denudacji nie hamowanych pokrywą roślinną. Takie warunki są charakterystyczne dla piętra gruzowego i częściowo tundrowego, dlatego opisywany niżej zespół mikroform nazywam mikrorzeźbą krioniwalną.

Załomy i progi poprzeczne są formami prostopadłymi do kierunku grzbietu, zaś podłużne mają przebieg zbliżony do kierunku grzbietu. Poprzeczne stopnie związane są przede wszystkim z wierzchowinami niezgodnymi (st. I, mapa 2, ryc. 7), a także z odcinkami niezgodnych grzbietów ogólnie dowiązujących do kierunku uławicenia (st. III, VIII, X, XII, XV) oraz z przełęczami i wierzchołkami grzbietów zgodnych (st. II, III, XI, XII, XIII). Załomy i towarzyszące im spłaszczenia podłużne zaznaczają się w obrębie grzbietów wyciętych w strukturach monoklinalnych (st. VI, VIII), czasem prawie horyzontalnych (st. II, III) oraz na grzbietach izoklinalnych o stromo ustawionych warstwach (st. XV, XVII). Spłaszczenia i terasy ścinają warstwy o upadach  $10^{\circ}$ —



Ryc. 34. Próg skalny i terasa krioniwalna wycięta w skałach o upadzie ponad  $40^{\circ}$

Rock-step and cryonival terrace cut in rock of a dip exceeding  $40^{\circ}$

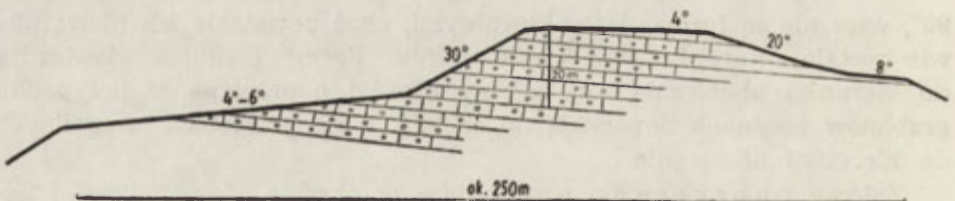
$90^{\circ}$ , więc nie są formami strukturalnymi, choć powstanie ich niewątpliwie zostało uwarunkowane strukturalnie. Formy podłużne dowiązują do kierunku uławicenia, zaś załomy i progi poprzeczne w przypadku grzbietów zgodnych dowiązują do spękań, a na grzbietach niezgodnych do kierunku uławicenia.

Załomy poprzeczne występujące w obrębie wierzchołków i nachylonych odcinków wierzchowin tworzą stopnie, którymi wznosi się linia grzbietowa. Odcinki stromsze ( $15^{\circ}$ ) posiadają wyraźniejsze stopnie niż odcinki o nachyleniu  $6^{\circ}$ — $7^{\circ}$ . W przypadku grzbietów niezgodnych załomy są mniej więcej prostopadłe do grzbietu (ryc. 33), a w przy-



padku grzbietów zgodnych stopnie zaznaczające się w linii grzbietowej przechodzą w formy listw towarzyszących kolejnemu wyższemu progowi z jednej lub z obu stron. Świadczy to o strukturalnym uwarunkowaniu tych załomów. Wysokości progów w piaskowcach gruboziarnistych i zlepieńcach są rzędu 5—10 m, czasem większe, natomiast w piaskowcach średnio- i drobnoziarnistych (magurskich i godulskich) przeważają załomy, a progi poprzeczne rzadko przekraczają 5 m. Wskazuje to na zależność wysokości progów od zróżnicowania litologicznego. W niektórych przypadkach przy załomie wypukłym takich progów odsłaniają się ławice skalne (st. I, III, VIII, X, XII, XIII).

Bardziej interesujące ze względu na większe rozmiary są formy podłużne występujące na wierzchołkach grzbietów zgodnych. Na podstawie zebranych materiałów można wyróżnić formy wycięte w skałach różnej odporności w przypadku skał ustawionych stromo ( $>40^\circ$ ) oraz formy związane ze skałami o mniej zróżnicowanej odporności, ułożonymi prawie horyzontalnie lub nachylonymi do  $30^\circ$ . W pierwszym przypadku progi dowiązują do stromo ustawionego kompleksu piaskowców zlepieńcowatych, a spłaszczenia powstały na kompleksach zawierających więcej łupków. Przykładów dostarczają formy z Połony Wetlińskiej (st. XVII, mapa 18) oraz z Hali Czoło i Hali Gabrowskiej w Gorcach (st. X, ryc. 34). W Karpatach liczniejsze są formy powstałe w strukturach prawie horyzontalnych lub nachylonych do  $30^\circ$ . Wśród nich można wyróżnić dwa typy mikroform w zależności od nachyleń charakterystycznych dla progów i spłaszczenia. Progami i nachyleniu  $24^\circ$ — $30^\circ$  towarzyszą terasy denudacyjne o nachyleniu  $2^\circ$ — $8^\circ$ , najczęściej  $4^\circ$ — $6^\circ$  (ryc. 35), a progami o nachyleniu  $20^\circ$ — $28^\circ$  spłaszczenia o nachyleniu  $10^\circ$ — $14^\circ$  (ryc. 19, 36). Pierwsze o wysokości progów 5—20 m cechują się większymi niż drugie różnicami nachyleń między progami a terasą. Stopnie o większej różnicy nachyleń powstały w gruboławicowych zlepieńcowatych piaskowcach istebniańskich i zlepieńcach

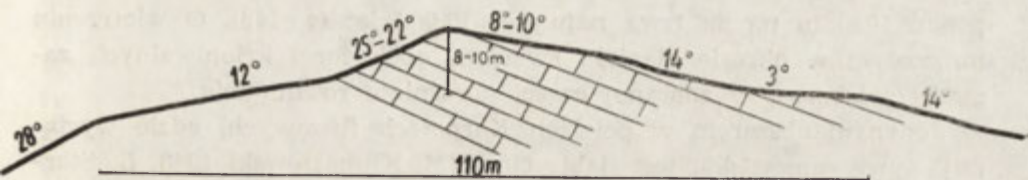


Ryc. 35. Schematyczny profil teras krioniwalnych z grzbietu zbudowanego z gruboławicowych piaskowców istebniańskich (st. II)

Schematic profile of cryonival terraces on a ridge built of thick-bedded Istebna sandstones (site II)

malinowskich. Mniejsze różnice nachyleń związane są z progami o wysokości 3—10 m, utworzonymi w piaskowcach magurskich i godulskich.

Na terasach i spłaszczeniach występują pokrywy o miąższości 0,2—1,5 m, najczęściej 0,5 m. Są to profile zwietrzelinowe, charakteryzujące się zwiększonym udziałem części ziemistych w górnej części profilu. Różnice w wykształceniu tych profilów związane są z różnym



Ryc. 36. Schematyczny profil spłaszczeń krioniwalnych z grzbietu zbudowanego z piaskowców grubo- i średnioławicowych magurskich (st. VIII)

Schematic profile of cryonival flattening on a ridge built of thick and medium bedded Magura sandstones (site VIII)

udziałem części szkieletowych, a zwłaszcza rumoszu. Wierzchowiny zbudowane ze zlepieńców i gruboziarnistych piaskowców powyżej 875 m n.p.m. okrywają rumosze kamieniste z cienką warstwą darniowo-próchniczną. Przestrzenie między blokami nie są wypełnione drobnym materiałem (Kiczory st. II). M. Klimaszewski (1947) nazywa takie pokrywy materacami skalnymi. Podobne rumosze kamieniste o miąższości 0,45 m opisał na Baraniej Górze, 1214 m n.p.m., J. Lazar (1952) podkreślając, że występuje tam bardzo mała ilość piasku gliniastego lekkiego. Natomiast już na wysokości 800 m n.p.m. gruz tkwi w piasku gliniastym, a na spłaszczeniu poniżej stoliwa, w odległości 60 m, we wkopie stwierdzona została pokrywa piaszczysto-gliniasta namyta z nielicznymi okruchami piaskowców o miąższości ponad 2 m (st. II, koło osiedla Mruzków). Wierzchowiny zbudowane z piaskowców drobnoziarnistych posiadają pokrywy gruzowo-gliniaste o miąższości rzadko przekraczającej 0,5 m, przy czym przeważają gliny lekkie i średnie, pylaste lub słabo spiaszczone. Udział gruzu w pokrywach stanowi około 75%, a na szerokich wierzchowinach (Łopień, Hala Łabowska) zwietrzeliny są bardziej miększe 1—1,5 m; gruz zajmuje tam około 50%. Charakterystyczny dla piaskowców magurskich gruz tabliczkowy tkwiący w pokrywach okrywających wierzchowiny nie wykazuje ułożenia świadczącego o ich peźnięciu. Jedynie w dwóch przypadkach udało się stwierdzić zagięcie wychodni zwietrzałych warstw skalnych, tzw. haki — ponad wyraźnym załomem ograniczającym od północy wierzchowinę Pochodzitej półmetrowa warstwa gruzu świadczy o peźnięciu w kie-

runku stoku południowego o nachyleniu  $14^\circ$  oraz na wąskim grzbiecie bocznym Barnasiówki w jednometrowej miąższości pokrywie ze zwietrzałych piaskowców i łupków lgockich. Znaczny udział rumoszu w pokrywach gruzowo-gliniastych okrywających wierzchowiny wskazuje, że nie uległy one poważniejszemu przeobrażeniu w holocenie. Według L. Starkla (1960) las wkroczył na strome stoki beskidzkie (Luboń) u progu holocenu (s. 84), a wietrzenie chemiczne i utrwalenie lasem obszarów ponad 1050 m n.p.m. trwa najwyżej 10 000 lat (s. 146). O wietrzeniu mrozowym w okresie glacjału świadczą obok form krioniwalnych zamarłe gołoborza, w znacznej części porośnięte roślinnością.

Jedynym obszarem w polskich Karpatach fliszowych, gdzie występują żywe rumowiska, jest Babia Góra (M. Klimaszewski 1948, L. Starkeł 1960, M. Niemirowski 1964, M. Baumgart-Kotarba 1972). Znaczne powierzchnie, pokryte rumowiskami skalnymi, wietrzącymi współcześnie, występują poza granicami Polski w Gorganach, na wysokości 1500—1800 m n.p.m., wykształcone na piaskowcach jamneńskich (W. Łoziński 1910, W. Walczak 1947). W obrębie badanych stanowisk gruzowiska występują u podnóża ścianek skalnych tworząc hałdy gruzowe (st. IX 800—775 m; VI 700—675 m; XVII 1250—1200 m) na przedłużeniu małych grzęd skalnych (st. X — 1250, XVII — 1200 m). Większe powierzchnie stoków pokryte zamartwymi gołoborzami występują na północnym stoku Kopy o nachyleniu  $28^\circ$  (st. XIV 700—650 m), na północnym i zachodnim stoku Romanki —  $45^\circ$  (st. III 950—875 m), na południowo-zachodnim stoku Gołuszkowej —  $28^\circ$  (st. VI 700—575 m), i w bardzo niskim położeniu na południowym stoku Barnasiówki o nachyleniu  $25^\circ$  zbudowanym z piaskowców lgockich (st. VII 475—425 m). O występowaniu gołoborzy na wierzchowinach świadczą pojedyncze bloki piaskowców okrywające progi należące do mikroreliefu krioniwalnego. Na płaskich powierzchniach do  $5^\circ$  śladem gołoborzy są wspomniane materace skalne.

Zróznicowanie gołoborzy na stokach nachylonych  $25^\circ$ — $45^\circ$  wskazuje na związki z rodzajem skały. Gołoborza występują w obrębie piaskowców wietrzących na bloki (piaskowce istebniańskie, piaskowce kwarcytowe z Romanki) i kostki (piaskowce lgockie, magurskie z Gołuszkowej). Rzadsze są na piaskowcach wietrzących płytowo (piaskowce otryckie, magurskie). Uważam, że zachowaniu śladów po gołoborzach, które musiały być powszechne na stokach beskidzkich zbudowanych z piaskowców, sprzyjały odmiany skał trudniej wietrzących o mocnym spoiwie.



OCENA PODATNOŚCI SKAŁ NA WIETRZENIE MROZOWE  
I ICH ZWIETRZELIN NA PROCESY DENUDACYJNE

Ze względu na wyraźne związki wyróżnionych typów form krioniwalnych z litologicznym wykształceniem podłoża przytoczone zostaną wyniki analiz skał zebranych na wierzchowinach. Większość piaskowców budujących wierzchowiny grzbietowe w Beskidach odznaczają się małą nasiąkliwością objętościową (0,5—10%). Według klasyfikacji M. Kamińskiego i W. Skalmowskiego (1957) skały twarde o ciężarze objętościowym  $>2,5$  odznaczają się nasiąkliwością  $\leq 2\%$ , a skały średnio twarde o ciężarze objętościowym 2,1—2,5 nasiąkliwością 2—10%. Wśród zbadanych próbek 28 ma ciężar powyżej 2,5, 44 próbki 2,25—2,5, a tylko 6 wykazało ciężar 2,15—2,25 (ryc. 37).

Porównując uzyskane dane z publikowanymi wartościami dla piaskowców karpackich (M. Kamiński 1949, M. Kamiński i W. Skalmowski 1957, B. Penkalowa 1961) można stwierdzić, że znajdują się one przy górnej granicy przedziałów, cytowanych w wymienionych pozycjach. Ponieważ odporność skał jest związana z dużą wytrzymałością na ściskanie, a ta z kolei wiąże się z dużym ciężarem objętościowym, można więc potwierdzić opinię, że wierzchowiny zbudowane są z najodporniejszych skał. Stwierdzona mała nasiąkliwość wskazuje, że własności gelifrakcyjne piaskowców karpackich zależą przede wszystkim od gęstości spękań. Odstępy między spękaniem, tworzącymi zespoły sprzężonych spękań poprzecznych i podłużnych do biegu powierzchni ławic, rosną wraz z ich miąższością (M. Książkiewicz 1968). I tak gruboziarniste piaskowce istebniańskie i ciężkowickie, które tworzą ławice do 20 m miąższości (H. Świdziński 1953), o ile mają mocne spoiwo, wietrzeją na większe bloki. Natomiast piaskowce magurskie odznaczające się ławicami 0,5—5 m miąższości (H. Świdziński 1953) tworzą gruz tabliczkowy.

Współczesne powstanie takiego gruzu przedstawił M. Niemirowski (1964) na przykładzie piaskowców z Babiej Góry. Bloki piaskowców magurskich „łuszczą się” i tworzą płyty o różnej wielkości, lecz o podobnej grubości 5—15 cm. Wymywanie drobnego materiału utrzymuje w świeżości gołoborza babiogórskie, a wymywany materiał zwietrzelinowy frakcji piaszczystej jest wynoszony w źródłach poniżej gołoborzy. Najtwardsze piaskowce lgockie, niektóre godulskie i magurskie facji glaukonitowej (Gołuszkowa, st. VI) średnio- i cienkoławicowe wietrzeją kostkowo.

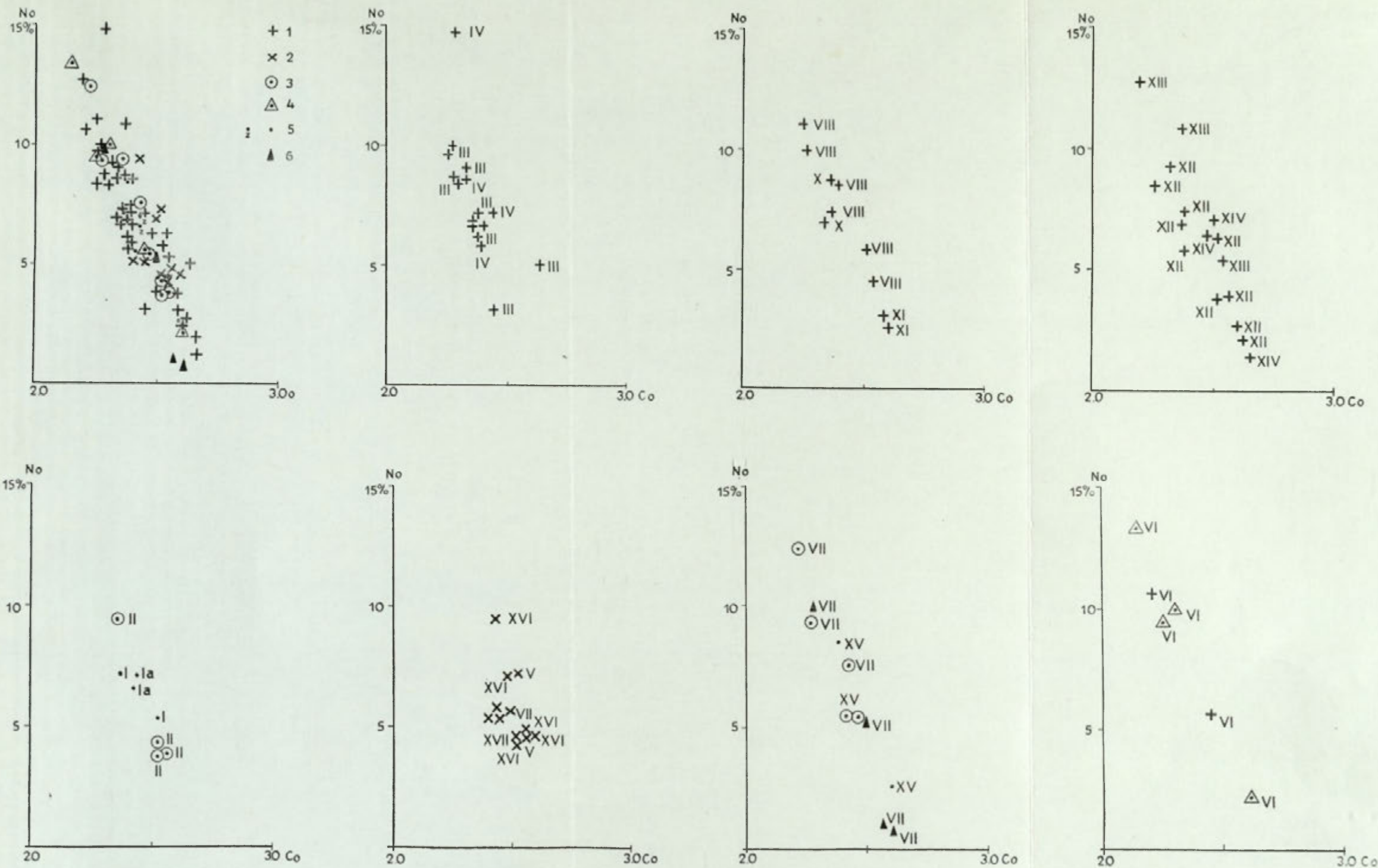
Oprócz nasiąkliwości i uszczelinienia o sposobie wietrzenia mrozowego decydują także spoiwo, które w piaskowcach

karpackich jest bardzo zmienne ilościowo i jakościowo. Najczęściej występuje spoiwo mieszane krzemionkowo-ilasto-wapniste o różnych proporcjach. Przewagą spoiwa wapniste go odznaczają się piaskowce krośnieńskie i inoceramowe, przy czym warstwy krośnieńskie dolne są mniej spoiwiste od środkowych. Piaskowce istebniańskie i ciężkowickie na ogół posiadają stosunkowo skąpe spoiwo ilaste, chociaż w przypadku badanych stanowisk (II, VI) tak piaskowce istebniańskie, jak i ciężkowickie były dosyć twarde i spoiwiste. Wydaje się, że skąpość spoiwa w piaskowcach ciężkowickich na Pogórzu powoduje ich znaczną nasiąkliwość (B. Penkalowa 1961) i dzięki temu sprzyja gelifrakcji prowadzącej do rozpadu ziarnistego. Szczegółowych danych odnośnie do spoiwa i własności petrograficznych piaskowców Beskidu Śląskiego i częściowo Żywieckiego dostarcza praca R. Unruga (1968), a dla Beskidu Średniego T. Wiesera (1963). Zawartość spoiwa rośnie na ogół w piaskowcach drobnoziarnistych (R. Unrug 1968). Znalazło to odzwierciedlenie w przeprowadzonych analizach składu mechanicznego i plastyczności zwietrzelin *in situ* (ryc. 38). Piaskowce gruboziarniste ( $\varnothing$  ziarn 0,5—2 mm) istebniańskie, ciężkowickie i pasierbieckie dają zwietrzliny o znacznym udziale frakcji piaszczystej (0,1—1 mm) — st. II, VI, VII, XV. Piaskowce średnioziarniste (0,25—0,5 mm), a zwłaszcza drobnoziarniste (0,1—0,25) magurskie, godulskie i krośnieńskie dają zwietrzliny z przewagą frakcji pylastych (0,1—0,002 mm) i zwiększonym udziałem frakcji ilowej ( $<0,002$  mm). Na tej podstawie można wnosić o podatności na soliflukcję piaskowców krośnieńskich (st. XVI), godulskich (st. I) oraz większości piaskowców magurskich (ryc. 38A). Wyrazem tego jest również zróżnicowana plastyczność pobranych zwietrzelin (ryc. 38B). Zwietrzliny o dużym udziale frakcji piaszczystej charakteryzują się jednakowymi wartościami współczynnika plastyczności i płynności, co oznacza, że nie są plastyczne, lecz stosunkowo łatwo upłynniają się.

Przeprowadzone analizy wskazują:

1. Gelifrakcja była procesem intensywniejszym w obrębie cienko- i średnioławicowych piaskowców niż w gruboławicowych spoiwistych piaskowcach zlepieńcowatych. Skutkiem tego w okresach ożywionego wietrzenia mrozowego mogło dojść do wyodrębnienia w rzeźbie kompleksów odporniejszych, zwłaszcza przy stromym ułożeniu ławic.

2. Zróżnicowanie własności fizycznych części ziemistych zwietrzelin przyczyniło się do zróżnicowania zespołów procesów modelujących badane formy. Materiał o przewodze części piaszczystych podlegał splukiwaniu, a przy większym nasyceniu wodą w czasie wielkich roztopów upłynnianiu, zapewniającemu obok części piaszczysto-gliniastych transport tylko pojedynczych okruchów piaskowcowych.



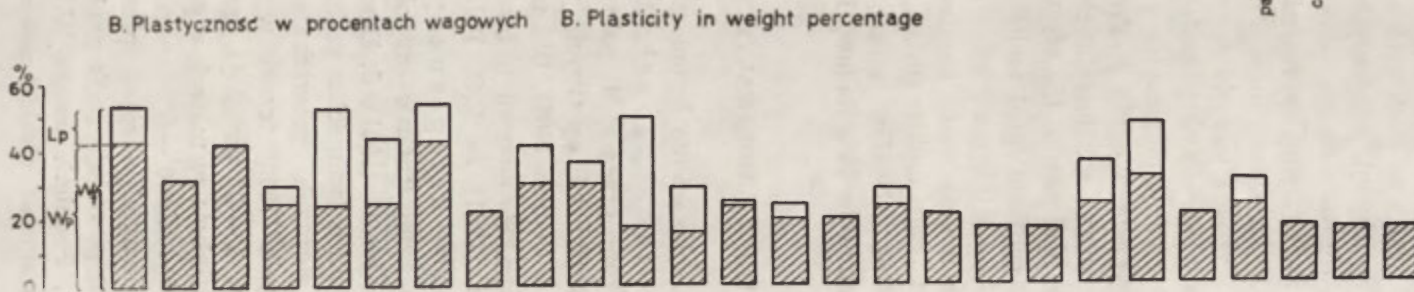
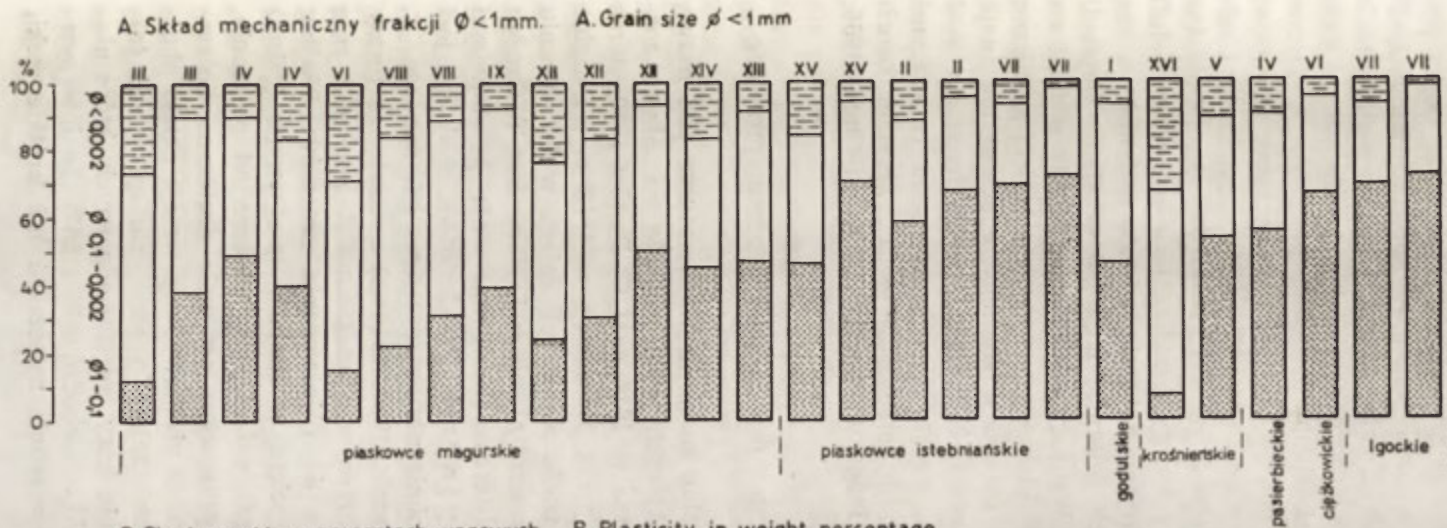
Ryc. 37. Ciężar objętościowy  $Co$  i nasiąkliwości  $No$  piaskowców karpaccyckich z wierzchołw badanych grzbietów (stanowiska oznaczone liczbami rzymskimi)

1 — piaskowce magurskie, 2 — krośnieńskie, 3 — istebniańskie, 4 — ciężkowickie, 5 — godulskie (z — zlepieńce malinowskie), 6 — lgockie

Volumetric gravity  $Co$  and absorbability  $No$  of Carpathian sandstones from the ridge-crests of the investigated ridges (sites designated by Roman numerals)

1 — Magura sandstones, 2 — Krosno sandstones, 3 — Istebna sandstones, 4 — Ciężkowice sandstones, 5 — Godula sandstones (z — Malinów conglomerates), 6 — Lgota sandstones





Ryc. 38. Skład mechaniczny (A) i wskaźniki plastyczności (B) zwierzelin *in situ* piaskowców karpaccich

Wp — dolna granica plastyczności, Wf — górna granica plastyczności, Lp — liczba plastyczności

Mechanical composition (A) and indices of plasticity (B) of rock-waste *in situ* of the Carpathian sandstones

Wp — lower limit of plasticity, Wf — upper limit of plasticity, Lp — number of plasticity

Natomiast zwietrzeliny plastyczne o przeważającym udziale części pylastych i ilowych w większym stopniu podlegały kongelituracji, spłukiwaniu i soliflukcji, obejmujących całe pokrywy gruzowo-gliniaste.

O wpływie składu granulometrycznego, uzależnionego od rodzaju skał i ich zwietrzelin, na zróżnicowanie procesów pisał już J. Tricart (1956, 1960). Za Casagrandem podaje on, że 2-procentowa zawartość mułków ( $\varnothing < 50\mu$ ) powoduje zmiany objętości przy zamarzaniu i odmarzaniu, a więc wywołuje podatność na soliflukcję. Za niesolifluidalne uważa zwietrzeliny piaszczyste i żwirowe podlegające spłukiwaniu lub tworzące usypiska. Według J. Tricarta soliflukcja może zachodzić w obrębie skał bardzo solifluidalnych (margle, niektóre odmiany wapieni) nawet przy nachyleniu  $4^{\circ}$ — $6^{\circ}$ . Według A.M. Kinga (1966) podział na zwietrzeliny solifluidalne i asolifluidalne wiąże się z wartością graniczną cząstek o  $\varnothing = 0,5$  mm, gdyż cząstki o średnicy większej nie mają zdolności chłonięcia wody kapilarnej. Zależność między rodzajem skał (gabro, piaskowce, łupki), frakcją zwietrzeliny i procesami tworzącymi formy niwalne (nivation terrace o nachyleniu ok  $1^{\circ}$ , nivation bench  $6^{\circ}$ — $10^{\circ}$ , hemicircle  $12^{\circ}$ , hollow, ledge) stwierdził D. A. St-Onge (1965, 1969).

#### ROZWÓJ FORM KRIONIWAŁNYCH I ICH ROZMIESZCZENIE PIONOWE

Terasy i spłaszczenia kрониwalne znane są w literaturze pod nazwą teras altyplanacyjnych, których występowanie na Alasce zostało stwierdzone przez H.M. Eakina w 1916 r. (L.C. Peltier 1950), teras golcowych z Syberii, opisanych przez Makerowa w 1913 r. i Dengina w 1930 r. (J. Demek 1968). Dla podkreślenia roli śniegu w formowaniu teras D.A. St-Onge nazywa je formami niwalnymi. Natomiast T. Czudek i J. Demek (1961) za L.C. Peltierem (1950) nazywają je stopniami i spłaszczeniami krioplanacyjnymi. Przedmiotem dyskusji jest rozwój tych form (cofanie czy obniżanie) oraz tempo ich rozwoju. T. Czudek i J. Demek (1961), J. Demek (1968, 1969a,b) uważają, że terasy powstają dzięki cofaniu ścian skalnych, dowiązującemu do spękań, a rolę różnic litologicznych sprowadzają do różnicowania procesów. Według D.A. St-Onge'a (1965) terasy wycięte w skałach masywnych (gabro) o nachyleniu  $1^{\circ}$ — $3^{\circ}$  powstają, gdy cofanie jest szybsze od obniżania, gdyż kongeliflukcja w materiale gruzowym jest mało skuteczna. Spłaszczenia o nachyleniu  $6^{\circ}$ — $8^{\circ}$  w obrębie piaskowców powstają dzięki obniżaniu przez kongeliflukcję i spłukiwanie. To obniżanie spłaszczeń (nivation bench) powoduje podkopanie bazy warstw odpornych, które ulegają cofaniu. Podobnie uważa W.L. Suchodrowski (1967), że intensywnej modelowane są płaskie powierzchnie spłaszczeń niż krótkie stoki,

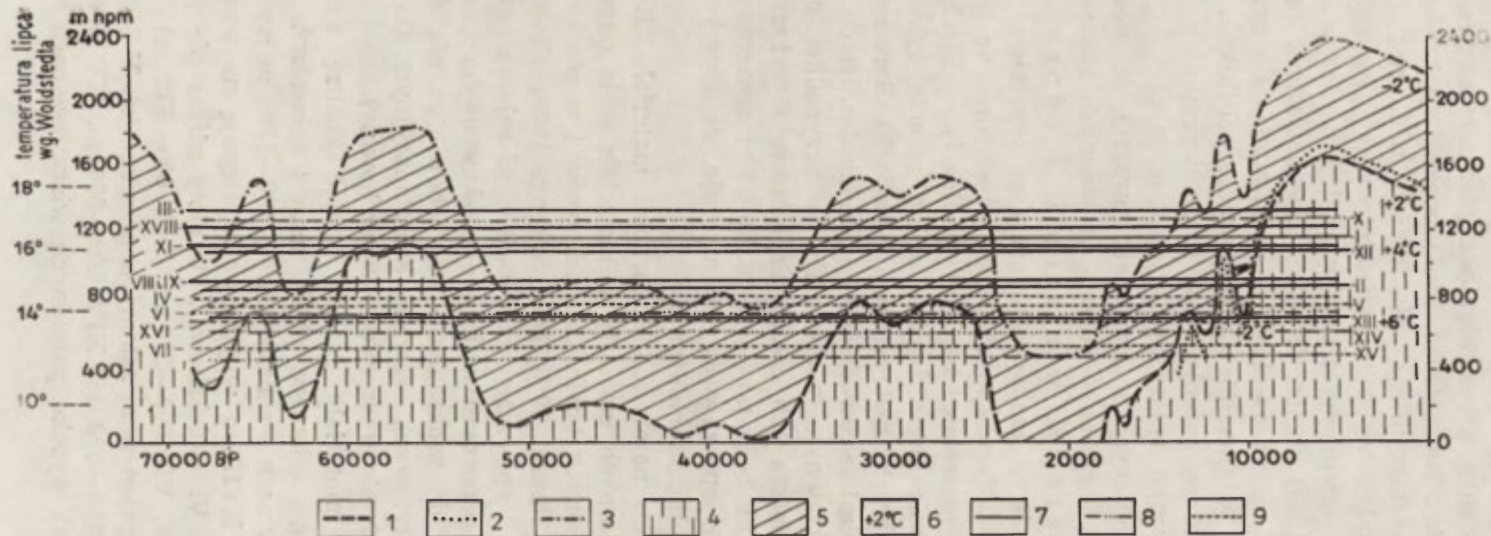
okryte gruzem i wolno modelowane przez pełznięcie grawitacyjne gruzu. Również Z. Czeppe (1966) i A. Pissart (1966, 1967) podkreślają większą efektywność modelowania soliflukcyjnego spłaszczeń i mało nachylnych stoków, gdzie szybki odpływ wody jest utrudniony w porównaniu ze stromymi stokami, modelowanymi przez przemywanie i bardzo wolne pełznięcie gruzu. A Pissart (1967) stwierdził nawet alternatywność procesu spłukiwania i soliflukcji, gdyż spłukiwanie doprowadza do przesuszania zwietrzelin i przez to utrudnia występowanie soliflukcji. J. Demek (1968, 1969a,b) uważa, że cofanie teras może doprowadzić do powstania rozległych szczytowych spłaszczeń krioplanacyjnych.

Na podstawie form występujących w Karpatach uważam, że modelowanie teras i spłaszczeń na obszarze o stromo ustawionych ławicach polegało na nierównomiernym wietrzeniu i odprowadzaniu materiału, a powstałe w ten sposób formy są wynikiem selektywnego obniżania (ryc. 34). Terasy występujące w stosunkowo jednorodnym gruboławicowym materiale trudniej podlegały gelifrakcji i rozwijały się prawdopodobnie przez bardzo wolne cofanie tylnego progu (analogicznie jak w gabrach, kwarcytach i bazaltach). Spłaszczenia występujące w obrębie piaskowców drobno- i średnioziarnistych są formami związanymi z selektywnym wietrzeniem w przypadku, gdy próg buduje odporniejsza, miększa lub często zlepionowato wykształcona ławica. Jednak nachylenie tych powierzchni do  $14^\circ$  i stwierdzona plastyczność pokryw na nich spoczywających sugeruje, że formy te mogły rozwijać się dzięki wolnemu obniżaniu.

Rozwój form krioniwalnych należy od odporności materiału. Rozległe terasy na obszarach polarnych powstały w materiale mało odpornym: w piaskach przewarstwionych ławicami piaskowców i w piaskowcach zawierających łupki (A. Pissart 1966, D.A. St-Onge 1969). Dlatego uważam, że formowanie teras i spłaszczeń, postępujące od załomu ograniczającego wierzchowinę, w odpornym materiale piaskowcowym (mała nasiąkliwość) przyczyniło się do zaokrąglenia wierzchowin, a nie doprowadziło do powstania szczytowych zrównań krioplanacyjnych (brak form skałkowych wznoszących się z szerokiej wierzchowiny).

Na podstawie zebranego materiału można podjąć analizę rozmieszczenia pionowego załomów, półek, teras i spłaszczeń. Są one powszechne na wierzchowinach wznoszących się 800—1350 m n.p.m. (st. I, II, III, VIII, XI, XII, XVII), a wyjątkowo występują na wysokości 700 m n.p.m. (st. XIII, VI Gołuszkowa). Grzbiety niższe nie posiadają takiej mikrorzeźby (st. VII 500—573 m, XVI 600—672 m) lub zaznaczają się w ich obrębie pojedyncze załomy poprzeczne (st. V 810—650 m, VI 735—580 m, IV 830—600 m, XIV 600—660 m, XV 535—450 m). Na rozległych, chociaż wysoko położonych wierzchowinach za-





Ryc. 39. Rozmieszczenie pionowe wierzchowin grzbietowych na tle zmian pięter morfoklimatycznych w polskich Karpatach w czasie ostatniego zlodowacenia opracowanych przez L. Starkla (1968)

1 — oscylacje górnej granicy lasu na podstawie średnich temperatur lipca Woldstedia (1962), 2 — oscylacje górnej granicy lasu wg W. Koperowej (1962) i innych, 3 — granice między piętrzem krioniwalnym (tundra) i subniwalnym (piętro gruzowe), 4 — piętro leśne, 5 — piętro krioniwalne (tundra), 6 — wartości średniej rocznej temperatury wg M. Hessa (1965). Mikrorzeźba wierzchowin: 7 — powszechna, 8 — rzadka, 9 — nie występuje

Vertical spacing of ridge-crests on the background of changes of morphoclimatic zones in the Polish Carpathians during the Last Glaciation as elaborated by L. Starkel (1968)

1 — oscillation of the upper timber-line on the basis of mean temperatures of July after Woldstedt (1962), 2 — oscillations of the upper timber-line after W. Koperowa (1962) and others, 3 — boundary between the cryonival (tundra) and subnival zone (frost shattering zone), 4 — forest zone, 5 — cryonival zone (tundra), 6 — values of mean annual temperature after M. Hess (1965). Microrelief of ridge crests: 7 — common, 8 — rare, 9 — absent

łomy i towarzyszące im spłaszczenia nie są liczne (st. IX 900—950 m, X 1300—1200 m), co może wskazywać, że wypreparowanie w tym przypadku było utrudnione.

Wydaje się, że na wysokości 700—800 m n.p.m. występuje linia, ponad którą występowanie teras i spłaszczeń, a zwłaszcza załomów, jest częste. Modelowanie w piętrze gruzowym obejmowało w pewnych okresach czwartorzędu całe Beskidy, ale obszary położone wyżej znajdowały się dłużej w tej strefie. Celem bliższego wyjaśnienia prawdopodobnie paleoklimatycznych przyczyn przedstawionego zróżnicowania zostały wniesione na opracowany przez L. Starkla (1968) schemat zmian pięter morfoklimatycznych w Karpatach w Würmie wysokości badanych grzbietów (ryc. 39). Powszechne występowanie form krioniwalnych pokrywa się z długotrwałym modelowaniem w piętrze subniwalnym. Natomiast grzbiety niższe dłużej znajdowały się w piętrze tundrowym i szybciej wkroczył na nie las w okresie schyłkowym ostatniego glacjału.

Pewne wątpliwości nasuwają się biorąc pod uwagę, że najbardziej formy skałkowe występują na Pogórze (M. Klimaszewski 1933, 1947, H. Świdziński 1934, Z. Alexandrowicz 1970), a więc na obszarze krócej modelowanym w warunkach peryglacjalnych. Występowanie ich ogranicza się jednak do gruboławicowych i średnioziarnistych piaskowców ciężkowickich o zmiennym ilościowo i jakościowo, często ubogim spoiwie. Niewątpliwie powstanie tych form trzeba odnieść do okresów zimnych. Piaskowce ciężkowickie w odróżnieniu od innych piaskowców karpackich podlegają przede wszystkim wietrzeniu ziarnistemu. Takie wietrzenie sprzyja poszerzaniu szczelin i powierzchni międzyławicowych, ponieważ jednak odstępy między spękaniem piaskowców gruboławicowych są znaczne, więc piaskowiec ten może tworzyć ściany skalne. Przykłady z obszarów zbudowanych z piaskowców ciężkowickich wskazują, że w warunkach litologicznych, sprzyjających rozwojowi ścianek skalnych i form skałkowych, zmiany stosunków klimatycznych nie spowodowały zahamowania rozwoju tych form. Współcześnie bowiem obserwuje się dalsze wietrzenie fizyczne i chemiczne, które powoduje dezintegrację ziarnistą i łuszczenie powierzchni skalnych co ostatnio przedstawiła Z. Alexandrowiczowa (1970).

Modelowanie wierzchowin w piętrze gruzowym i tundrowym było procesem niezależnym od bazy erozyjnej i doprowadziło do wyodrębnienia mikroreliefu wyrażającego zróżnicowaną odporność ławic w obrębie wierzchołków, przełęczy i wyrównanych wierzchowin, zwłaszcza powyżej 800 m n.p.m. Mikrorzeźba krioniwalna stanowi więc niejako retusz form wierzchowinowych uwarun-

kowany strukturalnie. Sądzę więc, że rozmiary degradacji, a zwłaszcza obniżenia wierzchołków zbudowanych ze skał o stosunkowo dużej odporności, nie mogły być znaczne w warunkach klimatu peryglacjalnego lub wysokogórskiego. Jedynie wąskie grzbiety w strefie aktywnie modelowanej przez leje źródłowe lokalnie podlegały większemu obniżeniu.



#### IV. KLASYFIKACJE GRZBIETÓW GÓRSKICH W KARPATACH FLISZOWYCH

Grzbiety górskie występujące w Karpatach fliszowych można porządkować według różnych kryteriów. Poniżej przedstawiono klasyfikacje oparte na kryteriach: funkcji, stosunku do struktury (ułożenia warstw i litologii), genetycznym, stopnia wyodrębnienia w rzeźbie i kryterium chronologiczne.

Kryterium funkcji określa rolę grzbietu w zespole form go otaczających. Grzbiet albo jest samodzielną wydłużoną formą wypukłą, albo należy do grupy lub masywu górskiego. W zespole grzbietów można wyróżnić grzbiet główny i odgałęzienia, czyli grzbiety boczne. O funkcji grzbietów zadecydowały stosunki litologiczne, a zwłaszcza stosunek kompleksów odpornych i mało odpornych, do którego dowiązywała fragmentacja obszaru. W większych blokach zbudowanych w przewodzie ze skał bardzo odpornych (udział łupków 0—25%) powstały zwarte, chociaż głęboko rozcięte dolinami grupy i masywy górskie, np. Beskid Śląski, Beskid Mały, grupa Romanki i Lipowskiej, grupa Wielkiej Raczy. W rozległych, lecz wydłużonych ciągach zbudowanych ze skał równie odpornych powstały pasma górskie głęboko rozcięte długimi dolinami bocznymi, np. pasmo Jaworzyny Krynickiej, Radziejowej, Babiogórskie. Przy naprzemianległości kompleksów odpornych i mało odpornych powstają pojedyncze grzbiety i rozdzielające je subsekwentne obniżenia dolinne. Naprzemianległe występowanie stref o różnej odporności z przewagą mało odpornych sprzyja wyodrębnieniu izolowanych grzbietów otoczonych rozległymi spłaszczeniami, np. Beskid Niski i Bieszczady Niskie.

Na podstawie kryterium stosunku grzbietu do ułożenia warstw skalnych zostały wyróżnione grzbiety o przebiegu zgodnym i niezgodnym. Wśród zgodnych występują grzbiety synklinalne, izoklinalne o stromo zapadających warstwach (powyżej 35°) i izoklinalne o łagodnie zapadających warstwach, nazywane krótko monoklinalnymi. Skrajne przypadki — grzbiety wycięte w strukturze horyzontalnej lub wertykalnej — są bardzo rzadkie w Karpatach i stanowią tylko krótkie

odcinki grzbietów. W obrębie grzbietów niezgodnych wyróżnione zostały grzbiety poprzeczne, o kierunku prostopadłym do biegu warstw skalnych. Ze względu na stosunek do litologii grzbiety fliszowe, mimo że zbudowane są ze skał przynależących do różnych ogniw stratygraficznych, można podzielić na wycięte w kompleksach piaskowcowych drobno- i średnioziarnistych z pewnym udziałem łupków (warstwy Igockie, godulskie, w większości magurskie, krośnieńskie) oraz grzbiety wycięte w kompleksach piaskowców gruboziarnistych i zlepieńców (warstwy istebniańskie, ciężkowickie).

Kryterium genetyczne wskazuje na charakter procesów, które doprowadziły do wyodrębnienia grzbietów. Wszystkie grzbiety w Karpatach powstały z rozcinania cyklicznie podnoszonego obszaru, a więc w wyniku działalności rzek i towarzyszących im procesów denudacyjnych. Procesy denudacyjne efektywnie działają w skałach mało odpornych. W związku z tym wyodrębnienie grzbietów twarżielcowych, wznoszących się ponad spłaszczonymi podnóżami i obniżeniami dolinnymi, wyciętymi w skałach mało odpornych, było uwarunkowane w przeważającym stopniu działalnością procesów denudacyjnych. Grzbiety ostańcowe powstały z rozcięcia dolinami obszarów zbudowanych ze skał odpornych. Wyodrębnienie ich w większym stopniu związane było z erozją rzeczną, gdyż procesy denudacyjne w skałach odpornych są mniej efektywne. Kryterium tego podziału grzbietów nie jest więc bezwzględna skala odporności, gdyż grzbiety twarżielcowe i ostańcowe zbudowane są z równie odpornych skał. Różnica między genetycznymi typami grzbietów jest związana z różnymi stadiami rozwoju obniżeń dolinnych uwarunkowanymi litologicznie. Wśród grzbietów twarżielcowych w zależności od ułożenia skał można wyróżnić grzbiety twarżielcowe synklinalne, grzbiety twarżielcowe monoklinalne i hogbacki. Wśród grzbietów ostańcowych, uwzględniając kryterium stopnia wyodrębnienia w rzeźbie, można wyróżnić grzbiety ostańcowe dawnej strefy wododzielnej i grzbiety ostańcowe międzydolinne. Pozycja ostańców w położeniu wododzielnym świadczy o ich wcześniejszym wyodrębnieniu w stosunku do otaczającego poziomu grzbietów niższych (st. I, III, X, XII, XVII) lub garbów (st. XV). Równocześnie jednak kilka z nich można zaliczyć do twarżielców, bo otoczone są czasem tylko z jednej strony strefą wychodni o mniejszej odporności (st. III, XII, XV, XVII). W związku z tym wśród grzbietów ostańcowych wododzielnych można wydzielić grzbiety wododzielne ostańcowo-twarżielcowe.

Kryterium chronologiczne pozwala klasyfikować grzbiety ze względu na okres ich wyodrębnienia, który można ustalić w oparciu o stosunek grzbietów do rekonstruowanych powierzchni zrównań. Na podstawie analizy linii grzbietowej uważam, że można wyróżnić grzbiety

policykliczne i monocykliczne. Występowanie grzbietów policyklicznych, których wyższe poziomy wskazują na istnienie starszego od śródgórskiego cyklu dojrzewania rzeźby, pozwala na przyjęcie koncepcji L. Sawickiego (1909) o istnieniu poziomu beskidzkiego, z którego rozczłonkowania powstały grzbiety wznoszące się obecnie 900—1000 m n.p.m. Ponad tymi grzbietami wznoszą się jeszcze kulminacje, a nawet grzbiety o charakterze ostańcowym lub ostańcowo-twardzielcowym. Sprawa ta wymaga osobnych badań. Jednak stosując kryterium chronologiczne można wyróżnić:

a) nieliczne grzbiety ostańcowe (st. X) lub ostańcowo-twardzielcowe (st. III) sterczące ponad powierzchnią beskidzką (rekonstruowaną),

b) grzbiety o wysokości średnio 900—1000 m n.p.m. zgodne i niezgodne, które mogą służyć do rekonstrukcji powierzchni nazywanej przez Sawickiego beskidzką (st. VIII, IX, XII),

c) grzbiety wznoszące się ponad powierzchnią śródgórską (st. I, VI, XVII),

d) grzbiety o profilach wyrównanych lub lekko falistych, które pozwalają rekonstruować powierzchnię śródgórską (st. II, V, VI, VII, XIII, XVI i grzbiety boczne XII),

e) grzbiety wznoszące się ponad poziomem pogórskim (st. IV, V, XIV, XV).

Występowanie generacji grzbietów potwierdza wnioski M. Klimaszewskiego odnośnie do Karpat (1961) oraz B. W. Sparksa (1961) i H. Bauliga (1952) odnośnie do Alp o braku powierzchni szczytowej w sensie górnego poziomu altyplanacyjnego A. Pencka (Gipfelflur).

W każdym z wymienionych wyżej chronologicznie zróżnicowanych zespołów grzbietów występują grzbiety o różnym stosunku do struktury: zgodne i niezgodne, ostańcowe i twardzielcowe. Świadczy to, że do wyodrębniania form o różnym stosunku do struktury dochodziło w różnych okresach rozwoju górnotworu.



## V. WNIOSKI KOŃCOWE

Analiza rozmieszczenia i przebiegu grzbietów górskich oraz ich rzeźby na podstawie 17 stanowisk reprezentacyjnych umożliwiła przeprowadzenie klasyfikacji strukturalnej, genetycznej i chronologicznej grzbietów, a także stwierdzenie prawidłowości odnośnie do wyodrębniania grzbietów w zależności od zróżnicowanej odporności podłoża. Stwierdzono altyplanacyjne modelowanie wierzchołków oraz wykonano próbę określenia tendencji rozwoju stoków grzbietów.

Z przedstawionych materiałów i analiz wynika:

1. Wyodrębnienie grzbietów górskich w rezultacie fragmentacji zależy od odporności podłoża i cyklicznego podnoszenia obszaru. Zróżnicowany rozwój dolin doprowadza do powstania grzbietów twardzielcowych na obszarze o dużych kontrastach odporności podłoża i grzbietów ostańcowych na obszarze o podobnej odporności. W zależności od rozległości obszarów zbudowanych ze skał odpornych powstały masywy i grupy górskie, pasma oraz pojedyncze grzbiety. Cykliczność w podnoszeniu obszaru wyraża się powstaniem generacji grzbietów. Oprócz grzbietów monocyklicznych występują grzbiety policykliczne, które stanowią dowód złożonego formowania tych grzbietów i potwierdzają policykliczność rozwoju rzeźby Karpat fliszowych.

2. Modelowanie grzbietów było zróżnicowane; grzbiety twardzielcowe rozwijały się w miarę obniżania otaczających je dolin i spłaszczeń, wyciętych w skałach mniej odpornych, a grzbiety ostańcowe międzydolinne w miarę pogłębiania towarzyszących dolin. Grzbiety ostańcowe wododzielne, często o charakterze twardzielcowym, z dala od dużych dolin, wyodrębnione w starszych cyklach, modelowane są przez leje źródłowe dolin konsekwentnych, które rozcinając długie podnóża lub zrównania doprowadziły do powstania młodszej generacji grzbietów ostańcowych międzydolinnych.

Rzeźba grzbietów wyraża lepiej związki ze strukturą, gdy obniżająca się baza erozyjna jest odległa. W takim przypadku grzbiety asymetryczne dowiązują do struktur monoklinalnych, a grzbiety symetryczne do struktur synklinalnych i izoklinalnych o stromo ułożonych warstwach.

3. Kształtowanie grzbietu zależy od rozwoju stoków, nawiązujących do baz denudacyjnych, jakimi były doliny rzeczne, i altyplanacyjnego modelowania wierzchowin, zaznaczającego się szczególnie w przypadku grzbietów zgodnych. Mikrorelief krioniwalny uwarunkowany strukturalnie powstał w zimnych okresach czwartorzędu na wierzchowinach grzbietowych.

4. Rozwój stoków grzbietów wyższych wskazuje na tendencje do cofania, a w sprzyjających warunkach litologicznych nawet do zestramiania, natomiast odnośnie do grzbietów niskich (poniżej 200 m n.p.m.), zwłaszcza na stokach zgodnościawicowych, stwierdzić można tendencję do spłaszczania.

## LITERATURA

- Alexandrowicz Z., 1963, Najpiękniejszy zabytek przyrody nieożywionej w Beskidzie Małym, *Chrońmy Przyrodę Ojczystą*, R. 19, z. 3, s. 42—44.
- 1964, „Diabelski Kamień” w Beskidzie Małym, *Chrońmy Przyrodę Ojczystą*, R. 20, z. 4, s. 39—42.
- 1970, Skałki piaskowcowe w okolicy Ciężkowic nad Białą, *Ochrona Przyrody*, R. 35, s. 281—335.
- Ashley G. H., 1935, *Studies in Appalachian Mountain Sculpture*, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, t. 46, s. 1395—1436.
- Atlas des formes du relief, Institut Geographique National, Paris 1956.
- Bartels G., 1967, Geomorphologie des Hildesheimer Waldes, *Geogr. Abh.* 41, ss. 138.
- Baulig H., 1940, Le profil d'équilibre des versants, *Ann. de Géogr.* 49, s. 81—97 (w tłumaczeniu na j. polski w: *Studia Geomorfologiczne*, Warszawa 1958).
- 1952, Surfaces d'aplanissement, *Ann. de Géogr.*, 41, s. 161—183 i 245—262 (w tłumaczeniu na j. polski w: *Studia Geomorfologiczne*, Warszawa 1958).
- Baumgart-Kotarba M., 1968, Analiza monoklinalnego grzbietu górskiego w Beskidzie Śląskim, *Studia geomorph. Carp.-Balc.*, t. 2, s. 57—61.
- 1971, Cryonival features of flysch Ridge Crests in the Carpathians, *Studia geomorph. Carp.-Balc.*, t. 3, s. 199—211.
- 1972, Les formes cryonivales sur les crêtes carpathiques flyscheuses. Processus périglaciaires étudiés sur le terrain, Liège, s. 29—42.
- 1973, Polycyclic Mountain Ridges in the Flysch Carpathians, *Studia geomorph. Carp.-Balc.*, t. 7, s. 41—51.
- Baumgart-Kotarba M., Gil E., Kotarba A., 1969, Rola struktury w ewolucji rzeźby obszarów źródłowych Wisły i Olzy, *Studia geomorph. Carp.-Balc.*, t. 3, s. 73—89.
- Béthune de P., 1967, Sur le développement de la convexité sommitale des versants. L'évolution des versants, Liège, s. 89—100.
- Birot P., 1949, Les différents types de montagnes, *L'Information géographique* 13, nr 3, s. 85—96.
- 1958, *Morphologie structurale*, Paris.
- Burtan J., 1954, Sprawozdanie naukowe z badań geologicznych wykonanych na ark. Żywiec w 1954 r. Oszurfowanie strefy Koniaków — Kamesznicą, *Archiwum Karpackiej Stacji Terenowej IG*.
- 1963, Excursion A II Karpates Externes. Guide des excursion, Varsovie-Cracovie.
- Burtanówna J., 1933, Geologia okolicy Myślenic na zachód od Raby, *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 9.



- Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M., 1937, Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Wyniki badań i objaśnienie do mapy, Kraków.
- Cotton C.A., 1941, *Landscape*, Cambridge.
- Czeppe Z., 1952, Z morfologii Gór Stołowych, *Ochrona Przyrody* 20, s. 236—254.  
— 1966, Przebieg głównych procesów morfogenetycznych w południowo-zachodnim Spitzbergenie, *Zeszyty Naukowe UJ* 77, *Prace Geogr.*, s. 13, ss. 124.
- Czudek T., Demek J., 1961, Vyznam pleistocenni kryoplanace na vyvoj povrchovych tvaru Česke Vysociny, *Anthropos*, s. 14, s. 57—69,  
— 1970, Pleistocene crypementation in Czechoslovakia, *Acta geogr. Lodziensia*, nr 24, s. 101—108.
- Davis W. M., 1898, *Physical Geography*, Boston-London, ss. 432.
- Davis W. M., Ruhl A., 1912, *Die Erklärende Beschreibung der Landformen*, Leipzig und Berlin, ss. 565.
- Demek J., 1968, Cryoplanation Terraces in Yakutia, *Biul. perygl.*, nr 17.  
— 1969a, Cryogenic Processes and the Development of Cryoplanation Terraces, *Biul. perygl.*, nr 18, s. 115—125.  
— 1969b, Cryoplanation Terraces, their Geographical Distribution, Genesis and Development, *Rozprawy ČSAV, Řada Mat. a Přírod. Věd*, R. 79, z. 4, ss. 80.
- Derruau M., 1956, *Precis de géomorphologie*, Paris, ss. 393.
- Dumanowski B., Zależność rozwoju stoku od budowy geologicznej, ss. 204 (maszynopis, rozprawa habilitacyjna).
- Dylik J., 1969, Pojmowanie stoku w geomorfologii, *Czas. geogr.*, t. 40, z. 1, s. 3—26.
- Dziewański J., Starkel L., 1962, Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie, *IG PAN, Prace Geogr.*, ss. 86.
- Dzūłyński S., Kryowska-Iwaszkiewicz M., Oszast J., Starkel L., 1968, O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej, *Studia geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. II, s. 63—76.
- Embleton Cl., King A. M., 1968, *Glacial and Periglacial Geomorphology*, cz. IV: *Periglacial Geomorphology*, s. 447—585.
- The *Encyclopedia of Geomorphology*, ed. R.W. Fairbridge, New York—London 1968.
- Fleszar A., 1914, Próba morfogenezy Karpat położonych na północ od Krosna, *Kosmos* 39, s. 99—122.
- Flis J., 1958, Formy terenu wywołane grawitacyjnymi ruchami mas skalnych w Sądecczyźnie, *Rocznik nauk dydak. WSP Kraków*, z. 8, *Geografia*, s. 35—54.
- Gerber E., 1969, Bildung und Formen von Gratgipfeln und Felswänden in den Alpen, *Zeitschr. für Geomorph., Suppl.* t. 8, s. 94—118.
- Gerlach T., 1967, VI Excursion Zakopane—Kraków Site VI/15, *Huba, Guide to Excursion*, s. 45—48.
- Gilbert G. K., 1877, Report on the Geology of the Henry Mountains, *U.S. Geol. Surv. Rocky Mtn. Reg.*, ss. 160.  
— 1909, The Convexity of Hiltops., *Journ. of Geol.* 17, s. 344—351.
- Gołąb J., 1947, Przyczynki do geologii okolicy Mogielicy na ark. Rabka, *Biul. PIG* 29, s. 57—64.
- Göttinger G., 1907, Beiträge zur Entstehung der Bergrückerzformen, *Geogr. Abh.*, t. 9, z. 1, s. 174.
- A *Glossary of Geographical Terms*, 1963, ed. L. Dudley Stamp, London.
- Henkiel A., 1966, Struktura i klimat w kształtowaniu asymetrii morfologicznej w dorzeczu Strwiąża, *Ann. UMCS*, t. 19, 6, ser. B.
- Holmes A., 1944, *Principles of Physical Geology*, London.
- Horton R.E., 1945, *Erosional Development of Streams and their Drainage Basins*;

- Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology, *Bull. of the Geol. Soc. of Am.* 56/1, s. 275—370.
- Jahn A., 1968, Morphological Slope Evolution by Linear and Surface Degradation, *Geogr. Polon.* 14, s. 9—21.
- Jancu M., Velcea V., 1970, Systèmes d'interfluves dans les Carpates, *Studia geomorph. Carp.-Balc.*, t. 4, s. 227—235.
- Kamieński M., 1949, Skąły budowlane w Polsce, *Biul. PIG*, 57, Warszawa.
- Kamieński M., Peszat C., Rutkowski J., 1967, Zmienność petrograficzna piaskowców karpaccich i zagadnienie ich klasyfikacji, *Rocznik Pol. Tow. Geol.* 37, 1, s. 499—508.
- Kamieński M., Skalmowski W., [red.], 1957, Kamienie budowlane i drogowo-prac zbiorowa, Warszawa.
- King A.M., 1966, *Techniques in Geomorphology*, London, ss. 342.
- King L. C., 1953, *Cannons of Landscape Evolution*, *Bull. Geol. Soc. Am.* 64, s. 721—752.
- Klimaszewski M., 1933, „Grzyby skalne” na Podgórzu Karpaccim między Rabą a Dunajcem, *Ochrona Przyrody*, R. 12.
- 1934, Z morfogenezy polskich Karpat Zachodnich, *Wiad. Geogr.* 12, s. 30—44.
- 1946, Podział morfologiczny południowej Polski, *Czas geogr.*, t. 17, z. 3—4, s. 133—182.
- 1947, Osobliwości skalne w Beskidach Zachodnich, *Wierchy* 17.
- 1948, Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym, *Prace Wrocł. Tow. Nauk.*, ser. B, nr 7, ss. 233.
- 1958, Pleistocene outcrop at Dobra near Limanowa, Carpathians Mts., *Bull. Acad. Pol. Sci.*, ser. Sci. Géol., t. 6, nr 5, s. 341—344.
- 1961, *Geomorfologia ogólna*, Warszawa, ss. 521.
- 1965, Views on the Geomorphological Evolution of the Polish West Carpathians in Tertiary Times. *Geomorph. Problems of Carpathians I Evolution of the Relief in Tertiary*, Bratislava, s. 91—119.
- 1967a, Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. *Czwartorzęd Polski*, s. 431—497.
- 1967b, Excursion Zakopane-Kraków Site VI/21 Dobra. *Guide to Excursion*, s. 59—61.
- Kotarba A., 1970, Charakterystyka rzeźby okolic Szymbarku, *Dokumen. geogr.*, z. 2.
- Książkiewicz M., 1935, Budowa brzeźnych mas magurskich między Sułkowicami a Suchą, *Rocznik PTGeol.* 11, s. 104—122.
- 1951, *Arkusz Wadowice. Mapa i objaśnienie*, ss. 283.
- 1953, Karpaty fliszowe między Olżą a Dunajcem. *Regionalna geologia Polski*, t. I; Karpaty, z. 2; *Tektonika*, s. 305—362.
- 1968, Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych, *Rocznik PT Geol.* 38, z. 2—3, s. 335—380.
- Książkiewicz M., Samsonowicz J., Rühle E., 1965, *Zarys geologii Polski*, Warszawa.
- Lazar J., 1952, Gleby karpaccie piaskowcowe, *Roczn. Gleboznawcze*, t. 2, s. 112—137.
- Lobeck A.K., 1939, *Geomorphology*, New York.
- Łoziński W., 1910, O mechanicznym wietrzeniu piaskowców w umiarkowanym klimacie, *Rozprawy Wydz. Mat.-Przyr. AU*, A 49, ser. 3, 9, s. 1—10.

- Malicki A., 1955, Prace Eugeniusza Romera z zakresu kartometrii i morfometrii, *Czas. geogr.*, t. 26, s. 66—75.
- Martini A., 1969, Sudetic Tors Formed under Periglacial Conditions, *Biul. perygl.*, nr 19, s. 351—369.
- Martonne de E., 1926, Le relief du sol. *Traité de géographie physique*, t. II, IV. wyd., s. 499—1058.
- Mężyk O., 1962, Złoże piaskowca w Kamesznicy, *Archiwum Karpackiej Stacji Terenowej IG*.
- Mihăilescu V., 1965, La conservation relative des niveaux de base cycliques, *Rev. roumaine geol. geophys. et geogr.*, ser. geogr., t. 9, nr 1, s. 15—17.
- Milata W., 1933, Jaskinia Malinowska (pomiar 9 VIII 1932) IV Roczn. Oddziału PTTatr. — Beskid Śląski, Cieszyn, s. 25—27 (z planem).
- Niemirowski M., 1964, Rola współczesnych procesów morfogenetycznych w kształtowaniu rzeźby podszczytowej partii Babiej Góry, *Zeszyty Naukowe, UJ 88, Prace geogr.*, z. 10, s. 45—75.
- Nowak W., 1952/1953. Przeglądowa mapa geologiczna okolic Łosia-Klimkówki-Uścia Gorlickiego, *Archiwum Karpackiej Stacji IG*.
- Pawłowski S., 1915, Z morfologii Pienińskiego Pasa Skałek, *Kosmos 40*, s. 111—140.  
— 1916, W sprawie wieku nowszej rzeźby polskich Karpat fliszowych, *Spraw. Kom. Fizjograf. AU*, t. 50.
- Peltier L.C., 1950, The Geographic Cycle in Periglacial Regions as it is Related to Climatic Geomorphology, *Ann. of the Assoc. of Am. Geogr.*, vol. 40, nr 3, s. 214—236.
- Penkalowa B., 1961, Własności techniczne i wyniki badań laboratoryjnych materiałów kamiennych w Polsce przeznaczonych do celów budowlanych i drogowych, *Prace Inst. Techniki Budowlanej, ser. I: Mat. bud. i ich zastosowanie*, nr 15, s. 156.
- Péwé T.L., 1970, Altiplanation Terraces of early Quaternary Age near Fairbanks, Alaska, *Acta geogr. Lodziensia*, nr 24, s. 357—363.
- Pissart A., 1966, Étude de quelques pentes de l'île Prince Patrick, *Ann. de la Soc. Géol. de Belgique*, t. 89, nr 5—10, s. 377—402.  
— 1967, Quelques résultats de l'étude des versants de l'île Prince Patrick. L'évolution des versants, *Liège*, s. 215—227.  
— 1970, Les phénomènes physique essentiel liés au gel. Les structures périglaciaires qui en résultent et leur signification climatique, *Ann. de la Soc. Geol. de Belgique*, t. 93, z. 1, s. 7—49.
- Przewodnik XXXIV Zjazdu PTGeol. Sanok 25—28 czerwca 1961, Warszawa 1961. Przewodnik geologiczny po zachodnich Karpatach fliszowych 1969, praca zbiorowa, ss. 253 (wycieczka 24 — S. Węclawik, wycieczka 25 — J. Chrzastowski).
- Radomski A., 1954, Objaśnienia do mapy geologicznej 1:25 000 okolic Klimkówki, Łosia, Bielanki, ark. Gorlice, *Arch. Inst. Geol. Teren. Stacja Karpacka, Kraków*.
- Romer E., 1904, Kilka wycieczek w źródlika Bystrzycy, Łomnicy i Cisy Czarnej, *Kosmos 29*, s. 439—503.  
— 1909, Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich, *Kosmos 34*, s. 678—693, też [w:] *Wybór Prac*, t. II, Warszawa 1961.  
— 1947, Lekcja geomorfologii na tle krajobrazu Rabki, *Czas. geogr.*, t. 18, z. 1, s. 3—75.



- Sawicki L., 1909, Z fizjografii Zachodnich Karpat., Arch. Nauk. Dz. II, t. 1, z. 5, Lwów, ss. 108.
- 1909, O młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach, Kosmos 39.
- Seedorf (Rec.), 1967, Geomorphologische Untersuchungen an Schichtkämmen des Niedersächsischen Berglandes J. Sponemann (1966). Zeitschr. f. Geomorph., t. 11, z. 3, s. 374—376.
- Sikora W., Żytko K., 1960, Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. Z badań geologicznych w Karpatach, t. 4, Biul. PIG 141, s. 61—165.
- Smoleński J., 1911, Z morfogenezy Beskidu Niskiego. Księga Pamiątkowa XI Zjazdu Lekarzy i Przyrodników Polskich w Krakowie 18—22 lipca 1911.
- 1920, O zubożonych żwirach tatrzańskich w północnej części karpackiego dorzecza Dunajca, Sprawozdania PIG, t. 1.
- 1937, W sprawie wieku i genezy krajobrazu Beskidów Zachodnich, Wiad. geogr., s. 59—74.
- Sokołowski S., 1930, Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1929 na ark. Dobromil, Posiedz. Naukowe PIG, nr 27, s. 21—24.
- Souchez R., 1967, Gélivation et évolution des versants en bordure de l'Inlandsis d'Antarctide Orientale. L'évolution des versants. Liège, s. 291—298.
- Sparks B.W., 1961, Geomorphology, London.
- Spöemann J., 1966, Geomorphologische Untersuchungen an Schichtkämmen des Niedersächsischen Berglandes, Gottingen, Geogr. Abh. 36, s. 167.
- Starkel L., 1960, Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w Holocenie, IG PAN Prace Geogr., nr 22, ss. 239.
- 1964, The Differences in the Slope Formation of Eastern Flysch Carpathians during the Upper Pliocene and the Quaternary, Zeitschr.f.G geomorph. Suppl. t. 5, s. 107—117.
- 1965a, Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (na przykładzie dorzecza górnego Sanu). IG PAN Prace Geogr., nr 50, ss. 160.
- 1965b, Evolution of the Upper San Basin during the Neogene. Geomorphological Problems of Carpathians I Evolution of the Relief in Tertiary, Bratislava, s. 127—170.
- 1968, Remarques sur l'étagement des processus morphogenetiques dans les Carpates au cours de la dernière glaciation, Biul. perygl., nr 17, s. 205—220.
- 1969a, The Age of the Stages of Development of the Relief of the Polish Carpathians in the Light of the most Recent Geological Investigations, Studia geomorph.Carp.-Balc., t. 3, s. 33—43.
- 1969b, Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie Polskich Karpat, Studia geomorph.Carp.-Balc., t. 3, s. 61—71.
- 1969c, L'évolution des versants des Carpates du flysch au Quaternaire, Biul. perygl., nr 18, s. 349—379.
- 1972, Karpaty Zewnętrzne. Geomorfologia Polski, t. 1, Warszawa, s. 52—115.
- St-Onge D.A., 1965, La géomorphologie de l'île Ellef Ringnes. Territoires du Nord-Ouest Canada, Étude Géographique, nr 38, ss. 46.
- 1969, Nivation landforms. Short Papers on Quaternary Research in Canada INQUA, Paris, paper 69—30.
- Strahler A.N., 1950, Davis Concepts of Slope Development Viewed in the Light Recent Quantitative Investigations, Ann. of the Assoc. of Am. Geogr., t. 40, nr 3, s. 209—213.
- 1965, Introduction to Physical Geography, New York.

- Suchodrowski W. L., 1967, Reliefobrazowanie w pieryglacyalnych usłowijach (na primierze Ziemi Franca Jozifa), Moskwa, ss. 118.
- Szymakowska F., 1960, Stratygrafia i tektonika obszaru Tyrawy Solnej-Wytryłowa w Karpatach Sanockich. Z badań geologicznych w Karpatach, t. 4, Biul. IG 141, s. 237—275.
- Świderski B., 1932, O młodszych ruchach tektonicznych, erozji i denudacji Karpat, Rocznik PTGeol., t. 8, z. 1, s. 239—265.
- 1932, Zarys geologii okolicy Mszany Dolnej (Arkusz Rabka-Tymbark), Posiedz. Naukowe PIG, nr 33, 16, s. 32—35.
- 1934—1935, Aperçu sur la morphologie des Karpates du flysch, Przegl. geogr., t. 14, s. 1—40.
- 1952, Z zagadnień tektoniki Karpat północnych, Prace PIG, t. 8, ss. 109.
- 1953, Objaśnienia do mapy geologicznej ark. Rabka 1:50 000.
- Świdziński H., 1934, Uwagi o budowie Karpat fliszowych, Sprawozd. PTGeol., t. 8, z. 1, s. 75—139.
- 1947, Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych, Biul. PIG 37.
- 1953, Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. Regionalna geologia Polski, t. 1: Karpaty, z. 2: Tektonika, s. 361—422.
- Teisseyre H., 1928, Powierzchnia szczytowa Karpat. Studia Regionalne z geografii Polski, Prace Geogr. E. Romera, z. 10, s. 67—102.
- Thornbury W.D., 1965, Regional Geomorphology of the United States, New York—London—Sydney, ss. 609.
- Tokarski A.K., 1970, Rzeźba południowo-zachodnich stoków Bukowego Berda na tle budowy geologicznej (Bieszczady), Studia geomorph. Carp.-Balc., t. 4, s. 249—259.
- Tołwiński K., 1956, Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Solidów, Acta geol. Pol., t. 6, nr 2, s. 75—226.
- Tricart J., 1956, Étude expérimentale du problème de la gélivation. Biul. perygl., nr 4, s. 285—318 (w j. polskim, 1960, Prace doświadczalne w zakresie zagadnień wietrzenia mrozowego. Zagadnienia geomorfologiczne).
- Turnau-Morawska M., 1954, Petrografie skał osadowych, Warszawa.
- Unrug R., 1968, Kordylera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego, Rocznik PT Geol., t. 38, z. 1, s. 81—155.
- Walczak W., 1947, Wietrzenie piaskowców w gorgańskich rumowiskach, Czas. geogr., t. 18, s. 268—276.
- Węclawik S., 1969, Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Uściem Gorlickim a Tyliczem, Prace geol. 59, PAN Oddział w Krakowie, Komisja Nauk. Geol., s. 101.
- Wieser T., 1963, Charakterystyka petrograficzna piaskowców magurskich z Beskidu Średniego, Kwart. geol. 7, z. 2, s. 282—294.
- Wooldridge S.W., Morgan R. S., 1961, An Outline of Geomorphology. The Physical Basis of Geography, London.
- Young A., 1964, Slope Profile Analysis, Zeitschr. f. Geomorph. Suppl. t. 5, s. 17—27.
- Ziętara T., 1968, Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów, IG PAN, Prace geogr., nr 60.
- 1969, W sprawie klasyfikacji osuwisk w Beskidach Zachodnich. Studia geomorph. Carp.-Balc., t. 3, s. 111—131.
- Zytko K., 1961, Opracowanie geologiczne okolic Olchowa, Hulskiego i Zatwarnicy

w Bieszczadach, ark. Baligród i Chmiel, Archiwum Karpackiej Stacji Terenowej.

— 1969, Mapa i przekroje geologiczne skolskiego antyklinorium i centralnego synklinorium między dorzeczem Strwiąża a Wetliną w Bieszczadach (załączniki do pracy doktorskiej).

Ponadto korzystano z następujących materiałów kartograficznych:

Przeglądowa mapa geologiczna Polski (ark. Cieszyn, Nowy Sącz, Przemyśl),

Przeglądowa mapa geomorfologiczna Karpat,

Mapa geomorfologiczna (ark. Lesko, Jabłonków),

oraz z fragmentów map udostępnionych w Karpackim Oddziale I. Geol.: okolic Milówki (W. Sikora, K. Żytko), Myślenic (J. Burtan), Żabnicy (W. Sikora), Mszany i Rabki (L. Watycha, B. Świdorski), Limanowej (B. Świdorski, J. Burtan), Muszyny i Gorlic (W. Sikora, S. Wdowiarz), Tuchowa i Rzepiennika (K. Skoczylas-Ciszewska) oraz Bielanki i Klimkówki (A. Radomski, W. Nowak).



## РАЗВИТИЕ ГОРНЫХ ХРЕБТОВ ВО ФЛИШЕВЫХ КАРПАТАХ

### Резюме

Задача настоящей работы о рельефе хребтов флишевых Карпат — выделить типы и представить развитие хребтов на горной территории полициклического рельефа и дифференцированной устойчивости основания. Метод подробного геоморфологического картирования (рис. 2) дал возможность познать рельеф хребтов, который до сих пор не был предметом отдельных работ. Критерием выбора 17 хребтов, являвшихся предметом изучения, были: отношение к геологическому строению и поверхности выравниваний выделяемых в Карпатах (рис. 5). Изучались хребты, построенные из устойчивых песчаников льгоцких, годульских, истебнянских, ценжовицких, магурских и кросненских слоев, находящиеся в разных отношениях к направлению и расположению слоев (согласные и несогласные хребты, среди согласных — синклинальные и изоклинальные с различным наклоном слоев, начиная с расположенных почти горизонтально и кончая почти вертикальными). Большинство исследуемых хребтов возвышается над средьгорным уровнем, встречаются также хребты, выровненные в средьгорном уровне, и более низкие, поднимающиеся с пологого уровня.

В польской и мировой литературе термин хребет обозначает крупную выпуклую форму продолговатого хода, а также — в более узком смысле — вершинную часть, соединяющую противоположные склоны. Изучались хребты в более широком смысле, в ходе же местных работ особое внимание уделялось хребтовым верховинам (*ridge crest, sommet de crete*) и верхним привершинным участкам склонов. Горные хребты возвышаются с поднож, наклон которых решительно меньше наклона хребта, либо же возвышаются между сопутствующими им долинами. Главными элементами хребта являются верховина и склоны (рис. 3). Граница между ними вполне отчетлива в случае наличия уступов, труднее определить ее в случае все возрастающего наклона.

Исследовались горные хребты от Бескида Сленского до Бещад (рис. 6). Весь собранный материал дал возможность проанализировать формирование отдельных элементов хребтов (ход, продольный и поперечный профиль, источниковые ниши, пики, перевалы, микрорельеф вершин — глава III), а также определить закономерности в выделении хребтов, выражением чего является генетическая типология (глава IV). Анализ продольных профилей указывает на существование моно- и полициклических хребтов (рис. 2б, табл. 1). Моноциклические хребты имеют один уровень, они выровнены или легко волнисты вследствие рассечения одного уровня (прил. 1 профиль VII, прил. 2 профили XIV, XVI). Образование хребтов с двумя уровнями прил. 1 профили IV, IX, прил. 2 профиль XII), а также с одним уровнем (прил. 1 профили II, VI) и с двумя уровнями (прил. 1 профили V, VIII) с отчетливой кульминацией высотой в 100—200 м нельзя объяснить литологическими различиями (особенно в пределах согласных хребтов), ни размещением в настоящее время источниковых ниш и долин. Приходится допустить, что эти хребты образовались путем прирастания членов

младшего основания по мере расчленения рельефа очередных циклов и денудации территории. Более глубокие перевалы связаны с зонами меньшей устойчивости и с продолжительным моделированием выше источниковых ниш (хребты со старыми основаниями) (прил. 1 профили III, X, прил. 2 профили XI, XVII). Расстояние между перевалами составляет в среднем 1 км, в случае же вершин с попеременно согласными и несогласными участками количество перевалов растет (влияние структуры). Роль структуры в формировании поперечного профиля хребта отчетлива, когда склоны хребта находятся за пределами врезающейся речной долины. В таких случаях, синклинальные и изоклинальные хребты с круто расположенными слоями симметричны, изоклинальные же хребты со спадами до  $35^\circ$  — асимметричны. Асимметрия, связанная с расположением, зачастую сопровождается асимметрией, связанной с литологической дифференциацией, когда более устойчивые слои располагаются на менее устойчивых (карты 8а и 14а). Источниковые ниши, вместе с долинками и оползнями, расчленяют склоны, являясь наиболее активной частью хребта. Были констатированы связи между наклонами в нишах и расположением слоев (ниши лобовые и с совпадающими пластами) (рис. 28). Анализ направлений развития склона, проведенный по методу А. Яна (1968), показывает, что отступление и даже крутизна связаны со стадией развития источниковых ниш. Тенденция к выравниванию касается склонов более низких хребтов (до 200 м), особенно в случае совпадающих пластов, тенденция же к отступлению и образованию большей крутизны может быть обусловлена структурой (наличие менее устойчивых пород в средней и нижней части склона, а также в пределах подножия) (рис. 29, прил. 3). Образование второстепенных междолинных форм, следовательно — форм, образованных путем расчленения склонов хребтов долинками, зависит от ширины основания и высоты хребта (рис. 30). Эти зависимости, равно как и подтверждающие их величины коэффициентов расчленения ( $\text{км}/\text{км}^2$ ) и процент поверхности ниш и долин по отношению к поверхности хребта — табл. 2) указывают на возможность проведения таких же исследований в области геометрии горного ландшафта, как развитые в области динамической геоморфологии исследования геометрии речных русел.

Верховины хребтов обычно широки, с поверхностями выравнивания либо округлениями. Границей между верховиной и склонами и источниковыми нишами являются изломы, обусловленные структурой в случае гласных хребтов. Узкие хребты редки, они встречаются лишь в некоторых местах, в зонах пересекающихся склонов соседних источниковых ниш или задних ниш. Только с таких хребтов, с шириной верховины до 5 м, возвышаются скалки, достигающие высоты 5 м (рис. 31). Такие хребты свидетельствуют о понижении на пересечении склонов. Большинство же скалковых образований находится в приверховинной части, ниже излома, ограничивающего верховину, указывая на отступление в верхней части склона или в источниковой нише (рис. 18), следовательно — на уменьшение обширности вершин.

Микрорельефом вершин автор считает систему изломов, ступеней и террас, продольных и поперечных, относительно к хребту, выступающих в пределах пиков, перевалов и выровненных вершин (рис. 32, 33, карты 2, 3, 5, 6, 8-13, 18). Хотя эти образования и связаны с ходом и трещинами, они не являются структурными формами, так как срезают слои наклон которых достигает даже  $80^\circ$ . Это сочетание форм возникло в условиях, благоприятствовавших морозному выветриванию и усиленной денудации, то есть — в условиях обломочного и тундрового яруса (крионивальный рельеф). Анализы физических свойств 78 скальных пород, собранных с вершин, привели к выводу, что податливость на морозное выветривание в большей мере зависит от мощности пластов и системы трещин, чем от сравнительно небольшой и не проявляющей значительной дифференциации влагопоглощаемости (рис. 37). Среди исследованных пород 28 имеет объемный вес свыше 2,5, а 44 — 2,25—2,5, влагопоглощаемость — 0,5—10%, что свидетельствует о том, что в самом деле породы с вершин отличаются большей устойчивостью, чем карпатские песчаники в целом, свойства которых были представлены в таблицах, приложенных к работам М. Каменского



и В. Скальмовского (1957) и Б. Пенкали (1961), т.е. — они близки верхней части цитированных там пределов объемного веса.

Микроформы в пределах крупнозернистых песчаников и крупнопластовых конгломератов отличаются большими разнициами наклонов между порогами и террасами, чем формы, выделенные в пределах средне- и тонкопластовых мелко- и среднезернистых песчаников. Анализы продуктов выветривания в месте нахождения крупнозернистых песчаников показывают малое участие пылеватых и илистых частей по сравнению с продуктами выветривания меликозернистых пород (рис. 38А). Особенно анализы стелени пластичности и текучести указывают на большую податливость на морозные движения продуктов выветривания годульских, кросненских и мелкозернистых магурских песчаников, чем истебнянских и цеж-ковицких и крупнозернистых и конгломератных магурских (рис. 38Б).

Повсеместность крионивальных форм выше 800 м н.у.м. свидетельствует о более продолжительном моделировании, начиная с этой высоты, в обломочном ярусе (рис. 39). Автор считает, что в холодные времена четвертичного периода большому понижению подвергались только участки узких хребтов, широкие же верховины хребтов подверглись прежде всего округлению вследствие отступления в приверховинной части и структурного препарирования крионивальными процессами.

Выделение хребтов связано с циклическим поднятием и рассечением территории дифференцированной устойчивости. Хребет развивается в результате развития склонов, прежде всего — источниковых ниш и рассечений, связанных с денудационными базами, каковыми являются дна речных долин. Большинство хребтов, за исключением узких и имеющих волнистый профиль с глубокими перевалами, свидетельствует о весьма медленном моделировании верховин, немного более оживленном выше источниковых ниш (образование перевалов). Выступление ограничивающих верховину изломов свидетельствует о том, что они представляют собой местную базу понижающих верховину процессов, в то же время их наличие свидетельствует о перевесе отступления верхних участков склонов над понижением верховин. Предположение об очень медленном понижении верховин позволяет понять, благодаря чему сохранились полициклические хребты.

Классификация хребтов, основанная на структурных, функциональных, генетических и хронологических критериях, позволила выделить различные типы хребтов. Критерием функции определяется роль хребта среди окружающих его комплексов образований. Хребет представляет собой самостоятельную выпуклую форму или же принадлежит к группе или горному массиву, в зависимости от отношения между устойчивыми и малоустойчивыми образованиями, с которыми связан данный участок территории. Генетическая классификация располагает хребты в зависимости от фактора, способствовавшего их выделению и обусловившего его ход. Все хребты возникли в результате циклического рассечения при участии врезывания рек и сопутствующих денудационных процессов. Денудационные процессы эффективнее в менее устойчивых породах. Поэтому хребты-твердецы образовались в результате препарирования устойчивых пород из окружавших их менее устойчивых. Хребты твердецы являются согласными. На более крупных территориях с такой же устойчивостью образовались хребты-останцы. Среди них в Карпатах можно выделить останцевые хребты прежней водораздельной зоны и останцевые междолинные хребты, связанные с последовательным рассечением. Останцевые хребты прежней водораздельной зоны возвышаются над более низкими хребтами, будучи старше их на один цикл. Наличие выровненных и легко волнистых хребтов, выше средьгорного уровня, указывает на существование старшего, чем средьгорный, периода созревания рельефа.

Ссылаясь на Л. Савицкого (1909), можно этот период назвать периодом образования бескидской поверхности выравнивания.

*Перевел Данель Хорович*



## DEVELOPMENT OF MOUNTAIN RIDGES IN THE FLYSCH CARPATHIANS

### Summary

The aim of the present study on the relief of ridges in the flysch Carpathians is to distinguish their types as well as to present the development of ridges in a mountainous area being characterised by a polycyclic relief and differentiated resistance of the substratum. The method of the detailed geomorphological mapping (Fig. 2) made it possible to recognize the relief of ridges which until now have not been the subject of separate studies. In choosing 17 ridges as representative sites the following criteria were used: relation to geological structure and to planation surfaces distinguished in the Carpathians (Fig. 5). Investigated were ridges built of resistant sandstones of the Lgota, Godula, Istebna, Ciężkowice, Magura and Krosno beds showing different relations to the direction and arrangement of strata (concordant and discordant ridges, among the former synclinal and isoclinal ones of a different inclination of strata ranging from nearly horizontal to nearly vertical). Most of the studied ridges rise above the intermontane level, there also are ridges levelled in the intermontane level as well as lower ridges lying above the Carpathian Foothills level.

In the Polish and world literature the term ridge determines a big convex landform of a prolonged course, but also in its narrower sense a top part linking opposite slopes. The investigations in question included ridges in the wider sense of the term, so a particular attention in the field-work was paid to ridge-crests and near-top part of slopes. Mountain ridges protrude either from the foot these have smaller inclination than the mountain-side or rise from between the surrounding valleys. The main elements of the ridge are a ridge-crest and mountain-sides (Fig. 3). The border between these is clear only in the case of the existence of breaks, while it is more difficult to establish in the case of constantly growing inclination. Investigations have involved mountain ridges extending from the Beskid Śląski to the Bieszczady Mountains (Fig. 6). The gathered material made it possible to analyse the formation of the separate elements of the ridges (course, longitudinal and cross profiles, spring basins, summits, passes and the microrelief of ridge crests, chapter III), and to establish regularities in the separation of ridges, the result of which is a genetic typology (Chapter IV). The analysis of longitudinal profiles points to the existence of mono- and polycyclic ridges (Fig. 26, Table 1). Monocyclic ridges lie at one level and are smoothed or slightly undulating. These result from the dissection of one level (Annex 1, profile VII, Annex 2, profiles XIV, XVI). The genesis of the two-level ridges (Annex 1, profiles IV, IX, Annex 2, profile XIII) as well as that of one-level (Annex 1,

profiles II, VI) and two-level ridges (Annex 1, profiles V, VIII) with a distinct culmination of 100–200 m cannot be explained neither by lithological differences (especially within concordant ridges) nor by the present distribution of headwater basins and valleys. It remains to assume that these ridges came into being by the addition of younger segments in the course of dissection of the relief of successive cycles and denudation of the area. Deeper passes are linked with zones of lower resistance and with longer modelling above the valley-heads (ridges of older foundation, Annex 1, profiles III, X, Annex 2, profiles XI, XVII). The distance among passes is one kilometre on average, but in the case of ridge-crests with alternating concordant and discordant stretches the number of passes increases (influence of structure). The role of the structure in moulding the transverse profile of the ridge is distinct as slopes of the ridge are beyond the reach of the incising river valley. In such a case the synclinal and isoclinal ridges composed of steeply dipping strata are symmetrical while the isoclinal ridges showing dips up to  $35^\circ$  are asymmetrical. Asymmetry connected with the bedding of rocks is often accompanied by asymmetry related to lithological differentiation, when stronger strata are underlain by less stronger ones (Map 8 a and 14 a).

Valley-heads, together with the valleys and landslides dissect the hillslopes and are the most active part of the ridge. There have been stated connections between the inclinations within the valley-heads and the bedding of strata (valley-heads both frontal and accordant with the strike of the beds) (Fig. 28).

An analysis of the trend of the slope development made by using A. Jahn's (1968) method indicates that slope retreat, and even streepening is connected with the stage of valley-head evolution. The tendency towards flattening relates to slopes of lower ridges (up to 200 m), especially to those conformant with the rock beds while the tendency towards retreat and steepening may be structure controlled (occurrence of weaker rocks in the middle and lower parts of the slope and at the foot) (Fig. 29, Annex 3). The development of secondary inter-valley landforms, i. e. landforms due to the dissection of mountain-sides, depends on the width of the base and the height of the ride (Fig. 30).

The above relations and corresponding values of coefficients of dissection (km per sq. km and the percentages of valley-heads and valleys to the surface of the ridge, Table 2) show a possibility of studies on the geometry of mountain landscapes, similar to those developed in dynamic geomorphology on the geometry of river beds.

Ridge-crests, in general, are broad and flat or rounded. The border among the ridge-crest and the mountain-sides and the valley-heads as well are the structure-controlled, as far as concordant ridges are concerned. Narrow ridges appear rarely and only locally within zones of intersecting slopes of the neighbouring valley-heads or headwalls. Only on such ridges having crests up to 5 m wide, there rise tors up to 5 m high ( Fig. 31). Such ridges testify to the lowering at the intersection of hill-sides. But most of the tor-forms can be found near the top, below the break of the crest. They point to the retreat of the upper part of mountain-side or the spring basin, i. e. the diminishing of the extent of ridge-crests.

The author applies the term „microrelief of ridge-crests” to a system of breaks, ledges and terraces either oblong or transverse in relation to the ridge that occur within the summits, passes and levelled ridge-crests (Fig. 32, 33, Maps 2, 3, 5, 6, 8–13, 18). These landforms, although they refer to the strike and joints, are not structural forms since they cut across strata inclined even up to  $80^\circ$ . These set of forms has originated under conditions favouring frost weathering and increased



denudation, i. e. in the vertical zone of frost-shattering and tundra (cryonival relief).

The analyses of physical properties of 78 rock samples that have been collected on the ridge-crests made it possible to state, that liability to frost-weathering depends to a much higher degree on the thickness of beds and the system of joints, than on the absorbability, which is rather low and does not show a considerable differentiation (Fig. 37). Among the rock examined, 28 turned out to have their volumetric gravity above 2,5, while 44 between 2,25 and 2,5 and the absorbability of 0,5—10%. This indicates that the rocks of the crests are really more resistant than most of the Carpathian sandstones. Their properties grouped in tables in the works of M. Kamiński and W. Skalmowski (1957) and B. Penkalowa (1961) are near the upper part of the ranges of volumetric gravity.

Microforms developed within the coarse-grained sandstones and the thickly-bedded conglomerates are characterised by great differences in inclinations of steps and terraces than the landforms developed in the medium and thinly-bedded, fine- and medium-grained sandstones. Analyses of rock waste of the coarse sandstones *in situ* points to a small share of dust and clayey particles in relation to rock waste of fine-grained rocks (Fig. 38 A). Especially the analyses of the degree of plasticity and fluidity reveal that the waste of the Godula and Krosno sandstones and of the fine-grained Magura sandstones is more liable to frost-induced movement than of the Istebna and Ciężkowice beds and the coarse and conglomerate Magura sandstones (Fig. 38 B) as well.

The common occurrence of cryonival landforms above 800 m a.s. l. proves to their longer modelling in the shattering zone starting above that height (Fig. 39). The author is of the opinion that in the cold periods of the Quaternary only portions of narrow ridges were subjected to lowering, whereas the broad ridge-crests underwent mainly rounding due to a recession at the near-top parts as well as structural moulding by cryonival processes.

Separating of ridges refers to the cyclic uplift and dissection of the area of differentiated resistance. The ridge develops as a result of slope development especially that of valley-heads and valley-incision referring to denudation-bases such as stream-valley bottoms. Most of the ridges apart from the narrow ones and those showing undulating profiles and steep passes, testify to a very slow moulding of the ridge-crests a bit more lively above the valley-heads (formation of passes). The occurrence of breaks delimiting the ridge-crest suggest that these constitute only a local base for processes that lower the ridge-crest. At the same time they indicate that recession of the upper parts of slopes dominates over lowering of ridge-crests. Assumption of a very slow lowering of ridge-crests makes it possible to understand the survival of polycyclic ridges.

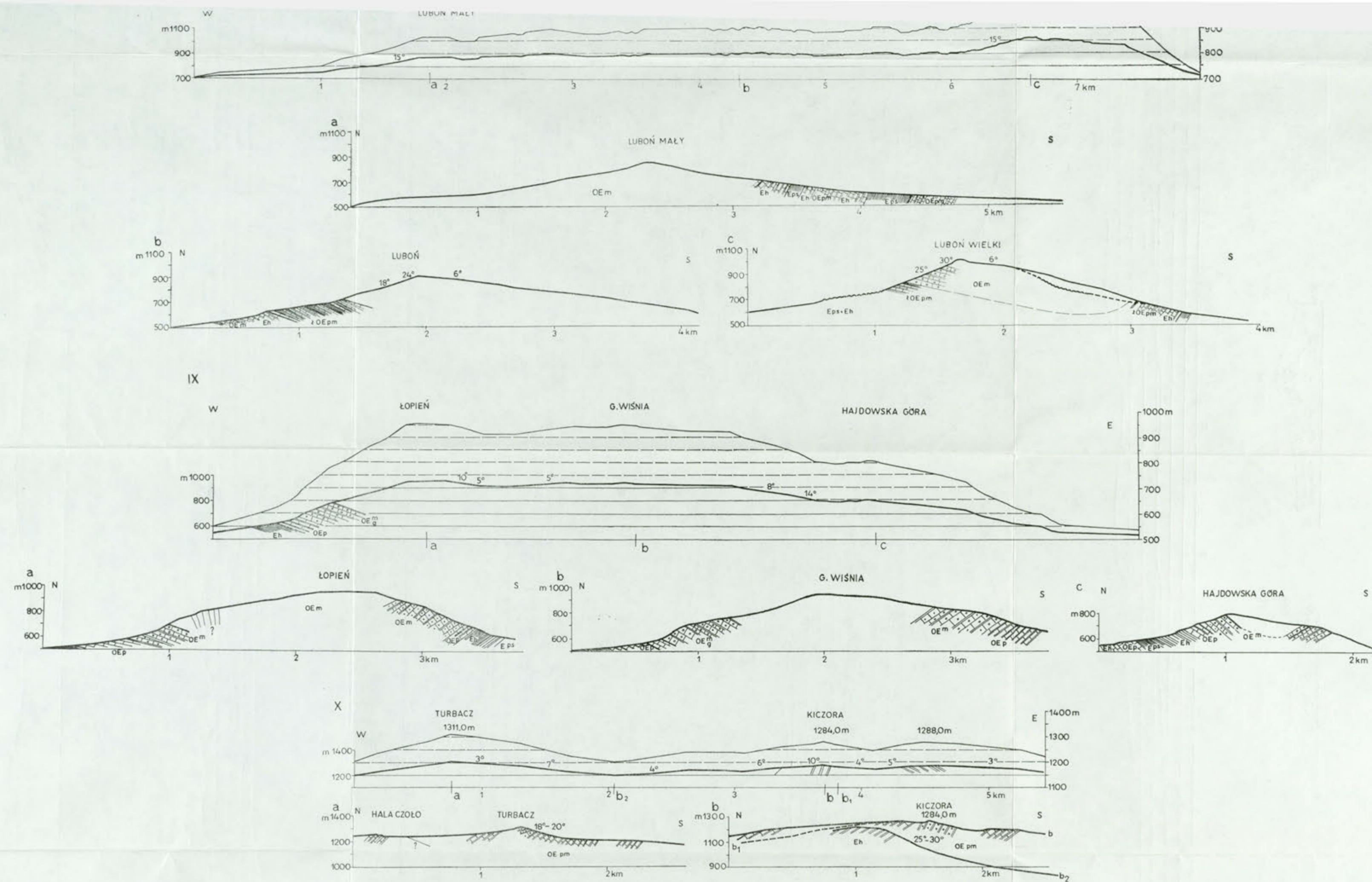
A classification of ridge based on structural, functional, genetic and chronological criteria made it possible to distinguish various types of ridges. The criterion of function determines the rôle of the ridge in a group of landforms that surround it. The ridge is either an independent convex landform or it belongs to a mountain group or massive, in dependence on the relation of resistant and little resistant complexes to which refers the fragmentation of area. The genetic classification arranges in dependence on the factor which has caused their separation and conditioned their course. All ridges came into being as a result of cyclic dissection by rivers and the accompanying processes of denudation. These are more effective within rocks of lower resistance. For this reason ridges of resistance came into being due to a separation of resistant rocks from the surrounding strata of lower



resistance. Ridges, de resistance used to be concordant. However, over vast areas composed of rocks of similar great strength, relict ridges were formed. Among them in the Carpathians there may be distinguished residual ridges of the former watershed zone and inter-valley residual ridges resulting from the consequent dissection. Residual ridges of the former watershed zone rise above the level of lower ridges and are by one cycle older. The occurrence of flat and slightly undulating ridges above the intermontane surface points to the existence of a period of relief maturity older than that of the intermontane one. With reference to L. Sawicki (1909) this may be called the period of formation of the Beskidy surface of planation.

*Translated by Krzysztof Czekierda*





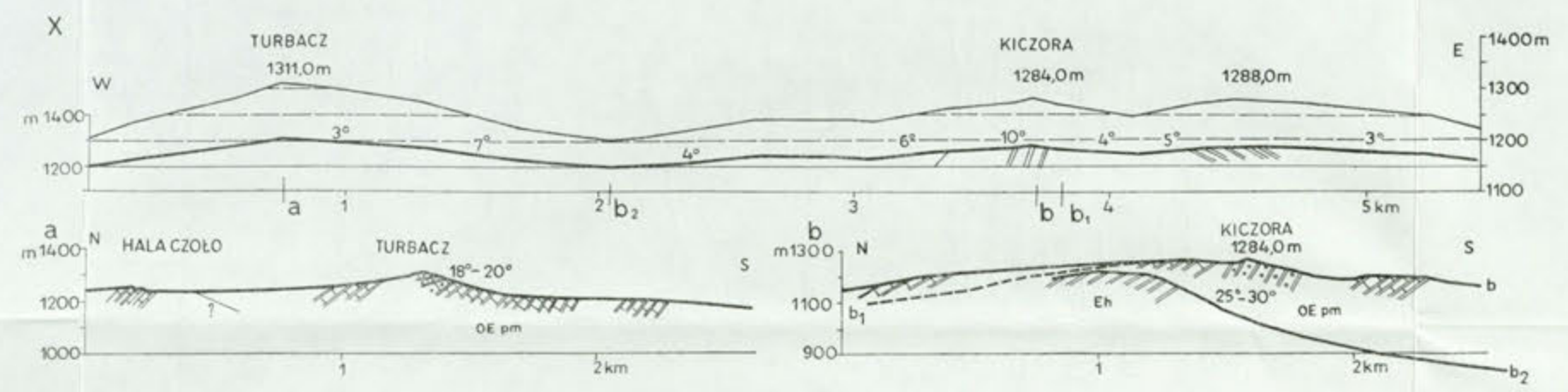
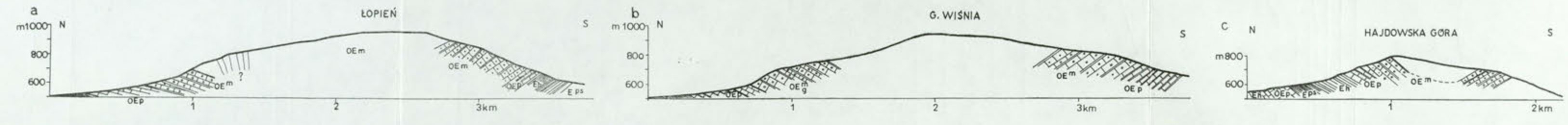
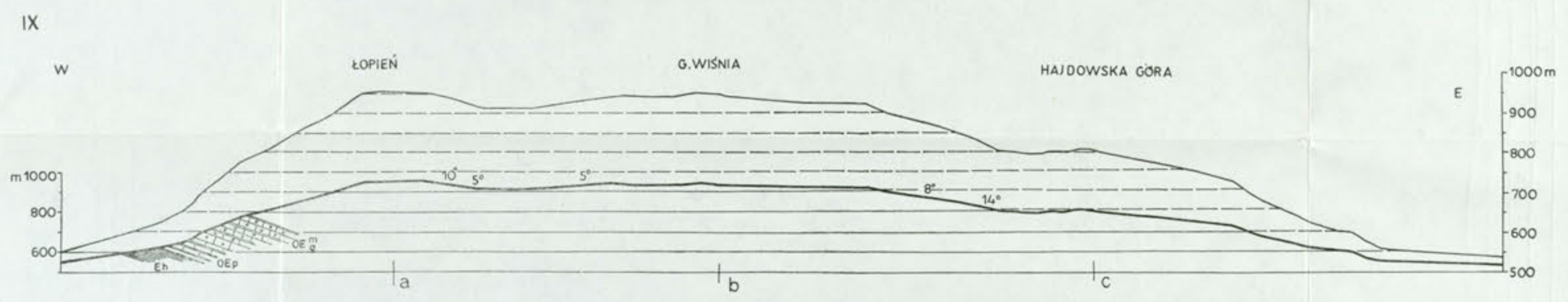
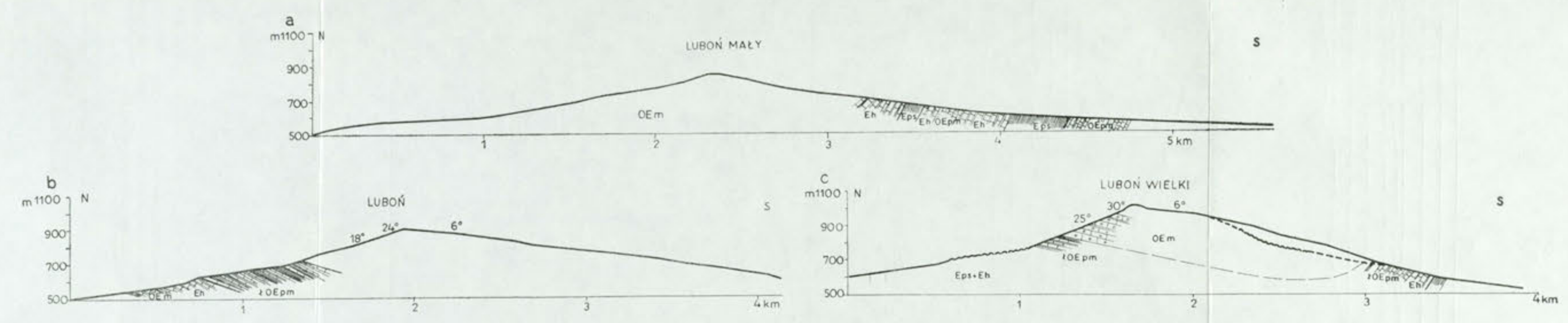
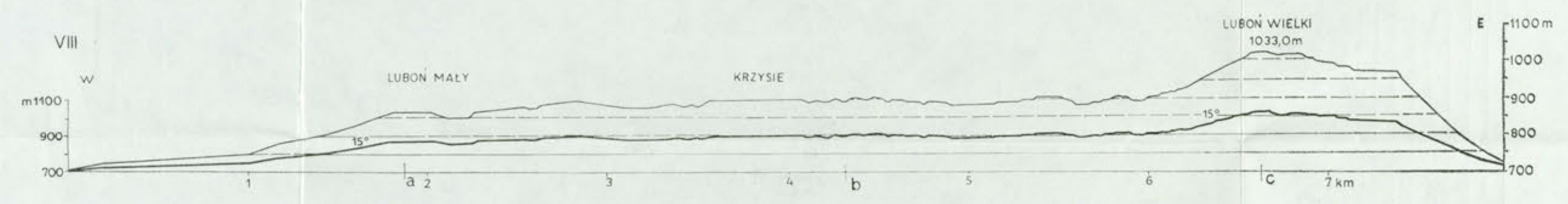
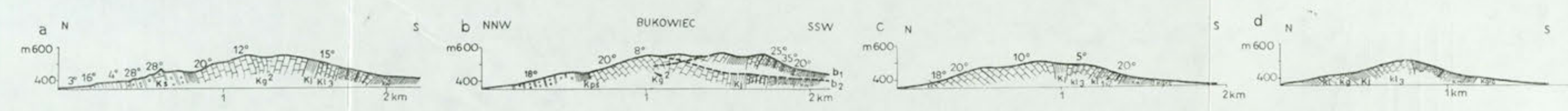
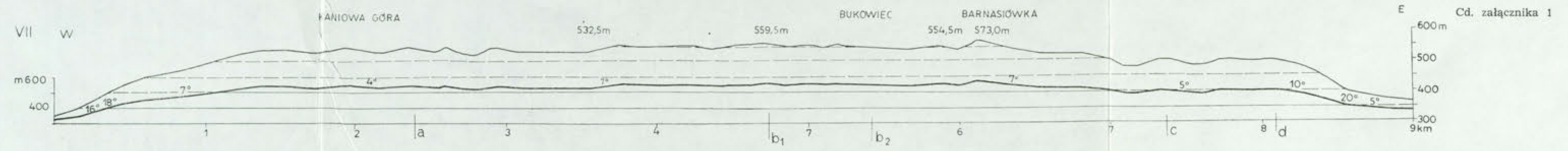
Załącznik 1. Profile podłużne (zwykły i przewyższony) i profile poprzeczne grzbietów. Cyfry rzymskie w lewym rogu oznaczają numer stanowiska. Litery małe na profilu podłużnym wskazują miejsce profilu poprzecznego.

- St. I:  $Kg_2$  — warstwy godulske środkowe,  $Kg_3$  — warstwy godulske górne,  $Zm$  — zlepieniec malinowski,  $KI_1$  — warstwy istebniańskie dolne. Budowa geologiczna wg mapy geologicznej Karpat Śląskich J. Burtan, K. Konior, K. Książkiewicz (1937).  
 St. II: budowa geologiczna jak w st. I.  
 St. III:  $Eps$  — łupki pstrze eoceniczne,  $Eh$  — warstwy hieroglifowe,  $Eps$  — warstwy pasierbieckie,  $OEm$  — warstwy magurskie. Budowa geologiczna wg mapy geologicznej okolic Miłówki K. Zytka, W. Sikora (1960).  
 St. IV:  $Eps$  — warstwy pasierbieckie,  $OEm$  — warstwy magurskie. Budowa geologiczna wg mapy geologicznej okolic Zabnicy (W. Sikora).  
 St. V:  $OK$  — warstwy krośnieńskie serii śląskiej,  $bCr^{pmN}$  — warstwy biotytowe serii przedmagurskiej północnej,  $peE$  — łupki pstrze,  $mpe$  — margle i łupki pstrze,  $O_p^k$  — piaskowce krośnieńskie, grubolawicowe serii przedmagurskiej północnej,  $O_{pl}^k$  — piaskowcowo-lupkowe warstwy krośnieńskie,  $OEb$ ,  $peE$ ,  $mpeE$ ,  $mCr$  — łupki pstrze i margle serii przedmagurskiej południowej. Budowa geologiczna wg mapy i profili geologicznych J. Burtan (1954, 1963).  
 St. VI:  $OK$  — warstwy krośnieńskie serii śląskiej,  $Ec$  — piaskowce ciężkowickie,  $Es$  — łupki pstrze,  $OEm$  — warstwy magurskie. Budowa geologiczna wg mapy oraz profili geologicznych M. Książkiewicz (1935, 1951).  
 St. VII:  $Kgrc$  — łupki i piaskowce warstw grodziskich i łupki cieszyńskie górne,  $Kw$  — łupki wierzowskie,  $KI_1-KI_2$  — warstwy igockie,  $KJ$  — warstwy jaspisowe,  $Kg_2$  — warstwy godulske,  $Kps$  — warstwy łupków pstrych,  $Ks$  — piaskowce istebniańskie. Budowa geologiczna wg mapy i profili geologicznych J. Burtan (1933). Linie przerywane znaczą profile wzdłuż dolin bocznych.  
 St. VIII:  $Eh$  — warstwy hieroglifowe,  $Eps$  — łupki pstrze,  $OEp$  — warstwy podmagurskie,  $IOEpm$  — warstwy podmagurskie z przewagą łupków,  $OEm$  — piaskowce magurskie. Budowa geologiczna wg mapy geologicznej okolic Rabki B. Świdzkiego (1933).  
 St. IX:  $Eps$  — łupki pstrze,  $Eh$  — warstwy hieroglifowe,  $OEp$  — warstwy podmagurskie,  $OEm$  — warstwy magurskie. Budowa geologiczna na podstawie materiałów B. Świdzkiego i J. Burtan.  
 St. X:  $Eh$  — warstwy hieroglifowe,  $OEp$  — warstwy podmagurskie piaskowcowe i zlepiencowate. Budowa geologiczna wg materiałów L. Watychy i B. Świdzkiego.

Annex 1. Long profiles (ordinary and exaggerated) and cross-profiles of mountain ridge. Roman numerals at the left angle mean a number of site. Small letters on long profile indicate the place of cross-profile.

- Site I:  $Kg_2$  — middle Godula strata,  $Kg_3$  — upper Godula strata,  $Zm$  — Malinów conglomerate,  $KI_1$  — lower Istebna strata. The geological structure after geological map of the Silesian Carpathians after J. Burtan, K. Konior, M. Książkiewicz (1937).  
 Site II: Geological structure as at site I.  
 Site III:  $Eps$  — variegated Eocene shales,  $Eh$  — hieroglyphic strata according to geological map after K. Zytka, W. Sikora (1960).  
 Site IV:  $Eps$  — Pasierbiec strata,  $OEm$  — Magura strata. Geological structure according to geological map of the vicinity of Zabnica (W. Sikora).  
 Site V:  $OK$  — Krosno strata of the Silesian series,  $bCr^{pmN}$  — biotite strata of the north pre-Magura series,  $peE$  — variegated shales,  $mpe$  — marls and variegated shales,  $O_p^k$  — Krosno thick-bedded sandstones of the north pre-Magura series,  $O_{pl}^k$  — sandstone-shaly Krosno beds,  $OEb$ ,  $peE$ ,  $mpeE$ ,  $mCr$  — variegated shales and marls of the south pre-Magura series Geological structure according to maps and profiles by J. Burtan (1954, 1963).  
 Site VI:  $OK$  — Krosno strata of the Silesian series,  $Ec$  — Cieżkowice sandstones,  $Es$  — variegated shales,  $OEm$  — Magura strata Geological structure according to map and geological profiles by M. Książkiewicz (1935, 1951).  
 Site VII:  $Kgrc$  — shales and sandstones of Grodzisk strata and Cieszyn upper shales,  $Kw$  — Wierzów shales,  $KI_1-KI_2$  — Lgota beds,  $KJ$  — Jasper strata,  $Kg_2$  — Godula strata,  $Kps$  — strata of variegated shales,  $Ks$  — Istebna sandstones. Geological structure after map and geological profiles by J. Burtan (1933). Broken lines indicate profiles along side valleys.  
 Site VIII:  $Eh$  — hieroglyphic strata,  $OEp$  — sub-Magura strata,  $IOEpm$  — sub-Magura strata with predominance of shales,  $OEm$  — sub-Magura sandstones. Geological structure after geological map by B. Świdzki (1933).  
 Site IX:  $Eps$  — variegated shales,  $Eh$  — hieroglyphic shales,  $OEp$  — sub-Magura strata,  $OEm$  — Magura strata. Geological structure based on the materials by B. Świdzki and J. Burtan.  
 Site X:  $Eh$  — hieroglyphic strata,  $OEp$  — sub-Magura sandstone and conglomerate strata. Geological structure based on the materials by L. Watycha and B. Świdzki.

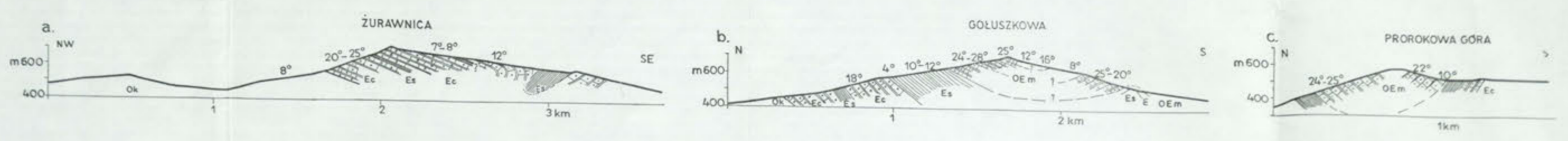
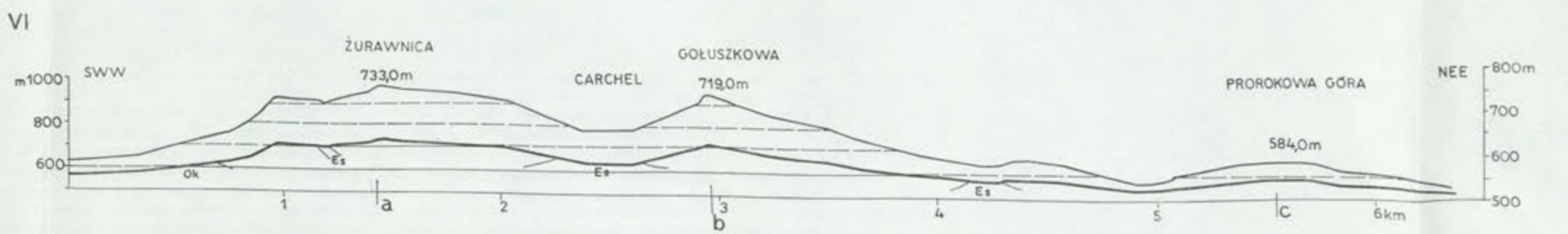
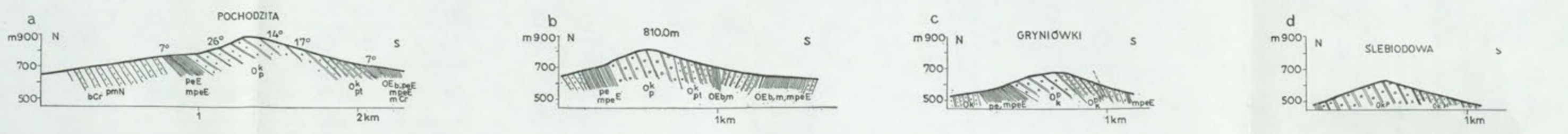
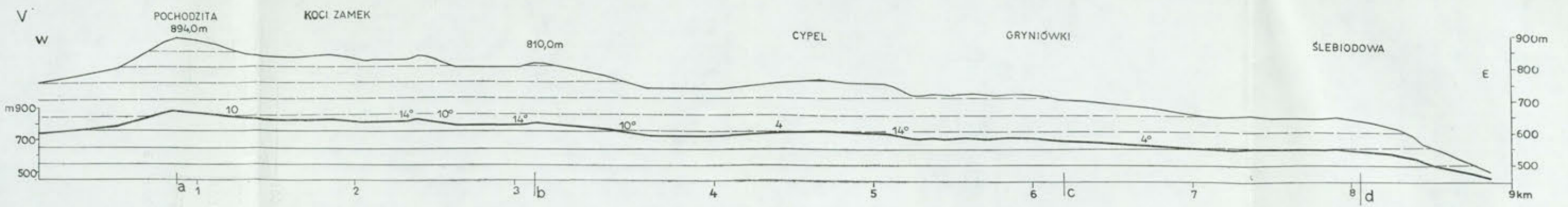
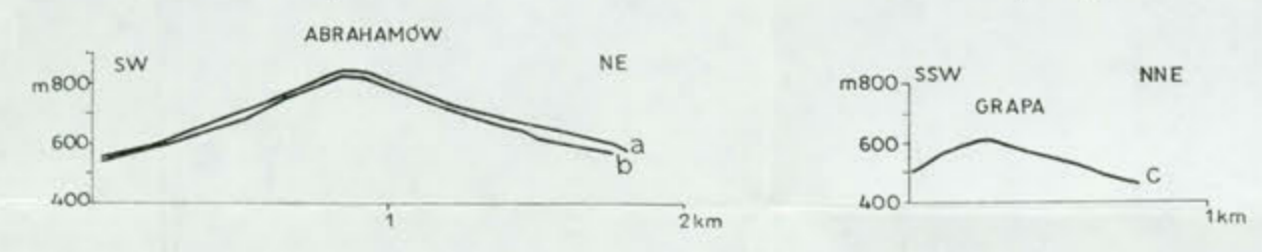
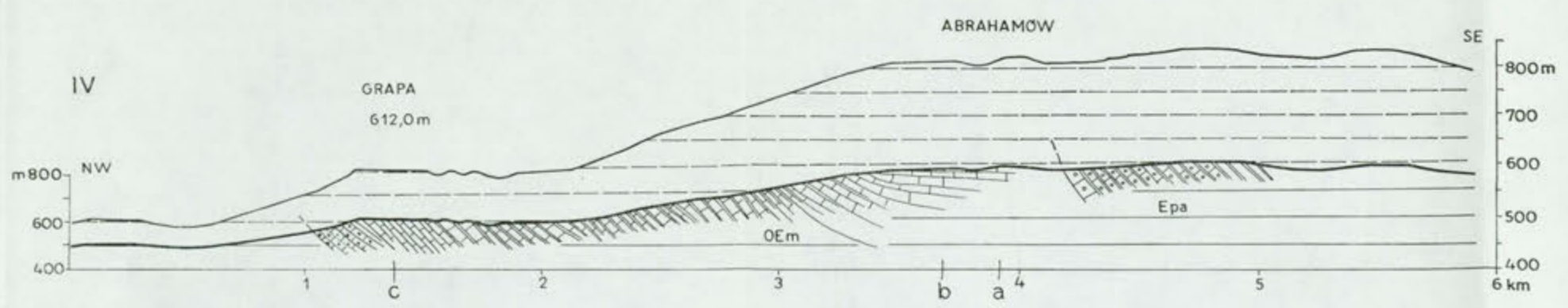
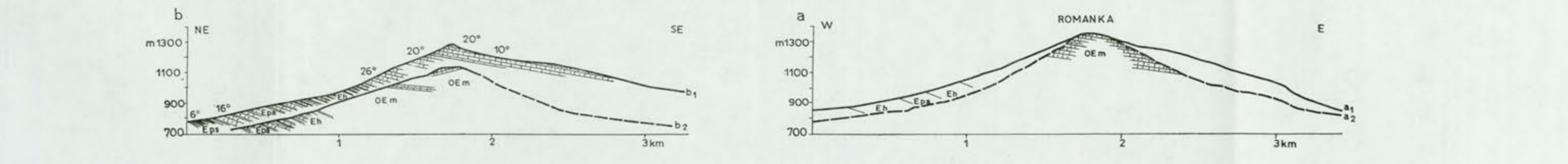
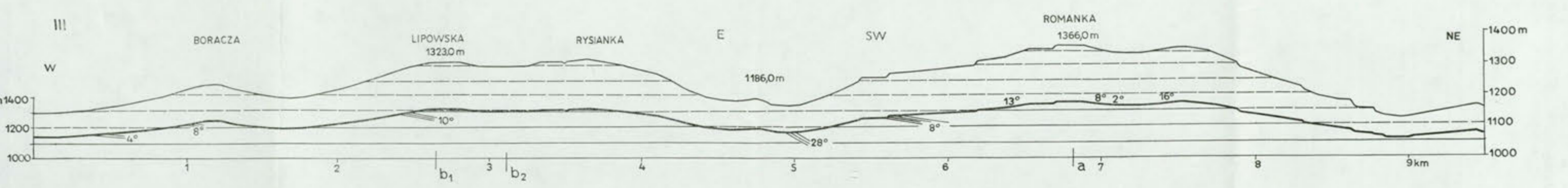
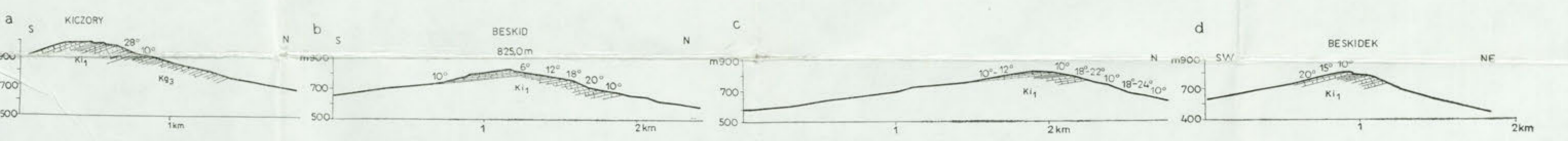
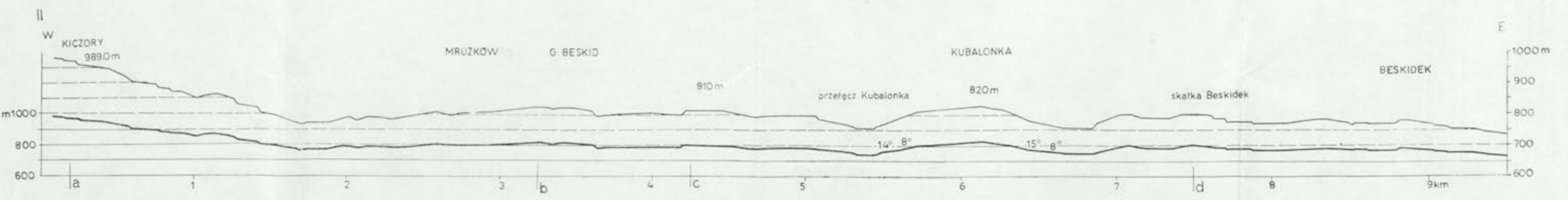
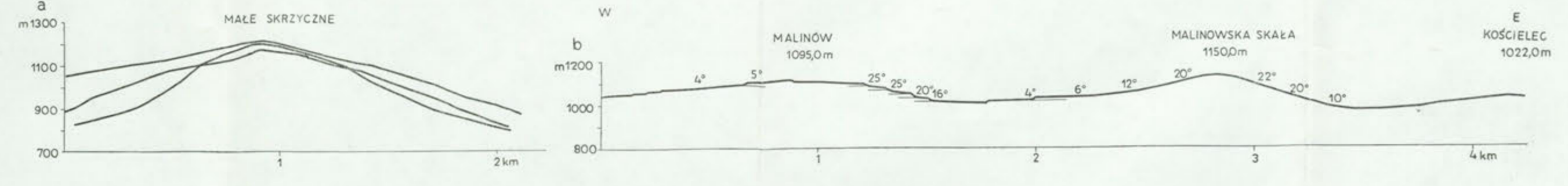




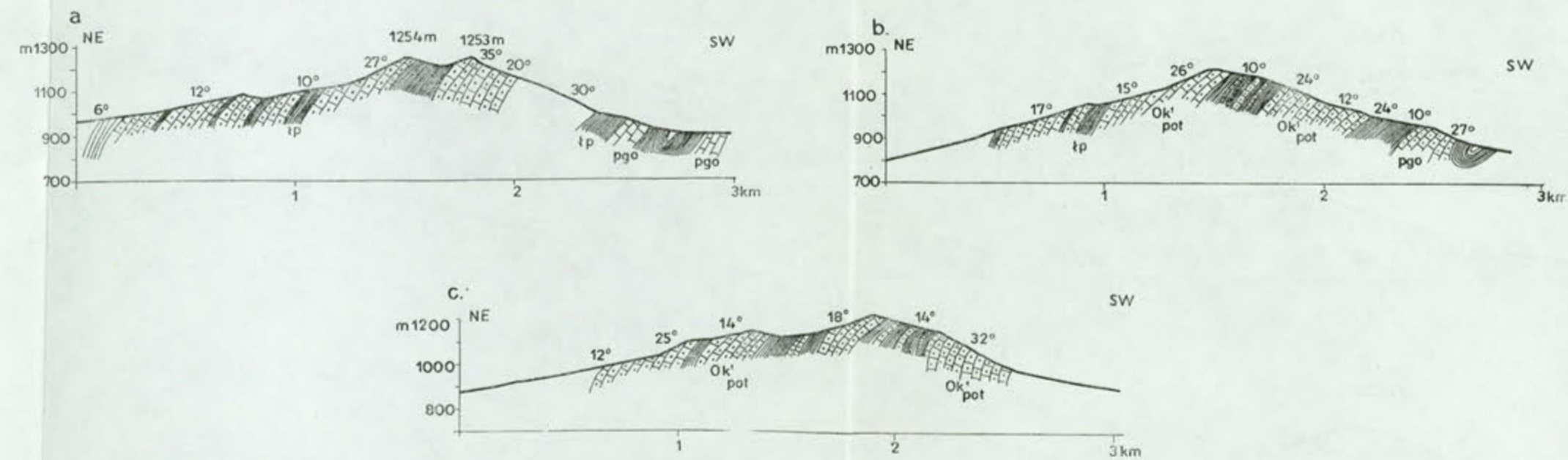
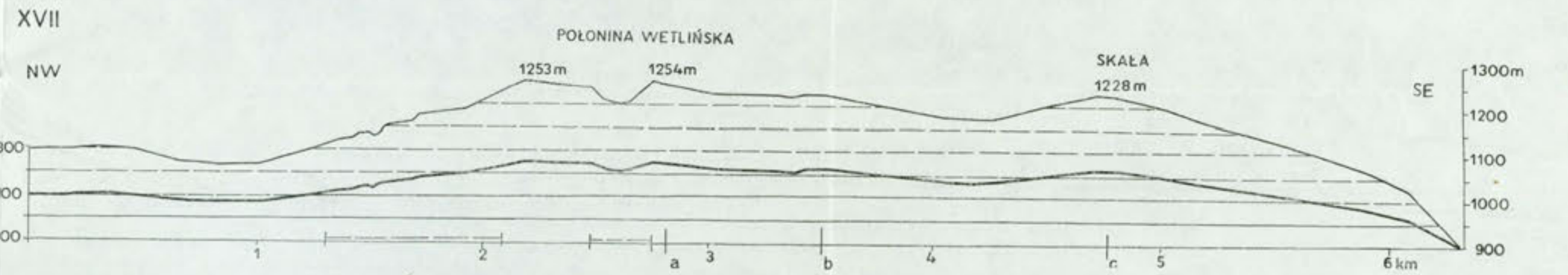
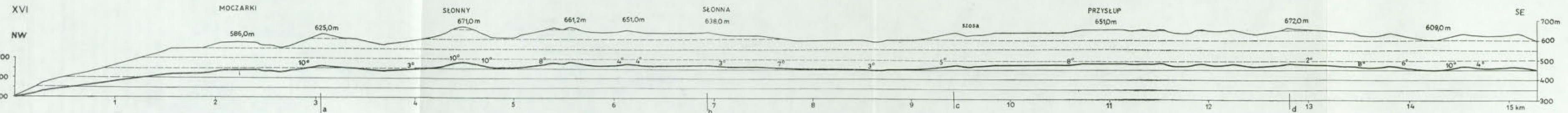
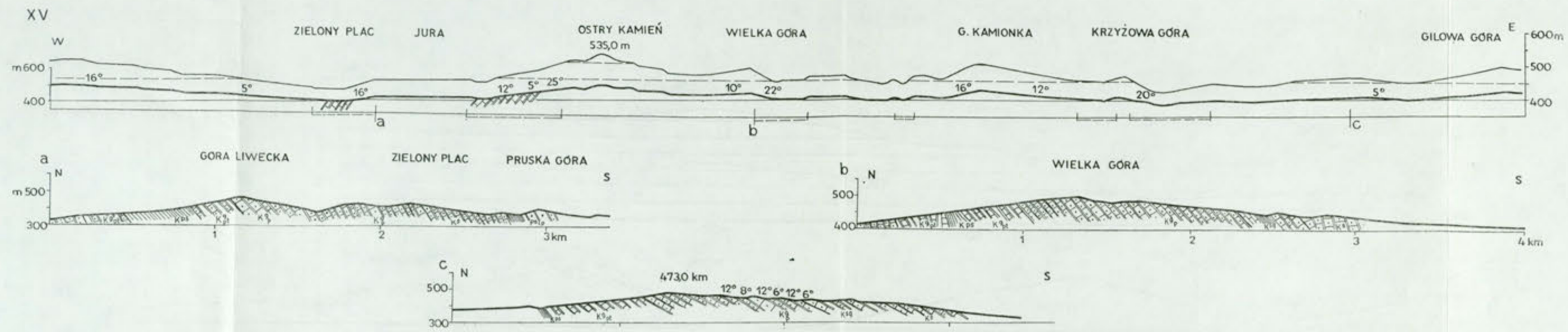
Załącznik 1. Profile podłużne (zwykły i przewyższony) i profile poprzeczne grzbietów. Cyfry rzymskie w lewym rogu oznaczają numer stanowiska. Litery małe na profilu podłużnym wskazują miejsce profilu poprzecznego.

St. I: K<sub>2</sub> — Warstwy godulskie środkowe, K<sub>2</sub> — warstwy godulskie górne, Zm — zlepieniec malinowski, K<sub>1</sub> — warstwy listebniańskie dolne. Budowa geologiczna wg mapy geologicznej Karpat Śląskich J. Burtan, K. Koniora, K. Książkiewicza (1937).  
 St. II: budowa geologiczna jak w st. I.  
 St. III: Eps — łupki pstrę eoceneskie, Eh — warstwy hieroglifowe, OEm — warstwy magurskie. Budowa geologiczna wg mapy geologicznej okolic Milówka K. Zytki, W. Sikory (1969).  
 Budowa geologiczna wg mapy geologicznej okolic Zabnic (W. Sikora).









Załącznik 2. Profile podłużne (zwykły i przewyższony) i profile poprzeczne grzbietów. Cyfry rzymskie w lewym rogu oznaczają numer stanowiska. Litery małe na profilu podłużnym wskazują miejsce profilu poprzecznego.

St. XI:  $OE_{pm}^m$  — warstwy podmagurskie, piaskowce i zlepiące. Budowa geologiczna na podstawie materiałów L. Watychy i B. Świderskiego.

St. XII:  $E_b$  — warstwy belovezańskie,  $Z$  — zlepiące,  $OE_m^m$  — warstwy magurskie, piaskowce muskowiłowe. Budowa geologiczna na podstawie materiałów W. Sikory i S. Wdowiarsza. Linia przerywana wzdłuż podstawy profilu podłużnego oznacza odcinki niezgodne.

St. XIII:  $OE_{pt}^m$  — warstwy magurskie, piaskowce i łupki,  $OE_m^m$  — piaskowce magurskie mikowe. Budowa geologiczna wg materiałów W. Sikory, A. Radomskiego (1954) i W. Nowaka (1933) oraz St. Węclawika (1969). Linia przerywana oznacza profile prowadzone wzdłuż dolin bocznych.

St. XIV:  $E_{ps}$  — łupki pstre,  $E_b$  — warstwy belovezańskie,  $OE_{pt}^m$  — warstwy magurskie, piaskowce i łupki,  $OE_m^m$  — piaskowce magurskie mikowe. Budowa geologiczna wg materiałów W. Sikory i materiałów A. Radomskiego (1954) i W. Nowaka (1933).

St. XV:  $K_{pt}^g$  — warstwy godulskie, piaskowce i łupki,  $K_{ps}$  — łupki,  $K_p^g$  — warstwy godulskie, piaskowce,  $K_s$  — piaskowce istebniańskie. Budowa geologiczna na podstawie materiałów K. Skoczylas-Ciszewskiej. Budowa geologiczna wg mapy i profilu geologicznych F. Szymakowskiej (1969). Linia przerywana wzdłuż profilu podłużnego oznacza odcinki niezgodne.

St. XVI:  $Ok_d$  — warstwy krośnieńskie dolne,  $Ok_s$  — warstwy krośnieńskie środkowe,  $Ok_g$  — warstwy krośnieńskie górne. Budowa geologiczna wg mapy i profilu geologicznych F. Szymakowskiej (1969).

St. XVII:  $O_{pot}^{ki}$  — piaskowce otrzyte warstw krośnieńskich dolnych,  $lp$  — łupki,  $pgo$  — piaskowce gruboławicowe. Budowa geologiczna na podstawie materiałów K. Zytiko (1969).

Annex 2. Long profiles (ordinary and exaggerated) and cross-profiles of mountain ridge. Roman numerals at the left angle indicate number of sites. Small letters on long profile indicate the place of cross-profile.

Site XI:  $OE_{pm}^m$  — sub-Magura strata, sandstones, conglomerates. Geological structure after geological materials by L. Watycha and B. Świderski.

Site XII:  $E_b$  — Beloveza strata,  $Z$  — conglomerates,  $OE_m^m$  — Magura strata, muscovite sandstones. Geological structure after geological materials by W. Sikora and S. Wdowiarsz. Broken line along the base of the long profile designates discordant sectors.

Site XIII:  $OE_{pt}^m$  — Magura strata: sandstones and shales,  $OE_m^m$  — Magura mica sandstones. Geological structure after geological materials by W. Sikora, A. Radomski (1954) and W. Nowak (1933) and S. Węclawik (1969). Broken line indicates profiles drawn along side valleys.

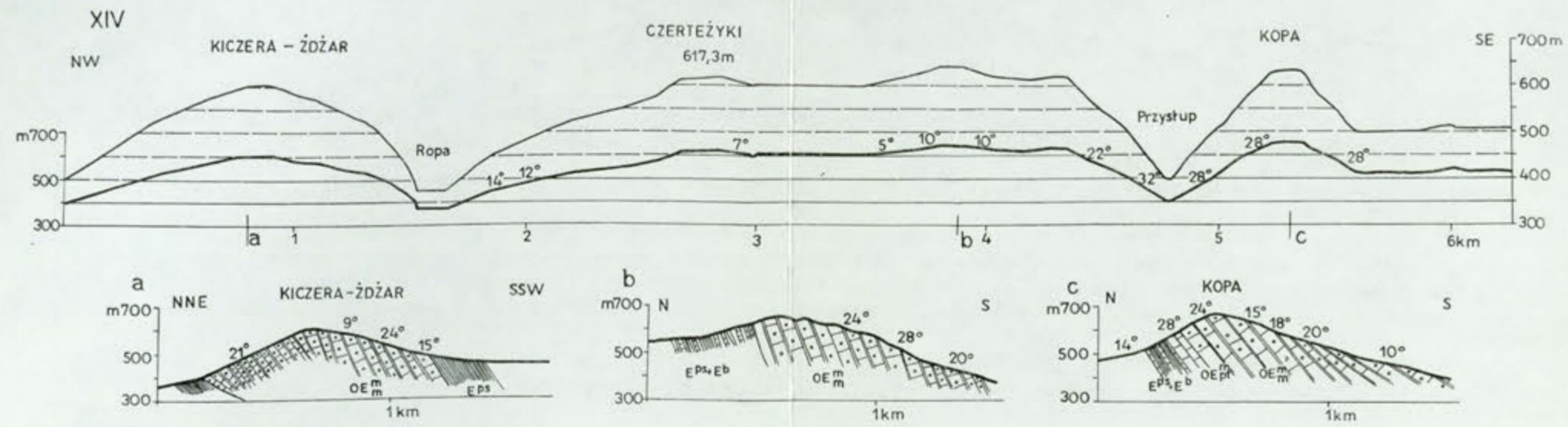
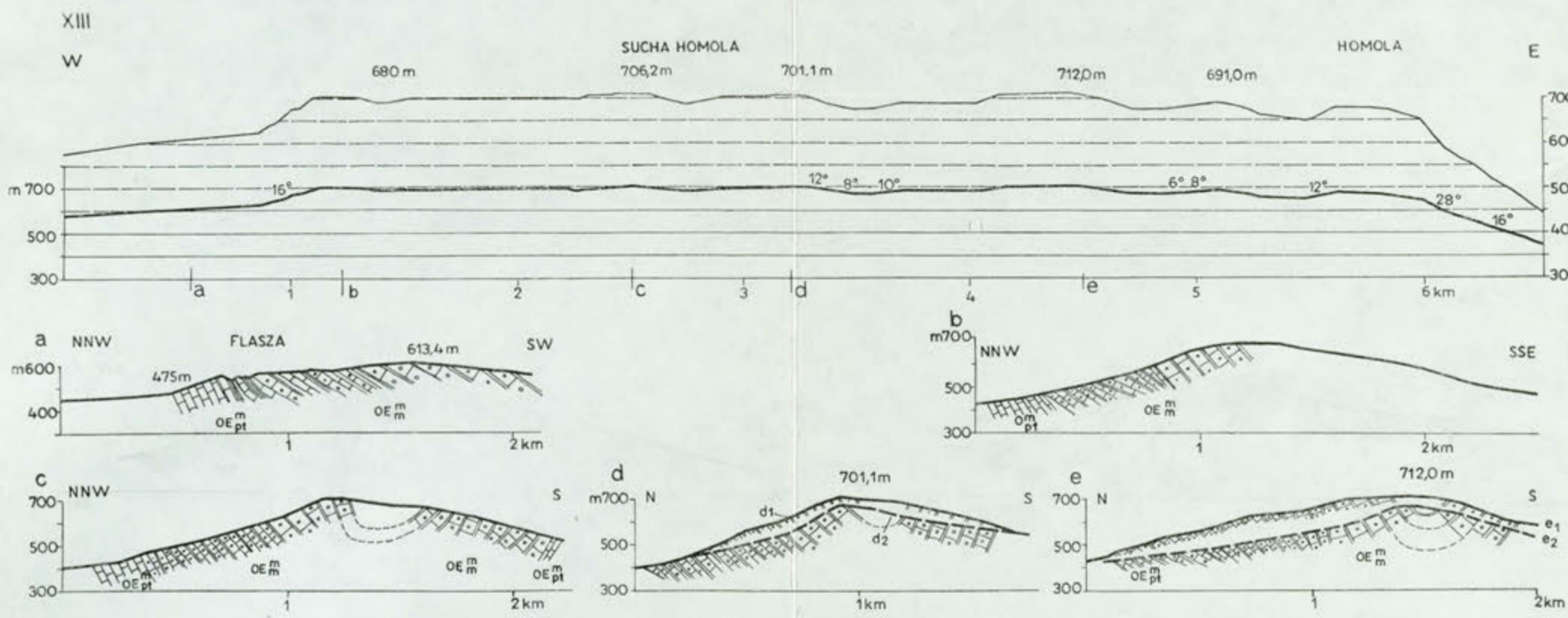
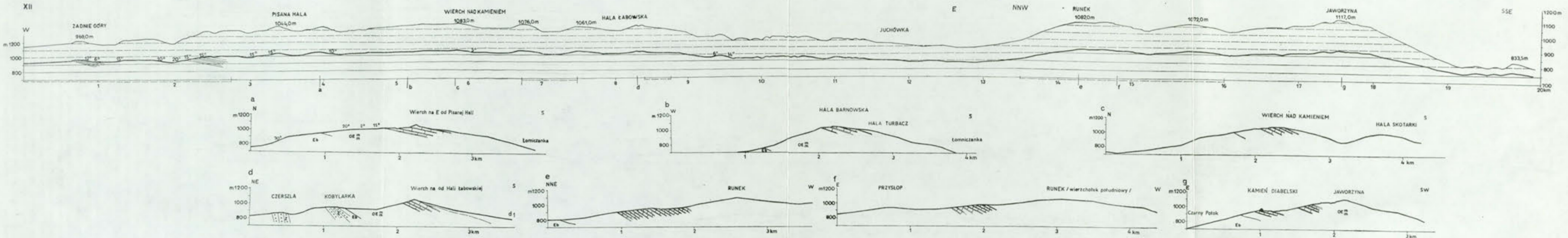
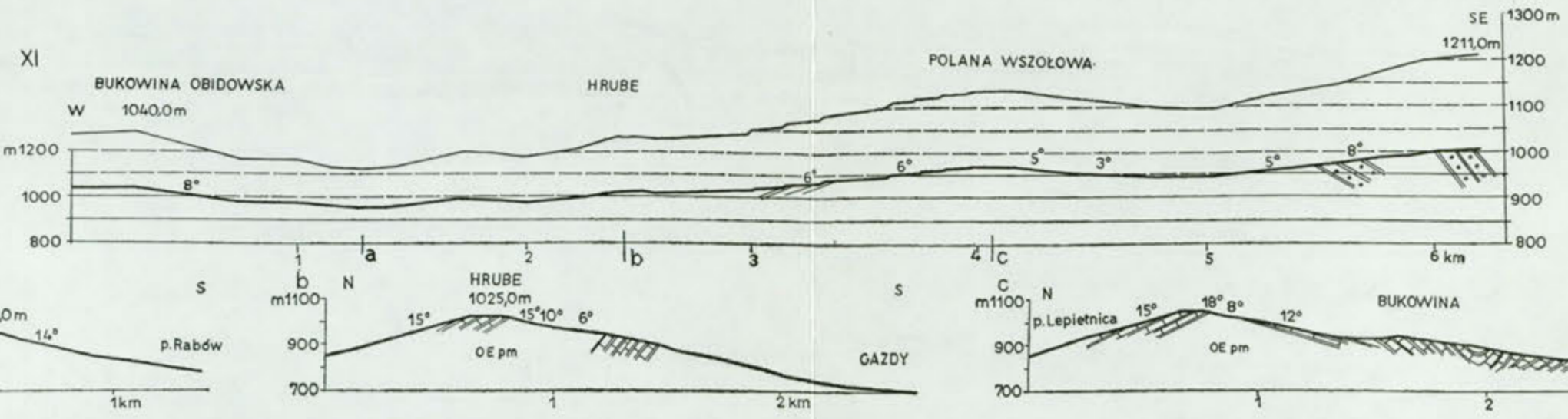
Site XIV:  $E_{ps}$  — variegated shales,  $E_b$  — Beloveza strata,  $OE_{pt}^m$  — Magura strata: sandstones and shales,  $OE_m^m$  — Magura mica sandstones. Geological structure after geological materials by W. Sikora, A. Radomski (1954) and W. Nowak (1933).

Site XV:  $K_{pt}^g$  — Godula strata: sandstones and shales,  $K_{ps}$  — shales,  $K_p^g$  — Godula strata, sandstones,  $K_s$  — Istebna sandstones. Geological structure after geological materials by K. Skoczylas-Ciszewska. Geological structure after geological materials by K. Skoczylas-Ciszewska. Broken line at the base of the long profile indicates discordant sectors.

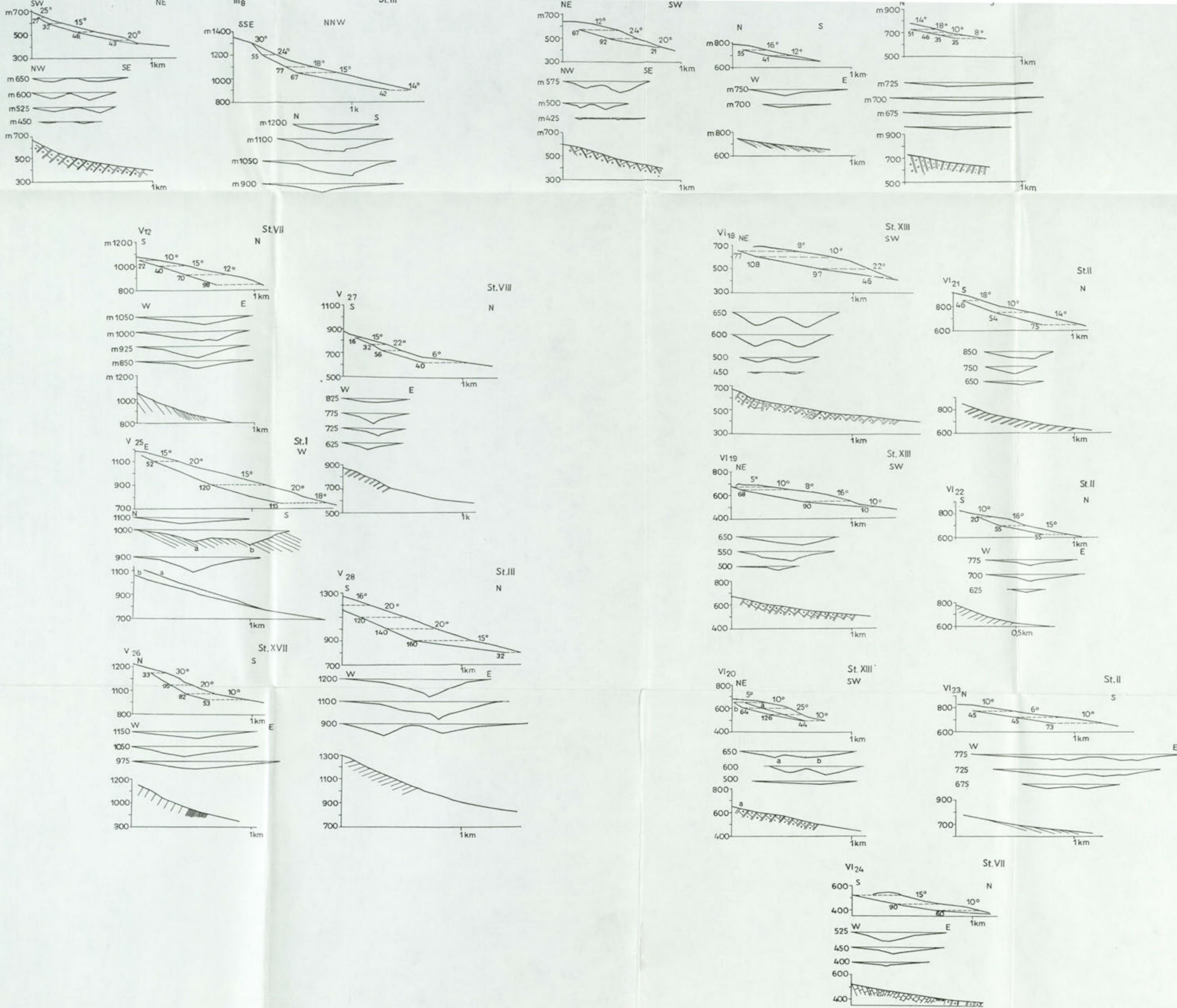
Site XVI:  $Ok_d$  — lower Krosno strata,  $Ok_s$  — middle Krosno strata,  $Ok_g$  — upper Krosno strata. Geological structure after map and geological profiles by F. Szymakowska (1969).

Site XVII:  $O_{pot}^{ki}$  — Otryt sandstones of the lower Krosno strata,  $lp$  — shales,  $pgo$  — thick-bedded sandstones. Geological structure after K. Zytiko (1969).





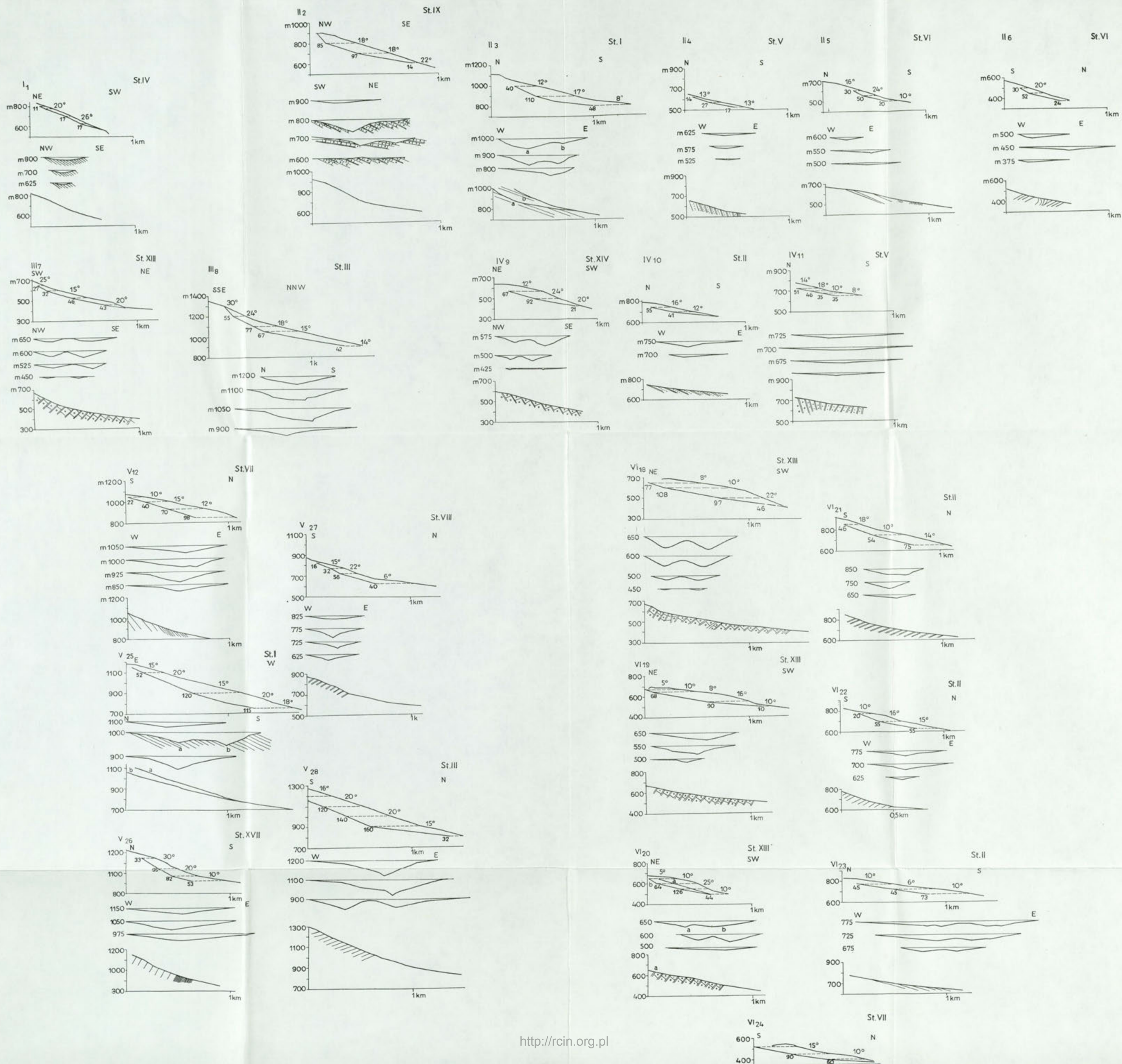




Załącznik 3. Stosunek lejąw źródłowych i małych dolinek do stoku w Karpatach fliszowych. I — VI typy modelowania stoków przez leje źródłowe. Profil stoku i profil rozcięć konstruowany metodą A. Jahn (1968) z wartościami  $d$  określającymi tendencje rozwojowe stoków. Profile poprzeczne i profil podłużny lejąw wybranych z 17 grzbietów.

Annex 3. Relation between head-valleys and small valleys and the slope in the Flysch Carpathians. I — VI Patterns of slope moulding by valley-heads. Profile of slope and the profile of dissections constructed by the method of A. Jahn (1968a) with the values  $d$  determining tendencies of the slopes. Cross-profiles and long profile of valley-heads chosen from between 17 ridge.







Cena zł 40.—