

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. XIX, 6

SECTIO B

1964

Z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS
Kierownik: prof. dr Adam Malicki
Stacja Naukowa w Równi, pow. Ustrzyki Dolne
doniesienie nr 7

Andrzej HENKIEL

**Struktura i klimat w kształtowaniu asymetrii morfologicznej
w dorzeczu Strwiąża**

**Структура и климат в формировании морфологической асимметрии
в бассейне Стрвионжа**

**La structure, le climat et la formation de l'asymétrie morphologique
dans le bassin du Strwiąż**

Problem asymetrii w polskiej literaturze geomorfologicznej datuje się od momentu ukazania się w 1897 r. rozprawy E. Romera (15) poświęconej temu zagadnieniu. Rozprawa ta przynosi przegląd starszej literatury europejskiej i systematyzuje panujące dotychczas poglądy na genezę zjawiska asymetrii dolin. Jako główne przyczyny Romer podaje w tej pracy i w następnych (16, 17) meandrowanie rzeki, akumulację dopływów, akumulację w korycie, ruchy masowe na zboczach, budowę geologiczną i wpływ rotacji ziemi. Silnie podkreśla znaczenie klimatu jako czynnika modyfikującego działanie procesów prowadzących do rozwoju asymetrii doliny.

Z prac późniejszych wymienić należy rozprawy Smoleńskiego (20), Pawłowskiego (12), który asymetrię dolin w dorzeczu Sanu tłumaczy nierównomiernym rozwojem skrzydeł dorzeczy, oraz H. Teisseyra (22). W tej ostatniej pracy autor w ślad za Hilberem (3) zwraca uwagę na zjawisko ściągania dopływów przez rzekę główną.

Procesy epigenezy i ześlizgiwania się rzek karpackich po nachylonych powierzchniach ławic skalnych rozpatrywane były przez Smoleńskiego (21) i Jahnna (6). Jahn poddaje krytyce poglądy Smoleńskiego i na drodze matematycznej udowadnia, że przy upadkach warstw

przekraczających wartość 45° ześlizgiwanie się rzeki zachodzi niezależnie od różnicy odporności skały.

Obfitą literaturę ostatnich lat dotyczącą zagadnień asymetrii klimatycznej, polegającej na odmiennym rozwoju stoków o różnych ekspozycjach w zmiennych warunkach klimatycznych plejstocenu, zestawiają Pierzchałkówna (13), Mojski (11) i Maruszczak (10).

W czasie badań geomorfologicznych prowadzonych w dorzeczu Strwiąża zwrócono uwagę na powszechnie tam występujące zjawisko asymetrii morfologicznej. Asymetrię wykazują grzbiety górskie, obniżenia dolinne, wcięcia rzek i młode rozcięcia stokowe. Zjawiska te na pozór nie wykazują żadnej wyraźnej kierunkowości i stwarzają wrażenie chaosu. Po bliższej analizie można jednak wydzielić kilka genetycznych typów i generacji asymetrii: asymetrię strukturalną, asymetrię dynamiczną, asymetrię klimatyczną. Stwierdzono, że procesy rozwoju asymetrii działają w tym terenie od górnego trzeciorzędu, poprzez wszystkie plejstocenijskie zmiany klimatyczne do dziś.

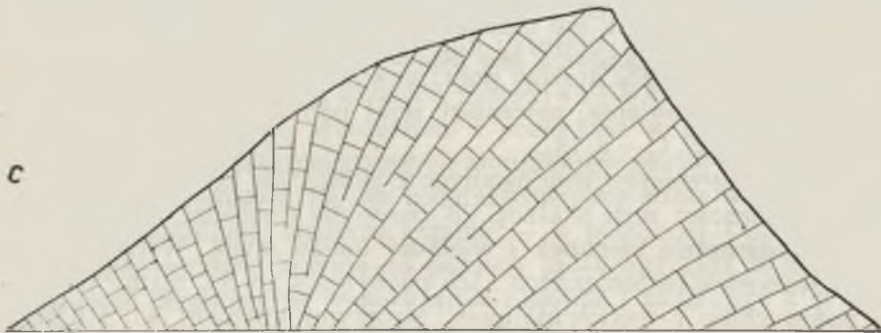
Rzeźba dorzecza Strwiąża jest w znacznym stopniu rzeźbą strukturalną i dlatego przy rozpatrywaniu problemów asymetrii także na pierwszym planie wysuwają się zagadnienia budowy geologicznej i jej oddźwięków w morfologii. Budowa geologiczna terenu wpływa w dwojaki sposób na rozwój asymetrii: poprzez litologiczne zróżnicowanie kompleksów skalnych pod względem odporności i poprzez ich ułożenie.

Rozpatrywany teren zbudowany jest z wiązki dość regularnych, wąskich fałdów ukazujących w swych jądrach ku NE coraz to starsze ogniwa. Fałdy te są częściowo złuskowane i pochylone w kierunku północnym (4, 14, 19, 25). Do najodporniejszych kompleksów skalnych należą warstwy krośnieńskie środkowe. Są one rozprzestrzenione silnie w jądrach synklin w części południowej dorzecza i słabiej — w północnej. Odporne warstwy kredy inoceramowej budują na północy jądra antyklin. Małą podatność na procesy denudacyjne wykazują też rogowce i piaskowce k'iwskie serii menilitowej. Występują one na skrzydłach synklin w części środkowej dorzecza Strwiąża i na skrzydłach antyklin w części północnej. Najmniej odporne są warstwy górno- i dolno-krośnieńskie, hieroglifowe i pstry eocen (14). Warstwy górno-krośnieńskie występują w jądrach środkowo-krośnieńskich synklin, warstwy hieroglifowe i łupki pstry oddzielają na skrzydłach fałdów rogowce i piaskowce kliwskie od serii inoceramowej (19, 25). Takie następstwo różnych pod względem odporności serii skalnych pozwala w wielu przypadkach tłumaczyć asymetrię grzbietów górskich. Wobec pochyleń fałdów ku NE i częściowego wyprasowania ich skrzydeł brzusznym, wychodnie warstw górno-krośnieńskich lokuje się po SW stronie synklinalnych grzbietów środkowo-krośnieńskich. Dzięki tej samej przyczynie pstry łupki i warstwy hieroglifowe spotyka się na

SW skrzydłach antyklin, gdzie sąsiadują od SW ze stosunkowo cienkim kompleksem rogowców i piaskowców kliwskich, a od NE — z potężną masą kredy inoceramowej (ryc. 1). W obu przypadkach, gdy zarówno środkowo-krośnieńska synklina jak i kredowa antyklina tworzą w otoczeniu miękkich i bardzo mięszych warstw dolno-krośnieńskich formy grzbietów, ta wywołana przez procesy tektoniczne asymetria litologiczna, przekształca się w morfologiczną asymetrię pasma górskiego. Można w terenie prześledzić kolejne etapy rozwoju tego typu form. W pierwszej fazie tworzy się podłużne obniżenie denudacyjne w obrębie wychodni warstw mało odpornych (górnokrośnieńskie w jądrze synkliny, hieroglify i łupki pstre na skrzydle antykliny). Powstaje grzbiet podwójny, jednak nierównomiernie rozwinięty. Jego gałąź północna jest zdecydowanie masywniejsza od południowej. W przypadku grzbietu antyklinalnego część północną budują piaskowce inoceramowe w dużej masie, podczas gdy na południową składają się twarde wkładki serii menilitowej. Synkliny krośnieńskie są także pochylone ku NE i dzięki redukcji skrzydła południowego twarde piaskowce środkowo-krośnieńskie występują na nim w mniejszej masie. Wynika z tego fakt, że zawsze w przypadku grzbietów podwójnych, grzbiet północny jest zbudowany z grubszego niż południowy kompleksu warstw odpornych. Gałąź południowa zostaje więc wkrótce na drodze erozji wstecznej porozcinana na poprzeczne grzbieciki połączone z gałęzią północną przełęczami na miejscu dawnego, denudacyjnego obniżenia pomiędzy bliźniaczymi pasmami. W ten sposób ulega urozmaiceniu rzeźba stoków południowych przy wyraźnym zmniejszeniu średniego nachylenia, natomiast stoki północne zachowują zwartość i stromość (ryc. 1 — a, b).

W przypadku grzbietów zbudowanych z jednej, nie zróżnicowanej pod względem odporności serii skalnej, do znaczenia dochodzi jako czynnik powodujący asymetrię kierunek i wielkość upadu ławic. Wobec silnego stłoczenia jednostek tektonicznych i ich pochylenia ku NE mamy do czynienia powszechnie z monoklinalnymi, stromymi upadami na południe. Ma to swoje konsekwencje morfologiczne, ponieważ w przypadku monoklinalnych grzbietów stok południowy jest zgodny z upadem, a stok północny ścina czoła ławic. Na stoku północnym szybciej zachodzą procesy wietrzenia, gliny pokrywowe zawierają większy udział frakcji ilastej pochodzącej z wkładek łupkowych, co prowadzi do ożywienia procesów złaziskowych. Procesy te dążą do złagodzenia nachyleń w dolnej części stoku przy równoczesnym zaostrozaniu profilu w części górnej. Stok południowy jest konserwowany przez powierzchnię ławic piaskowca i utrzymuje jednostajne nachylenie (ryc. 1 — c).

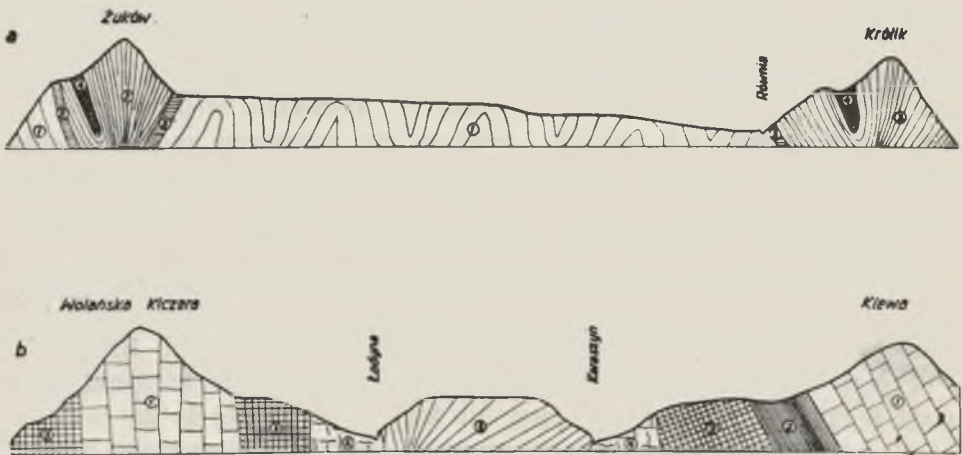
Litologia i tektonika wyjaśniają wobec tego bez reszty stałą i na terenie dorzecza Strwiąża jednokierunkową asymetrię pasm górskich o stro-

Królik*Klewa**Kiczera*

Ryc. 1. Asymetria grzbietów; a) profil Królika (geologia częściowo wg J. Żgiet): 1 — warstwy krośnieńskie dolne, 2 — piaskowiec glaukonitowy, 3 — warstwy krośnieńskie środkowe, 4 — warstwy krośnieńskie górne; b) profil Klewy (geologia częściowo wg J. Żgiet): 1 — warstwy krośnieńskie przejściowe, 2 — seria menilitowa, 3 — warstwy hieroglifowe i pstre, 4 — warstwy inoceramowe; c) profil Kiczera — warstwy krośnieńskie środkowe

Asymétrie des crêtes; a) profil de Królik (géologie en partie selon J. Żgiet): 1 — couches de Krosno inférieures, 2 — grès glaukonitique, 3 — couches de Krosno centrales, 4 — couches de Krosno supérieures; b) profil de Klewa (géologie en partie selon J. Żgiet): 1 — couches de Krosno transitaires, 2 — couches menilitiques, 3 — couches hiéroglyphiques et bariolées, 4 — couches inoceramiques; c) profil de Kiczera — couches de Krosno centrales

mych stokach północnych i łagodnych, gęsto porozcinanych stokach południowych. Także niektóre mniejsze doliny podłużne mają nierównomiernie wykształcone zbocza w ścisłej zależności od budowy podłoża. Kryterium to zawodzi jednak w przypadku form wielkich. Szerokie obniżenia dolinne wypreparowane są w mało odpornych warstwach dolnokrośnieńskich, wypełniających na północy synkliny, a na południu tworzących jądra antyklin. Pod względem odporności warstwy te są dość zróżnicowane, poza tym w obu przypadkach silnie i kilkakrotnie w obrębie jednego obniżenia przełażdowane (ryc. 2 — a). Następstwo serii skalnych nie wystarcza do wytłumaczenia asymetrycznego położenia osi padołu.



Ryc. 2. Asymetria dolin; a) profil geologiczny obniżenia Ustianowa-Żołobek (geologia wg J. Żgiet a, uproszczona): 1 — warstwy krośnieńskie dolne, 2 — piaskowiec glaukonitowy, 3 — warstwy krośnieńskie środkowe, 4 — warstwy krośnieńskie górne; b) schemat topografii i geologii w przekroju Wolańska Kiczera — Klewa: 1 — warstwy inoceramowe, 2 — warstwy hieroglifowe i pstre, 3 — seria menilitowa, 4 — warstwy krośnieńskie dolne, 5 — warstwy krośnieńskie środkowe

Asymétrie des vallées; a — profil géologique de la dépression Ustianowa-Żołobek selon J. Żgiet, simplifié: 1 — couches de Krosno inférieures, 2 — grès glaukonitique, 3 — couches de Krosno centrales, 4 — couches de Krosno supérieures; b) schéma de la topographie et de la géologie dans la coupe Wolańska Kiczera — Klewa: 1 — couches inoceramiques, 2 — couches hiéroglyphiques et bariolées, 3 — couches menilithiques, 4 — couches de Krosno inférieures, 5 — couches de Krosno centrales

Trzeba dodać, że różnice litologiczne miały decydujące znaczenie przy kształtowaniu się założeń rzeźby i głównych jej rysów w trzeciorzędzie. Struktura uwarunkowała rozmieszczenie pasm twardeczycowych i równin denudacyjnych, od których zachowania we fragmentach zależy dzisiejszy obraz powierzchni szczytowej. Dopiero w oparciu o to pierwotne, uwa-

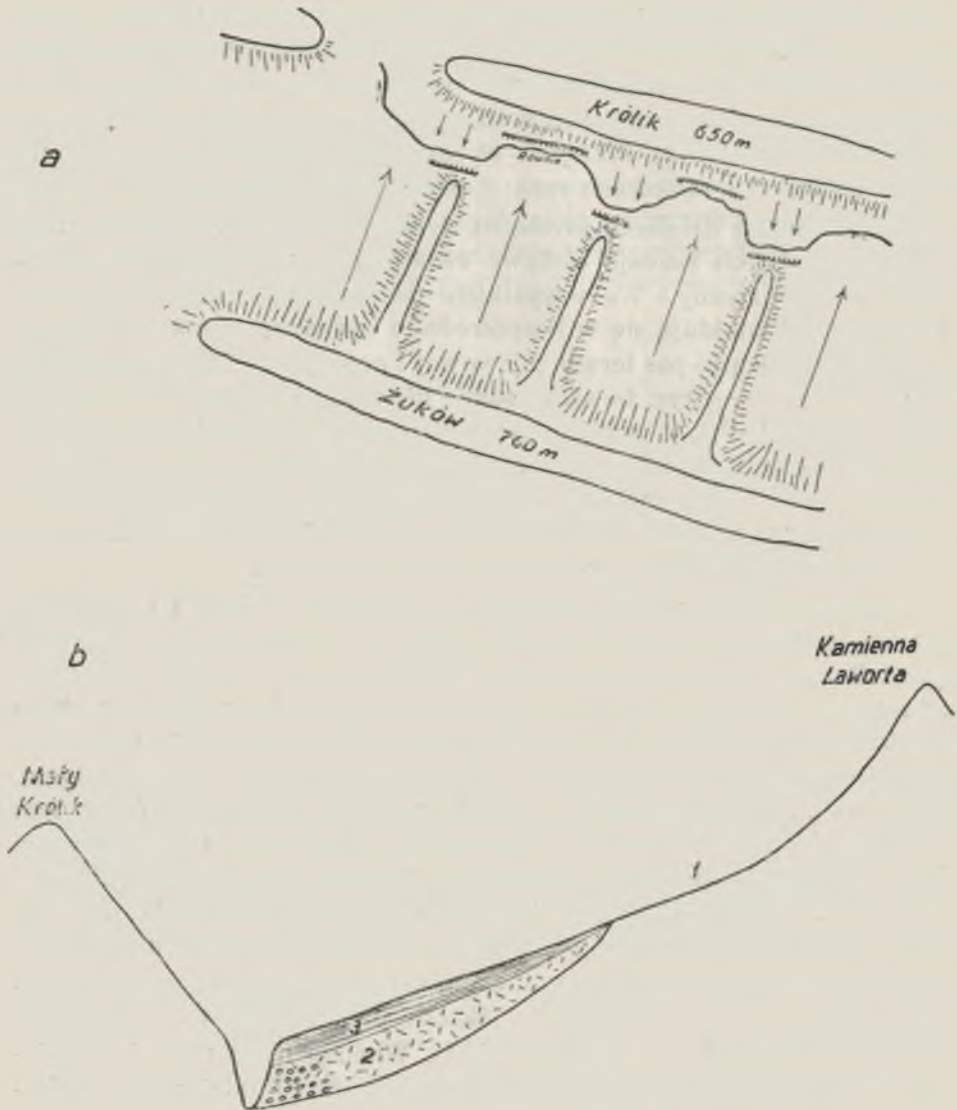
runkowane litologicznie. zróżnicowanie reliefu mogła się rozwijać opisana poniżej asymetria dynamiczna.

W czasie prac terenowych stwierdzono, że decydującym czynnikiem w rozwoju asymetrii dolin w dorzeczu Strwiąża są procesy powodujące spychanie rzeki w kierunku jednego zbocza. Do czynników tych należy opisywana przez R o m e r a (15, 16) akumulacja dopływów i osuwiska, zmyw powierzchniowy, ruchy masowe (zwłaszcza soliflukcja w plejstocenie) oraz opisywane przez H i l b e r a i T e i s s e y r a (3, 22) zjawisko ściągania dopływów przez rzekę główną. Kierunek spychania koryta i — co za tym idzie — położenie zbocza stromego zależy jedynie od rzeźby inicjalnej, a więc tylko pośrednio od budowy geologicznej. Wpływ klimatu wyraża się stopniem natężenia procesów, lub zmianą procesu dominującego (na przykład soliflukcja w klimacie peryg'acjalnym w glacialach, ruchy osuwiskowe i złaziskowe w klimacie umiarkowanym w interglacialach). Ponieważ terminy „asymetria klimatyczna” i „asymetria strukturalna” są ściśle zdefiniowane (10, 11, 13), wydaje się konieczne wprowadzenie w tym wypadku terminu „asymetria dynamiczna”. Kierunek jej rozwoju nie jest bezpośrednio zależny od struktury i wykazuje stałość poprzez wszystkie zmiany klimatyczne od trzeciorzędu do dziś.

Punkt wyjścia do zwrócenia uwagi na znaczenie asymetrii dynamicznej stanowi stwierdzenie, że w dolinach podłużnych dorzecza Strwiąża podcinane jest zawsze zbocze niższe (ryc. 2, 3). Rzuci się w oczy to zjawisko zwłaszcza tam, gdzie przeciwstawne kierunki asymetrii wykazują doliny sąsiadujące, lub też odcinki jednej doliny podłużnej. W przykładach ukazanych na rycinach przyczyny tego stanu rzeczy są oczywiste: rozcięcia wyższego zbocza są dłuższe, płynące nimi okresowe potoki niosą więcej materiału spychając stale koryto rzeki, podobnie jak na to wpływają i procesy denudacyjne, które także od strony zbocza wyższego transportują więcej produktów wietrzenia. Dotyczy to zwłaszcza procesów soliflukcyjnych.

W dobrze odsłoniętych profilach poprzecznych teras i zboczy doliny Strwiążka (ryc. 3 b) widoczna jest stała przewaga materiału zwietrzelinowego transportowanego ze stoku Kamiennej Laworty (760 m n.p.m.) nad materiałem znoszonym ze stoku Małego Królika (ok. 700 m n.p.m.). W wyższej części stoku Kamiennej Laworty znajdują się fragmenty pochylonego ku południowi trzeciorzędowego pedymentu, niżej zaś pokrywy soliflukcyjne, zazębiające się ze żwirami terasy bałtyckiej, przykryte w dolnej części deluwiami holocenu (2). Terasy występują wyłącznie po północnej stronie potoku Strwiążek.

W przypadku dolin Łodyny i Karaszyna (ryc. 2 — b) o asymetrii decyduje mała wysokość grzbietu wododzielniczego. Wzniesienie to (540 m n.p.m.) reprezentuje fragment górno-plioceńskiej powierzchni zrównania,



Ryc. 3. Asymetria dynamiczna; a) schemat erozji bocznej w dolinie Równi; b) schemat utworów stokowych w dolinie Strwiążka: 1 — trzeciorzędowy pedymnt, 2 — deluwia plejstoceńskie, 3 — deluwia holocieńskie
 Asymétrie dynamique; a) schéma de l'érosion latérale dans la vallée de Równia; b) schéma des formations de pente dans la vallée de Strwiążek: 1 — pèdiment tertiaire, 2 — deluviums pléistocènes, 3 — deluviums holocènes

natomiast grzbiety Klewy i Wolańskiej Kiczery były w tym okresie twarżdzielcami. Pośrednio na asymetrię młodszych dolin wywiera tu wpływ budowa geologiczna. Grzbięt wododziełny tworzą warstwy środ-

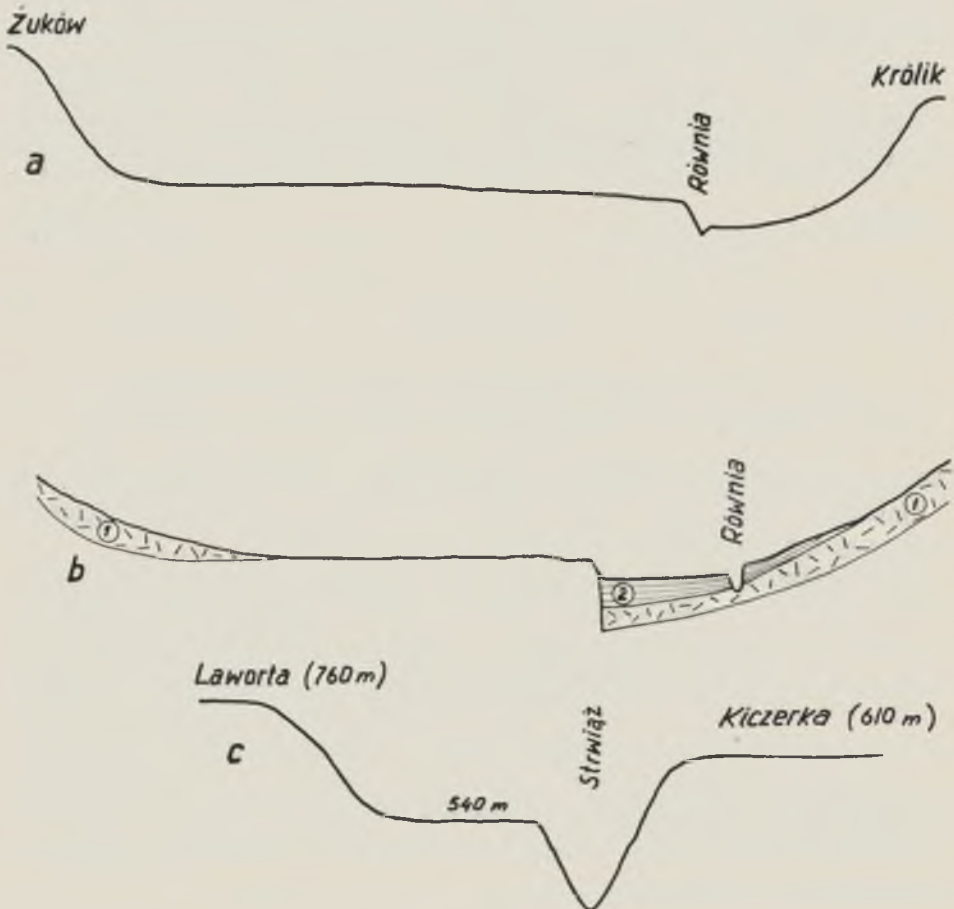
kowo krośnieńskie, mniej odporne od kredy inoceramowej Klewy i Kiczery, strzaskane silnie w jądrze wąskiej synkliny. Wysady kredowe ujęte są w dodatku w ramy twardych rogowców serii menilitowej. Dlatego pasmo wododzielne musiało w czasie górnopliocenińskiej planacji ulec względnemu obniżeniu. Mniejsza wysokość zadecydowała o spychaniu w jego stronę obu sąsiednich rzek: Łodyny i Karaszyna.

Na mechanizm działania asymetrii dynamicznej i na wpływ czynników klimatycznych rzucają ciekawe światło niektóre drugo- i trzeciorzędne formy rzeźby. We wszystkich podłużnych dolinach dorzecza Strwiąża rzeki znajdują się w bezpośrednim sąsiedztwie zbocza niższego. Towarzyszy im wąski pas terasy zalewowej i pojedyncze fragmenty terasy nadzalewowej (2) — (ryc. 4—a). W sumie nie zajmują nawet $\frac{1}{3}$ szerokości doliny. Pozostałe $\frac{2}{3}$ w pobliżu zbocza wyższego zajęte jest przez poprzecznie porożcinane i łagodnie nachylone fragmenty trzeciorzędowych zrównań. Rzeka płynąc wzdłuż obniżenia dolinnego podcina naprzemian to zbocze doliny, to znów czoła przypór z resztkami zrównań (ryc. 3 — a) cały czas zgodnie z regułą podcinania zbocza niższego.

Wreszcie niektóre profile terasowe, zwłaszcza w Równi i Ustrzykach Dolnych, pozwalają odczytać jakość wpływu wywołanego na kierunki asymetrii przez plejstocenijskie zmiany klimatyczne. Z analizy położenia skalnego dna doliny i utworów aluwialnych wynika, że w okresie plejstocenijskim rzeka podcinała na całej długości doliny krawędzie poziomów trzeciorzędowych i była spychana w kierunku zasadniczo wyższego zbocza (ryc. 4 — b). To odstępstwo od reguły mogłoby sugerować, że w tym przypadku mamy do czynienia z asymetrią klimatyczną, uwarunkowaną różnicą natężenia procesów denudacji pomiędzy zboczem „zimnym” i „ciepłym”. Jednak i tutaj brak jednolitej orientacji w stosunku do stron świata. Rzeki spychane były w kierunku zrównań bez względu na to czy znajdowały się one pod północnym, czy pod południowym zboczem doliny. Sprzeczność tę wyjaśnia fakt, że w okresie plejstocenijskim dominującym procesem denudacyjnym była soliflukcja. Większa masa materiału pełzająca ze zbocza wyższego zostawała zatrzymywana na minimalnie nachylonych powierzchniach zrównań i nie docierała do koryta potoku, natomiast materiał ze zbocza niższego, ale położonego bliżej, mógł spychać koryto w stronę przeciwną. Pozorna sprzeczność nie przeszkadza więc przy zaliczaniu i tych zjawisk do dziedziny asymetrii dynamicznej, ponieważ nie uległa tu naruszeniu zasada niższego zbocza. Jedynie w wyniku specyfiki procesu dominującego (soliflukcja) zbocze wysokie przestało wpływać na rozwój doliny w jej części osiowej, a rolę zbocza niższego, podcinanego, przejęły krawędzie zachowanych resztek starych poziomów denudacyjnych. W okresie holocenijskim, gdy znów czynnikiem denuda-

cyjnym była woda płynąca, małe nachylenia spłaszczeń podstokowych przestały utrudniać spychanie rzek w pierwotnym kierunku.

Do zjawisk z dziedziny asymetrii dynamicznej można także w wielu przypadkach zaliczyć asymetryczne odcinki poprzecznej doliny Strwiąża oraz odcinki przełomowe dopływów. Asymetria naprzemian prawo- i lewostronna wywołana jest przez rozwój meandrów. Proces meandrowania rzeki często wykazuje związek ze spychaniem w kierunku niższego zbocza. Ciekawym przykładem jest przełom Strwiąża poniżej Ustrzyk Dolnych (ryc. 4 — c). W okresie pliocenijskim doszło do wytworzenia doliny asy-



Ryc. 4. Modyfikacje asymetrii dynamicznej; a) profil doliny Równi; b) część osiowa doliny Równi: 1 — deluwia plejstocenijskie, 2 — deluwia i aluwia holocenijskie; c) profil przełomu Strwiąża poniżej Ustrzyk Dolnych

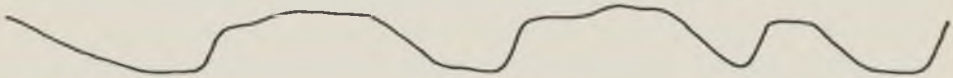
Modifications de l'asymétrie dynamique; a) profil de la vallée Równia; b) partie axiale de la vallée Równia: 1 — deluviums pléistocènes, 2 — deluviums et alluviums holocènes; c) profil de la brèche de Strwiąż au-dessous de Ustrzyki Dolne

metrycznej na skutek spychania rzeki w stronę Kiczarki. W okresie górno-plioceńskiego ożywienia erozji Strwiąż wciął się głęboko. Znaczna odporność skał budujących przełom utrwaliła do dziś asymetrię doliny górno-plioceńskiej, wytworzoną w okresie zdecydowanej przewagi erozji nad denudacją.

We wszystkich opisanych powyżej przykładach kierunkowość asymetrii zależy jedynie od budowy geologicznej i od rzeźby inicjalnej. Nie wykazuje żadnej stałej orientacji związanej z ekspozycją. Odmienne ten problem wygląda w przypadku małych dolinek wytworzonych przez drobne dopływy subsekwentnych potoków. Dolinki te rozcinają poprzecznie stoki pasm górskich i resztki starych poziomów denudacyjnych i posiadają kierunek SSW—NNE. Regułą tutaj jest stromość zbocza o ekspozycji WNW (ryc. 5). Zjawisko to szczególnie wyraźnie daje się obserwować w lewobrzeźnych dopływach Równia i Pastewnika (kierunek SSW—NNE) oraz w prawobrzeźnych dopływach Karaszyna (kierunek NNE—SSW).

WNW

ESE



Ryc. 5. Profil topograficzny dolinek dopływów potoku Równia
 Profil topographique de petites vallées des affluents du torrent Równia

Ten typ asymetrii nie wykazuje związków ani z budową geologiczną, ani ze starszymi założeniami rzeźby. Należy do typu asymetrii klimatycznej związanej z zimnym okresem ostatniego zlodowacenia.

Wyżej zamieszczona analiza pozwoliła na uporządkowanie i wyjaśnienie licznych, pozornie chaotycznych zjawisk asymetrii morfologicznej w dorzeczu Strwiąża. Stwierdzono ich głęboką zależność od budowy geologicznej oraz od, także uwarunkowanych strukturą, pierwotnych założeń rzeźby. Klimat w tym terenie wywarł wyraźny wpływ jedynie na drugorzędne, małe formy. W formach wielkich tylko intensywność i rodzaj procesu dominującego były modyfikowane przez warunki klimatyczne, natomiast ekspozycja zbocza stromego pozostawała związana ze strukturą i rzeźbą inicjalną. Procesy rozwoju asymetrii ze zmiennym nasileniem działają od trzeciorzędu do dziś.

LITERATURA

1. Grzybowski J.: Arkusze Ustrzyki Dolne, Turka i Bolechów. Tekst do zeszytu XXV Atlasu Geologicznego Galicji, Wyd. Kom. Fizj. AU, Kraków 1911.
2. Henkiel A.: Terasy doliny Strwiąża. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XVII, Lublin 1963.

3. Hilber V.: Asymetrische Täler. Petermanns Geographische Mitt. Gotha 1886, ss. 171—177.
4. Horwitz L.: Z geologii Ustrzyk Dolnych. Pamiętnik I Zjazdu Geologiczno-Naftowego, Warszawa 1930, ss. 105—107.
5. Horwitz L.: Geologia Centralnej Depresji Karpackiej na północ od Lutowisk (Géologie de la Dépression Centrale au N de la localité Lutowiska — Karpates Polonaises). PTGeol. Rocznik XIII, Kraków 1936, ss. 335—352.
6. Jahn A.: Rozwój boczny dolin subsekwentnych (On the Lateral Development of the Subsequent Valleys). Przegl. Geogr., t. XX, Warszawa 1946, ss. 91—106.
7. Jasionowicz J.: O możliwości występowania ropy naftowej w północnym skrzydle fałdu Wańkowej Wsi — Łodyny w okolicy Romanowej Woli i Serebnicy (ark. Ustrzyki Dolne) (The possibility of the occurrence of oil in the northern limb of the Wańkowa-village — Łodyna fold in the vicinity of Romanowa Wola and Serebnica (shett Ustrzyki Dolne)). IG Biul. 154, Warszawa 1961, ss. 5—15.
8. Jasionowicz J.: Budowa geologiczna fałdu Wańkowej-wsi — Łodyny między Serebnicą a Łodyną (Geology of the Wańkowa-village — Łodyna fold between Serebnica and Łodyna (Flysch Carpathians)). IG, Biul. 166, Warszawa 1961, ss. 61—87.
9. Karnkowski P.: „Kwarcyty” jako nowy poziom korelacyjny w serii menilitowej. Przegl. Geol., t. V, z. 11, Warszawa 1957, ss. 526—528.
10. Maruszczak H.: Główne cechy klimatycznej asymetrii stoków w obszarach peryglacjalnych i umiarkowanych (Hauptmerkmale der klimatischen Hängeasymetrie in den periglazialen und gemässigten Zonen). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XI, Lublin 1956, ss. 161—239.
11. Mojski J. E.: Asymetria zboczy dolinnych w dorzeczu Bystrzycy (The Asymmetry of Slopes in the Valleys of the Bystrzyca — river Basin). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. V, Lublin 1950, ss. 27—48.
12. Pawłowski S.: O asymetrii dolin w dorzeczu Sanu (Sur la dissymétrie des vallées dans le bassin du San). Kosmos, T. XLVI, Lwów 1921, ss. 492—501.
13. Pierzchałkówna Ł.: Zagadnienie dolin asymetrycznych na tle rozwoju geomorfologii klimatycznej (Le problème des vallées dissymétriques et le développement de la géomorphologie climatique). Czas. Geogr., t. XXV, z. 4, Wrocław 1954, ss. 359—372.
14. Regionalna Geologia Polski. Tom I, Karpaty, Kraków 1951—53.
15. Romer E.: Wybór prac, t. I. Studia nad asymetrią dolin (Études sur la dissymétrie des vallées). Warszawa 1960, ss. 157—207.
16. Romer E.: Wybór prac, t. I. Wpływ klimatu na formy powierzchni ziemi (L'influence du climat sur le relief du sol). Warszawa 1960, ss. 207—239.
17. Romer E.: Asymetria dolin jako dzieło erozji i denudacji. Wiadomość tymczasowa. Dziennik IX Zjazdu Lekarzy i Przyrodników Polskich, Warszawa 1900, ss. 107—108.
18. Sikora W.: Uwagi o stratygrafii i paleogeografii warstw krośnieńskich na przedpolu Otrytu między Szewczenkiem a Polaną (Notes on stratigraphy and palaeogeography of Krosno Beds on Forefield of Otryt Mt. between Szewczenko and Polana, Carpathians). Kwartalnik Geologiczny, t. III, z. 3, Warszawa 1959, ss. 569—581.
19. Sikora W., Żytko K.: Jednostka skolska i centralne synklinorium karpackie między doliną Strwiąża i Dwernikiem w Bieszczadach. Przew. XXXIV Zjazdu PTGeol., Warszawa 1961, ss. 49—62.

20. Smoleński J.: Ungleichseitigkeit der meridionalen Flusstäler in Galizien. *Pet. Geogr. Mitt.*, t. LV, Gotha 1909, ss. 101—107.
21. Smoleński J.: Zjawisko epigenezy dolin subsekwentnych w Karpatach (Le phénomène d'épigenèse des vallées subséquentes dans les Karpates Polonaises). *Przegl. Geogr.*, t. VI, Warszawa 1926, ss. 92—98.
22. Teisseyre H.: Kilka drobnych obserwacji morfologicznych w Karpatach (Certaines observations morphologiques dans les Karpates). *Przegl. Geogr.*, t. IX, Warszawa 1929, ss. 330—347.
23. Wdowiarz S.: Budowa geologiczna południowo-wschodniej części polskich Karpat. *Przew. XXXIV Zjazdu PTGeol.*, Warszawa 1961, ss. 5—7.
24. Wiśniowski J.: Arkusz Dobromil. Tekst do zeszytu XXI Atlasu Geologicznego Galicji, Kom. Fizj. AU, Kraków 1909.
25. Żgiet J.: Możliwości występowania ropy naftowej w okolicy Ustrzyk Dolnych (Remarks on the possibility of the occurrence of oil in the vicinity of Ustrzyki Dolne (Middle Carpathians)). *IG, Biul.* 154, Warszawa 1961, ss. 101—124.
26. Żytko K.: Występowanie pstrych margli w górnej kredzie i eocenie jednostki skolskiej (Occurrence of Variegated Marls in the Upper Cretaceous and Eocene of the Skole Unit (Flysch Carpathians)). *Kwartalnik Geologiczny*, t. V, z. III, Warszawa 1961, ss. 594—602.

РЕЗЮМЕ

В бассейне Стрвионжа (польские восточные Карпаты) явления морфологической асимметрии повсеместны. Асимметричны как горные хребты (как правило, крутой склон СВ), так и продольные долинны понижения и мелкие склоновые формы расщелин.

Асимметрию горных цепей выясняет их геологическое строение: в южной части района хребты соответствуют синклиналям кросненских слоев (олигоцен). В ядрах этих синклиналей находятся узкие полосы мягких сланцев, крылья же образуют устойчивые песчаники. Юго-западные крылья, в результате тектонических процессов, обладают меньшей мощностью устойчивых песчаников. Поэтому кульминации горных цепей приурочены к северо-восточным крыльям синклиналей, юго-западные склоны являются более пологими. В северной части района хребты образовались на антиклиналях иноцерамовых слоев (верхний мел). Так в южной как и в северной части района складки опрокинуты и чешуйчатые. Устойчивые слои ядра антиклиналей, слагающие хребты, соприкасаются с СВ со слабоустойчивыми слоями синклиналей. На юго-западных крыльях сохранились нормальные стратиграфические серии горных пород с несколькими комплексами средней устойчивости. Благодаря этому северные склоны крутые, а южные пологие (рис. 1 а и б). На развитие асимметрии влияет моноклиналиное падение слоев к ЮЗ (рис. 1 с).

Асимметрическое положение оси долинных понижений не обнаруживает непосредственной связи со структурой. Это эффект сталкивания русла реки к низкому склону более энергичными процессами денудации на высшем склоне. Таким образом, оно зависит от инициального рельефа (обусловленного все-таки литологией). Этот тип асимметрии не проявляет постоянной экспозиции крутого склона. Наконец, маленькие обсеквентные и ресеквентные долинки с крутыми склонами постоянной экспозиции ЗСЗ обнаруживают черты климатической асимметрии.

Установлено, что асимметрия в бассейне Стрвионжа развивалась с разной интенсивностью от третичного периода по настоящее время. Эти явления и процессы, приводящие к их возникновению, автор подразделил на три группы: 1. структурную асимметрию, 2. динамическую асимметрию, 3. климатическую асимметрию. В бассейне Стрвионжа асимметрия обусловлена геологическим строением и инициальным рельефом. Влияние климата в этом районе отразилось лишь на второстепенных малых формах. В больших формах климатические условия модифицировали лишь интенсивность и вид процесса (в третичный период выветривание и смыв, в плейстоценовый — солифлюкция, в голоценовый — плоскостный смыв и массовые движения), экспозиция же крутого склона оставалась в связи со структурой.

R É S U M É

Dans le bassin du Strwiąż (Polskie Karpaty Wschodnie, Karpates Orientales Polonaises), la présence des phénomènes d'asymétrie morphologique est un fait général. Les dos ou crêtes des montagnes, ainsi que les vallées longitudinales et les petites entailles des versants, sont asymétriques (le versant NE à pente abrupte l'est de règle).

Leur structure géologique explique l'asymétrie des chaînes de montagnes. Dans le Midi du terrain, les crêtes sont adéquates aux couches synclinales de Krosno (Oligocène). Dans les noyaux de ces synclines se trouvent d'étroites bandes de schistes mous, tandis que des grès résistants en forment les ailes. À la suite de processus tectoniques, l'épaisseur des grès durs sur les ailes SW a été réduite. C'est ainsi que les culminations des chaînes de montagnes se situent dans l'aile NE de la syncline tandis que le versant SW présente une pente douce. — Dans la partie Nord du terrain, les crêtes se sont formées sur les anticlines des couches inoceramiques (haut Crétacé). Ici, de même que dans le Midi, les plis sont renversés vers le NE et donnent une structure en écailles. Les couches

résistantes du noyau de l'anticline qui forment les crêtes sont et contact, du côté NE, avec les couches synclinales peu résistantes. Sur les ailes SW s'est conservée une couche normale de stratification avec quelques complexes de résistance moyenne. C'est la raison pour laquelle les versants du Nord sont abrupts, tandis que ceux du Sud ont des pentes douces (fig. 1 a et b). Les inclinaisons monoclinales des couches vers le SW contribuent à l'évolution de l'asymétrie (fig. 1 c).

La disposition asymétrique des thalwegs ne présente cependant pas de connexité directe avec la structure. Elle résulte du déplacement du lit de la rivière vers le versant plus bas, par suite de processus de dénudation actifs et prépondérants sur le versant plus haut. Elle dépend donc du relief initial, ce dernier ayant été en rapport avec la nature des roches. Ce type de l'asymétrie ne présente aucune exposition permanente de versant abrupt. — Enfin, de petites vallées obséquentes et réséquentes avec un versant abrupt d'exposition permanente WNW présentent les caractéristiques d'une asymétrie climatique.

Il a été constaté que, dans le bassin du Strwiąż, l'asymétrie se développe à partir du Tertiaire jusqu'à l'heure actuelle, avec une intensité moyenne. Ces phénomènes, ainsi que les processus qui sont à leur origine, ont été classés en trois groupes: 1° — asymétrie structurale, 2° — asymétrie dynamique, 3° — asymétrie climatique. Dans le bassin du Strwiąż l'asymétrie est conditionnée par la structure géologique et le relief initial. Le climat, dans cette région, n'a exercé son influence que sur les menues formes secondaires. Pour les grandes formes, les conditions climatiques avaient modifié uniquement l'intensité et le caractère du processus (désagrégation des roches et ablation au Tertiaire, solifluxion au Pléistocène, ruissellement et mouvements massifs au Holocène). L'exposition du versant abrupt demeurerait liée à la structure.