

Z Zakładu Geografii Fizycznej Wydz. Biologii i Nauk o Ziemi U. M. C. S.
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Henryk MARUSZCZAK

Główne cechy klimatycznej asymetrii stoków w obszarach peryglacialnych i umiarkowanych

**Hauptmerkmale der klimatischen Hängeasymmetrie
in der periglazialen und gemässigten Zonen**

**Главные черты климатической асимметрии
в перигляциальных и умеренных зонах**

I. Wstęp

Zagadnienie asymetrii stoków ma już prawie dwuchsetletnią historię. W tym okresie opracowano przynajmniej kilkadziesiąt różnych koncepcji genezy asymetrii, jednakże nie zebrano przy tym zbyt wiele materiału faktycznego. Materiał ten wyraźnie jednak świadczy, że przyczyny asymetrycznego rozwoju mogą być różne. Zmieniają się one i »nakładają« wzajemnie w czasie i przestrzeni, co bardzo często utrudnia określenie genezy zjawiska i roli poszczególnych czynników. Wśród tych czynników można wyodrębnić następujące główne grupy: 1) geodynamiczne, 2) tektoniczne, 3) litologiczne i 4) klimatyczne. W ostatnich latach, w związku z rozwojem tzw. geomorfologii klimatycznej, szczególne zainteresowanie wzbudzają czynniki czwartej grupy.

Czynnikami klimatycznymi warunkującymi nierównomierny rozwój stoków interesowano się od dawna, przede wszystkim w literaturze francuskiej, niemieckiej i rosyjskiej. Zwrócono na nie uwagę w związku z problemem dolin asymetrycznych, występujących w Europie w strefie klimatu umiarkowanego. W XVIII i XIX wieku na podstawie analizy formy tych dolin wyciągano dedukcyjne wnioski

odnośnie kształtujących je współcześnie procesów. Do tak ujmowanych przyczyn klimatycznych asymetrii zaliczano przede wszystkim różnicowanie nasłonecznienia oraz oddziaływania wiatrów na stokach przeciwległych ekspozycji. Na znaczenie różnic nasłonecznienia zwracał już uwagę Lamblardie (1789). Uważał on, że wysuszone stoki słoneczne są silniej niszczone przez spływającą wodę i w związku z tym stają się bardziej strome. Odwrotnie oceniał wpływ insolacji Kinahan (1875). Twierdził on mianowicie, że na stokach dosłonecznych utwory powierzchniowe są silniej rozluźnione, w związku z czym nachylenie tych stoków musi się zmniejszać. Oba te poglądy występują w licznych odmianach w pracach późniejszych. Podkreślano w nich szczególnie, obok różnic wysuszenia utworów powierzchniowych, wpływ insolacji na tempo topnienia śniegu i wynikające z tego konsekwencje. Także przy ocenie roli wiatrów pisano o różnych jej aspektach. Jedna grupa autorów zwracała uwagę na »spychanie« wód rzecznych w kierunku zbocza dowietrznego, inni podkreślali wpływ wiatru na wysokość opadów na powierzchniach o różnej ekspozycji, a jeszcze inni przywiązywali duże znaczenie eolicznemu wysuszeniu warunkującemu niszczenie stoków (67, 4, 28, 34). Ocena skutków działania wiatrów była bardzo różna, podobnie jak i w odniesieniu do insolacji. Tak np. Lamblardie (1789) i Rücktäschel (1889) uważali, że silniej zraszany stok dowietrzny staje się bardziej stromy, a Hilber (1886) i Penck (1894) uzasadniali słuszność odwrotnej interpretacji.

Jak już podkreślano, w starszych opracowaniach dotyczących dolin asymetrycznych w Europie wiązano obserwowane formy ze współczesnym układem warunków klimatycznych. Przy tym na ogół nie zajmowano się badaniem utworów budujących zbocza tych dolin i kształtujących je procesów. Zasadnicza poprawa w tym względzie nastąpiła dopiero w przeciągu ostatnich kilkudziesięciu lat w związku z rozwojem badań peryglacjalnych. Badania te wykazały, że charakterystyczna dla Europy zachodniej i środkowej asymetria dolin rozwinęła się w plejstocenie w warunkach klimatu typu arktycznego i subarktycznego. Tak np. Taillefer (1944), studiując asymetrię dolin Gaskonii, doszedł do wniosku, że rozwinęła się ona w wyniku nierównomiernego rozmieszczenia śniegu. Na stokach odwietrznych śnieg gromadził się w większej ilości, co sprzyjało rozwojowi soliflukcji, a w konsekwencji zmniejszeniu nachylenia tych stoków. Do podobnego wniosku doszedł Büdel (1944) na podstawie badań w dorzeczu Innu. W nowszych pracach natomiast

zwraca się uwagę na zróżnicowanie insolacji. Dla przykładu można tutaj wymienić prace Posera (1947) i Geukensa (1947). Według Posera soliflukcja rozwijała się w plejstocenie przede wszystkim na głębiej odmarzających stokach słonecznych (eksponowanych ku S-W). Dzięki temu stawały się one bardziej połogie, o ile procesom stokowym nie przeciwdziałały procesy fluwialne (52, 53, 54).

W wyniku rozwoju badań geomorfologicznych w ostatnich latach rola klimatycznych czynników powodujących asymetrię stoków przedstawiona została w nowym ujęciu. Zasadniczy postęp został osiągnięty przede wszystkim w dziedzinie poznania procesów działających w warunkach peryglacjalnych. Poważne znaczenie ma niewątpliwie fakt stwierdzenia plejstocenijskiego wieku dolin asymetrycznych w Europie. Ułatwia to obecnie analizę asymetrii procesów stokowych w obszarach umiarkowanych.

Zestawienie najważniejszych wyników badań asymetrii dolin w ogóle, a więc i asymetrii klimatycznej, podawali między innymi Penck (1894), Romer (1897 i 1900), Fabre (1903), Smoleński (1909), Borzow (1913) i Krebs (1937). W polskiej literaturze powojennej zestawienia takie znajdujemy w kilku pracach. W r. 1951 Mojski dał krótki, ogólny przegląd najważniejszych opracowań dotyczących tego zagadnienia. W trzy lata później Pierzchałkówna (1954), po wstępnym omówieniu niektórych koncepcji genetycznych, zreferowała wyniki ostatnich badań w Europie zachodniej i środkowej. Zarys rozwoju badań stoków asymetrycznych w Polsce przedstawił w r. 1956 Jahn. W tym samym roku Dylik scharakteryzował krótko suche doliny asymetryczne, które rozwinęły się na naszych ziemiach w plejstocenie w warunkach peryglacjalnych.

W pracy niniejszej przeprowadzona została analiza porównawcza głównych cech morfologicznych i geologicznych asymetrii klimatycznej stoków w obszarach peryglacjalnych i umiarkowanych. Celem zasadniczym było określenie prawidłowości orientacji (kierunkowości) stoków asymetrycznych. Dlatego też inne cechy asymetrii — jak np. zależność od rzędu wielkości, nachyleń, wysokości i długości stoków — nie będą omawiane w ogóle, względnie tylko wtedy gdy będą się wiązały z niektórymi poruszonymi zagadnieniami. Podstawą opracowania są przede wszystkim dane zaczerpnięte z literatury, Poza tym, w formie ilustracji omawianych zagadnień i wysuwanych tez, wykorzystane zostały także niektóre materiały

zebrane przez autora podczas terenowych badań geomorfologicznych. Praca przedstawia w zasadzie wyniki rozważań i analizy wstępnej poprzedzającej opracowanie zagadnienia asymetrii dolin Wyżyny Lubelskiej¹⁾. Ze względu na rozmiary i zakres tych rozważań publikowane są one oddzielnie.

II. Asymetria klimatyczna stoków w obszarach peryglacjalnych

1. Typy asymetrii peryglacjalnej

Dla rozwoju poglądów na genezę asymetrii stoków w obszarach peryglacjalnych poważne znaczenie miało stwierdzenie występowania dwu typów takiej asymetrii, a mianowicie: 1) doliny ze stokami stromymi eksponowanymi ku N i 2) doliny ze stokami stromymi eksponowanymi ku S.

W literaturze rosyjskiej, dotyczącej współczesnych obszarów zmarzlinowych Eurazji, pierwszy typ asymetrii wyróżniany jest stosunkowo rzadko. Wspominają o nim w wydanych po wojnie podręcznikach geomorfologii E d e l s t e i n (1947) i B o n d a r c z u k (1949). Według pierwszego z tych autorów ten typ dolin ma być charakterystyczny dla obszarów górskich Syberii (15 s. 108). Jednakże trudno jest wskazać odpowiednie źródłowe prace rosyjskie omawiające taką asymetrię. Natomiast formy ze stokami stromymi o ekspozycji S wymieniane są częściej. Z obszarów południowej Syberii opisał je w r. 1912 F i ł a t o w, a następnie w r. 1913 K r a s z e n n i k o w²⁾.

¹⁾ Badania terenowe prowadzone były w latach 1951–1956 w ramach ogólnopolskiego opracowania Mapy Geomorfologicznej Polski. Materiały zbierane były więc w takim zakresie, jaki wynikał z ogólnej problematyki zdjęcia geomorfologicznego. Odrębne opracowanie, poświęcone wyłącznie asymetrii dolin jednego z dorzeczy Wyżyny Lubelskiej, wykonał dotychczas jedynie Mojski (1951). Zasadnicze uwagi na temat asymetrii podał także Jahn (1956) w wielkim, monograficznym studium rzeźby Wyżyny.

²⁾ Należy podkreślić, że F i ł a t o w i K r a s z e n n i k o w zgodnie przyjmowali różnicowanie insulacji stoków o różnej ekspozycji jako przyczynę ich asymetrycznego rozwoju, chociaż mechanizm tego rozwoju przedstawiali różnie. Na uwagę zasługuje szczególnie praca K r a s z e n n i k o w a, w której zagadnieniu asymetrii dolin poświęcony został odrębny, kilkunastostronicowy rozdział (33 s. 102–115). W rozdziale tym znajdujemy dość obfity materiał faktyczny, który do dzisiaj przedstawia dużą wartość. Obserwacje tego autora nie zostały dostatecznie wykorzystane w literaturze zachodnio-europejskiej, pomimo że krótkie streszczenie jego wywodów podał w r. 1927 S z o s t a k o w i c z w pracy opublikowanej po niemiecku (63 s. 420–421). Wydaje się, że doszukiwanie się w pracy tego ostatniego autora opisu dolin asymetrycznych ze stromymi stokami eksponowanymi ku północy – tak jak to podawał w r. 1954 P i e r z c h a ł k ó w n a (50 s. 363) – polega chyba na nieporozumieniu.

Ten drugi typ asymetrii krótko scharakteryzował w r. 1947 Sułłow w podręczniku geografii fizycznej Z. S. R. R. (70 s. 145). O występowaniu obu tych typów dolin na obszarze Syberii pisze w r. 1951 Tricart, a następnie w r. 1955 Presnjakow. O dolinach asymetrycznych ze stromymi stokami eksponowanymi ku N u e współczesnych obszarach peryglacjalnych Grenlandii pisał w r. 1937 Kosiba (32 s. 247–249).

W rozmieszczeniu dolin asymetrycznych w strefie peryglacjalnej Eurazji zaznacza się pewna strefowość, na którą zwrócił uwagę Tricart (1950). Autor ten, opierając się na różnych faktach zaczerpniętych z literatury rosyjskiej, stwierdził, że pierwszy typ asymetrii charakterystyczny jest dla Syberii północnej, a drugi dla środkowej i południowej (72 s. 222–223). Ten pogląd wybitnego geomorfologa francuskiego potwierdza w całej rozciągłości praca Presnjakowa (1955)¹). Oba typy dolin asymetrycznych stwierdzono także w Europie środkowej i zachodniej, interpretując je jako relikty plejstocenijskich okresów peryglacjalnych (38, 50).

Mechanizm rozwoju obu wyróżnionych typów dolin asymetrycznych Syberii Tricart tłumaczył następująco:

Typ 1.

Na stokach o ekspozycji N zmarzlina rozwinięta bardzo silnie, odmarzanie letnie znikome, w związku z czym rola regelacji i kryoturbaacji nieznaczna. Na stokach o ekspozycji S odmarzanie letnie znacznie większe, regelacja i kryoturbaacje odgrywają znaczną rolę. Na skutek tego stoki o ekspozycji N rozwijają się bardzo słabo, a stoki przeciwległe są intensywnie łagodzone przez spelzywanie rumowiska zwietrzelinowego. Tricart uważał, że ten typ asymetrii rozwija się w bardzo surowym klimacie, w związku z czym wnioski odnośnie jego rozpowszechnienia należy wyciągać ostrożnie (72 s. 224).

Typ 2.

Na stokach o ekspozycji S zmarzlina słabo rozwinięta; na wiosnę następuje szybkie odmarzanie i osuszenie, na skutek czego rola regelacji i kryoturbaacji nieznaczna. Na stokach o ekspozycji N lepiej rozwinięta zmarzlina, na podłożu której rozwija się często regelacja, a w związku z tym i kryoturbaacje. Stoki o ekspozycji S

¹) Presnjakow nie cytuje niestety żadnych prac odnoszących się do zagadnienia asymetrii klimatycznej (ani rosyjskich, ani zachodnio-europejskich). Dlatego też nie można ustalić czy autor ten doszedł do stwierdzenia prawidłowości w rozmieszczeniu dolin asymetrycznych niezależnie od Tricarta.

rozwijają się słabo (zachowują cechy rzeźby nie peryglacialnej według określenia *Tricarta*), w przeciwieństwie do przeciwległych, łagodzonych przez intensywnie rozwijające się procesy stokowe. Ten typ asymetrii rozwija się w klimacie łagodniejszym.

Odnosnie dolin asymetrycznych Europy zachodniej i środkowej *Tricart* stwierdza, że wprawdzie zjawiska peryglacialne odegrały bardzo dużą rolę w ich rozwoju, ale geneza ich jest złożona. Wymienia przy tym prace autorów niemieckich, którzy w swoich rozważaniach zwracają uwagę nie tylko na procesy stokowe. Do tych autorów należy przede wszystkim *Poser*, który w r. 1947 i 1951 przedstawił interpretację genetyczną plejstocenijskich dolin asymetrycznych Europy środkowej. Główne tezy tego ujęcia są następujące:

Typ 1 («N-O—Asymmetrie«).

Na stokach o ekspozycji N zmarzlina rozwinięta dobrze, odmarzanie letnie słabe. Na stokach o ekspozycji S odmarzanie letnie szybsze i głębiej sięgające, w związku z czym rozwinięta soliflukcja i procesy zmywne prowadzące do zmniejszenia nachyleń. *Poser* zwraca uwagę, że ten typ asymetrii («*asymetria pierwotna*») występuje w najwyższych, pozbawionych strug wodnych, odcinkach sieci dolinnej.

Typ 2 («S-W—Asymmetrie«).

Ten typ występuje, według *Posera*, w lepiej rozwiniętych, niżej położonych odcinkach dolin, w których znajdują się już na dnie strugi wodne (rzeki). Erozja boczna tych strug atakuje głęboko odmarznięty w lecie stok o ekspozycji S, który na skutek tego staje się bardziej stromy niż słabo odmarznięty, a więc odporniejszy stok o ekspozycji N¹). Ten typ asymetrii («*asymetria wtórna*») powstaje więc w warunkach makro- i mikro-klimatycznych takich samych jak typ 1.

Obie przedstawione koncepcje różnią się między sobą dość zasadniczo. *Tricart* tłumaczy dwa przeciwstawne typy morfolo-

¹) Warto zwrócić uwagę, że mniej więcej podobnie wyobrażał sobie rozwój stoków stromych *Lösche*. W pracy opublikowanej w r. 1930 wiązał on doliny asymetryczne Rudaw z warunkami peryglacialnymi okresu dyluwialnego, podobnymi do współcześnie istniejących na Syberii. Opierając się na opracowaniach rosyjskich uważał, że zamarznęte stoki eksponowane ku N były odporne na niszczenie. Procesy niszczenia i podcinania przez wody roztopowe rozwijały się na eksponowanych ku S, odmarzających stokach, które stawały się na skutek tego bardziej strome (28 s. 434).

giczne asymetrii zróżnicowaniem procesów stokowych, rozwijających się na podłożu zmarzlinowym w różnych warunkach makro- i mikro-klimatycznych. Natomiast Posera (1947, 1948) przyjmuje, że oba typy dolin rozwijają się w podobnych warunkach klimatycznych, ale przy różnym układzie wzajemnym procesów deluwialnych (stokowych) i fluwialnych. W kształtowaniu asymetrii pierwszego typu decydująca rolę odgrywają – wobec małej ilości wód roztopowych na dnie doliny – procesy stokowe. Natomiast asymetria drugiego typu rozwija się wtedy, gdy w dół biegu dolin – na skutek wzrostu siły wód roztopowych – procesy fluwialne zaczynają przeważać nad stokowymi.

Dodatnią stroną koncepcji Posera, w odróżnieniu od ujęcia Tricarta, jest to, że uwzględnia ona różne procesy (deluwialne i fluwialne) kształtujące dolinę. Z drugiej strony jednak wydaje się, że zakres możliwości jej zastosowania jest ograniczony. Jahn wykazał już, że nie pozwala ona wytłumaczyć faktów obserwowanych na Wyżynie Lubelskiej (27 s. 373–374). Dokładniejsza analiza tej koncepcji wykazuje, że próby zastosowania jej mogą kończyć się niepowodzeniem, ponieważ tkwią w niej momenty z pewnego punktu widzenia sprzeczne. Jeśli bowiem przyjmujemy, że soliflukcja rozwija się intensywniej na stoku o ekspozycji ciepłej, to nie można zapominać, iż jej produkty mogą »spychać« potok wody w kierunku zbocza przeciwległego. W takim przypadku asymetria »wtórna« w ujęciu Posera nie rozwinie się w ogóle, a procesy fluwialne będą podporządkowane deluwialnym. Taki właśnie układ tych procesów w okresie plejstoceniowym, odwrotny niż w omawianej koncepcji, stwierdził Jahn na przykładzie dużych dolin południowych Wyżyny Lubelskiej (27 s. 372)¹⁾.

Badania przeprowadzone na Grenlandii przez Kosibę (1937) oraz w ostatnich latach na Syberii przez Presnjakowa, także wykazują, że w kształtowaniu zjawiska asymetrii dolin procesy flu-

¹⁾ Jahn wymienia odcinki doliny Bystrzycy, Wieprza i Bugu, których zbocza prawe, eksponowane ku W, są bardziej strome niż lewe. Taki układ asymetrii można oczywiście wiązać z działaniem wiatru lub siły Coriolisa. Jahn uważa jednak, że główną rolę odegrały procesy zboczowe, które były lepiej rozwinięte na zboczach eksponowanych ku E, niż na przeciwległych, cieplejszych i lepiej wysuszonych. Przeciwno wiązaniu tej asymetrii z działaniem siły Coriolisa świadczy m. in. stwierdzony w kilku profilach fakt, że «... oś dolin preglacjalnych jest położona na zachód od współczesnej osi doliny. Możemy tu mówić nawet do pewnego stopnia o asymetrii zboczy, przeciwnej aniżeli asymetria dolin współczesnych. Rzeka podcinała wówczas zbocza zachodnie». (27 s. 372).

wialne podporządkowane są deluwialnym. Według tego drugiego autora budowa dolin asymetrycznych i ich rozwój przedstawia się następująco:

Typ 1

Na stoku o ekspozycji N, który przez znaczną część zimy pozostaje w całkowitym cieniu, pod poziomem glebowym o grubości 5–40 cm bardzo często występuje nieodmarzająca warstwa lodu gruntowego osiagająca 2–3 m miąższości; w lecie ma miejsce tylko bardzo powolne spełzywanie przypowierzchniowej, cienkiej warstwy czynnej. Stok o ekspozycji S pokryty jest grubą do 20 m warstwą utworów gliniastych z pakietami rumowiska skalnego i kawałkami pni drzewnych; głębsze odmarzanie letnie powoduje intensywny ruch mas przechodzących w skrajnych przypadkach w »błotniste potoki«. Zsuwające się masy skalne spychają wody rzeczne w stronę stoku przeciwnego, eksponowanego ku N, w związku z czym w dolnej jego części powstają miejscami obrywiska skalne¹⁾. Stok o ekspozycji N jest bardziej stromy (nachylenie około 15°), a stok przeciwny łagodniejszy (nachylenie około 8°); w górnej części tego drugiego występują miejscami ostańcowe formy świadczące o przesuwaniu się działu wodnego ku północy. Taki typ asymetrii charakterystyczny jest dla obszarów zwartej zasięgu wieloletniej zmarzliny; w obszarach tych asymetryczne są tylko doliny o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego.

Typ 2

Stok o ekspozycji S, głęboko odmarzający i szybko wysychający w lecie, pokryty jest żwirami i rumowiskiem skalnym o miąższości 1–2 m, spod którego odsłaniają się dość często niezwiertzałe

¹⁾ W zupełnie podobnym ujęciu przedstawił Kosiba w 1937 r. mechanizm rozwoju grenlandzkich dolin asymetrycznych ze stromymi stokami eksponowanymi ku N. Stwierdził on, że »...śnieg... na stokach kulsonecznych, znika w dłuższym okresie lata. Przy dość silnym działaniu słońca polarnego, podlegają one silnemu wietrzeniu powierzchniowemu i denudacji. Dzieje się to głównie w górnej strefie stoków, bo dolna, przy stosunkowo niskiej kulminacji słońca, jest zaciemiona, a ponadto zaściela ją gruz zwietrzelinowy, który ześlizguje się, głównie w okresie tania, gromadzi się u jej podnóża. To właśnie potęguje efekt łagodzenia stoków kulsonecznych. Natomiast na zboczach o ekspozycji północnej, które nie podlegają nigdy intensywnemu nagrzananiu, ani też większym wahaniom temperatury, zjawiska wietrzenia przedstawiają się odwrotnie. Śniegi konserwują bowiem górną strefę dłużej, dolna zaś jest atakowana silniej, gdyż os erozji doliny przerzuca się ku podnóżu właśnie omawianych stoków. Dzięki temu zatrzymują one nadal stromy charakter dolin poglądalnych« (32 s. 247–249).

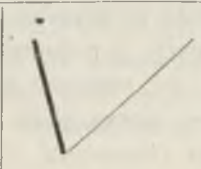

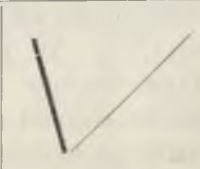
skały; spływy i osuwiska nie występują, stok niszczony jest przez wody deszczowe. Na stoku o ekspozycji N występuje pokrywa utworów podobnych i osiagających mniej więcej taką samą miąższość jak na stoku o ekspozycji S w dolinach typu 1; w związku z dość głębokim odmarzaniem letnim rozwinięte są spływy i osuwiska z licznymi śladami stosunkowo szybkiego ruchu. Rzeki, spychane w kierunku bardziej stromej ekspozycji S, podcinają jego dolną część. Stok łagodniejszy, o ekspozycji N, rozwija się podobnie jak odpowiadający mu stok o ekspozycji S w dolinach typu 1, w związku z czym jego dział wodny przesuwa się ku południowi. Ten typ asymetrii charakterystyczny jest dla obszarów nieciągłego i wyspowego występowania zmarzliny wieloletniej oraz dla zwartej zasięgu silnie rozwiniętej zmarzliny okresowej. W obszarach tych asymetryczne są także niektóre doliny o kierunku zbliżonym do południkowego; stromy stok ekspozycyjny jest wówczas ku zachodowi. Presnjakow zaznacza, że taka asymetria występuje czasem nawet przy kierunku pośrednim między N-S i NNE-SSW; zanika ona w dolinach, których oś ma azymut 15–30°.

Presnjakow w ostatnim rozdziale swojej pracy zwraca także uwagę na wyraźną strefowość w rozmieszczeniu obu typów asymetrii. Na podstawie obserwacji z południowej części Kraju Przymorskiego wyraża sugestię, że celowe byłoby wydzielenie jeszcze trzeciej strefy, obejmującej obszary ze słabiej rozwiniętą zmarzliną okresową i ociepleniami zimowymi. W takich warunkach w zimie intensywniejsza soliflukcja ma miejsce na stoku o ekspozycji S czyli występuje rozwój asymetryczny typu 1; w okresie lata — a raczej wiosny — natomiast mamy rozwój typu 2. Presnjakowowi nie udało się jednak ustalić w terenie czy występują przypadki, w których soliflukcja »zimowa« na stoku słonecznym przeważa nad »letnią« na stoku zacienionym. Zaznacza on tylko, że niektóre budowle w następstwie wietrzenia w warunkach okresu zimowego niszczone są silniej po stronie słonecznej. Postulowaną w ten sposób nową odmianę asymetrycznego rozwoju dolin umieszcza, obok dwu dotychczas stwierdzonych, w ciekawie ujętej tabeli (tabela I). Zagadnienie tej nowej odmiany zasługuje na bliższą uwagę i specjalne omówienie.

TABELA I.

Zestawienie, w ujęciu Presnjakowa (56 s. 395), procesów rozwoju stoków w różnych strefach obszarów zmarzlinowych Syberii.

Zusammenstellung von Hängevorgängen in verschiedenen Frostbodenzonen Sibiriens nach Presnjakow (56 s. 395).

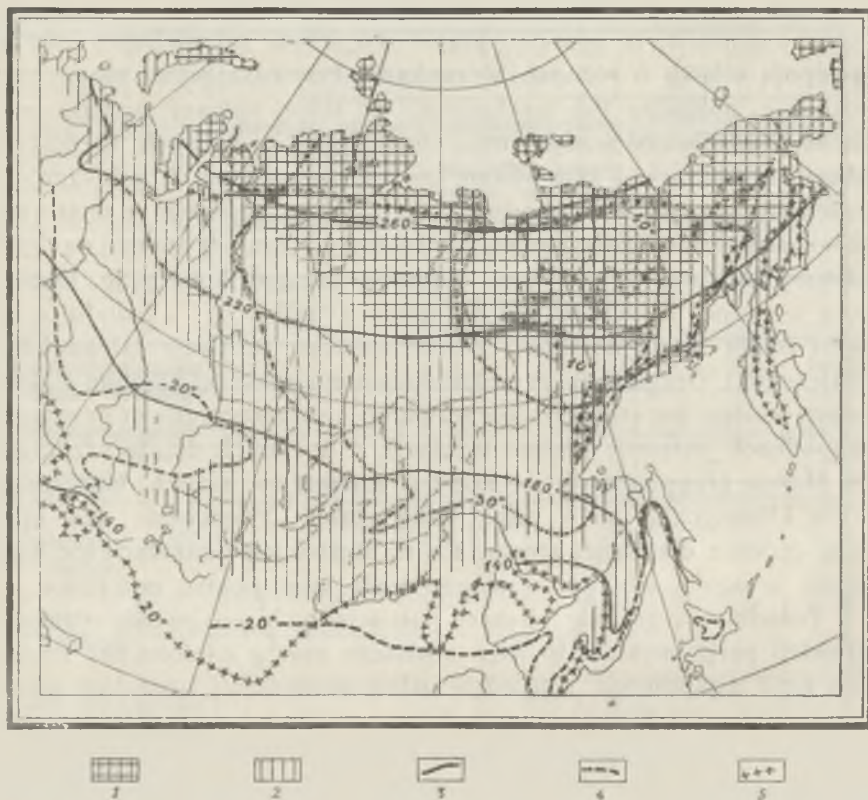
	Strefa Zone		
	zmarzliny okresowej z niestałą zimą z ociepleniami Saisonfrostboden im wechselfollen Winter mit Wärmeperioden	wieloletniej zmarzliny z talikami oraz silnie rozwiniętej zmarzliny okresowej. Ständiger Frostboden mit Talik und stark entwickelter Saisonfrostboden	zwartego zasięgu zmarzliny wieloletniej Geschlossenes Giebiet von ständigen Frostboden
Kierunek przesuwania się działu wodnego Die Verschiebungsrichtung der Wasserscheide	S → →	← ←	→ → N
Schematyczny profil doliny. Das schematische Talprofil			
Kierunek przesuwania się koryta rzecznego Die Richtung der Verschiebung des Flussbettes	←	→	←
Temperatura Temperatur + dodatnia positiv - ujemna negativ	lato Sommer zima Winter	dzień Tag noc Nacht dzień Tag noc Nacht	+
			+
			-
			+
			-
			-
			-
Intensywny rozwój wietrzenia i ruchu mas Der intensive Witterungsprozess und der Bodenfluss	W zimie na stoku słonecznym Im Winter am Sonnenhang	W lecie na stoku zacienionym Im Sommer am Schattenhang	W lecie na stoku słonecznym Im Sommer am Sonnenhang

2. Prawidłowości klimatycznej asymetrii stoków we współczesnych obszarach peryglacjalnych

Strefa zmarzlinowa w Azji zajmuje obecnie około 11 ml. km² (2). W okresie lata, gdy rozwijają się procesy stokowe, a równoległe z nimi asymetria, w poszczególnych częściach tej rozległej strefy występują wiatry o różnych kierunkach. Przeważającymi mogą być zachodnie, północne lub wschodnie. W takiej sytuacji trudno jest wiązać prawidłowości asymetrii, stwierdzone w różnych częściach Syberii, z wiatrami i zjawiskami im towarzyszącymi. Z tych samych względów nie może wchodzić w grę także związane z wiatrami okresu zimowego zróżnicowanie miąższości cienkiej zresztą na ogół pokrywy śnieżnej. Wobec tego wypada przyjąć koncepcję, tłumaczącą wyraźną kierunkowość asymetrii w północnej i południowej części strefy peryglacjalnej zróżnicowaniem insolacji (stosunków termicznych). Oczywiście, że zróżnicowanie wysokości opadów i akumulacji śniegu na stokach dowietrznych i odwietrznych w pewnych przypadkach potęguje wpływ insolacji, a w innych działa przeciwnie. Można przypuszczać, że między innymi na skutek tego asymetria klimatyczna może mieć różną postać. Przeważnie ma ona cechy typowe dla danej strefy, ale w niektórych obszarach nie występuje w ogóle, albo też wreszcie może mieć postać odurotwa.

Południową granicę obszaru potencjalnych możliwości rozwoju asymetrii peryglacjalnej w Azji wyznacza zasięg wieloletniej zmarzliny typu wyspowego, względnie silnie rozwiniętej zmarzliny sezonowej w obszarach z surowymi, kontynentalnymi zimami bez ociepleń. Granica ta pokrywa się mniej więcej z izoliną średnich rocznych temperatur -1 do -2°C . Rubież oddzielająca oba wyróżnione typy asymetrii, mająca niewątpliwie charakter dość szerokiego pasa przejściowego, przebiega według P r e s n j a k o w a mniej więcej zgodnie z granicą zasięgu zwartej zmarzliny wieloletniej (rys. 1). Tej granicy odpowiada w zasadniczym zarysie izolinia średnich rocznych temperatur -10°C . Wynika z tego, że asymetria typu 1 rozwija się obecnie w strefie bardzo surowego klimatu ze średnimi rocznymi temperaturami niższymi od -10°C . W strefie tej lato jest chłodne (średnie temperatury lipca od około 5 do 15°C), zima ostra (średnie temperatury stycznia od około -30 do -50°C), z pokrywą śnieżną występującą od około 220 do 280 dni (55 s. 85–87). Strefa występowania asymetrii typu 2 charakteryzuje się średnimi rocznymi temperaturami od około -1 do -10°C , cieplejszym

okresem letnim (średnie temperatury lipca od około 15 do 20° C) i nieco łagodniejszą zimą (średnie temperatury stycznia od około -15 do -40° C) z pokrywą śnieżną zalegającą od około 140 do 220 dni.



Rys. 1. Współczesne obszary zmarzlinowe Syberii. Objaśnienie znaków: 1 — strefa zmarzliny ciągłej; 2 — strefa zmarzliny nieciągłej i wyspowej; 3 — izolnie czasu trwania (w dniach) pokrywy śnieżnej; 4 — izotermę stycznia; 5 — izotermę lipca.

Abb. 1. Gegenwärtige Frostbodengebiete Sibiriens. Zeichenerklärung: 1 — Zone des geschlossenen Gebietes von ständigen Frostboden; 2 — Zone mit unterbrochenen und inselartigen Frostboden; 3 — Isolnie der Zeitdauer (in Tagen) der Schneedecke; 4 — Januar-Isothermen; 5 — Juli-Isothermen.

W nieco innych warunkach klimatycznych rozwija się asymetria typu 1 na przedpolu lodolodu w zachodniej Grenlandii. Dolinę asymetryczną takiego typu obserwował tam Kosi ba w czasie

badania prowadzonych w obszarze rozciągającym się od 66° do 73° szerokości geograficznej (32 s. 71 i 247). W obszarach tych, na wybrzeżu, średnie roczne temperatury wahają się od około -3 do -10°C , ale lato jest chłodne i średnia temperatura najcieplejszego miesiąca wynosi zaledwie od 5 do 8°C . Średnie miesięczne temperatury dodatnie notuje się tylko w przeciągu czterech miesięcy (VI – IX). W takich warunkach pokrywa śnieżna występuje przynajmniej w przeciągu 240 dni, a na niektórych zacienionych stokach przez cały rok (32 s. 114 i 247).

Można więc przypuszczać, że o zróżnicowaniu typu asymetrycznego rozwoju stoków w obszarach peryglacialnych decydują przede wszystkim stosunki termiczne okresu letniego. Asymetria typu 1 powstaje w warunkach chłodnego lata i przy długotrwałej pokrywie śnieżnej. Natomiast asymetria typu 2 wymaga dla swego rozwoju dłuższego i cieplejszego okresu letniego.

Oba typy dolin asymetrycznych współczesnych obszarów peryglacialnych charakteryzują się także licznymi, indywidualnymi znamionami morfologicznymi oraz różnym stopniem rozwoju ich cechy zasadniczej. Wydaje się bowiem, że doliny z zimną ekspozycją stoków stromych (typ 1) występują rzadziej oraz znamionuje je asymetria słabiej rozwinięta niż w formach z odwrotnym układem stoków (typ 2). Wskazują na to różne fakty.

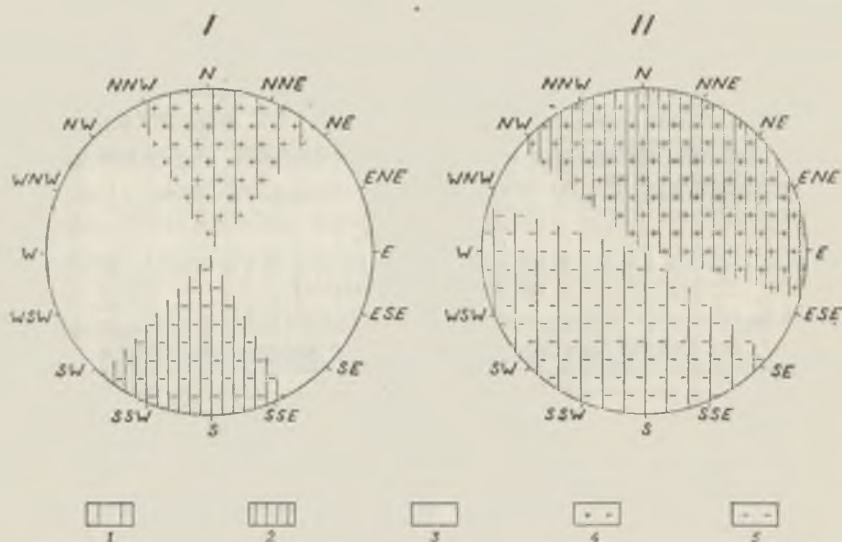
W literaturze rosyjskiej znajdujemy wzmianki przede wszystkim o dolinach asymetrycznych typu 2. Poza ujęciem Presnjakowa nie znaleziono w dostępnych pracach bardziej szczegółowej charakterystyki dolin typu 1. Oczywiście, że nie można tylko na tej podstawie wnioskować, iż te ostatnie występują rzadziej i asymetria zaznaczona jest w nich słabiej. Są jednak pewne dane, które prowadzą pośrednio do takich stwierdzeń. Według Sułowa (1954) »Na skrajnej północy, przy nieprzerwanym prawie oświetleniu w okresie lata, wpływ ekspozycji na kształtowanie rzeźby północnych i południowych stoków jest mniej lub bardziej podobny« (70 s. 170). Przyczyną tego są zapewne przede wszystkim osobliwości stosunków termoenerygetycznych obszarów polarnych. Dla stosunków tych, według Geigera (20 s. 220–222), charakterystyczny jest stosunkowo mały udział bezpośredniego promieniowania słonecznego, wykazującego zależność od orientacji i nachylenia stoków. W takiej sytuacji zróżnicowanie pomiędzy przeciwległymi stokami jest niejako zacierane przez promieniowanie rozproszone, niezależne od ekspozycji. Dlatego też wyraźniejsze zróżnicowanie zaznacza się

tylko przy większych nachyleniach powierzchni (56 s. 395, 70 s. 34 i 43). Dalsze ograniczenie możliwości asymetrycznego rozwoju wynika — jak to podkreśla P r e s n j a k o w — ze słabego nasłonecznienia w godzinach porannych i popołudniowych, w związku z czym różnice między stokami W i E są bardzo małe. Na skutek tego w Syberii północnej asymetryczne są tylko doliny o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego. Natomiast w Syberii południowej, przy większym natężeniu insolacji, zróżnicowanie nasłonecznienia porannego i popołudniowego odgrywa już pewną rolę morfogenetyczną. Dlatego też w tej strefie asymetryczne mogą być także doliny o kierunku zbliżonym do południkowego.

Opierając się na danych z pracy P r e s n j a k o w a oraz uwzględniając różnice czasu trwania i pory (pory dnia) nasświetlania poszczególnych stoków można podjąć próbę określenia ekspozycji stoków »ciepłych« i »zimnych«. Przyjęto przy tym, że najbardziej uprzywilejowane pod względem termicznym w Syberii północnej są stoki o wystawie pośredniej pomiędzy S i SSW, a w Syberii południowej — zgodnie z tym, co stwierdza G e i g e r dla szerokości umiarkowanych (20 s. 228) — pomiędzy SSW i SW. To przesunięcie w stosunku do kierunku S wynika z faktu występowania wyższych temperatur po południu niż przed południem, w związku z czym optimum termiczne w okresie dobowym notujemy po godzinie 12-tej. Dla Syberii północnej przyjęto mniejszą wielkość przesunięcia z uwagi na to, że przy nie zachodzącym słońcu w okresie pełnego lata maksimum dobowe występuje wcześniej niż w Syberii południowej. Biorąc to wszystko pod uwagę można przypuszczać, że na północy uprzywilejowane pod względem termicznym, a więc połogie są stoki o ekspozycji SSE-S-SSW-SW, a upośledzone, tzn. strome — NNW-N-NNE-NE; pozostałe stoki, o ekspozycji WSW-W-WNW-NW i ENE-E-ESE-SE wykazują pośrednie stosunki termiczne i brak asymetrii. Na południu natomiast stoki strome eksponowane są ku SE-SSE-S-SSW-SW-WSW-W-WNW, a połogie ku NW-NNW-N-NNE-NE-ESE; przy ekspozycjach pośrednich pomiędzy WNW i NW oraz ESE i SE rozwój stoków jest mniej więcej symetryczny. Diagram zróżnicowania termicznych stosunków stoków o różnej ekspozycji w Syberii północnej i południowej przedstawia rys. 2.

Rozgraniczenie stoków ciepłych i zimnych dla Syberii południowej przeprowadzono w oparciu o stwierdzenie P r e s n j a k o w a, że w obszarach tych asymetria zanika w dolinach, których osie mają azymuty $15-30^{\circ}$. Doskonałym argumentem za przyjęciem takiej linii

podziału są wyniki pomiarów temperatury gruntu na głębokości 0,7 m, prowadzonych w przeciągu kilkunastu lat przez K e r n e r a w okolicy Innsbrucku, a więc na szerokości geograficznej odpowiadającej S



Rys. 2. Diagram ekspozycji stoków asymetrycznych ostrzejszej (I) i łagodniejszej (II) odmiany współczesnego klimatu peryglacjalnego w Azji. Objasnienie znaków: 1 – stoki połogie; 2 – stoki strome; 3 – stoki o pośrednich stosunkach termicznych – nie wykazujące wyraźniejszej asymetrii; 4 – stoki »cieple«; 5 stoki »zimne«.

Abb. 2. Diagramm der Exposition von asymmetrischen Hängen vom strengeren (I) und milderem (II) Typus des gegenwärtigen periglazialen Klimas Asiens. Zeichenerklärung: 1 – sanft geneigte Hänge, 2 – steile Hänge; 3 – Hänge mit mittleren thermischen Verhältnissen, die keine deutliche Asymmetrie aufweisen; 4 – die »warmen« Hänge; 5 – die »kalten« Hänge.

peryferii Syberii południowej. Wyniki tych pomiarów przedstawił w postaci bardzo instruktywnego diagramu G e i g e r (20 s. 226–228). Z diagramu tego wynika, że znacznie dłużej naświetlany stok o ekspozycji SE jest cieplejszy niż stok przeciwny (NW), który oświetlany jest wprawdzie w korzystniejszych warunkach termicznych popołudnia, ale w przeciągu krótkiego okresu czasu. Na takie właśnie zróżnicowanie stosunków termoenergetycznych wskazują obserwacje Katuszenoka i Nagibinej (1945), którzy stwierdzili, że we wschodnim Zabajkalu, w dolinach o kierunku NE-SW, bardziej strome są stoki ekspozowane ku SE (29 s. 9).

Pewne potwierdzenie przedstawionego podziału asymetrycznych stoków w obszarach łagodniejszego klimatu peryglacjalnego dają

wyniki kartometrycznej analizy sieci dolinnej przypadkowo wybranej części Wyżyny Lubelskiej. Wprawdzie Wyżyna nie należy do współczesnych obszarów peryglacjalnych, ale charakteryzuje się dobrze zachowaną asymetrią z okresu plejstocénskiego (27). Na wybranym obszarze w okolicy Skierbieszowa ogólna długość sieci dolinnej — bez bocznych odgałęzień o długości poniżej 0,5—1 km — wynosi 103,9 km (na powierzchni 100 km²). Z tego 27,6 km wykazuje cechy morfologiczne charakterystyczne dla asymetrii typu południowo-syberyjskiego, a 10,3 km — cechy odwrotne (w innych

TABELA II.

Zależność rozwoju asymetrii od orientacji dolin (stoków) w okolicy Skierbieszowa na Wyżynie Lubelskiej

Die Abhängigkeit der Asymmetriebildung von der Talrichtung (Hängerichtung), in der Gegend von Skierbieszow auf der Lubliner Hochfläche

	Długość — w km — odcinków dolin zorientowanych w kierunku (w nawiasie ekspozycja stoków stromych):							
	Länge — in km — von den Talabschnitten in der Richtung (in Klammern die Steilhangexposition):							
	NE-SW (SE)	ENE-WSW (SSE)	E-W (S)	ESE-WNW (SSW)	SE-NW (SW)	SSE-NNW (WSW)	S-N (W)	SSW-NNE (WNW)
Odcinki symetryczne i asymetryczne ogółem	13,1	12,5	19,0	13,0	12,0	8,0	17,8	8,5
Symmetrische und asymmetrische Abschnitte im allgemeinen	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
Odcinki asymetryczne z «ciepłą» ekspozycją stoków stromych	0,4	1,3	2,7	4,7	6,6	4,0	7,1	0,8
Die asymmetrische Abschnitte in der «warmen» Exposition der steilen Hänge	3%	10%	14%	36%	55%	50%	39%	9%

częściach Wyżyny asymetria odwrotna odgrywa znacznie mniejszą rolę lub nie występuje w ogóle). Wyniki pomiarów, wykonanych przez mgra J. Cegłę, przedstawia tabela II. Należy podkreślić, że

do asymetrycznych odcinków zaliczono tylko te, dla których wskaźnik asymetrii wynosi przynajmniej 1,5¹⁾.

Oprócz wyraźnego zróżnicowania cech morfologicznych oba typy asymetrii cechują odrębności natury geologicznej. W ujęciu Tricarta i Presnjakowa stoki łagodne typu 1 i 2 kształtowane są w różnych warunkach makroklimatycznych, ale w podobnym mikroklimacie. W związku z tym rozwijają się na nich identyczne procesy, z którymi związane jest powstanie grubej pokrywy utworów o określonej strukturze i teksturze. Przeważa wśród tych utworów różnoziarnisty materiał o ułożeniu typu soliflukcyjno osuwiskowego (soliflukcja związana). Natomiast stoki strome rozwijają się nie tylko w różnych warunkach makroklimatycznych, ale i mikroklimatycznych. Na takich stokach w strefie surowego klimatu utwory macierzyste podłoża przykryte są cienką pokrywą drobniejszego raczej materiału ze śladami słabo rozwiniętej soliflukcji (zapewne przede wszystkim soliflukcja swobodna). W łagodniejszym klimacie na stoku stromym występuje eluwalno-deluwalna pokrywa. Na podłożu skał masywnych tworzy ją rumowisko grubszego raczej materiału (cząstki drobniejsze wypłukane są przez wody opadów letnich) bez wyraźnych śladów ruchu soliflukcyjnego. Pokrywa ta nie zawsze jest ciągłą, w związku z czym skały macierzyste mogą występować bezpośrednio na powierzchni. Te dość wyraźne, indywidualne cechy geologiczne stanowią bardzo ważne kryterium, które powinno się wykorzystać przy określaniu typu asymetrii peryglacjalnej.

3. Warunki asymetrycznego rozwoju dolin w plejstocenijskich obszarach peryglacjalnych Europy

Przegląd literatury dokonany przez Pierzchałkównę w r. 1954 doprowadził ją do wniosku, że w rozmieszczeniu obu typów dolin asymetrycznych w Europie zaznacza się pewna prawidłowość

¹⁾ W świetle podanych tutaj faktów nie wydaje się uzasadnione zaliczanie stoków NW do ciepłych. Jeśli za podstawę wyodrębnienia przedstawionych dwu typów asymetrii przyjmujemy tylko zróżnicowanie insolacji (mówiąc o «ciepłym» i »zimnym spłaszczaniu« stoków), to nie można zaliczać dolin ze stromymi stokami eksponowanymi ku NW do asymetrii typu 2. Zaliczając takie doliny do jednej grupy z formami o stromych stokach W, SW i S — tak jak to uczynił np. Jessen (1935) i Gloriod z Tricartem (1952) — automatycznie niejako stajemy na stanowisku, że wyróżniony przez nas typ asymetrii jest złożony i rozwija się w wyniku nakładania się równorzędnego mniej więcej działania insolacji i wiatrów przeważających z sektora zachodniego (28 s. 434–436).

zgodna z przedstawioną w koncepcji *Tricarta*. »Wybitna przewaga dolin asymetrycznych charakterystycznych dla klimatu łagodniejszego, występuje we Francji, a częściowo w Niemczech i w Polsce. Asymetria rozwinięta w ostrym klimacie peryglacjalnym zjawia się w Holandii, północnych Niemczech w okolicach Bonn, w Szwarzwaldzie, ale na wyższych wysokościach (powyżej 750 m), oraz na przedpolu Gór Świętokrzyskich«... (50 s. 368). Wydaje się jednak, że w przypadku Europy nie mamy do czynienia z tak wyraźnymi różnicowaniem jak na Syberii.

Asymetryczne doliny z N-E ekspozycją stoków stromych w nizinnych i wyżynnych obszarach Europy występują przeważnie w niewielkiej liczbie. O dolinach takich w Holandii pisali między innymi w r. 1950 *Guilcher* i *Cailleux* (50 s. 366). Jednakże według *Maarleveld*a w kraju tym suche doliny wykazują głównie asymetrię odwrotną (41 s. 78). Podobnie jest także w Belgii, gdzie według *Maréchala* strome są stoki eksponowane ku S i W (43 s. 91–92). W sąsiadującej z Belgią, najbardziej na północ wysuniętej prowincji Francji, *Artois*, *Gloriod* i *Tricart* stwierdzili na 118 przypadków dolin asymetrycznych tylko 10 (8%) ze stokami stromymi eksponowanymi ku NE, E i SE, przy czym ten typ asymetrii skłonni są oni wiązać z przyczynami natury tektonicznej (23). W r. 1948 *Lehmann* opisał dolinki nieckowate z okolic Bonn, stwierdzając, że tylko niektóre z nich posiadają stoki strome eksponowane ku N (36 s. 189). Na Wyżynie Bawarskiej, obok opisanych przez *Posera* i *Müllera*, można wymienić dolinki ze stromymi stokami eksponowanymi ku NNW-N, o których wspomina *Büdel* (5 s. 503). Znajdujemy je także na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu, np. w okolicy Lublina (46), Wysokiego, Krasnegostawu i Skierbieszowa. We wszystkich tych obszarach na ogół dominują jednak formy asymetrii odwrotnej. Pod koniec XIX w. *A. Penck* stwierdził, że doliny asymetryczne w Europie środkowej charakteryzują się stokami stromymi eksponowanymi ku W (48 t. II s. 113). Także zestawienie literatury przedstawione w r. 1935 przez *Jessena* wykazało, że stoki strome dolin asymetrycznych na obszarze nizin i wyżyn Europy zachodniej i środkowej eksponowane są przeważnie ku S, SW i W (28 s. 400–401). Wskazują na to również wyniki badań późniejszych (5, 54, 46, 50, 73, 13, 14, 49). W pracach rosyjskich stwierdza się także, iż taki typ asymetrii charakterystyczny jest dla wyżyn środkowych i południowych Europy wschodniej (4, 31, 66, 68 s. 32–34).

Z prac dotychczas opublikowanych niektóre pozwalają przypuszczać, że na nizinach europejskich strome stoki eksponowane ku N-E poważniejszą rolę odgrywają jedynie w terenach przylegających bezpośrednio do linii zasięgu ostatniego lądolodu. Tak więc Kellaway i Taylor stwierdzili, że doliny asymetryczne we wschodnim Midland, w Anglii, posiadają strome stoki eksponowane ku N (19 s. 103). Podobny układ stoków w suchych dolinach stwierdził Dylik w Polsce północnej (12 s. 217–218). Rozwój profilu poprzecznego części tych dolin może być oczywiście uwarunkowany czynnikami nie-klimatycznymi. Nie ulega jednak wątpliwości, że występuje wśród nich także i typ asymetrii klimatycznej.

Asymetria typowa dla ostrzejszego klimatu dużą rolę odgrywa w Europie jedynie w obszarach górskich, w których rozwinęły się w plejstocenie pola firnowe. Według Jessena od Skandynawii do Alp i od Anglii do Bałkanów, w piętrze wznoszącym się najczęściej od 1000 do 2000 m, kary występują prawie wyłącznie na stokach eksponowanych ku N, NE i E (28). W związku z tym stoki te, niezależnie od budowy geologicznej, są bardziej strome niż przeciwległe. Na taki układ i uwarunkowanie asymetrii stoków przez intensywniejszą akumulację śniegu na stokach N Karpat Wschodnich zwracał uwagę w r. 1905 i 1909 Romer (60b, 61).

W ostatnich latach zagadnienie piętrowego zróżnicowania asymetrii poruszył Fezer (17). Zbadał on w północnej części Szwarcwaldy 142 doliny asymetryczne, z których pięćdziesiąt posiada stoki strome o ekspozycji zimnej («N-O-Asymmetrie»). Występują one na wysokości od 200 do 1000 m, ale więcej niż połowa wznosi się powyżej 700 m. W piętrze 700–1000 m przeważają one nad formami odwrotnej asymetrii (tabela III).

Fezer uważa, że «N-O-Asymmetrie» nie można wiązać w tym obszarze z przyczynami geologicznymi, ponieważ warstwy skalne zapadają przeważnie ku SE. Taki układ warstw może warunkować powstanie stromizny tylko na stokach eksponowanych ku NW, co w rzeczywistości ma miejsce tylko w siedmiu przypadkach (17 s. 65). Dlatego też przyjmuje, że asymetria ta uwarunkowana jest klimatycznie i wiąże ją z zaleganiem w plejstocenie, w okresie lata, płatów śniegu na stokach eksponowanych ku NE. Wskazuje na to rozmieszczenie karów, które występują powyżej 600 m (17 s. 72–75).

Podobne, jak na terenie Szwarcwaldy, zróżnicowanie pionowe typów asymetrii stwierdza Myczyńska i Nowakowska (1956) w Górach Izerskich. Powyżej 600 m spotykamy tam »...typ asy-

metrii o stromym zboczu zimnym... Odrębny obraz przedstawiają odcinki dolin, leżące poniżej wysokości 600 m«. (47 s. 274). Asymetrię wyższego piętra tłumaczą one występowaniem długotrwałej pokrywy śnieżnej na zboczach zacienionych.

TABELA III.

Pionowe rozmieszczenie dolin asymetrycznych północnej części Szwarzwaldu. Zestawienie opracowane na podstawie materiałów opublikowanych przez Fezera (17 s. 57).

Die vertikale Verbreitung der asymmetrischen Täler im nördlichen Teil des Schwarzwaldes. Die Zusammenstellung auf Grund der von Fezer veröffentlichten Tatsachen (17 S. 57).

Strefy wysokości nad poziom morza Die Höhenstufen über den Meeresspiegel	Doliny asymetryczne w (liczbach bezwzględnych i w procentach) Die asymmetrischen Täler (in abs. Zahlen und in Prozentsätzen)		
	ogółem Allgemeines	ze stokami stromymi o ciepłej ekspozycji Mit Steilhängen in der »warmen« Exposition	ze stokami stromymi o zimnej ekspozycji Mit Steilhängen in der »kalten« Exposition
od 700 do 1000 m von 700 an bis 1000 m	45 (100%)	17 (37,8%)	28 (62,2%)
od 200 do 700 m von 200 an bis 700 m	97 (100%)	75 (77,3%)	22 (22,7%)
Obie strefy łącznie Beide Stufen zusammen	142 (100%)	92 (64,8%)	50 (35,2%)

UWAGA: Tabela zestawiona została w oparciu o diagram Fezera, który nie przeprowadził podziału ekspozycji stoków stromych na »ciepłe« i »zimne«. Do pierwszej grupy zaliczono tutaj ekspozycje SO-S-SW-W-WNW, a do drugiej NW-N-NO-O-OSO.

Budowa dolin asymetrycznych typu dominującego w obszarach nizinnych i wyżynnych Europy zachodniej i środkowej wska-

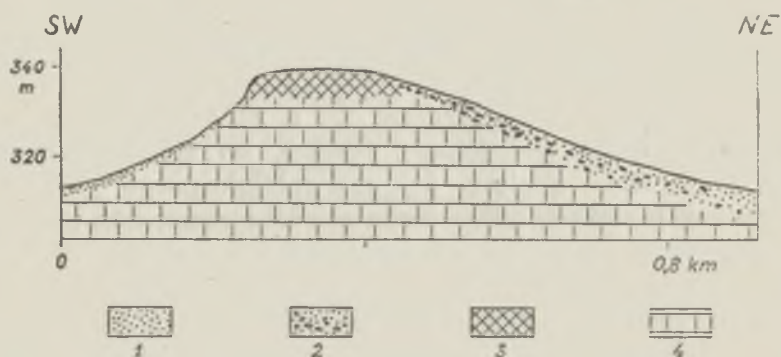
zuje także, że rozwijały się one w warunkach, które według Pressn-
jako wa charakterystyczne są dla Syberii południowej. Taillefer
opisał z południowej Akwitanii doliny ze stokami łagodnymi (eks-
ponowanymi ku E) z pokrywą krioturbacyjno-soliflukcyjną i stokami
stromymi (eksponowanymi ku W), na których występują in situ
utwory podłoża trzeciorzędowego (71). Tricart stwierdził w Szam-
panii na stokach łagodnych (ekspozycja NE) grubą pokrywę zwirow-
wiskową, a na stokach stromych (ekspozycja SW) spękane na nie-
znaczłą głębokość skały kredowe (72 s. 222). Według Büdela
w dorzeczu Innu, w południowej Bawarii, na stokach łagodnych
zalega gruba, silnie gliniasta pokrywa soliflukcyjnego gruzowiska,
a na stromych stokach tylko cienka powłoka rumowiska (5 s. 501).
Mycielska i Nowakowska stwierdziły, że w Górach Izerskich
stoki eksponowane ku N i E »...przykryte są jednolitym płaszczem
materiałów gruzowych i gruzowo-gliniastych. Natomiast stoki prze-
ciwne... pokrywa warstwa grubych, ostrokrawędzistych bloków.
Stopień zwietrzenia materiałów na stokach ciepłych... jest znacznie
słabszy niż na stokach przeciwnych« (47 s. 271).

Geologiczną charakterystykę dolin asymetrycznych z obszaru
Wyżyny Lubelskiej znajdujemy w pracy Mojskiego (1951)
i Jahn (1956). Jahn podkreśla, że »...małe doliny ...mają różne
typy pokryw deluwalnych na zboczach wschodnich i zachodnich
lub też w ogóle posiadają tylko deluwia na zboczach zachodnich«
(27 s. 373). »W dolinach południkowych (lub do nich zbliżonych)
less zbocza zachodniego (eksponowanego ku wschodowi) ma struk-
turę fluidalną... Po stronie przeciwnej lessu brak, odsłania się lita
skała podłoża« (27 s. 346–347).

Interesujące przykłady asymetrii pokryw zboczowych można
obserwować na wzgórzach ostańcowych wierzchowiny Roztocza
Środkowego; jeden z takich przykładów przedstawia rys. 3. Cha-
rakter utworów pokrywowych, występujących na tych wzgórzach,
doskonale ilustruje zróżnicowanie procesów zachodzących w okresie
ostatniego zlodowacenia na stokach o różnej ekspozycji. Soliflukcja
rozwinęta na mniej więcej jednolicie nachylonym zboczu, ekspono-
wanym ku NE spowodowała złagodzenie spadku i zatarcie różnic
litologicznych utworów budujących wzgórze. O odrębności proces-
ów kształtujących ciepłe zbocze przeciwległe świadczy nie tylko
zróżnicowanie nachyleń w górnej i dolnej jego części oraz brak
pokrywy soliflukcyjnej, ale także i zaakcentowanie różnic odporności
twardych wapieni trzeciorzędowych i miększych margli, kredo-

wych. Na sąsiednich stokach zbudowanych tylko z margli brak jest tak śmiało zaznaczonego załomu pomiędzy dolnym, wklęsłym odcinkiem i górnym – wypukłym.

Obecnie zajmujemy się jeszcze zagadnieniem dokładniejszego datowania i paralelizacji asymetrycznego rozwoju dolin z poszcze-



Rys. 3. Przekrój wzgórza ostańcowego na wierzchołku Roztocza Środkowego. Wieś Górniki Nowe. Objaśnienie znaków: 1 – residualne piaski, z drobnym rumowiskiem, z okresu ostatniego zlodowacenia; 2 – soliflukcyjne rumowisko skalne przechodzące w pokrywę piaszczysto rumowiskową z okresu ostatniego zlodowacenia; 3 – wapień i piaskowce mioceńskie; 4 – gezy kredowe.

Abb. 3. Das Profil eines Resthügels auf dem Scheitelgebiet von Mittelroztocze. Das Dorf Górniki Nowe. Zeichenerklärung: 1 – Sand mit feinem Schutt (letzte Eiszeit); 2 – Wanderschuttdedecke mit Übergang in eine Sanddecke (letzte Eiszeit); 3 – Kalksteine und Sandsteine (Miozän); 4 – Mergel (Kreide).

gólnymi fazami zlodowacenia. Biorąc pod uwagę znaczne różnice stosunków klimatycznych okresu narastania, maksymalnego zasięgu i zanikania pokrywy lodowej, należałoby przypuszczać, że warunki kształtowania asymetrii w czasie glacjałów ulegały zmianom. Takiego zdania jest np. Jahn, który przyjmuje, że w okresie maksimum glacjału bardziej dynamiczne były stoki ciepłe, a w okresie schyłkowym glacjału – chłodne (27 s. 346–347 i 374).

Określenie wieku dolin asymetrycznych Artois (Francja północna) znajdujemy w pracy Glorioda i Tricarta (1952). Autorzy ci stwierdzają, że asymetria jest starsza od lessu z okresu zlodowacenia Würm. Ponieważ less datują oni zgodnie z Poserem na okres regresji lodowca, więc można przypuszczać, iż rozwój dolin asymetrycznych skłonni są paralelizować raczej z maksimum glacjału. Büdel (1944) natomiast wiązał asymetryczny rozwój ma-

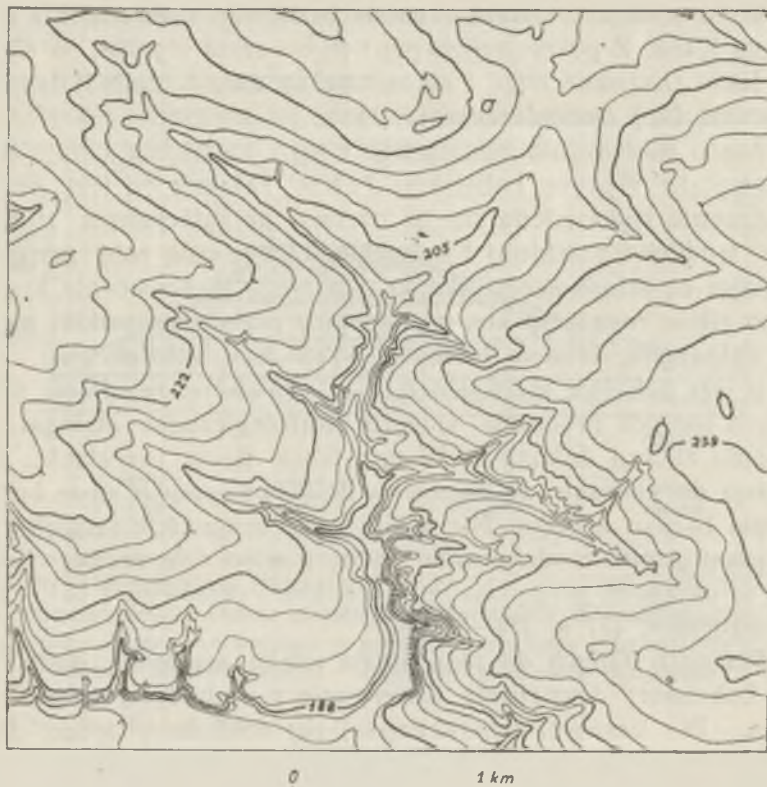
łych dolin w dorzeczu Innu w czasie ostatniego zlodowacenia z akumulacją lessu. Z późniejszych prac tego autora wynika, że akumulację lessu (zapewne więc i asymetryczny rozwój dolin?) datuje on na główną fazę zlodowacenia (6, 7).

Nieco inaczej, niż autorzy francuscy i niemieccy, datuje doliny asymetryczne Wyżyny Lubelskiej Jahn. Skłonny on jest uważać, że asymetria wykształciła się w okresie peryglacialnym zlodowacenia środkowo-polskiego i bałtyckiego. Poważną rolę przypisuje procesom ze schyłkowego okresu ostatniego zlodowacenia, kiedy to bardzo silnie rozwinęły się, występujące przede wszystkim na stokach chłodnych, deluwia lessowe. »Ten less soliflukcyjny, deluwialny jest pokrywą morfogenetyczną, powstał w rezultacie działania tych samych procesów, których morfologicznym efektem była asymetria zboczy dolinnych. W tym fakcie tkwią przesłanki, które skłaniają do wniosku, że asymetria dolin wyżynnych może być zjawiskiem bardzo młodym. Nie wyklucza to oczywiście przyjętej tezy, że asymetryczne modelowanie dolin, a więc ich rozwój boczny trwał w okresach peryglacialnych środkowo-polskiego i bałtyckiego zlodowacenia«. (27 s. 374–375).

Pewnych danych do zagadnienia wieku asymetrii dolin Wyżyny Lubelskiej dostarczają obserwacje z zachodniej części tego regionu. Dla ilustracji szcharakteryzujemy dokładniej jedną dolinę z obszaru występowania pokrywy lessowej. W obszarach takich, w dolinach południkowych, na stromych zboczach o ekspozycji W często lessu brak — występuje on tylko na stoku łagodnym. Fakt ten ogranicza możliwości interpretacji wieku asymetrii. Dlatego na szczególną uwagę zasługują formy bardziej równomiernie pokryte lessem. Do takich można zaliczyć suchą dolinę, w której leży wieś Majdan, 13 km na SSE od Opola Lubelskiego (rys. 4 i 5)¹⁾.

Przykład ten zasługuje na uwagę także ze względu na to, że w górnej części zlewni tej doliny less nie występuje (rys. 5). Asymetria typu »ciepłego« zaznacza się przede wszystkim w środkowej i dolnej części zlewni. W górnej natomiast, w pn.-zach. odgałęzieniu doliny występuje asymetria odwrotna, a pn.-wsch. odgałęzienie jest prawie symetryczne. Fakty te mogą sugerować próbę wiązania

¹⁾ Krótką charakterystykę geomorfologiczną i geologiczną okolic wsi Majdan podał autor w pracy opublikowanej w r. 1956 (44 s. 220–221). W pracy tej przedstawiony jest zarys rozwoju wydarzeń geologiczno-morfologicznych w czasie ostatniego zlodowacenia ze szczególnym uwzględnieniem okresu schyłkowego (44 s. 235–238).



Rys. 4. Rzeźba okolicy wsi Majdan.

Abb. 4. Das Relief der Gegend des Dorfes Majdan.

przestrzennego i wiekowego asymetrii z obecnością lessu. Po dokładniejszej jednakże analizie geologiczno-morfologicznej północnej części omawianego obszaru koncepcję taką musimy odrzucić. Wyraźniejszy bowiem związek asymetrii z lessem ma miejsce prawdopodobnie tylko w pn.-zach. odgałęzieniu doliny głównej, w którym zbocze eksponowane ku NNE zawdzięcza swoje nieco większe nachylenie obecności krawędzi pokrywy lessowej. Asymetria ta uwarunkowana jest więc raczej przez czynniki litologiczne niż klimatyczne. Natomiast brak wyraźniejszej asymetrii w pn.-wsch. odgałęzieniu, w którym oba zbocza charakteryzują się podobną budową geologiczną, należy wiązać z orientacją osi doliny. Przebieg jej jest pośredni pomiędzy SW-NE i SSW-NNE (azymut około 35°). Przy

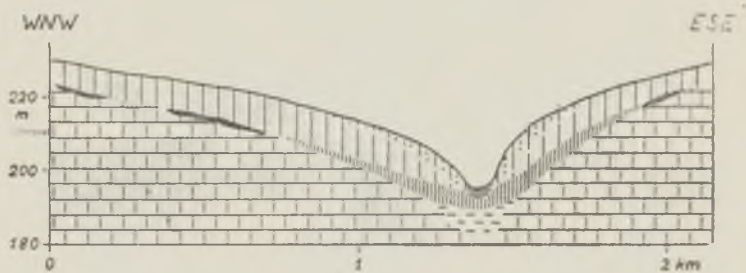


Rys. 5. Utwory powierzchniowe okolicy wsi Majdan. Objaśnienie znaków: 1 – pylaste i pylasto-piaszczyste aluwia holocenijskie; 2 – piaszczysto-pylaste utwory terasy nadzalewowej z końcowego stadium ostatniego zlodowacenia; 3 – piaszczyste i piaszczysto-pylaste deluwia z końcowego stadium ostatniego zlodowacenia; 4 – pylaste deluwia (na lessach) z końcowego stadium ostatniego zlodowacenia; 5 – lessy z głównego stadium ostatniego zlodowacenia; 6 – piaski i rumowisko soliflukcyjne (ze żwirami i głazami skał skandynawskich) z wczesnego stadium ostatniego zlodowacenia; 7 – residua glin zwalających z okresu przedostatniego zlodowacenia; 8 – opoka wieku kredowego.

Abb. 5. Die Deckablagerungen der Gegend des Dorfes Majdan. Zeichenerklärung: 1 – Staub-sandige alluviale Ablagerungen des Holozäns; 2 – Sand-staubige Ablagerungen der Niederterrasse aus dem Endstadium der letzten Eiszeit; 3 – Sandige und sand-staubige Hangablagerungen aus dem Endstadium der letzten Eiszeit; 4 – staubige Hangablagerungen (auf Lössunterlage) aus dem Endstadium der letzten Eiszeit; 5 – Lössse aus dem Hauptstadium der letzten Eiszeit; 6 – Decksand (FlieBsand) und Wanderschutt aus dem frühen Stadium der letzten Eiszeit; 7 – Überreste von Geschiebelehm aus dem vorletzten Eiszeit; 8 – Kalkstein des Kreidezeitalters.

takiej orientacji dolin, według *Presnjakowa*, asymetria właściwa dla klimatu łagodniejszego zanika.

Po tych uwagach możemy przejść do analizy asymetrii omawianej doliny z chronologicznego punktu widzenia. Rzeźba i budowa geologiczna doliny wskazuje, że w jej rozwoju można wyodrębnić przynajmniej trzy okresy: 1) poprzedzający i obejmujący akumulację lessu, 2) po akumulacji lessu, tzn. przypadający na fazę schyłkową ostatniego zlodowacenia oraz 3) najmłodszy — postglacialny. Powierzchnie silniej przekształcone w poszczególnych okresach układają się piętrowo, co można stwierdzić na załączonym profilu (rys. 6). Asymetria zaznacza się w układzie powierzchni



Rys. 6. Przekrój doliny we wsi Majdan. Znaki i objaśnienia jak przy rys. 5. Poza tym: przerywane linie poziome oznaczają ility z okresu przedostatniego zlodowacenia, a raster à plat — płyty glin zwałowych z tego samego zlodowacenia.

Abb. 6. Das Profil der Gegend des Dorfes Majdan. Zeichenerklärung wie in Abb. 5. Ausserdem: die horizontale, unterbrochene Linie bezeichnet Ton aus der vorletzten Eiszeit, die Raster à plat bezeichnet Geschiebelehm aus derselben Eiszeit.

odpowiadających pierwszemu i drugiemu okresowi; w obu przypadkach jest to asymetria klimatu łagodniejszego. Należy zaznaczyć, że podobny układ wykazują liczne, małe i duże doliny Wyżyny Lubelskiej, między innymi dolina Bystrzycy i Czerniejówki, co wyraźnie widać na profilach opracowanych przez *Mojskiego* (46 s. 35).

W okresie pierwszym siły rzeźbiące rozcięły poziom wierzchowinowy, formując dolinę, która już przed zlodowaceniem środkowo-polskim posiadała niektóre cechy podobne do dzisiejszych. Wskazuje na to fakt występowania na jej dnie utworów zastoiskowych, a na stokach, pod pokrywą lessową, residuów morenowych

wspomnianego zlodowacenia. W odległości paru kilometrów na NW od tego obszaru stwierdzono pod pokrywą lessową, na poziomie wierzchowinowym i na stokach dolin typową glinę zwałową. Dokładniejsze określenie kształtu doliny sprzed okresu zlodowacenia środkowo-polskiego jest niemożliwe. Można natomiast przyjąć, że układ stoków na początku akumulacji lessu w czasie ostatniego zlodowacenia był mniej więcej podobny do dzisiejszego (oczywiście tylko poza obszarami intensywniej przekształconymi w okresach następnych). Założenie takie opieramy na stwierdzeniu, że w omawianej okolicy miąższość pokrywy lessowej wynosi od kilku do około 10 m i w dolnej części stoków jest na ogół większa niż w górnej. Przytoczone fakty wskazują, że w początkowej fazie zlodowacenia bałtyckiego asymetria stoków w środkowym i dolnym odcinku doliny była zapewne podobna do dzisiejszej. Stok ekspozycyjny ku W był bardziej stromy, a wskaźnik asymetrii wynosił około 2,0. Asymetria ta rozwinęła się najprawdopodobniej w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego lub w początkowej fazie bałtyckiego. W każdym razie należy ją datować jako plejstocенską, trudno bowiem wyobrazić sobie, że intensywne procesy stokowe tego okresu pozostawiły pod pokrywą utworów lodowcowych niezmienną rzeźbę pliocенską.

Z przedstawionych tutaj faktów i rozważań wynika, że w okresie akumulacji lessu w rozwoju procesów stokowych nie zaznaczała się wyraźniejsza asymetria. Zagadnienie to wymaga szerszego nawiązywania. Sedymentacja pyłu lessowego odbywała się w warunkach, w których rozwijała się soliflukcja — jeden z podstawowych procesów kształtujących asymetrię. Świadczą o tym syngenetyczne zaburzenia mrozowe, występujące na obszarze badanym w spągu, a także i w górnej części pokrywy lessowej (44 s. 221). Jest to zresztą cecha charakterystyczna dla lessów plejstocенskich. Jahn, który poświęcił jej wiele uwagi w czasie badań na Wyżynie Lubelskiej, wyróżnia oprócz soliflukcji syngenetycznej także i wtórną. Stwierdza on, że natężenie soliflukcji syngenetycznej, rozwijającej się w głównej (»lessowej«) fazie glacjału w dolinach równoleżnikowych, wykazywało asymetrię typu zimnego, której »...nie zawsze odpowiadała... tak samo wyraźna asymetria morfologiczna« (27 s. 374). Dopiero z soliflukcją wtórną, rozwijającą się w końcowej fazie glacjału, związana była wyraźna asymetria morfologiczna. Według najnowszych prac syntezujących, okres akumulacji lessu charakteryzował się zimnym, suchym klimatem kontynentalnym, w którym

możliwości rozwoju soliflukcji były mniejsze niż w pierwszej, wilgotnej fazie glacjału. Büdel wyodrębnił wyraźnie tę pierwszą fazę glacjału jako »Fließerdezeit«, a następną — suchą — jako »Lösszeit« (7 s. 257—258)¹⁾. Można więc przyjąć, że rola soliflukcji w czasie głównej fazy akumulacji lessu była raczej ograniczona. W takiej sytuacji możliwości asymetrycznego kształtowania stoków były zapewne niewielkie.

Pod koniec akumulacji lessu i po jej zakończeniu nastąpił wzrost wilgotności, co zaznaczyło się ożywieniem procesów erozji. W dolinie głównej rozcięta została pokrywa lessowa, pogłębieniu uległy doliny boczne i powstały nowe małe formy nieckowate. Następnie procesy erozji osłabły nieco — na świeżych powierzchniach erozyjnych ścinających pokrywę lessową zaczynają się gromadzić deluwia. Utwory te, pochodzące ze schyłkowej fazy zlodowacenia bałtyckiego, występują w środkowej, a przede wszystkim w dolnej części stoków. Pokrywa, którą one tworzą, osiąga miejscami parę metrów miąższości. Zbudowana jest głównie z materiału pylastego (na lessach) lub piaszczysto-pylastego i piaszczystego (poza lessami), dość spokojnie na ogół warstwowego-smugowanego. Grubość warstw waha się przeważnie od kilku milimetrów do kilku centymetrów; na lessach jest ona zwykle mniejsza niż na innym podłożu. W ułożeniu materiału zaznaczają się miejscami drobne inwolucje oraz zaburzenia typu szczelinowego (pseudomorfozy żył lodowych). Deluwia takie stwierdzono w podobnym wykształceniu na stokach o ekspozycji ciepłej i zimnej. Na stokach ciepłych są one może nieco cieńsze, a przy większych nachyleniach (przeważnie powyżej 8—10°) nie występują w ogóle. Takie rozmieszczenie tych utworów wskazuje na niezbyt silnie zaznaczoną asymetrię typu »ciepłego«, tzn. takiego samego, jaki rozwinął się w omawianej dolinie w poprzednim okresie.

Wyróżnione deluwia genetycznie i wiekowo odpowiadają »piaskom wysokiego zasypiania« w dolinie Wisły w ujęciu Pożaryskiego (1953) oraz niektórym, późnoglacialnym utworom zboczowym, wyróżnionym na Wyżynie Lubelskiej przez Jahnę (1956). Genetycznie podobne utwory z okolic Łodzi opisał Dylik (1955) jako osady stokowe rytmicznie warstwowane; nie paralelizował ich

¹⁾ Warto podkreślić, że na obszarze omawianym i w najbliższej okolicy stwierdzono w licznych profilach występowanie pod pokrywą lessową utworów, z okresu zlodowacenia bałtyckiego, wykazujących bardzo wyraźne ślady intensywnej soliflukcji.

jednak bliżej z fazami glacjału. Obaj ostatni autorzy stwierdzają asymetrię w rozmieszczeniu wyróżnionych przez nich utworów. W okolicach Łodzi występują one tylko na stokach eksponowanych ku W (11 s. 29), czyli wykazują cechy asymetrii klimatu zimnego. Z uwagi na to, że deluwia okolic wsi Majdan występują na stokach o różnej ekspozycji, można przypuszczać, iż o powstaniu ich decydowały nie tylko procesy soliflukcji. Powstały one najprawdopodobniej w okresie Allerödu (druga połowa) i być może młodszego dryasu¹⁾. Oba te okresy schyłkowego stadium zlodowacenia bałtyckiego charakteryzowały się, według Szafera (1952), znaczną wilgotnością. Dlatego też można przypuszczać, że wśród procesów stokowych dość poważną rolę odgrywał transport rozproszonych wód powierzchniowych (27 s. 330–335, 44 s. 237). W działaniu tych wód asymetria zaznaczała się niewątpliwie znacznie słabiej – szczególnie w okresie deszczów letnich – niż w przypadku soliflukcji.

Wydaje się, że procesy rzeźbotwórcze w drugim okresie rozwoju omawianej doliny mogły tylko nieco podkreślić asymetrię środkowej i górnej części stoków pochodzącą z pierwszego okresu. Najwyraźniejsza asymetria tych procesów zaznaczyła się tam, gdzie były one najsilniejsze, tzn. w dolnej części stoków. Świadczy o tym profil poprzeczny wcięcia uformowanego w tym okresie w dennej części doliny (rys. 6).

W trzecim okresie rozwoju rzeźby okolic Majdanu stoki kształtowane były w odmiennych warunkach postglacialnego klimatu umiarkowanego. Problem asymetrii umiarkowanej omawiany będzie w odrębnym rozdziale.

Biorąc pod uwagę wszystkie podane fakty, można przypuszczać, że asymetria z ciepłą ekspozycją stoków stromych rozwijała się w nizinnych i wyżynnych obszarach plejstocenijskiej Europy w różnych fazach glacjału. Warunki dla jej kształtowania musiały się zmieniać w czasie i najdogodniejsze były w fazie początkowej i końcowej. W głównej fazie eoliczna akumulacja lessu była czyn-

¹⁾ W r. 1954 T'Jonck stwierdził, na podstawie badań osadów późnoglacialnych w Belgii, dwudzielność okresu Allerödu (43 s. 90–91). Pierwsza, »kontynentalna« faza, która nastąpiła po akumulacji lessu, miała charakteryzować się silną akcją erozyjną poza dolinami, a druga – »atlantycka«, zjawiskami soliflukcji i intensywnego splukiwania. Taki rozwój i przebieg wydarzeń morfogenetycznych w Belgii odpowiada dość dobrze przedstawionej kolejności i charakterowi procesów kształtujących stoki doliny, w której leży wieś Majdan.

nikiem hamującym rozwój procesów stokowych, a ostrzejszy klimat, jak to się na ogół przyjmuje, mógł sprzyjać raczej asymetrii odwrótej. Jednakże ten typ asymetrii występuje częściej tylko w obszarach, które przylegały do krawędzi lądolodu. Przyczyny tego stanu rzeczy mogą być różne. Można przyjąć zgodnie z Jahnem (27 s. 374–375), że słabe efekty morfologiczne maksimum glacjału zostały zatarte przez procesy fazy schyłkowej, albo że asymetryczny rozwój typowy dla klimatu zimnego miał miejsce tylko w strefie bezpośrednio przylegającej do krawędzi lądolodu.

Przeciwko przyjęciu wyłącznie pierwszej przyczyny mogą przemawiać między innymi: 1) dobre zachowanie się w okolicach Łodzi utworów stokowych wykazujących cechy asymetrii klimatu zimniejszego (11) i 2) fakt, że rozmiary procesów stokowych w końcowej fazie glacjału nie były tak duże, aby mogły spowodować odwrócenie układu asymetrii dobrze rozwiniętych, rozległych stoków (wynika to z analizy rzeźby okolic Majdanu). Za przyjęciem drugiej przyczyny przemawia następujący argument: Okres maksimum glacjału był stosunkowo długotrwały i dlatego trudno wyobrazić sobie, że pozostawił on – szczególnie poza obszarami występowania lessu – tylko słabe ślady.

W ostatnich opracowaniach syntetyzujących przyjmuje się, że średnia roczna temperatura fazy maksimum wynosiła w Europie środkowej, w pobliżu krawędzi lądolodu, około -5°C (7 s. 250 i 258, 42 s. 60). Średnia ta jednakże niewiele nam mówi, ponieważ nie znamy długości okresu dodatnich temperatur letnich (okres bez pokrywy śnieżnej). Lato, poza Europą wschodnią, nie było zbyt ciepłe (6), ale można przypuszczać, że – wobec kontynentalizmu cechującego maksimum glacjału i znacznej wysokości słońca w szerokościach geograficznych $50-55^{\circ}$ – było ono względnie długotrwałe. Jeśli uwzględnimy jeszcze znaczny gradient termiczny między strefą krawędziową lądolodu i stosunkowo ciepłym obszarem śródziemnomorskim (42 s. 57), to można przypuszczać, że dłużej zalegająca pokrywa śnieżna na nizinach występowała tylko w sąsiedztwie lądolodu. Podobne warunki konserwacji śniegu i związanego z tym rozwoju soliflukcji głównie na stokach ciepłych, występowały w pasie hercyńskiego średniogórza w piętrze wznoszącym się powyżej 600–700 m, a w pasie gór alpejskich na wysokości przekraczającej 1000 m. Te warunki musiały zmieniać się w miarę poprawiania się klimatu w fazie regresji lądolodu. Wtedy w obszarach omawianych spłaszczane były przede wszystkim stoki

zimne, co tłumaczy nam całkowicie występowanie obok siebie — np. w okolicach Łodzi i w Szwarzwaldzie — obu typów asymetrii. Powinny się one jednak różnić świeżością cech morfologicznych, ponieważ asymetria klimatu łagodniejszego jest młodsza.

Można przypuszczać, że typowa asymetria z łagodnymi stokami ciepłymi, rozwinięta w Europie na przedpolu łądolodów plejstoceniśkich, powinna się różnić orientacją od północno-syberyjskiej. Wysokość słońca w plejstocenie była bowiem zupełnie podobna jak i obecnie, w związku z czym asymetria tego typu musiała rozwinąć się nie tylko w dolinach równoleżnikowych, ale także i w południkowych. Taki właśnie układ wykazuje, według *Jessena* (1935) i *Fezera* (1953), asymetria w wyższym piętrze, w górach (stoki strome eksponowane są głównie ku N, NE i E). Na razie brak jest w literaturze, zdaje się, odpowiednich danych potwierdzających z obszarów nizinnych i wyżynnych.

Wszystkie znane nam dotychczas fakty wskazują więc, że układ plejstoceniśkich stoków asymetrycznych w Europie wykazuje wyraźną kierunkowość, podobną w zasadzie do obserwowanej współcześnie na Syberii. Ten fakt oraz poziome i pionowe rozmieszczenie obu typów asymetrii dowodzi, że głównym czynnikiem kształtującym omawiane zjawisko było zróżnicowanie insolacji w zależności od ekspozycji. Gdyby bowiem przyjąć, że główną rolę odgrywała ekspozycja w stosunku do panujących wiatrów, to trudno byłoby wytłumaczyć osobliwości poziomego i pionowego rozmieszczenia stoków asymetrycznych. Biorąc pod uwagę, że — jak to się coraz częściej przyjmuje (m. in. 5, 53, 6, 42, 27) — w Europie w czasie glacjałów przeważały wiatry z sektora zachodniego lub wschodniego (ewentualnie w zależności od fazy glacjału), maksimum asymetrii mielibyśmy w dolinach południkowych, a nie w pośrednich między południkowymi i równoleżnikowymi (zorientowanych z NW na SE). Z drugiej strony nie ulega jednak wątpliwości, że wiatry odegrały poważną rolę w rozwoju asymetrii. W Europie zachodniej i środkowej przeważały raczej wiatry zachodnie (5, 71, 17). Przez akumulację śniegu na stokach odwieznych w zimie i wysuszanie stoków dowietrznych w lecie przyczyniały się one do podnoszenia różnic wilgotności ekspozycji cieplej i zimnej. Na południowej peryferii obszarów peryglacialnych wiatry zachodnie mogły więc być ważnym czynnikiem potęgującym proces spłaszczania stoków chłodnych (asymetria typu 2). Natomiast w strefie sąsiadującej z krawędzią łądolodu i w górach sprzyjały one — przez aku-

mulację śniegu na stokach chłodnych – rozwojowi asymetrii odwrotnej. Takiemu zgodnemu, prawie jednokierunkowemu działaniu insolacji i wiatrów możemy zawdzięczać dobrze rozwinięte główne cechy peryglacjalnej asymetrii klimatycznej na naszym kontynencie.

4. Główne cechy asymetrii peryglacjalnej

Asymetrię klimatyczną obszarów peryglacjalnych cechuje kierunkowość i względna stałość układu. Dla wykształcenia tych cech szczególne znaczenie ma bardzo intensywny rozwój procesów stokowych. Na skutek tego – jak to się podkreśla w ostatnich latach, – procesom tym podporządkowane jest niejako działanie potoków wód roztopowych i rzecznych. W takich warunkach prawidłowości asymetrii wynikają przede wszystkim z osobliwości procesów stokowych. Ułatwia to niewątpliwie analizę zjawiska.

Główną cechą asymetrii peryglacjalnej jest wyraźna, określona kierunkowość zróżnicowania cech morfologicznych i geologicznych przeciwległych stoków. Świadczą o tym obserwacje u współczesnych (Syberia i Grenlandia) oraz plejstocenijskich obszarach peryglacjalnych (Europa). W przestrzennym rozmieszczeniu cech kierunkowości zaznacza się, typowa dla wielu zjawisk geograficznych, pozioma strefowość i pionowa piętrowość. Przyczyną takiego układu może być oczywiście tylko zróżnicowanie stosunków termicznych. W ostrzejszym klimacie peryglacjalnym intensywniejsza soliflukcja i związane z tym zmniejszanie nachylenia ma miejsce na stoku ciepłym, a w łagodniejszym – na stoku zimnym. Decyduje to o rozwoju dwu, odwrotnych z morfograficznego punktu widzenia, typów asymetrii.

Rozmieszczenie obu typów asymetrii na półkuli północnej wskazuje, że rozwijają się one w różnych odmianach klimatu peryglacjalnego – od skrajnie kontynentalnych (Syberia NE) do morskich (Europa W w plejstocenie i współcześnie zachodnie wybrzeża Grenlandii) – i niezależnie od układu wiatrów przeważających. Dlatego też wydaje się, że najbardziej uzasadnione są poglądy dopatrujące się przyczyn prawidłowości asymetrii w osobliwościach stosunków makro- i mikrotermicznych, decydujących o rozwoju soliflukcji – głównego procesu kształtującego stoki. Wiąże się z tym jak najściślej pogląd o zależności asymetrycznego rozwoju stoków od ich ekspozycji w stosunku do słońca. Nie powinno się przy tym negować roli wiatrów, powodujących nierównomierne rozmieszczenie śniegu w zimie i zróżnicowanie wysuszenia w lecie. Nie ulega

bowiem wątpliwości, że czynnik ten ma znaczny wpływ na asymetrię, jednakże nie można z nim wiązać stałości ekspozycji stoków stromych i połogich. Działanie wiatru panującego nakłada się niejako na działanie insolacji, ale jego efekt będzie oczywiście różny w zależności od kierunku. Wiatr o stałym kierunku będzie miał także różne następstwa w poszczególnych strefach obszarów peryglacjalnych. Rozpatrzmy przykładowo wpływ wiatrów N w Azji. Przy takim kierunku lepiej okrywane śniegiem zbocze odwietrzne posiada ekspozycję ciepłą (S). W południowej części strefy zmarzliny nieciągłej wiatr taki – podnosząc wilgotność stoku ciepłego – może spowodować tylko nieznaczne zmniejszenie różnic nachylenia stoków, gdyż jest to obszar wyraźnej tendencji do spłaszczenia stoku zimnego. Natomiast w północnej części tej strefy, przy znacznie słabszej tendencji do spłaszczenia tego stoku, wiatr N może uniemożliwić rozwój asymetrii. Inaczej będzie w strefie występowania zwartej zmarzliny. W południowej części tej strefy intensywniejsza akumulacja śniegu na stoku ciepłym może przeciwdziałać jego wysychaniu, potęgując w ten sposób tendencję do spłaszczenia tego stoku. Natomiast na północy czynnik ten może powstrzymać rozwój soliflukcji, a więc i spłaszczenia stoku ciepłego przez skrócenie – z natury bardzo krótkiego – okresu bez pokrywy śnieżnej. Przykład ten wskazuje, że nierównomierna akumulacja śniegu przez wiatr może powstrzymać (neutralizować) lub potęgować działanie insolacji.

Rola wiatru może być szczególnie doniosła na peryferiach stref i pięter obu typów asymetrii. Natężenie insolacji osiąga tam wartości graniczne, przy których rozwija się jeszcze spłaszczenie stoku ciepłego lub zimnego. W takich warunkach nierównomierne rozmieszczenie śniegu może decydować o rozwoju asymetrii (o jej braku lub występowaniu). W strefie granicznej między obszarami występowania dwu zasadniczych, »insolacyjnych« typów asymetrii wiatr może więc decydować o kierunku rozwoju stoków przeciwnych. Dlatego strefa taka może mieć skomplikowany, nieregularny układ »eolicznych« typów asymetrii. Nieregularność ta, wynikająca z przestrzennej zmienności czynników działających, może być spotęgowana przez nakładanie się zmian czasowych takich, jak zmiany kierunków wiatrów i oscylacja granic stref termicznych. Rola tych ostatnich zmian musiała być szczególnie duża w Europie w czasie glacjałów plejstocenijskich.

III. Asymetria klimatyczna stoków w obszarach umiarkowanych

I. Osobliwości warunków rozwoju asymetrii umiarkowanej.

Pomimo że Smoleński jeszcze w r. 1909 zwrócił uwagę na możliwości zmian asymetrii w poszczególnych stadiach jej rozwoju, zagadnienie to nie zawsze było doceniane. Przy analizie czynników kształtujących omawiane zjawisko często nie brano pod uwagę jego wieku i współczesnych tendencji rozwojowych. Prowadziło to do błędów i różnego rodzaju nieporozumień przy określaniu genezy samej asymetrii.

Najczęstszym bodajże rodzajem nieporozumienia było przyjmowanie założenia, że obserwowana w terenie asymetria wiąże się ze współczesnym układem czynników rzeźbotwórczych. Przykładów takich dostarczają niektóre starsze prace rosyjskie. Autorzy tych prac, Dimo, Archangielski i Mazarowicz, wiązali stromiznę stoku eksponowanego ku S z intensywniejszym jego niszczeniem przez wody pochodzące z szybko topniejącego śniegu oraz z podcinaniem przez potok denny spychany przez deluwia tworzące się na stoku łagodnym (31). Na braki i niekonsekwencje takiej interpretacji zwrócił uwagę między innymi Kołbin (1945), który uważał, że przyjęty przez wspomnianych autorów układ procesów może tłumaczyć tylko asymetrię odurotną. Podał przy tym swoją interpretację, opierającą się w zasadzie na identycznym, fałszywym założeniu. Przyjął on mianowicie, że o asymetrii nie decydują procesy okresu wiosennego, ale letniego, kiedy to stoki eksponowane ku S są słabiej chronione przez wysychającą roślinność. Ulewy letnie niszczą przede wszystkim te stoki i dlatego stają się one bardziej strome. W stosunku do tej koncepcji można wysunąć zarzut bardzo podobny do tego, który wysunął sam Kołbin, bowiem silniej niszczony stok powinien być łagodniejszy.

Innego rodzaju nieporozumienie, znacznie bardziej subtelne, możemy stwierdzić w pracy Jessena (1935). Autor ten, analizując kierunki dolin asymetrycznych w Europie, dochodzi do wniosku, że asymetria rozwinęła się głównie w wyniku zróżnicowania wilgotności stoków przeciwnych, uwarunkowanego insolacją i częściowo wiatrami. Biorąc pod uwagę generalną zgodność kierunków wiatrów i obecny układ nasłonecznienia, który odpowiada prawie dokładnie orientacji dolin asymetrycznych, uformowanych w plejstocenie, sugeruje on stałość tendencji rozwojowej asymetrii w plej-

stocenie i holocenie (28 s. 435–436). Podobieństwo układu wiatrów i nasłonecznienia nie dowodzi jednak stałości procesów kształtujących stoki.

Przykłady tych nieporozumień wskazują na trudności analizy asymetrii rozwijającej się w warunkach umiarkowanych. Trudności te mogą wynikać także z tego, że plejstocenijska rzeźba peryglacialna w Europie środkowej uległa dotychczas słabym tylko przekształceniom, jak to wykazały m. in. prace Büdela (1944) dla obszaru Niemiec i Dylika (1953) dla obszaru Polski. Ocena kierunku tych przekształceń nie jest łatwa. Nie ulega jednak wątpliwości, że warunki rozwoju asymetrii w postglacjale są zasadniczo inne od tych, które istniały w glacjale. Różnice te wynikają z odrębności klimatu peryglacialnego i umiarkowanego. Rozwój asymetrii peryglacialnej zakończył się z chwilą, gdy znikła zmarzlina wieloletnia, a stoki pokryte zostały roślinnością leśną typu umiarkowanego. Pod zwartą szatą takiej roślinności procesy stokowe poza terenami górskimi rozwijają się w bardzo zwolnionym tempie. W takich warunkach wydatniejsze i zróżnicowane kształtowanie zboczy mogą powodować tylko procesy fluwialne.

Układ czynników rzeźbotwórczych w holocenie uległ zasadniczej zmianie, gdy człowiek zaczął niszczyć roślinność leśną, wprowadzając na jej miejsce uprawy. W wyniku związanych z tym zabiegów gospodarczych na rozległych obszarach Europy środkowej powstały obecnie warunki do rozwoju nie tylko procesów charakterystycznych dla klimatu umiarkowanego, ale także peryglacialnego i półsuchego, (8, 45). Oczywiście, że w związku z tym zaistniały nowe, bardzo osobliwe możliwości kształtowania klimatycznej asymetrii stoków. Ocenę roli poszczególnych, zaangażowanych w tym procesie czynników utrudnia bardzo mozaikowość warunków, charakterystyczna dla obszarów intensywnie zagospodarowanych. Nie należy także zapominać, że w obszarach takich człowiek występuje nie tylko jako czynnik pośrednio »uruchamiający« działanie procesów naturalnych, ale także w roli bezpośrednio kształtującego zjawisko asymetrii.

2. Współczesne warunki rozwoju asymetrii w Europie środkowej

Problemowi asymetrii współczesnych procesów stokowych poświęcono w ostatnich latach sporo miejsca w literaturze polskiej. Bardzo interesujące spostrzeżenia Dylika (1954) i Pierzchał-

kówny (1954) zwróciły uwagę szczególnie na okres wiosennych roztopów. Autorzy ci stwierdzili, że w okolicach Łodzi na wiosnę r. 1954 na stokach łagodnych eksponowanych ku NE rozwinęło się spłukiwanie pokrywowe i kongeliflukcja, a na stromych stokach przeciwnych wyłącznie spłukiwanie bruzdowe. »Okazał się paradoksalny obraz denudacji, a mianowicie łagodniejszy stok doznał silniejszego zniszczenia, głównie w rezultacie działania kongeliflukcji, aniżeli stok stromy« (10 s. 17). Identyczny układ procesów stokowych stwierdziła w tym samym roku Pierzchałkówna w Górach Kaczawskich (51). Podobną asymetrię współczesnej denudacji wiosennej obserwowała Reniger (26 s. 294), a wcześniej jeszcze w Saksonii Schwind i pod Nowogrodkiem Brandt (27 s. 375). Zestawiając te obserwacje Jahn pisał w r. 1956: »Sporadyczne spostrzeżenia wymienionych autorów prowadzą więc do zgodnego wyniku, — a zatem wyjaśniają zjawiska charakterystyczne dla naszego obszaru«. (26 s. 295). Na tej podstawie, w oparciu o własne obserwacje holocenijskich deluwiów Roztocza, autor ten stwierdził, »...że współczesny nam klimat w swoim oddziaływaniu morfologicznym rozwija właśnie asymetrię tego typu, jaki cechuje doliny Wyżyny Lubelskiej« (27 s. 375). W ten sposób Jahn przyjmuje stałość tendencji rozwojowej asymetrii w schyłkowej fazie peryglacjalnej i w holocenie. Wniosków takich nie można jednak uogólniać. Oparte są one bowiem na obserwacjach dotyczących tylko krótkiego okresu roztopów, przypominającego — ze względu na obecność zmarzliny sezonowej — okres lata peryglacjalnego. W innych porach roku rozwijają się procesy niezależne od ekspozycji lub też wykazujące asymetrię odwrotną.

W jednym z poprzednich rozdziałów wspomniano już o obserwacjach odnoszących się do okresu zimowego. Przeprowadził je Presnjakow (1955) na Dalekim Wschodzie, w Azji, w warunkach klimatycznych charakteryzujących się występowaniem ociepleń zimowych. Podobne obserwacje przeprowadzono w zimie w r. 1956/57 w okolicach Lublina. W okresie tym występowały duże i częste zmiany typu pogody, z kilkakrotnie powtarzającymi się fazami akumulacji i topnienia śniegu. W pierwszej połowie lutego panowała pogoda wiosenna, śnieg stopniał prawie zupełnie i w poważnym stopniu zanikła zmarzlina, która w styczniu sięgała miejscami do głębokości około 0,6 m. W wyniku roztopów w pierwszych dniach lutego na polach rozwinęły się stopniowo procesy spłukiwania powierzchniowego i żłobienia, obejmujące cienką warstwę rozmarznie-

tego gruntu. Procesy »jawnej« soliflukcji obserwowano w tym czasie na stromych skarpach różnych obiektów robót ziemnych.

Jeden z takich obiektów, wykonany w jesieni r. 1956, stwarzał doskonałe warunki do obserwacji skarpi lessowych, o wysokości 2–3 m i 1 m, w czterech zasadniczych ekspozycjach. W dniu 5. II. 1957 r. na skarpach o ekspozycji S i W odmarzanie sięgało do głębokości 8–10 cm, a na przeciwległych maksymalnie do 5 cm. Na skarpach pierwszych, »ciepłych«, obserwowano intensywne spływanie i obrywanie się mas gruntu; u stóp skarpi występowały stożki opływiskowo-obrywiskowe nieco lepiej może rozwinięte od strony zachodniej. Natomiast na skarpach »zimnych« rozwinięte było prawie wyłącznie spływanie półpłynnej, cienkiej warstwy odmarzniętej, a obrywanie występowało tylko wyjątkowo. Asymetria rozwoju skarpi najdobitniej zaznaczyła się przy kopcach, o wysokości około 1 m, pozostawionych dla oznaczenia rozmiarów robót ziemnych. Od strony SW górna część kopców zachowała nachylenie podobne do pierwotnego (80–70°), ale w dolnej zmniejszyło się ono mniej więcej o połowę. Strona NE prawie w całości zachowała nachylenie pierwotne. W ten sposób rozwinęła się typowa asymetria charakterystyczna dla zimniejszej odmiany klimatu peryglacjalnego. W dniu 11. II. odmarzanie na skarpach S i W sięgało do 20–25 cm, a na przeciwległych do około 15 cm. Ślady spływania występowały tylko od strony N; asymetria rozwoju skarpi pozostała bez wyraźniejszych zmian. Od strony N i E występowały miejscami silne spękania — szerokość szczelin osiągała 1–2 cm. W dniu 17. II. zmarzlina występowała na głębokości 30 cm i tylko na skarpach N i E. Na tych skarpach występowały świeże obrywy obeschniętych brył gruntu, które zmniejszały bardzo wydatnie natężenie asymetrii rozwiniętej w poprzednim okresie.

Warto zwrócić uwagę, że o podobnym do opisanego przykładzie asymetrii wspomina Schultze (1952). Autor ten obserwował pod koniec zimy na stromych stokach wzgórza wapiennego w okolicy Jeny potoki rumowiskowe formujące się głównie po stronie W i S (64 s. 68).

Wydaje się, że nic nie stoi na przeszkodzie do przyjęcia założenia, że podobny kierunek rozwoju może wykazywać soliflukcja »ukryta«, czyli proces nieznacznych ruchów gleby zachodzący na stokach naturalnych. Oczywiście, że procesy takie mogą osiągać wydatniejsze rozmiary tylko w chłodnej odmianie klimatu umiarkowanego i na stokach pozbawionych — w wyniku uprawy — szaty

roślinnej. Z przytoczonych uprzednio faktów wynika, że w takich warunkach asymetria właściwa dla zimnej odmiany klimatu peryglacialnego może się rozwijać nie tylko w okresie ociepleń zimowych, ale także w pierwszej fazie roztopów wiosennych.

Dla rozwoju soliflukcji w okresie zimy i wczesnej wiosny w Europie środkowej stosunki termiczne na ogół biorąc nie są zbyt sprzyjające, bowiem teren ten należy już do peryferii strefy występowania tego procesu. W takiej sytuacji dużą rolę odgrywa rozmieszczenie śniegu (69). Na skutek przewagi wiatrów W i SW gromadzi się on przede wszystkim na stokach chłodnych, na których w związku z tym zalega szczególnie długo w okresie wiosny. Z drugiej jednak strony wzrost grubości pokrywy śnieżnej wpływa niekorzystnie na rozwój zmarzliny. Natomiast na stokach ciepłych jest odwrotnie — mniejsza miąższość śniegu sprzyja rozwojowi zmarzliny. Podobny układ warunków jest korzystny dla rozwoju soliflukcji na stokach ciepłych w okresie ociepleń zimowych i w pierwszej fazie roztopów wiosennych. W drugiej fazie roztopów wiosennych soliflukcja rozwinię się na stokach chłodnych. Tak więc ogólny bilans efektów soliflukcji może być bardzo różny: zrównoważony, względnie dodatni dla stoków ciepłych lub zimnych. Rozwój stoków może więc być symetryczny lub asymetryczny ze spłaszczeniem stoków N-E względnie S-W.

Należy podkreślić, że we wschodniej części Europy środkowej poważną rolę mogą odegrać także wiatry wschodnie, akumulujące śnieg na stokach ciepłych. Znaczenie tych wiatrów wynika z tego, że związana jest z nimi na ogół mroźna pogoda, co jest okolicznością sprzyjającą przewiewaniu »wysuszonego śniegu«. Warunki umożliwiające nagromadzenie się dużej ilości śniegu na stokach o ekspozycji W obserwowaliśmy w okolicach Lublina w r. 1954/55 i 1956/57. Gdy przy takim właśnie rozmieszczeniu śniegu w pierwszych dniach lutego 1957 r. nastąpiły zimowe roztopy, śnieg zachował się prawie wyłącznie na stokach ciepłych, na których uprzednio akumulowały go obficie wiatry wschodnie. Podobny układ pokrywy śnieżnej jest w ogóle raczej niekorzystny dla rozwoju asymetrii, łagodzi bowiem, a w skrajnych przypadkach zapewne i niweluje zupełnie zróżnicowanie wilgotności, uwarunkowane ekspozycją w stosunku do słońca. Szczególnie niekorzystny może on być dla rozwoju soliflukcji na stokach ciepłych, bowiem w czasie krótkotrwałych ociepleń zimowych nie zanika na nich pokrywa śniegu. Układ ten może być natomiast sprzyjający dla rozwoju, w drugiej

fazie roztopów wiosennych, soliflukcji na stokach chłodnych. Wprawdzie zasób wody zgromadzonej na tych stokach w postaci śniegu może być mały, ale przy dogodnych warunkach rozwoju zmarzliny znaczna ilość wilgoci będzie zakonserwowana w przypowierzchniowej warstwie gruntu.

Biorąc pod uwagę wszystkie przytoczone fakty, należy stwierdzić, że dotychczasowe obserwacje raczej nie pozwalają nam jeszcze określić kierunku współczesnego kształtowania stoków przez soliflukcję. Dalsze badania utrudnione są na skutek tego, że efekty tych procesów w postaci odpowiednich utworów stokowych rozwinięte są bardzo słabo i trudno je oddzielić od produktów innych, współczesnych procesów.

Zróżnicowanie typu asymetrycznego rozwoju procesów stokowych w okresie zimy i wczesnej wiosny obserwujemy nie tylko w przypadku soliflukcji, ale także i splukiwania powierzchniowego oraz żłobienia. Procesy te niszczą stosunkowo łatwo cienką, półpłynną warstwę odmarzniętą. W czasie ociepleń zimowych rozwijają się one głównie na stokach ciepłych. Stwierdzono to także w okresie zimy 1956/57 w okolicach Lublina. Na Wyżynie Łódzkiej procesy takie w pierwszej fazie roztopów na stokach ciepłych obserwował Dorywański (8 s. 38). Rozwój ich uzależniony jest od asymetrycznego rozmieszczenia śniegu chyba jeszcze wyraźniej niż w przypadku soliflukcji.

W zupełnie innych warunkach kształtowane są stoki w okresie wiosny, lata i jesieni, gdy główną siłą rzeźbiącą — poza miejscami atakowanymi przez rzeki — są wody deszczowe. Jak wykazały między innymi badania Schultzego (1952) w Turyngii, Dorywańskiego (1955) w okolicach Łodzi i Gerlacha (1957) w Karpatach, w przeciągu tego okresu zaznacza się dość duże zróżnicowanie natężenia procesów w zależności od charakteru deszczów i szaty roślinnej. Zróżnicowanie to z punktu widzenia omawianego zagadnienia może być niewątpliwie interesujące. Jednakże na razie nie dysponujemy materiałami obserwacyjnymi, które pozwalałyby dokładniej przeanalizować możliwości asymetrycznego rozwoju w poszczególnych podokresach. Dlatego zestawimy tylko ogólne dane, dla całego tego okresu, określające zróżnicowanie wysokości opadów i klimatycznie uwarunkowanego stanu podatności na niszczenie utworów powierzchniowych na stokach różnych ekspozycji.

W wyniku zróżnicowania insolacji utwory powierzchniowe na stokach ciepłych są bardziej wysuszone (64, 74 s. 151). W procesie

tym poważną rolę odgrywają także ruchy powietrza, wysuszające przede wszystkim stronę dowietrzną. Wobec tego, jak na to zwracał uwagę Jessen (28), układ stoków »suchych« i »wilgotnych« w Europie środkowej powinien być przesunięty nieco w stosunku do układu stoków »ciepłych« i »zimnych«. Maksimum suchości — przy przewadze wiatrów W i SW — powinno wystąpić na stokach eksponowanych ku SW-WSW. Oczywiście, że wysuszenie wpływa niekorzystnie na roślinność oraz powoduje rozluźnienie i silniejsze wietrzenie mechaniczne — wobec większych wahań wilgotności — utworów powierzchniowych (40 s. 48, 64 s. 64—71). Stwierdzamy więc, że stoki o ekspozycji S-SW-W-NW powinny być bardziej podatne na denudację, a więc i na »spłaszczanie«, niż stoki przeciwległe. Przedstawiona w ten sposób tendencja rozwojowa jest odwrotna w stosunku do sugerowanej przez Jessena (1935), który uważał, podobnie jak Schwind, że spłaszczaniu podlega przede wszystkim stok wilgotny (28 s. 435). Z kolei należy jeszcze określić układ sił rzeźbiących.

Jessen przyjął w r. 1935, że w terenach nizinnych i wyżynnych Europy środkowej deszcze lepiej zraszają stoki odwietrzne. Opierał się przy tym na wynikach badań Geigera, z których wynikało, że niskie stoki form wypukłych nie powodują wzrostu wysokości opadu na stronie dowietrznej, a wiatr zwiewa część kropel deszczu na stronę przeciwległą — odwietrzną (28 s. 435). Nie ulega wątpliwości, że wzrost wysokości opadu (opad orograficzny) występuje przede wszystkim na stokach dowietrznych o odpowiedniej wysokości, tzn. w górach. Jednakże nie można zapominać, że przy niezmienionej gęstości kropel deszczu na jednostkę powierzchni stoku dowietrznego spadnie ich nieco więcej niż na stoku odwietrznym. Natężenie takiej asymetrii zroszenia jest proporcjonalne do różnicy kąta padania kropel. Dlatego też wyraźniejsza asymetria może wystąpić przede wszystkim na stokach o znacznie większym nachyleniu. Wydaje się więc, że bardziej efektywne zróżnicowanie wysokości opadów w zależności od ekspozycji (uprzywilejowanie stoku dowietrzego) występuje tylko w terenach górskich. W obszarach słabiej urzeźbionych opady rozmieszczone są raczej mniej więcej równomiernie. Biorąc pod uwagę ten fakt oraz stan podatności utworów pokrywowych na działanie denudacji, można przypuszczać, że w okresie letnim w Europie środkowej zaznacza się pewna tendencja do silniejszego niszczenia tych stoków ciepłych, które są równocześnie dowietrznymi. Tendencja ta zaznacza się naj-

wyraźniej w terenach górskich. Pewnego rodzaju potwierdzenie tych wniosków dają wyniki obserwacji Gerlach'a (1957) w Karpatach. Przeprowadzone przez niego pomiary wykazały, że ilość materiału spłukiwanego w okresie letnim na stokach eksponowanych ku S była nieco większa niż na stokach przeciwległych. Wyników tych pomiarów nie omawiamy dokładniej z uwagi na to, że na razie obejmują one okres jednoroczny.

Przy niezbyt wyraźnej tendencji rozwojowej asymetrii klimatycznej w warunkach współczesnych bardzo łatwo może być ona modyfikowana działaniem innych czynników (nie klimatycznych). Analiza roli poszczególnych czynników jest szczególnie utrudniona w przypadku stoków z rozwiniętą asymetrią okresu peryglacialnego. Stok stromy sprzyja rozwojowi procesu złożenia. Należy jednak pamiętać, że wpływ nachylenia nie da się ująć przy pomocy prostej reguły. Wskazują na to badania Schultzego w Turynii (64 s. 63–64). Lidow i współautorzy (1955) stwierdzili, że w NW części Wyżyny Środkoworosyjskiej wskaźnik zniszczenia stoków przez małe formy erozyjne («rozmoiny») wzrasta dość szybko na powierzchniach o nachyleniu $2-4^{\circ}$, ale przy nachyleniach $4-9^{\circ}$ jest mniej więcej stały (37 s. 546).

Wpływ nachylenia stoków może być bardzo silnie modyfikowany ich długością. Stwierdzono to przy badaniu skutków geomorfologicznych gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich na Wyżynie Lubelskiej (45). W północno-zachodniej części Wyżyny Środkoworosyjskiej stopień rozcięcia wzrasta szybko i systematycznie wraz z długością stoków (37 s. 545). Dlatego też zniszczenia erozyjne na połączonych i długich stokach mogą być wyraźniej większe niż na stromych, ale krótkich (45 s. 14).

W ogólnym, rocznym bilansie rozwoju procesów stokowych asymetria może się zaznaczyć wyraźniej w przypadku korzystnego układu czynników klimatycznych i innych. Łoziński (1933) obserwował na Podolu na stokach łagodnych eksponowanych ku N spłukiwanie gleby, a na stromych, przeciwległych – silną erozję i rozdebranie (39, 40 s. 45–48). Podobny układ procesów stwierdziła Reniger (1950) w okolicach Puław na pociętych licznymi obrywiskami, stromych stokach o ekspozycji S i SW oraz na zadarnionych, łagodnych stokach przeciwległych (59 s. 16). Przykłady takiej asymetrii można obserwować dość często na obszarze lesowego Roztocza zachodniego. Wskazują one na tendencję rozwojową odwrótną w stosunku do wykształconej w okresie poprzednim

(peryglacialnym). Wydaje się bowiem, że silniejsze rozcinanie stoku stromego (i ciepłego) spowoduje zmniejszenie ogólnego jego nachylenia. Wynika to z tego, że żłobiny erozyjne odsuwają od osi doliny górną krawędź (załom) tego stoku, a równocześnie w dolnej jego części tworzą się zrównania i stożki zboczowe.

3. Główne cechy współczesnej asymetrii w Europie środkowej

W obszarach chłodnej odmiany klimatu umiarkowanego, w Europie środkowej, warunki intensywniejszego rozwoju procesów stokowych, a więc i asymetrii klimatycznej, stworzył człowiek przez stosowanie zabiegów związanych z rolniczym użytkowaniem ziemi. Wskutek tego, że okres intensywniejszego użytkowania ziemi w tej części Europy można datować najwyżej na 1000–2000 lat, efekty wspomnianych procesów są na ogół niewielkie, co bardzo utrudnia określenie głównych cech asymetrii. Obserwacje dotychczasowe wskazują, że nie charakteryzuje się ona tak wyraźną tendencją rozwojową jak asymetria peryglacialna. Wynika to niewątpliwie ze znacznych różnic warunków rozwoju procesów stokowych w poszczególnych porach roku¹⁾.

W okresie zimy i wczesnej wiosny asymetria procesów stokowych — soliflukcji, splukiwania i żłobienia na podłożu zmarzliny sezonowej — rozwija się w warunkach przypominających peryglacialne. Podczas ociepleń w pełni zimy i w pierwszej fazie roztopów wiosennych może się zauważyć tendencja do silniejszego niszczenia stoków ciepłych, szczególnie jeśli są one równocześnie dowietrznymi. Natomiast w drugiej fazie roztopów wiosennych najbardziej prawdopodobny jest rozwój odwrotny, tzn. że silniej ata-

¹⁾ Sezonowe zmiany tendencji rozwojowej asymetrii właściwe są nie tylko dla obszarów umiarkowanych. Mają one miejsce także w warunkach klimatu peryglacialnego. W ostrzejszej odmianie tego klimatu zmiana typu asymetrycznego rozwoju może zachodzić zapewne tylko wyjątkowo, gdy w pełni lata soliflukcja na stokach ciepłych słabnie, a równocześnie jest w pełni rozwoju na stokach chłodnych. Natomiast w łagodniejszej odmianie klimatu peryglacialnego w krótkim okresie roztopów wiosennych soliflukcja rozwija się niewątpliwie przede wszystkim na stokach ciepłych. W lecie zaś, gdy powierzchnie dosłoneczne wyschną po stopieniu śniegu, intensywniej kształtowane są przez soliflukcję tylko stoki przeciwnie. Jednakże w obu tych przypadkach, a szczególnie w pierwszym, występuje zdecydowana przewaga jednej z dwu tendencji (wyjątek stanowi zapewne tylko strefa przejściowa, w której może przeważać naprzemian pierwszy lub drugi typ asymetrii).

kowane są raczej stoki chłodne i odwietrzne równocześnie. W okresie wiosny, lata i jesieni rozwija się z różnym natężeniem głównie spłukiwanie powierzchniowe i żłobienie przez wody deszczowe. Asymetria może być wówczas wynikiem nie tyle zróżnicowanego natężenia sił rzeźbiących, ile raczej klimatycznie uwarunkowanych różnic podatności utworów stokowych na denudację; największe prawdopodobieństwo spłaszczania wykazują stoki ciepłe i równocześnie dowietrzne.

Dotychczasowe wyniki badań nie pozwalają określić jaki jest bilans tych różnych tendencji rozwojowych w przekroju rocznym. Gdybyśmy brali pod uwagę czas trwania poszczególnych faz asymetrycznego rozwoju, to należałoby przyjąć, iż dominuje tendencja do spłaszczania ciepłych stoków dowietrznych. Nie można jednak zapominać, że najintensywniejszy rozwój procesów stokowych przypada raczej w okresie przewagi tendencji odwrotnej, tzn. w okresie roztopów wiosennych. Brak zdecydowanej tendencji powoduje, że zarówno pod względem kierunków rozwojowych i natężenia asymetrii poszczególne lata mogą się różnić bardzo znacznie. Pośrednio wskazują na to wyniki badań ilości materiału unoszonego w poszczególnych porach roku z różnych zlewni (74 s 174–175, 58, 21). Duże różnice mogą zaznaczać się także pomiędzy wieloletnimi okresami charakteryzującymi się przewagą zim surowych i łagodnych.

Dla rozwoju współczesnej asymetrii zróżnicowanie insolacji ma prawdopodobnie mniejsze znaczenie niż w przypadku asymetrii peryglaicznej. Wynika to z tego, że w klimacie umiarkowanym stosunki termiczne wydatniej warunkują procesy stokowe tylko w okresie zimowym. W okresie letnim zaś większą rolę odgrywa wilgotność gruntu i opady, uzależnione w poważnym stopniu od kierunku wiatrów. Znaczenie wiatrów jest zresztą poważne także i w okresie zimowym (nierównomierna akumulacja śniegu). Na skutek tego kierunkowość asymetrii może być w pewnym stopniu uzależniona od układu wiatrów przeważających i może się zmieniać stosownie do lokalnych właściwości tego układu. Biorąc pod uwagę, że w Europie środkowej przeważają wiatry W i SW, można przypuszczać, że maksimum asymetrii będzie w dolinach o kierunku pośrednim między południkowym i równoleżnikowym.

Wydaje się więc, że wskutek słabszego rozwoju procesów stokowych w warunkach klimatu umiarkowanego Europy środkowej może występować znaczne zróżnicowanie typów asymetrii w zależ-

ności od układu czynników lokalnych. Jeśli istnieją wyraźniejsze różnice między obszarami górskimi i niżej położonymi, to ich przyczyn należałoby chyba dopatrywać się przede wszystkim w pewnej odrębności klimatycznej okresu zimowego. Słabsze natężenie cech klimatycznego zróżnicowania procesów na stokach przeciwnych utrudnia analizę i wyodrębnienie następstw tych procesów od skutków działania innych czynników asymetrycznego rozwoju.

Rozwiązanie głównych problemów współczesnej asymetrii klimatycznej stoków będzie możliwe dopiero po zrealizowaniu dłuższych serii ilościowych pomiarów różnych procesów stokowych.

P I Ś M I E N N I C T W O

1. Bac S.: Ruchy warstw gleby wskutek zmarzania i tajania. Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, t. II, z. 1. Warszawa 1950; s. 5–78.
2. Black R. F.: Permafrost. A Review. Bull. Geol. Soc. America, t. 65, 1954; nr 9.
3. Bondarczuk W. G.: Osnovy geomorfologii. Moskwa 1949.
4. Borzow A. A.: K woprosu ob asimimetrii miežduriecznyh plato. Sbornik w czest siemidiesjatiletija D. N. Anuczina, Moskwa 1913, s. 531–556.
5. Büdel J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geologische Rundschau, t. 34, 1944; s. 482–519.
6. Büdel J.: Die Klimazonen des Eiszeitalters. Eiszeitalter und Gegenwart, t. I, 1951.
7. Büdel J.: Die »periglazial«-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. Erdkunde, t. VII, 1953; s. 249–266.
8. Dorywalski M.: Znaczenie powierzchni peryglacjalnej dla badań erozji i denudacji gleb w okolicach Łodzi (somm. Importance de la surface périglaciaire pour les recherches concernant l'érosion du sol aux environs de Łódź). Biuletyn Peryglacjalny, nr 2, 1955; s. 33–46.
9. Dylik J.: O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski (rès. Du caractère périglaciaire de la Pologne Central). Acta Geogr. Univ. Lodziensis 4, Łódź 1953.
10. Dylik J.: Problematyka geomorfologiczna wobec potrzeb rolnictwa (summ. Geomorphological Problematic as Related to Agricultural Needs). Przegląd Geograficzny, t. XXVI, z. 4, 1954; s. 4–36.
11. Dylik J.: Peryglacjalne osady stokowe rytmicznie warstwowane (summ. Rhythmically stratified periglacial slope deposits). Biuletyn Peryglacjalny, nr 2, 1955; s. 15–31.
12. Dylik J.: Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. Biuletyn Peryglacjalny, nr 4, 1956; s. 193–238.
13. Dylikowa A., Klatkowska H.: Exemple du modelé périglaciaire du Plateau de Łódź. Biuletyn Peryglacjalny, nr 4, 1956; s. 239–253.
14. Ebers E.: Die Periglazial-Erscheinungen im bayrischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. Göttinger Geogr. Abhandl. z. 15, 1954; s. 7–16.
15. Edelstein Ja. S.: Osnovy geomorfologii. Moskwa-Leningrad 1947.
16. Fabre L. A.: La dissymétrie des vallées et la loi dite De Baer, particulièrement en Gascogne. La Géographie, VIII, 1903.

17. Fezer F.: Schuttdecken, Blockmassen und Talformen im mördlichen Schwarzwald. *Göttinger Geogr. Abhandl.*, z. 14, Göttingen 1953; s. 45–77.
18. Filatow: Poczwy bassiejnow Urjumkana i Gazimura (Bodenarten der Einzugsgebiete der Flüsse Uriumkan und Gazimur Transbaikalien). *Trudy poczw. botan. eksp. po issl. kolonizacj. raj. Aziatskoj Rossii*, cz. I, z. 6, Sankt Pietierburg 1912.
19. FitzPatrick E. A.: Progress report on the observations of periglacial phenomena in the British Isles. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4, 1956; s. 99–115.
20. Geiger R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig, 1950.
21. Gerlach T.: Z badań intensywności współczesnych procesów morfogenetycznych w obszarze dorzecza Białej Wody k. Jaworek. Referat na III Sesji Sprawozdawczej Inst. Geogr. PAN, Warszawa 1957.
22. Geukens F.: De asymmetrie der droge dalen van Haspengouw. *Naturwet. Tijdschr.*, t. 22, Gand 1947; s. 13–18.
23. Gloriod A., Tricart J.: Étude statistique des vallées asymmetriques sur la feuille St.-Paul au 1:50.000. *Revue de Géomorphologie Dynamique*. R III, 1952; s. 88–98.
24. Grimbérieux J.: Origine et asymmétrie des vallées sèches de la Hesbaye. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 78, 1955; s. 267–284.
25. Hilber V.: Asymmetrische Täler. *Petermanns Mitteilungen*, t. 32, 1886; s. 171–177.
26. Jahn A.: Badania stoków w Polsce (rés. L'étude des versants en Pologne). *Przegląd Geograficzny*, t. XXVIII, 1956; s. 281–302.
27. Jahn A.: Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (summ. Geomorphology and quaternary history of Lublin Plateau). Inst. Geogr. PAN, »Prace Geograficzne«, nr 7, Warszawa 1956.
28. Jessen O.: Reliefasymmetrie und Auslage. *Petermanns Mitteilungen*, t. 81, 1935; s. 400–404, 433–436.
29. Katuszenok I. I., Nagibina M. S.: Geologiczeskoje strojenije rajona wierchnieg tieczienija rieki Uriumkan (wostocznoje Zabajkalie). *Oczerki po geologii Sibiri*, z. 13, Moskwa-Leningrad 1945.
30. Kinahan: Valleys and their Relations to Fissures, Fractions and Faults. London 1875.
31. Kołbin M. F.: K woprosu ob asimimetrii skłonow. *Izw. Wsiesoj. Geogr. Obszczestwa*, t. 77, 1945; s. 123–124.
32. Kosiba A.: Grenlandia. Warszawa 1937.
33. Kraszennikow I. M.: K charakteristike lądshaftow wostocznego Zabajkalia. *Ziemlewiedienije*, t. XX, z. I–II, r. 1913.
34. Krebs N.: Talnetzstudien. Sitz.-Ber. Preuss. Akad. d. Wiss. Phys. – Math. Kl., Berlin 1937.
35. Lamblardie: Mémoires sur les côtes de la Haute-Normandie. Le Havre 1789.
36. Lehman H.: Periglaziale Erscheinungen in der Umgebung von Bonn. *Erdkunde*, t. II, 1948; s. 186–190.
37. Lidof W. P., Sietunskaja Ł. Je., Chmielewa N. W.: Iz opyta izuczenija mikroform razmywa poczw. koliczestwiennymi mietodami. *Izw. Wsiesoj. Geogr. Obszczestwa*, t. 87, Moskwa-Leningrad 1955; s. 542–546.
38. Lösche H.: Lassen sich die diluvialen Breitreise aus klimabedingten diluvialen Vorzeitformen rekonstruieren? *Arch. d. Dt. Seew.*, XLVIII, nr 7, Hauburg 1930.

39. Łoziński W.: Erozja gleb i stoków w województwie tarnopolskiem. *Wszechświat*, t. XXXIX, r. 1930.
40. Łoziński W.: Mapa gleb województwa tarnopolskiego (Bodenkarte der Wojewodschaft Tarnopol). PAU, »Prace rolniczo-leśne«, nr 9. Kraków 1933.
41. Maarleveld G. C.: Sur les sédiments périglaciaires en Hollande: formes et phénomènes. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4, 1956; s. 73–82.
42. Majdanowski S.: Zagadnienie ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w czasie ostatniego zlodowacenia (summ. General Atmospheric Circulation During the Latest Glacial Age). *Przegląd Geograficzny* t. XLVII, 1955; s. 55–80.
43. Maréchal R.: L'étude des phénomènes périglaciaires en Belgique. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4, 1956; s. 83–98.
44. Maruszczak H.: Klina lodowe schyłkowego stadium zlodowacenia bałtyckiego w lessach Wyżyny Lubelskiej (Zsf. Eiskeile in dem Hangende der Lössdecke und deren Bildungsbedingungen in dem Endstadium der Würmkaltzeit auf der Lubliner Hochfläche). *Annales Univ. Maria Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. IX, Lublin 1956; s. 217–257.
45. Maruszczak H., Trembaczewski J.: Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu (summ. Geomorphological effects of a clouderst at Piaski Szlacheckie near Krasnystaw). *Annales Univ. Maria Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XI, Lublin 1957; s. 129–160.
46. Mojski J. E.: Asymetria zboczy dolinnych w dorzeczu Bystrzycy (summ. The Asymmetry of Slopes in the Valleys of the Bystrzyca river Basin). *Annales Univ. Maria Curie-Skłodowska, Sectio B*, vol V, Lublin 1951; s. 27–52.
47. Mycielska E., Nowakowska T.: Z morfologii Gór Izerskich (rés. De la morphologie des Monts Izerskie). *Czasopismo Geograficzne*, t. XXVII, 1956; s. 269–278.
48. Penck A.: *Morphologie der Erdoberfläche*. Stuttgart 1894.
49. Piasecki H.: Morphologie périglaciaire du bord des Sudètes aux environs de Jawor. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4, 1956; s. 277–283.
50. Pierzchałko Ł.: Zagadnienie dolin asymetrycznych na tle rozwoju geomorfologii klimatycznej (rés. Les problème des vallés dissymetriques et le développement de la géomorphologie climatique). *Czasopismo Geograficzne*, t. XXV, 1954; s. 357–372.
51. Pierzchałko Ł.: Wstępne obserwacje współczesnych procesów stokowych w Górach Kaczawskich (summ. Preliminary Investigations of Present-Day Slope Erosion in Kaczawa Mountains). *Przegląd Geograficzny*, t. XXVI, z. 4, 1954; s. 136–145.
52. Poser H.: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. *Die Naturwissenschaften*, t. 34, 1957; s. 10–18.
53. Poser H.: Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. *Erdkunde*, t. II, 1948; s. 53–68.
54. Poser H., Müller Th.: Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayerischen Hügellandes. *Nachr. d. Ak. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. Biol. Phys. Chem. Abt.*, Göttingen 1951; s. 1–2.
55. Pożaryski W.: Plejstocen w przelomie Wisły przez Wyżyny Południowe (summ. Pleistocene in the Vistula gap across the Southern Uplands). *Inst. Geol., »Prace«*, t. IX, Warszawa 1953.

56. Presnjakow Je. A.: Ob asimmetrii dolin w Sibiri (Asymmetrische Täler in Sibirien). Woprosy geologii Azii II, Moskwa 1955; s. 391-396.
57. Reniger A.: Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce (summ. Location, Extent and Severity of Potential Soil Erosion in Poland). Roczniki Nauk Rolniczych. t. 54, z. I, Warszawa 1950; s. 1-59.
58. Reniger A.: Wyniki badań materiału unoszonego na Lubelszczyźnie w korycie rzeki Bystrej. Gospodarka Wodna, R. XVI, 1956; s. 525-529.
59. Richter G. D.: Snieżnyj pokrow, jego formirowanie i swojstwa. Moskwa--Leningrad 1945.
60. Romer E.: Studya nad asymetryą dolin. Sprawozdanie c. k. wyższej szkoły realnej za r. 1897. Lwów 1897; s. 1-45.
- 60a. Romer E.: Asymetrya dolin jako dzieło erozji i denudacji. Dziennik IX Zjazdu Polsk. Lek. i Przyp., z 11. VIII, Kraków 1900; s. 107-108.
- 60b. Romer E.: Die Eiszeit im Swidowiecgebirge, Ostkarpathen. Bull. Ac. Crac. Cl. Mat.-nat., Kraków 1905; s. 797-802.
61. Romer E.: Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich (Zsf. Morphometrische Studien über die ostkarpatischen Gebirgsformen). Kosmos, R. XXXIV, Lwów 1909; s. 678-693.
62. Rücktäschel T.: Ungleichseitigkeit der Täler und Wirkung der vorhergehend westlichen Regenwinde auf die Thalformen. Petermanns Mitteilungen, t. 35, 1889; s. 224-226.
63. Schostakowitsch W. B.: Der ewig gefrorene Boden Sibierens. Ztschr. d. Gesell. f. Erdk. zu Berlin, 1927; s. 394-427.
64. Schultze J. H.: Die Bodenerosion in Thüringen. Ergänzungsheft nr 247 zu P. G. M. Gotha 1952.
65. Schwind M.: Glazialformen und Strukturböden in den japanischen Nordalpen. Geographische Ztschr., t. 43, 1937; s. 57-70.
66. Siemientowski W. N.: Rumbogramma asimmetrii dolin. Woprosy geografii 21, Moskwa 1950; s. 103-106.
67. Smoleński J.: Ungleichseitigkeit der meridionalen Flusstäler in Galizien. Petermanns Mitteilungen t. 55, 1909; s. 101-107.
68. Spiridonow A. I.: Razwitije skłonow owrażno balocznego reliefa Srednie-Russkoj wozwyszennosti. Izw. Akad. Nauk SSSR, sier. geogr., nr 2, 1956; s. 25-34.
69. Stupiszin A. W.: Sniegowaja asimmetrija skłonow. Woprosy Geografii 21, Moskwa 1950; s. 101-102.
70. Susłow S. P.: Fiziczeskaja geografija SSSR. Aziatskaja czast. Leningrad--Moskwa 1947 (II wyd. 1954).
71. Taillefer F.: La dissymetrie des vallées gasconnes. Revue de Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest, t. XIV, 1944; s. 153-181.
72. Tricart J.: Cours de géomorphologie. Géomorphologie climatique, Le modelé périglaciaire, z. I, Paryż 1950.
73. Weinberger L.: Die Periglazial-Erscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. Göttinger Geogr. Abhandl., z. 15, 1954; s. 17-90.
74. Ziemiński S.: Wstępne badania nad erozją lessów Lubelszczyzny (summ. Preliminary studies on the erosion of loesses in the province Lublin). Annales Univ. Maria Curie-Skłodowska, sectio E, vol. VI, Lublin 1951; s. 131-200.

ZUSAMMENFASSUNG

Es wird in der Arbeit eine vergleichende Analyse der morphologischen und geologischen Hauptmerkmale von der Hängeasymmetrie in der periglazialen und gemässigten Zonen durchgeführt. Der Verfasser sieht seine Hauptaufgabe in der Bestimmung der Richtungsregelmässigkeit der asymmetrischen Hänge. Aus diesem Grunde bespricht er einige Merkmale der Asymmetrie überhaupt nicht, wie z. B. die Abhängigkeit von der Grössenreihe und dem Charakter der Hänge.

Die klimatische Asymmetrie der Hänge in der periglazialen Zone

Es sind allgemein zwei Typen einer solchen Asymmetrie bekannt: 1. Steilhang-Exposition N (Schattenauslage), 2. Steilhang-Exposition S (Sonnenauslage). Der erstere wird seltener bevorzugt und daher weniger erforscht. Der zweite wurde in der gegenwärtigen periglazialen Zone Asiens vor ca. 50 Jahren entdeckt (18, 33). In den letzteren Jahren haben Tricart (1950) und Presnjakow (1955) von dem Auftreten beider Typen und von der Regelmässigkeit ihrer Ortsverteilung in Sibirien berichtet. Den ersten Asymmetrietypus im Gebiete von Westgrönland hat Kosiba im Jahre 1937 beschrieben (32 S. 247–249).

Nach Tricart (1950) ist der erste Asymmetrietypus für das strenge periglaziale Klima charakteristisch (72 S. 222–224). In diesen Verhältnissen bewirkt die Solifluktion, der wichtigste Hängeformende Vorgang, vor allem an Hängen in der Sonnenauslage eine sanftere Neigung. An Gegenhängen, die sehr schwach auftauen, ist die Wirkung der Solifluktion sehr beschränkt. Der zweite Typus dagegen ist mehr charakteristisch für die mildere Abart des periglazialen Klimas, in dem die Solifluktion hauptsächlich an den Hängen in der Schattenauslage wirkt. An Hängen in der Sonnenexposition, die tief auftauen und schnell austrocknen, gibt es keine günstigen Vorbedingungen für die Wirkung der Solifluktion. Ähnlich, doch viel eingehender, hat Presnjakow (1955) den Asymmetrie bildenden Mechanismus auf Grund der Beobachtungen in verschiedenen Teilen Sibiriens geschildert. Dieser Verfasser führt Beweise

an, aus denen geschlossen werden muss, dass die Asymmetrie der Täler durch die Hängemassenbewegung (die Solifluktion) verursacht wird, denen gewissermassen die fluviale Erosion untergeordnet ist. Als Ausdruck dieser Unterordnung kann vielleicht das »Abgleiten« der Flusswässer durch die Solifluktionsprodukte in der Richtung gegen den schwächer entwickelten d. i. steileren Hang angenommen werden (Tabelle I). Die Beobachtungen Presnjakows erschüttern die Grundlagen der Theorie von Poser (1947, 1951), die er auf Grund seiner Beobachtungen der in der pleistozänen, periglazialen Zone Europas entwickelten Formen, gefasst hat. Poser nimmt an, dass in den thermischen Verhältnissen des Pleistozäns das Auftauen und die Solifluktion an besonnten Hängen vor sich gingen. Dies bewirkte eine Abflachung dieser Hänge, aber nur in den oberen Abschnitten der Täler. Unterhalb dieser Abschnitte mussten sich stärkere Schmelzwasserbäche in die auftauenden Hänge einsägen (einseitige Lateralerosion), wodurch die Asymmetrie eine entgegengesetzte Form abnahm. Es scheint, dass die Annahme Posers nur eine lokale Geltung haben kann. Jahn hat an den Tälern der Lubliner Hochfläche (27 S. 373–374) nachgewiesen, dass die Annahme Posers die Eigentümlichkeiten der Asymmetrie in der pleistozänen, periglazialen Zone Europas nicht erklärt.

Die klimatischen Hängeasymmetrieregelmässigkeiten in der gegenwärtigen periglazialen Zone. Die Asymmetrie des ersten Typus tritt in Nordsibirien und die des zweiten Typus in Südsibirien auf (72, 56). Die beide Zonen teilende Grenze hat zweifellos den Charakter einer breiten Übergangszone und deckt sich nach Presnjakow mit dem Gebiet des ununterbrochenen, dauernden Frostbodens. Diese Reichlinie ist mehr oder weniger mit der Isolinie der mittleren Jahrestemperaturen -10°C identisch. Die Asymmetrie des ersteren Typus entwickelt sich also in der Zone des sehr strengen Klimas mit der mittleren Jahrestemperatur unter -10°C . In dieser Zone ist der Sommer kühl (die mittlere Temperatur im Juli 5° bis 15°C), der Winter sehr streng (im Januar von -30°C an bis -50°C), die Schneedecke bleibt erhalten ca. 220 bis 280 Tage (55 S. 85–87). Die Zone von auftretenden Asymmetrien vom zweiten Typus ist charakteristisch durch die Jahresmitteltemperaturen von -1°C an bis -10°C , durch den wärmeren Sommer (die mittlere Temperatur im Juli von 15°C an bis 20°C) und durch ein wenig milderen Winter (die mittlere Tem-

peratur im Januar von -15°C an bis -40°C), der Schnee bedeckt den Boden etwa 140 bis 220 Tage (Abb. 1).

In anderen klimatischen Verhältnissen entwickelt sich die Asymmetrie von dem Typus 1 im Vorfeld des Inlandeises in Westgrönland. Kosiba beobachtete dort während seiner Forschungen auf dem Gebiete von 66° bis 73° geogr. Breite, asymmetrische Täler mit Steilhang-Exposition N (32 S. 71 und 247). In der Küstenzone dieses Gebietes schwanken die mittleren Jahrestemperaturen von ca -3°C an bis -10°C , aber der Sommer ist kühl und die mittlere Temperatur in dem wärmsten Monat beträgt kaum 5°C bis 8°C . Die mittleren positiven Temperaturen werden nur in vier Monaten verzeichnet (VI–IX). In diesen Verhältnissen liegt die Schneedecke mindestens 240 Tage lang und an den Hängen in der Schattenauslage das ganze Jahr (32 S. 114 und 247).

Man kann also annehmen, dass von der Differenzierung des Typus der Asymmetrie in der gegenwärtigen periglazialen Zone vor allem die thermischen Verhältnisse in der Sommerzeit entscheidend sind. Die Asymmetrie des Typus 1 entsteht unter Vorbedingung eines kurzen, kühlen Sommers und einer langdauernden Schneedecke. Die Asymmetrie des Typus 2 muss zu ihrer Entwicklung eine längere, wärmere Sommerzeit haben.

Auf Grund verschiedener Erwähnungen in der russischen Literatur kann man behaupten, dass die Asymmetrie von Typus 1 schwächer entwickelt ist und seltener auftritt als die Asymmetrie von Typus 2. »In dem äussersten Norden, bei fast ununterbrochener Sonnenbestrahlung im Sommer ist die Wirkung der Exposition auf die Formung von Nord- und Südhängen mehr oder weniger gleich« (70 S. 170). Es ist wahrscheinlich die Folge davon, dass in der Totalstrahlung im hohen Norden die diffuse Strahlung eine sehr grosse Rolle spielt (20 S. 220–222). Im Gegensatz zu der direkten Sonnenbestrahlung ist sie unabhängig von der Exposition der Hänge. Bedeutendere Differenzierung lässt sich deshalb nur bei grösserer Flächenneigung beobachten (56 S. 395, 70 S. 34 und 43). Die Folgen – wie es Presnjakow betont – der schwachen Besonnung in den Morgen- und Nachmittagsstunden sind eine weitere Beschränkung der Möglichkeit einer asymmetrischen Entwicklung. Im Zusammenhang damit sind die Unterschiede der Hänge W und E sehr klein. Diesem Umstand ist es zuzuschreiben, dass in Nordsibirien nur diese Täler eine Asymmetrie aufweisen, die annähernd eine Parallekreisrichtung haben. In Südsibirien dagegen spielt schon

die Differenzierung der Morgen- und Nachmittagbesonnung bei viel grösserer Insulationsstärke eine gewisse morphogenetische Rolle. In dieser Zone können auch die Täler asymmetrisch sein, die sich nach der Meridianrichtung erstrecken. In Nordsibirien sind die Hänge thermisch am meisten begünstigt, die in der Zwischenexposition S und SSW sind, in Südsibirien dagegen in der Zwischenexposition SSW und SW (20 S. 228). Dies ist in Übereinstimmung damit, was Geiger für gemässigte Zonenbreiten feststellt. Diese Verschiebung im Verhältnis zu der Richtung S ist die Folge der Tatsache, dass die höheren Temperaturen am Nachmittag eher verzeichnet werden als am Vormittag, so dass das thermische Maximum am Tage in die Stunden nach 12 Uhr fällt. In Nordsibirien wird die Grösse der Verschiebung im kleineren Ausmasse bezeichnet im Betracht dessen, dass in dem Zeitraum des Hochsommers bei der nicht untergehenden Sonne das Tagesmaximum früher als in Südsibirien erscheint.

Wenn wir diese Umstände berücksichtigen, können wir annehmen, dass im Norden thermisch begünstigte Sanfthänge in der Exposition SSE, S, SSW, SW sind, die Steilhänge dagegen in der Exposition NNW, N, NNE, NE; die übrigen Hänge in der Exposition WSW, W, WNW, NW und ENE, E, ESE, SE zeigen mittlere thermische Verhältnisse und haben keine Asymmetrie. Im Süden dagegen sind die Steilhänge in der Exposition SE, SSE, S, SSW, SW, WSW, W, WNW, und die Sanfthänge sind geneigt gegen NW, NNW, N, NNE, ENE, E, ESE. In den Zwischenexpositionen WNW – NW einerseits, und ESE – SE andererseits, ist die Entwicklung der Hänge mehr oder weniger symmetrisch (Abb. 2).

Die Abgrenzung zwischen den warmen und kalten Hängen für Südsibirien ist in Anlehnung an Presnjakows Feststellung, dass in dieser Zone die Asymmetrie in den Tälern mit dem Talwegazimut $15^{\circ} - 30^{\circ}$ verschwindet, durchgeführt worden. Ein überzeugender Beweis für die Annahme dieser Grenzlinie sind die Temperaturmessaufnahmen, die in der Bodentiefe von 0,7 m in der Umgegend von Innsbruck innerhalb von mehreren Jahren von Kerner gemacht worden sind (also in der geographischen Breite, die den Peripheriezonon von Südsibirien entspricht). Die Ergebnisse dieser Messaufnahmen hat Geiger (20 S. 226 – 228) in einem aufschlussreichen Diagramm dargestellt. Das Diagramm belehrt, dass der Hang in der Exposition SE, der bedeutend länger besonnt wird, wärmer ist als der entgegengesetzte (NW), der zwar in günstigeren thermischen Verhältnissen des Nachmittags, doch im viel kür-

zereu Zeitraum besonnt wird. Dieselbe thermo-energetische Differenzierung zeigen die Beobachtungen von Katuszenok und Nagibina (1945), die feststellten, dass im östlichen Transbaikalien, in den Tälern mit der Richtung NE-SW die steileren Hänge gegen SE geneigt sind (29 S. 9).

Eine Bestätigung dieser eben dargestellten Einteilung von asymmetrischen Hängen für Südsibirien finden wir, so zu sagen, in den Ergebnissen der Kartometrischen Analyse des Talnetzes, das durch gut entwickelte Asymmetrie aus dem Pleistozän charakteristisch ist, in dem gegebenen Gebiet der Lubliner Hochfläche. Diese Analyse ist durchgeführt worden auf dem Gebiete von 100 km² (Tabelle II).

Ausser der deutlich hervortretenden Differenzierung der morphologischen Merkmale finden wir in den beiden Assymetrietypen Unterschiede geologischer Natur. Nach Tricart (72) und Presnjakow (56) sind die sanften Hänge vom Typus 1 und 2 in verschiedenen makroklimatischen Verhältnissen aber im ännlichen Mikroklima geformt werden. Im Zusammenhang damit werden an ihnen identische Vorgänge verursacht, mit denen die Bildung einer dicken Fließerde von bestimmter Struktur und Textur gebunden ist (52). Unter diesen Gebilden überwiegt das verschiedenkörnige Wanderschutt. Die Steilhänge dagegen werden nicht nur in verschiedenen makroklimatischen, sondern auch in mikroklimatischen Verhältnissen geformt. An ihnen sind die Muttergesteine des Bodens in den strengeren Klima mit einer dünnen Fließerdeschicht von feinerem Material mit Spuren schwach wirkender Solifluktion bedeckt (wahrscheinlich freie Solifluktion vor allem). In dem milderen Klima kommt an dem Steilhang die eluviale und wandernde Schuttdecke vor. Auf dem massiven Felsengrund wird sie von groben Schutt (die feineren Teilchen sind von den Wässern der Sommerniederschläge fortgeschwemmt worden) ohne deutliche Spuren von der solifluidalen Wirkung gebildet. Diese Schuttdecke ist nicht immer ununterbrochen, infolge dessen kommen die Muttergesteine unmittelbar an der Oberfläche zum Vorschein.

Die Bedingungen, unter welchen die asymmetrischen Täler im Pleistozän in der periglazialen Zone Europas entwickelt worden sind.

Pierzchałko hat im Jahre 1954 die diesbezügliche Literatur studiert und ist zu diesem Schluss gekommen, das in der Ortsverteilung von pleistozänen, asymmetrischen Tälern in Europa

ähnliche Zonen unterschieden werden können wie in Sibirien. In Europa ist diese Differenzierung nicht so auffallend. In diesem Erdteil überwiegen die Formen der Steilhänge in der warmen Auslage (4, 5, 13, 14, 23, 27, 28, 31, 41, 43, 46, 48, 49, 54, 66, 68, 73). In den Gebieten der Tief- und Hochebenen spielt die Gegenasymmetrie nur in den Zonen, die unmittelbar an die Inlandeisrandzone der letzten Eiszeit grenzen, eine wichtigere Rolle (9, 12, 19, 50). Die Asymmetrie, von dem strengen Klima erwirkt, herrscht nur in Gebirgen (Tabelle III), wo im Pleistozän Firnfelder entstanden sind (17, 28). Nach Jessen (1935) erscheinen Kare in den Gebieten von Skandinavien bis zu den Alpen und von England bis zu dem Balkan fast ausschliesslich an Hängen in der Exposition gegen N, NE und E. Im Zusammenhang damit sind diese Hänge, unabhängig von ihrer geologischen Struktur, steiler als die gegenüberliegenden.

Die Hängeablagerungen der Täler von dem asymmetrischen Typus der in Tief- und Hochebenen von West- und Mitteleuropa vorherrschen, deuten darauf hin, dass sie sich in ähnlichen Verhältnissen entwickelt haben wie in Südsibirien in unserer Zeit (5, 27, 46, 47, 71, 72). Sehr belehrende Beispiele dieser Asymmetrie können in den Tälern der Lubliner Hochfläche beobachtet werden (27). Ähnliche Merkmale zeigen auch Resthügel im Gebiete von Roztocze. Das Profil eines von ihnen stellt die Abb. 3 dar. Der Charakter der Hangablagerungen, die an diesen Hügeln vorkommen, zeigt überzeugend die Differenzierung der Vorgänge, die in den Zeitraum der letzten Eiszeit an den Hängen in verschiedener Exposition vor sich gingen. Die Solifluktion, die an dem mehr oder weniger gleich geneigten Hang in der Exposition NE wirkte, rief eine Milderung des Gefälls hervor und das Verwischen der Unterschiede der Gesteinswiderstandsfähigkeit. Von der Besonderheit der Vorgänge, die auf die warmen, gegenüberliegenden Hänge einwirkten, zeugt nicht nur die Differenzierung der Neigungen in ihrem oberen und mittleren Teil, sondern der Mangel der Solifluktionsdecke und auch die Betonung der Widerstandsfähigkeit der härteren Gesteine des Tertiärs und des weicheren Kreidemergels. An Nachbarhängen, die ausschliesslich aus Mergeln gebildet sind, fehlt der deutlich gekennzeichnete Einschnitt zwischen dem unteren konkaven und den oberen konvexen Abschnitt.

Die Bildung der periglazialen Hängeasymmetrie in Europa wurde verschiedenartig mit den Phasen des Glazials verglichen. Gloriod und Tricart datieren die Asymmetrie in dem Zeitraum,

der der Lössakkumulation der Würm-Eiszeit vorausgeht (23). Büdel knüpft die Bildung der Asymmetrie an die Anwesenheit des Lössstaubs an den Leeseitshängen (5). Jahn dagegen behauptet, dass in der Hauptphase des Glazials sich die Asymmetrie charakteristisch für das periglaziale strengere Klima entwickelt, in der Endphase dagegen die Gegenasymmetrie (26 S. 284–285, 27 S. 374). Die Hauptrolle schreibt Jahn den Vorgängen zu, die in der Endphase der letzten Eiszeit stattgefunden haben, der Zeit als die kühlen Hänge grundsätzlich entwickelt worden sind.

Beherrschende Einzelheiten, das Zeitalter der Asymmetrie zu datieren, liefern die Beobachtungen des Lössgebietes der Lubliner Hochfläche. In der Bildung von Tälern in diesem Gebiet, wenn man die Asymmetrie in Betracht nimmt, kann man oft zwei bzw. drei Zeiträume unterscheiden: 1) den vor und während der Lössakkumulation, 2) den nach der Lössakkumulation d. i. die Zeit des Endstadiums der letzten Eiszeit und endlich 3) den jüngsten, postglazialen Zeitraum. Die stärker in einzelnen Zeiträumen erwirkten Flächen werden stufenweise gelagert. Die Asymmetrie erscheint in der Flächenbildung, die dem ersten und zweiten Zeitraum entspricht. In beiden Fällen ist es die Asymmetrie des sanfteren periglazialen Klimas. Diese Anlage ist in trockenen Tälern und in manchen Flusstälern zu sehen. Ein Trockental dieses Typus zeigen die Abbildungen 4–6. Die geologisch-morphologische Analyse dieses Tales und der umliegenden Gebiete lässt folgende Schlüsse ziehen:

1) In dem Zeitpunkt der beginnenden Lössakkumulation in der Würm-Eiszeit war die Asymmetrie der oberen und mittleren Hänge teile der bis auf den heutigen Tag bestehenden gleich. Vielleicht nur deutlicher gekennzeichnet. Darauf deutet die Mächtigkeit der Lössdecke hin, die in dem oberen Teil einige Meter dick ist und nach unten zunimmt. (In dem mittleren Teil der Hänge wird die Mächtigkeit der Decke durch die Hangablagerungen, die nach dem Abschluss der Lössakkumulation entstanden sind, bedeutend größer). Diese Asymmetrie mag sich entwickelt haben in der Risseiszeit und in der Anfangsphase der Würmeiszeit.

2) Die im trockenen, kontinentalen Klima stattgefundenene Lössakkumulation, war vielmehr ein die Entwicklung der Asymmetriestaltungsvorgang hindernder Faktor.

3) Nach dem Abschluss der Lössakkumulation erfolgte die Zunahme der Erosionsvorgänge, wahrscheinlich in der ersten Hälfte

von Alleröd. Infolge dessen wurde die Lössdecke im Bodenteil des Tals entzweigeschnitten.

4) In der zweiten Hälfte von Alleröd und vielleicht teilweise in dem Zeitraum des jüngeren Dryas gingen die Hängevorgänge vor sich. Sie werden gekennzeichnet durch Hangablagerungen, im allgemeinen dünn und rytmisch gelagert, mit Spuren von Solifluktion und schwachen Kryoturbationen. In ihrer Formung musste noch neben der Solifluktion auch der Abfluss der zerstreuten Flächenwässer eine wichtige Rolle gespielt haben. Darauf weisen hin u. a. die Tatsachen, dass ähnliche Hangablagerungen in parallelen Bildungen der warmen und kalten Hänge gefunden werden. An den warmen Hängen sind sie vielleicht etwas dünner und bei grösseren Neigungen kommen sie nicht vor.

5) Die im Punkt 3 und 4 besprochenen Vorgänge haben stärkere Umformung nur in dem unteren Teil der Hänge hervorgerufen. Die Stärke dieser Vorgänge war nicht so gross, als dass sie die Rückbildung der früher erwirkten Asymmetrie verursachen könnte, die im mittleren und oberen Teile der gut gestalteten und ausgedehnten Hänge vorhanden war.

Wenn wir die oben angeführten Tatsachen betrachten, so können wir annehmen, dass sich die Asymmetrie mit einer warmen Exposition der Steilhänge in den Tief- und Hochebenen Europas im Pleistozän in verschiedenen Phasen des Glazials geformt hat. Die Umstände, unter denen diese Umformung zustande gekommen war, änderten sich mit der Zeit und waren in der Anfangs- und Endphase am günstigsten. In der Hauptphase wirkte die äolische Lösakkumulation hemmend auf die gestaltenden Vorgänge der Hänge und das strenge Klima dagegen begünstigte eher, wie es allgemein geglaubt wird, die Gegenasymmetrie. Doch dieser Asymmetrietypus tritt öfters nur in den Zonen auf, die an den Inlandeisesrandes grenzten. Die Ursachen dieses Tatbestandes können verschieden sein. Man kann nämlich mit Jahn übereinstimmen (27 S. 374—375), dass schwache morphologische Ergebnisse des Hochglazials durch die Vorgänge der Endphase abgetragen worden sind, oder dass die Asymmetriebildung des kalten Typus nur in der Zone Platz hatte, die unmittelbar an den Rand des Inlandeises gelegen war. Die Beobachtungen, die wir bezüglich der Stärke der Vorgänge in der Endphase der letzten Eiszeit in der Lubliner Hochfläche machen, weisen darauf hin, dass wir hier eher mit der zweiten Möglichkeit zu tun haben. Die Analyse der klimatischen Verhältnisse zur Zeit

der letzten Vereisung spricht unmittelbar für die Annahme dieser Möglichkeit. Der Sommer war damals, Osteuropa ausgenommen, nicht besonders warm (6), aber wir können schliessen, das er infolge des Kontinentalklimas, das Hochglazial kennzeichnet, und infolge der bedeutenden Sonnenhöhe in den geographischen Breiten von $50^{\circ} - 53^{\circ}$, relativ langdauernd war. Wenn wir noch den thermischen Gradient zwischen der Randzone des Inlandeises und dem verhältnismässig warmen Mittelmeergebiet berücksichtigen, so können wir behaupten, dass die langdauernde Schneedecke in Ebenen nur in der Nachbarschaft von dem Eisrand zu finden war. Ähnliche Verhältnisse, in denen der Schnee erhaltenbleiben kann und die damit gebundene soligelide Denudation hauptsächlich an warmen Hängen, traten in den herzynischen Mittelgebirge in der Höhe, die über 600–700 m betrug und in den alpinischen Gebirge über 1000 m. Diese Verhältnisse mussten Änderungen unterliegen, je nach der Milderung des Klimas in der Zeit der Rückbewegung des Inlandeisrandes. Damals wurden in den besprochenen Gebieten vor allem die kalten Hänge verflacht. Dieser Vorgang erklärt uns das Auftreten in der Gegend von Łódź und von Schwarzwald beider Asymmetrietypen. Sie sollten aber durch die Frische der morphologischen Merkmale differieren, denn die Asymmetrie des milderen Klimas ist jünger.

Die Hauptmerkmale der Asymmetrie in der periglazialen Zone. Das Hauptmerkmal der periglazialen Asymmetrie ist die deutlich erkennbare, bestimmte Differentiation der morphologischen und geologischen Merkmale der gegenüber liegenden Abhänge. Dies bezeugen die Beobachtungen der zeitgenössischen und pleistozänen periglazialen Zonen. Dies ist zweifellos die Folge der intensiven Wirkung der Hängedenudation in diesen Zonen, denen die fluviale Erosion vom Standpunkt der Asymmetrie untergeordnet waren.

In der Raumverteilung der Richtungsmerkmale treten die horizontale Zonengliederung und die vertikale Stufung auf, die für viele geographische Erscheinungen typisch sind. Die Ursache dieser Gliederung kann, wie bekannt, nur die Differenzierung der thermischen Verhältnisse sein, die für die Bildung der Solifluktion, des wichtigsten Vorganges bei der Hangformung, ausschlaggebend sind. Es steht im engen Zusammenhang damit die Annahme der Abhängigkeit der Asymmetrie von der Hängeexposition gegen die Sonne. Aber man darf dabei die Rolle der Winde nicht vergessen, die die

ungleichmässige Verbreitung von Schnee im Winter und verschiedenartige Austrocknung im Sommer verursachen. Diese Tatsache beeinflusst zweifellos die Asymmetrie, kann aber nicht von der strengen Asymmetrierichtung hergeführt werden. Die Wirkung des herrschenden Windes stellt sich gewissermassen über die Wirkung der Sonnenbestrahlung, aber das Ergebnis wird von der Richtung des Windes abhängig sein.

Die Rolle des Windes kann besonders wichtig in den Peripherien des Auftretungszonen der beiden Asymmetrietypen sein. Hier erreicht die Insolationsintensivität ihre Grenzwerte, bei denen noch die Abflachung der kalten oder warmen Hänge vor sich geht. In diesen Verhältnissen kann die ungleichmässige Verteilung des Schnees durch den Wind für die Bildung der Asymmetrie (für ihr Fortbleiben oder Auftreten) ausschlaggebend sein.

Klimatische Hängeasymmetrie in den gemässigten Zonen Europas

Die periglaziale Asymmetrie endet in Europa mit dem Schwund des langjährigen Frostbodens und als die Hänge von den Waldpflanzen der gemässigten Zone bedeckt werden sind. Unter diesem dichten Pflanzengewand dauern die Vorgänge der Hängegestaltung ausser den Gebirgsgegenden weiter, aber ihr Tempo ist bedeutend verlangsamt. Unter diesen Bedingungen können nur fluviatile Vorgänge eine grössere, differenzierte Umformung der Hänge herbeiführen.

Das System der formenbildenden Faktoren unterlag im Holozän einem grundsätzlichen Wechsel, als der Mensch die Waldpflanzen zu vernichten und an ihrer Statt den Ackerbau einzuführen begann. Infolge der damit verbundenen Vorgänge entstanden jetzt auf ausgedehnten Gebieten von Mitteleuropa Entwicklungsbedingungen, die nicht nur für das gemässigte, sondern auch für periglaziale und semiaride Klima charakteristisch sind. Es ist klar, dass im Zusammenhang damit neue, ganz besondere Möglichkeiten aufkommen, klimatische Asymmetrie der Hänge umzuformen. Die Einschätzung der Wirksamkeit der einzelnen, an diesen Vorgängen beteiligten Faktoren erschwert das mosaikartige System der Bedingungen, die intensiv bewirtschaftete Gebiete charakterisieren.

Gegenwärtige Entwicklungsbedingungen der Hängeasymmetrie in Mitteleuropa.

In den letzten Jahren haben Dylik und Pierzchałko unsere Aufmerksamkeit auf die Asymmetrievorgänge gelenkt, die gleichzeitig

durch das Frühjahrstauwetter an den Hängen vor sich gehen (10, 50, 51). Sie haben in den Gegenden von Łódź festgestellt, dass sich in dieser Jahreszeit an den sanften Hängen in der Exposition NE die flächenhafte Abtragung und Solifluktion entwickelten und dass an den gegenüberliegenden Steilhängen ausschliesslich die Rillenspülung stattfand. Die sanfteren Hänge erlitten eine stärkere Schädigung hauptsächlich durch die Solifluktionswirkung. Eine ähnliche Asymmetrie der Frühjahrsabtragung beobachteten Reniger und noch früher in Sachsen Schwind (1933) und in der Gegend von Nowogródek Brandt (1916). Jahn hat diese vereinzelt Beobachtungen mit eigenen Forschungen der holozänen Hangablagerungen in Roztocze zusammengestellt und daraus den Schluss gezogen, dass das zeitgenössische Klima ähnliche Asymmetrie erwirkt, wie sie sich auf der Neige der letzten Eiszeit entwickelt hat (26 S. 295, 27 S. 375). Diese Folgerung darf aber nicht als allgemein gültig erkannt werden. Sie stützt sich nämlich auf Beobachtungen, die nur den kurzen Frühjahrszeitraum betreffen, der durch die Anwesenheit des Saisonfrostbodens an den periglazialen Sommer erinnert. In anderen Jahreszeiten gehen Vorgängen vonstatten, unabhängig von der Exposition oder Vorgänge die Gegenasymmetrie hervorrufen.

In dem gemässigten Klima, das durch öftere Erwärmungen im Winter charakteristisch ist, kann die Solifluktion auf bebauten Feldern auch im Winter entstehen. Darauf weisen die Beobachtungen, die in der Gegend von Lublin im 1956/57 gemacht werden sind. In diesem Zeitraum wechselte oft und bedeutend das Wetter mit wiederholten Phasen von Schneeakkumulation und von Schneeschmelzen. In der ersten Februarhälfte herrschte das Frühjahrswetter, der Schnee schmolz fast vollständig, der Frostboden, der im Januar bis 0,6 Tiefe reichte, taute im hohem Grade auf. Infolge der Schneeschmelze in den ersten Februartagen entwickelten sich auf den Feldern allmählich Flächenspülung und Rillenspülung, die die dünne Schicht des aufgetauten Bodens betrafen. Der Vorgang der Solifluktion wurde in dieser Zeit an Böschungen von verschiedenen Erdarbeitsobjekten beobachtet.

Eines von diesen Objekten, das im Herbst 1956 gefertigt war, bot glänzende Bedingungen, die Lössböschungen im Ausmass 2 – 3 m und 1 m hoch, in vier grundsätzlichen Expositionen zu beobachten. Am 5. Februar 1957 reichte das Auftauen an Böschungen in der Exposition S und W von 8 – 10 cm tief, an den gegenüberliegenden höchstens 5 cm tief. An den ersteren, den »warmen«, wurde inten-

sives Bodenfließen und intensive Bodenrutschung beobachtet. Am Fuss der Böschungen entstanden Erdkegeln und Erdzungen, die besser an der westlichen Seite entwickelt waren. An den kalten Böschungen war ausschliesslich das Abfließen der halbflüssigen, aufgetauten, dünnen Erdschicht zu beobachten, das Abrutschen nur ausnahmsweise. Auf diese Weise hat sich die Asymmetrie gebildet, die typisch für die kältere Zone des periglazialen Klima ist. Am 11. Februar 1957 erreichte das Auftauen an den Böschungen S und W die Tiefe von 20 bis 25 cm, an den gegenüberliegenden die Tiefe von 15 cm. Die Spuren der Abtragung waren nur von der Seite N, die entwickelte Asymmetrie der Böschungen blieb ohne sichtbare Änderung. Von der Seite N und E traten hier und da Klüfte auf, die Breite der Spaltung war 1 bis 2 cm. Am 17. Februar war der Frostboden in der Tiefe von 0,3 m und zwar nur an den Böschungen N und E. Hier wurden frische Abrutschungen von trockenen Erdschollen beobachtet, die sehr ausgiebig die Ausmass der im vorigen Zeitraum entwickelten Asymmetrie beeinträchtigten.

Eine ähnliche Hängeentwicklung während der winterlichen Wärmeperioden stellt Presnjakow dar auf Grund seiner Beobachtungen im fernen Ostasien (56). Auch Schulze berichtet, dass er in der Gegend von Jena an den steilen Kalkhängen eines Hügels im Winter Schuttströmchen hauptsächlich an der Seite W und S beobachtet hat (64 S. 68).

Die angeführten Beobachtungstatsachen weisen daraufhin, dass während des winterlichen Tauwetters und in der ersten Phase der Frühlingschneesmelze an den natürlichen Hängen die Solifluktion in gedeckter Form auftreten kann, vor allem an den warmen Hängen, an denen die Schneedecke früher schwindet. Eine ähnliche Asymmetrie, also eine entgegengesetzte als die in der zweiten Phase der Frühlingschneesmelze, rufen im Winter Flächenspülung und Rillenspülung hervor. Die thermischen Bedingungen sind für die Entwicklung dieser Vorgänge, die mit der Anwesenheit des Saisonfrostbodens gebunden ist, im Mitteleuropa nicht besonders günstig. Dieses Gebiet liegt nämlich an der Peripherie der Zone, in der diese Vorgänge stattfinden. In dieser Lage spielt die ungleichmässige Schneeakkumulation eine grosse Rolle. Die Mehrzahl der Winde aus der Richtung W, die den Schnee vorwiegend an den kalten Hängen lagern, begünstigt diese Vorgänge. Wie und in welcher Richtung diese Vorgänge im ganzen Winterzeitraum und in der Frühlingschneesmelze sich entwickeln, ist schwer im gegebenen Zeitpunkt vorauszusehen.

Unter ganz anderen Bedingungen geht die Hängeentwicklung im Frühling, Sommer und Herbst vor sich, wenn die einzige formende Kraft – ausser den Ortschaften, die von Flüssen angegriffen werden – hauptsächlich das Regenwasser ist. Unter diesen Bedingungen kann die Asymmetrie die Folge der Differenzierung, je nach der Exposition, der Menge der Niederschläge und der klimatisch bedingten Widerstandsfähigkeit gegen den Zerstörungsprozess der Hangablagerungen sein. Diese Gebilde sind an den warmen Hängen mehr getrocknet (64, 74). Neben der Sonnenbestrahlung tragen auch dazu die Winde bei, die die Luvseite austrocknen. Demgemäss soll das System der »trockenen« und der »feuchten« Hänge in Mitteleuropa im Verhältnis zu dem System der »warmen« und »kalten« Hänge verschoben werden, wie es Jessen verlangt (28). Das Maximum der Trockenheit – bei der Mehrzahl von Winden W und SW – sollte an den Hängen in der Exposition SW und WSW auftreten. Selbstverständlich beeinflusst die Trocknung ungünstig die Pflanzenwelt und verursacht die Lockerung und die stärkere Witterung – bei grösseren Feuchtigkeitsschwankungen – der Flächengebilde (40 S. 48, 64 S. 64–71). Wir folgern, also, dass die Hänge in der Exposition S-SW-W-NW mehr der Denudation unterliegen also auch der Abflachung, als die gegenüberliegenden Hänge. Diese Entwicklungstendenz ist entgegengesetzt derjenigen, die Jessen vertritt (1933) der gleich mit Schwind behauptete, dass vor allem die feuchten Hänge verebnet werden (28 S. 435).

Noch schwieriger ist die Differenzierung der Niederschläge zu bezeichnen. Jessen behauptete im Jahre 1935, dass die Regenwässer reicher die Leeseite in den Tiefland und Hochlandgebieten Mitteleuropas besprengen. Er stützt sich dabei auf die Forschungen Geigers, aus denen man schliessen konnte, dass die niedrigeren Hänge die Höhe der Niederschläge an der Luvseite nicht steigern und der Wind einen Teil der Regentropfen gegen die gegenüberliegende Leeseite verweht (28 S. 435). Es ist zweifellos, dass die Steigerung der Niederschläge (der orographische Niederschlag) vor allem an den Hängen der Luvseite im entsprechender Höhe d. i. im Gebirge erfolgt. Man darf nicht vergessen, dass bei unveränderten Regentropfenmenge auf eine Flächeneinheit eines Luvseitenganges mehr Tropfen fallen, als auf dieselbe Einheit an der Leeseite. Die Stärke dieser Besprengungsasymmetrie ist proportional zu der Differenz des Fallwinkels der Regentropfen. Eine grössere Asymmetrie kann also Hängen mit grösserer Neigung erscheinen.

Wenn wir diesen Tatbestand in Betracht ziehen, und zugleich die Widerstandsfähigkeit der Flächengebilde gegen die Denudation, können wir annehmen, dass in der Sommerzeit in Mitteleuropa eine stärkere Tendenz auftritt, die warmen Hänge, die gleichzeitig an der Luvseite gelegen sind, zu zerstören. Diese Tendenz ist sehr leicht erkennbar in den Gebirgsgegenden. Eine Bestätigung dieser Beobachtungstatsachen finden wir in den Forschungen Gerlachs in den Karpathen (21). Die von ihm gemachten Messungen beweisen, dass die Materialmenge, die in Sommermonaten von den Hängen in der Exposition S abgetragen wurde, grösser war als die von den gegenüberliegenden Hängen.

Da die Entwicklungstendenz der klimatischen Asymmetrie in den zeitgenössischen Bedingungen nicht ausgesprochen deutlich ist, kann angenommen werden, dass sie auch durch andere Kräfte, die nicht klimatischer Natur sind, beeinflusst wird. Die Analyse dieser Erscheinung ist an Hängen mit deutlich gebildeter, periglazialer Asymmetrie besonders erschwert. Die Steilhänge begünstigen die Rillenerosion. Doch die Einwirkung der Neigung kann nicht ganz einfach erfasst werden (57, 64, 37). Ausserdem kann die Bedeutung dieses Faktors durch die Länge des Abhanges stark differenziert werden. Die Erosionszerstörungen an sanften und lang gedehnten Hängen können bedeutend grösser werden als an steilen aber kurzen Hängen (45).

In der allgemeinen Jahresbilanz der Entwicklung der Hängevorgänge kann die Asymmetrie im Falle der günstigen Entwicklung von klimatischen und anderen Tatsachen deutlicher hervortreten. Łoziński (1933) beobachtete in Podolien an sanften Längen in der Exposition N Bodenabspülung und an den gegenüberliegenden, steilen Hängen eine starke Rillen- und Grabenbildung (39, 40 S. 45–48). Einen ähnlichen Verlauf von diesen Vorgängen fand Reniger (1950) in der Gegend von Puławy (57 S. 16). Erscheinungen dieser Asymmetrie begegnen wir oft in der Lubliner Hochfläche und in dem westlichen Teil von Roztocze. Sie zeigen eine entgegengesetzte Entwicklungstendenz im Vergleich mit der früher in dem periglazialen Zeitraum entwickelten.

Die Hauptmerkmale der gegenwärtigen Asymmetrie in Mitteleuropa. Die bisherigen Beobachtungen zeigen, dass die gegenwärtigen Hängevorgänge in Mitteleuropa keine so deutliche Asymmetrie hervorrufen wie in der periglazialen Zeit. Es ist wahrscheinlich die Folge der grossen Differenzierung der

Entwicklungsbedingungen dieser Vorgänge in einzelnen Jahreszeiten. Die bisherigen Ergebnisse der Forschungen lassen die Bilanz aller Entwicklungstendenzen im Jahresdurchschnitt nicht bestimmen. Wenn wir nur die Zeitdauer von besonderen Phasen der Asymmetrieentwicklung betrachten, so müssen wir annehmen, dass die Tendenz die warmen Hänge an der Luvseite zu verebnen, vorherrschend ist (Sommermonate). Man darf aber nicht ausser Acht lassen, dass die intensivste Entwicklung der Hänge allgemein in den Zeitraum der gegensätzlichen Tendenz fällt, d. i. in den Zeitraum der Frühjahrschmelze. Die Unmöglichkeit die entscheidende Entwicklungstendenz zu nennen, macht, dass die einzelnen Jahre ebenso in der Entwicklungsrichtung wie auch in der Asymmetriestärke grosse Unterschiede zeigen können. Mittelbar bestätigen diese Tatsache die Ergebnisse der Messungen von Materialabtragungsmengen in einzelnen Jahreszeiten und in verschiedenen Flussläufen (76 S. 17–175, 58, 21). Nicht minder grosse Unterschiede können entstehen zwischen den vieljährigen Zeiträumen von kalten und strengen Wintern und denjenigen von milderem.

Für die gegenwärtige Asymmetrie haben wahrscheinlich die Insulationsdifferenzen eine kleinere Bedeutung, als für die periglaziale Asymmetrie. Dies erfolgt aus der Tatsache, dass in dem gemässigten Klima die thermischen Verhältnisse deutlicher die Hängeentwicklung nur im Winter bedingen. In der Sommerszeit spielen eine grössere Rolle die Bodenfeuchtigkeit und die Niederschläge, die im hohen Grade von den Windrichtungen abhängen. Die Rolle der Winde ist sonst auch sehr gross in der Winterszeit (die ungleichmässige Schneeakkumulation). Deswegen kann die Asymmetrie-richtung im grossen Grad von dem System der vorherrschenden Winde abhängen und kann wechseln je nach den lokalen Bedingungen dieses Systems.

Die schwächere Stärke der Merkmale der klimatisch bedingten Differenzierung der Vorgänge in den gegenüberliegenden Hängen erschwert die Analyse und die Sonderung der Folgen dieser Vorgänge von dem Wirkungsfolgen anderer Faktoren auf die Entwicklung der Asymmetrie. Die Schwierigkeiten werden desto grösser, dass die stärkere Entwicklung von Hängen eng mit der Rodung der Wälder und mit der wirtschaftlichen Ausnützung des Bodens verbunden ist.

Р Е З Ю М Е

Автором проведен сравнительный анализ главных морфологических и геологических свойств климатической асимметрии склонов перигляциальных и умеренных зон.

Главная задача поставленная автором — определить закономерности ориентировки (направленности) асимметричных склонов. Поэтому некоторые черты — как например зависимость от порядка величины и характера склонов — не рассматриваются вовсе. Основой для настоящего труда послужили широко использованные литературные данные а также материалы, собранные во время общего геоморфологического картирования на Люблинской возвышенности.

Климатическая асимметрия склонов в перигляциальной зоне

Известны два типа такой асимметрии: 1) склоны крутые экспонированные к N (теневого склоны), 2) склоны крутые экспонированные к S (солнечные склоны). Первый из этих типов реже упоминается и слабее изучен. В современных нам перигляциальных районах Азии второй тип распознан как обусловленный инсоляцией около 50 лет тому назад (18, 33). В последние годы о наличии обоих типов и закономерностях их размещения в Сибири писал в 1950 г. Трикар, а в 1955 г. Пресняков. Первый тип асимметрии из западной Гренландии описал в 1937 г. Косиба (32 стр. 247 — 249).

По Трикару (1950) первый тип асимметрии свойствен суровому перигляциальному климату (72 стр. 222 — 224). В таких условиях солифлюкция, главный фактор формирования склонов, развивается прежде всего на солнечных склонах, которые становятся по этому более пологими; на очень слабо оттаивающих противоположных склонах возможность развития солифлюкции ограничена. Второй тип свойствен более мягкой разновидности перигляциального климата, в которой солифлюкция развивается главным образом на теневом склоне. На солнечном склоне, глубоко оттаивающем и высыхающем, нет соответственных условий

для развития солифлюкции. В совершенно подобном, однако более широком толковании, представил механизм развития асимметрии — опираясь на наблюдения из различных частей Сибири — Пресняков (1955). Этот автор приводит факты, из которых следует, что об асимметрии долин решают склоновые процессы (солифлюкция), которым подчиняются флювиальные процессы. Отражением этого подчинения является как будто сталкивание речных вод, продуктами солифлюкции, к слабее развивающемуся т. е. к крутому склону (56). Наблюдения Преснякова противоречат основам концепции Позера (1947, 1951), разработанной на основании наблюдений форм развитых в плейстоценовых перигляциальных районах Европы. Позер считал, что в термических условиях плейстоцена оттаивание и солифлюкция развивались на солнечных склонах. Это было причиной уменьшения наклона склонов, но только в верховьях долин. Ниже по долинам более сильные струи донных вод должны были подмывать глубже оттаивающие склоны, в связи с чем развивалась обратная асимметрия. Нам кажется, что концепция эта может иметь лишь местное значение. Яном доказано уже на примере долин Люблинской возвышенности (27 стр. 373—374), что упомянутая концепция не выясняет особенностей асимметрии во всей плейстоценовой перегляциальной зоне Европы.

Закономерности климатической асимметрии склонов в современных перигляциальных зонах. Асимметрия типа 1 выступает в северной части Сибири, а типа 2 в южной Сибири (72, 56). Рубеж разделяющий оба отличительных типа асимметрии, имеющий несомненно характер широкой переходной зоны, совпадает по Преснякову с границей распространения сплошной многолетней мерзлоты. Этой границе соответствует, более или менее, изолиния средних годовых температур -10°C . Асимметрия типа 1 развивается таким образом в зоне очень сурового климата со средними годовыми температурами ниже -10°C . Эта зона отличается прохладным летом (средние температуры июля от около 5 до 15°C), суровой зимой (средние температуры января от около -30° до -50°C), со снежным покровом, выступающим от около 220 до 280 дней (55 стр. 85 — 87). Зона, которой свойственна асимметрия второго типа, характеризуется средними годовыми температурами от около -1 до -10°C , более теплым летним временем (средние температуры июля от около 15 до 20°C) и несколько более мягкой

зимой (средние температуры января от около -15 до -40° Ц) со снежным покровом залегающим от около 140 до 220 дней.

В несколько иных климатических условиях развивается асимметрия типа 1 на предполье ледника в западной Гренландии. Косиба наблюдал там, во время исследований, которые проводились в районе простиравшемся от 66° до 73° сев. широты, асимметричные долины с крутыми склонами, экспонированными к N (32 стр. 71 и 247). В этих районах, на побережье, средние годовые температуры колеблются от около -3 до -10° Ц, но лето является холодным и средняя температура наиболее теплого месяца достигает лишь от 5 до 8° Ц. Средние месячные положительные температуры отмечены лишь на протяжении четырех месяцев (VI — IX). В таких условиях снежный покров выступает по меньшей мере в течение 240 дней, а на некоторых теневых склонах круглый год (32 стр. 114 и 247).

Итак кажется, что о различиях типа асимметричного развития склонов в современных перигляциальных районах решает прежде всего термический режим летнего времени. Асимметрия типа 1 возникает в условиях короткого, холодного лета и при длительном снежном покрове. Асимметрия же типа 2 требует для своего развития более длительного и более теплого летнего времени.

Опираясь на различные заметки из русской литературы можно предполагать, что асимметрия типа 1 развита слабее и выступает реже, чем асимметрия типа 2. „На крайнем Севере с почти круглосуточным освещением летом, влияние экспозиции на формирование рельефа северных и южных склонов более или менее одинаково“ (70 стр. 170). Это вероятно вытекает прежде всего из того, что в балансе излучения в полярных пространствах очень большую роль играет рассеянная радиация (20 стр. 220 — 222). Она является независимой, в противоположность непосредственной радиации, от экспозиции склонов. Поэтому более резкая дифференциация намечается лишь при более наклоненных поверхностях (56 стр. 395, 70 стр. 34 и 43). Дальнейшее ограничение возможностей асимметричного развития вытекает — как это подчеркивает Пресняков — из слабой инсоляции в утреннее и послеполуденное время, в связи с чем разницы между склонами W и E очень малы. В результате этого в северной Сибири асимметричными будут лишь долины близкие широтному простиранию, между тем как в южной Сибири,

при более интенсивной инсоляции, дифференциация утреннего и послеполуденного солнечного освещения играет уже определенную морфогенетическую роль. Поэтому в южной Сибири асимметричными могут быть также меридиональные долины. Оптимальные термические условия в северной Сибири имеют склоны экспонированные промежуточно между S и SSW, а в южной Сибири — согласно с тем, что констатирует Гейгер для умеренных широт (20 стр. 228) — между SSW и SW. Это перемещение относительно направления S вытекает из факта наличия высших температур после полудня, чем в первой половине дня, в связи с чем суточный термический максимум отмечается после 12 часов. Для северной Сибири принято меньшую величину перемещения из-за того, что при непрерывном солнечном освещении, во время полного лета, суточный максимум выступает раньше чем в южной Сибири. Поэтому можно предполагать, что на севере лучше освещенными, то есть пологими являются склоны экспонированные к SSE-S-SSW-SW а менее всего освещенными, то есть крутыми — NNW-N-NNE-N. Остальные склоны, экспонированные к WSW-W-WNW-NW и ENE-E-ESE-SE обнаруживают промежуточный термический режим и отсутствие асимметрии. В то же время на юге крутые склоны экспонированы к SE-SSE-S-SSW-SW-WSW-W-WNW, а пологие склоны к NW-WNW-N-NNE-ENE-E-ESE; при промежуточных экспозициях, между WNW и NW, а также ESE и SE, развитие склонов более или менее симметрично (рис. 2).

Разграничение „теплых“ и „холодных“ склонов для южной Сибири проведено на основании данных Преснякова, который удостоверяет, что в этих районах асимметрия исчезает в долинах с азимутом тальвега 15 — 30°. Превосходным аргументом в пользу такого подразделения склонов являются результаты измерений температур грунта на глубине 0,7 м, проводимых в течение свыше десяти лет Кернером в окрестности Инсбрука, то есть на географической широте соответствующей южной периферии Сибири. Результаты этих измерений в виде очень instructивной диаграммы представил Гейгер (20 стр. 226 — 228). Из этой диаграммы вытекает, что склон экспонированный к SE, освещаемый заметно длиннее, является более „тёплым“ чем противоположный склон (NW), который — правда — освещается в более благоприятных термических условиях послеполуденного времени, но коротко. Именно на такую дифференциацию термоэнергети-

ческих условий указывают наблюдения Катушенока и Нагибиной (1945). Эти авторы констатировали, что в восточном Забайкалье в долинах направленных с NE к SW более крутыми являются склоны экспонированные к SE (29 стр. 9).

Своего рода подтверждением представленного подразделения асимметричных склонов для южной Сибири являются итоги картометрического анализа долинной сети — характеризующейся хорошо развитой асимметрией из плейстоценовой эпохи — избранной части Люблинской возвышенности. Этот анализ проводился для района поверхностью 100 км² (таб. II).

Кроме отчетливой дифференциации морфологических черт оба типа асимметрии характеризуют геологические отличия. По Трикару (72) и Преснякову (56) пологие склоны 1 и 2 типов формируются в разных макроклиматических условиях, но в подобном микроклимате. В связи с этим на них развиваются идентичные процессы, с которыми связано возникновение мощного покрова отложений с определенной структурой и текстурой (52). Среди отложений доминирует мелкозернистый материал со сложением солифлюкционно-оползневоего типа (связанная солифлюкция). В то же время крутые склоны развиваются не только в разных макроклиматических но и в микроклиматических условиях. На таких склонах в зоне сурового климата материнская порода прикрыта тонким покровом более мелкого материала со следами слабо развитой солифлюкции (вероятно прежде всего свободной солифлюкции). В более мягком климате на крутом склоне выступает мало мощный слой щебня или дресвы (более мелкие частицы унесены водой летних дождевых осадков) без резких следов солифлюкционного движения. Этот слой не всегда является непрерывным, в связи с чем материнские породы могут выступать непосредственно на поверхности.

Условия асимметричного развития долин в плейстоценовых перигляциальных районах Европы. Обзор литературы, осуществленный Пешхалко в 1954 г. привел ее к выводу, что в размещении обоих плейстоценовых типов асимметричных долин намечается в Европе зональность подобным образом как в Сибири. Однако кажется, что в Европе нет столь резкой дифференциации. Здесь явно доминируют формы с „теплой“ экспозицией крутых склонов (4, 5, 13, 14, 23, 27, 28, 31, 41, 43, 46, 48, 49, 54, 66, 68, 73). В низменных и возвышенных районах обратная асимметрия играет более зна-

чительную роль лишь в областях непосредственно примыкающих к границе материкового ледника времени последнего оледенения (9, 12, 19, 50). Асимметрия более сурового климата доминирующую роль играет лишь в горных районах, в которых в плейстоцене развились ледниковые и фирновые поля (17, 28). По Ессену (1935) от Скандинавии до Альп и от Англии по Балканы кары выступают почти исключительно на склонах экспонированных к N, NE, и E. Потому эти склоны, независимо от геологического строения, более круты чем противоположные.

Геологическое строение асимметричных долин типа доминирующего в низменных и возвышенных районах западной и средней Европы тоже указывает, что развивались они в условиях похожих на современные условия южной Сибири (5, 27, 46, 47, 71, 72). Очень интересные примеры такой геологической асимметрии можно наблюдать в долинах Люблинской возвышенности (27). Сходные с вышеуказанными черты асимметрии имеют останцовые холмы Ростоцьа; профиль одного из таких останцов представлен на рис. 3. Характер отложений залегающих на этих холмах, отлично иллюстрирует дифференциацию процессов, происходивших во время последнего оледенения на склонах с различной экспозицией. Солифлюкция, развитая на более или менее одинаково наклоненном склоне экспонированном к NE, способствовала выколаживанию и уничтожению литологических различий коренных пород. Об обособленности процессов формировавших теплый, противоположный склон, свидетельствует не только различие в наклонах верхней и нижней его части и отсутствие солифлюкционного покрова, но также и обнаружение разниц устойчивости более твердых третичных известняков и более мягких меловых мергелей. На соседних склонах, сложенных лишь мергелями, отсутствует столь резкий залом между нижней, вогнутой и верхней, выпуклой, частями.

Развитие перигляциальной асимметрии склонов в Европе по-разному сопоставляли с фазами оледенений. В попытках такой датировки как стратиграфический опорный горизонт до настоящего времени принимали многократно лесс. Глорио и Трикар датировали асимметрию на период предшествующий накоплению вюрмского лесса (23). Бюдель связывал развитие асимметрии с наличием лессовой пыли на подветренных склонах (5). Ян в то же время считал, что во время накопления лесса максимальной стадии оледенения развивалась асимметрия

свойственная более суровому перигляциальному климату, а в конечной стадии асимметрия обратная (26 стр. 284—285, 27 стр. 374). Главную роль приписывает этот автор процессам конечной фазы последнего оледенения, когда развивались прежде всего „холодные“ склоны.

Интересные данные, касающиеся вопроса асимметрии доставляют наблюдения в лессовых районах Люблинской возвышенности. В развитии долин этого района, с точки зрения асимметрии, можно часто выделить два или три периода: 1) предшествующий и сопутствующий времени накопления лесса, 2) наступивший после накопления лесса и совпадающий с конечной фазой последнего оледенения и 3) послеледниковый период. Поверхности сильнее переформированные в отдельные периоды располагаются ярусомидно. Асимметрия отличается в системе поверхностей соответствующих первому и второму периодам; в обоих случаях это асимметрия более мягкого перигляциального климата. Такая система намечается в сухих и некоторых речных долинах. Одну из сухих долин такого типа изображено на рисунках 4—6. Геолого—морфологический анализ этой долины а также смежных местностей ведет к следующим заключениям:

- 1) В момент начала аккумуляции лесса оледенения Вюрм, в верхней и средней частях склонов асимметрия уже существовала на подобие современной и возможно даже, что была более резкой. На это указывает мощность лессового покрова, которая в верхней части достигает нескольких метров и скорее всего растет к низу; в средней части склонов мощность покрова заметно увеличивает делювий, возникший после окончания главной фазы аккумуляции лессовой пыли. Эта асимметрия развилась вероятно во время оледенения Рисс и в начальной фазе оледенения Вюрм.
- 2) Аккумуляция лесса на склонах, совершавшаяся в условиях сухого континентального климата, была — пожалуй — фактором тормозящим развитие процессов формирующих асимметрию.
- 3) После окончания аккумуляции лесса усилились эрозионные процессы, вероятно в первой половине Аллерёда. В результате этого лессовой покров в придонной части долины стал рассеченным.
- 4) Во второй половине Аллерёда и может быть частично в младшем Дриассе развились склоновые процессы. Они

отмечены делювием, в общем тонко и ритмично слоистым, со следами солифлюкции и слабых криотурбаций. В их формировании кроме солифлюкции сыграл, несомненно, большую роль транспорт неорганизованных, поверхностных вод. На это указывает между прочим факт, что эти делювиальные отложения обнаружены в подобном состоянии на „теплых“ и „холодных“ склонах. На теплых склонах делювий может быть несколько тоньше, а при больших наклонах его вообще нет.

- 5) Упомянутые в пунктах 3 и 4 процессы привели к более сильному переформированию лишь нижней части склонов. Усиление этих процессов не было столь велико, чтобы они могли привести к обратной асимметрии по отношению к асимметрии развитой раньше в средней и верхней частях хорошо сформированных, обширных склонов.

Принимая во внимание все приведенные факты можно предполагать, что асимметрия с теплой экспозицией крутых склонов развивалась в низменных и возвышенных районах плейстоценовой Европы в разных фазах оледенения. Условия для ее формирования по видимому изменялись во времени и наиболее благоприятны были в начальной и конечной фазах. Во время главной фазы эоловая аккумуляция лесса являлась фактором тормозящим развитие склоновых процессов, а более резкий климат, как это вообще принимается, мог благоприятствовать скорее обратной асимметрии. Однако этот обратный тип асимметрии свойствен чаще всего лишь районам, которые примыкали к краю ледника. Причины этого могут быть различны. Можно именно принять, согласно Яну (27 стр. 374–375), что слабые морфологические эффекты максимальной фазы оледенения затушеваны процессами конечной фазы, или же асимметричное развитие холодного типа имело место лишь в зоне непосредственно примыкавшей к краю ледника. Наблюдения касающиеся напряжения процессов конечной фазы последнего оледенения на Люблинской возвышенности, указывают, что мы здесь встречаемся скорее со вторым из описанных выше предположений. Косвенные аргументы в пользу такой предпосылки доставляет анализ климатических соотношений последнего оледенения. Лето вне восточной Европы не было в то время слишком теплым (6), но можно предполагать, что при крайне континентальном климате максимума оледенения и значительной высоте солнца в географических широтах 50—

55°, оно было относительно продолжительным. Если учесть еще значительный термический градиент между краевой зоной ледника и относительно теплой территорией прилегающей к Средиземному морю (42 стр. 57), то можно предполагать, что продолжительный снежный покров на низинах существовал лишь в соседстве ледника. Приблизительно такие же условия залегания снега и связанного с этим развития солифлюкции главным образом на теплых склонах, выступали в поясе герцинского среднегорья в ярусе выше 600—700 м (17), а в поясе Альп на высоте 1000 с лишним м (28). Эти условия очевидно изменялись по мере смягчения климата в фазе регрессии ледника. Тогда в рассматриваемых районах выполаживались прежде всего холодные склоны. Это вполне объясняет совместное существование, напр. в окрестностях г. Лодзи и в Шварцвальде, обоих типов асимметрии. Однако они должны различаться между собой отчетливостью морфологических черт, так как асимметрия более мягкого климата моложе.

Главные черты перигляционной асимметрии. Главной чертой перигляционной асимметрии является резкая, определенная направленность дифференциации морфологических и геологических черт противоположных склонов. Об этом свидетельствуют наблюдения в современных и плейстоценовых перигляциальных районах. Это несомненно вытекает из интенсивного развития в этих районах склоновых процессов, которым как бы подчинены — с точки зрения асимметрии — флювиальные процессы.

В пространственном размещении черт направленности намечается типичная для многих географических явлений горизонтальная зональность и вертикальная поясность. Причиной этого может быть, конечно, лишь различие термических условий, решающих о развитии солифлюкции — главного процесса, формирующего склоны. С этим тесно связано мнение о зависимости асимметрии от экспозиции склонов в отношении к солнцу. Нельзя при этом однако отрицать значение ветров, вызывающих неравномерное распределение снега зимой и дифференцирование иссушения летом. Вряд ли подлежит сомнению, что этот фактор имеет значительное влияние на развитие асимметрии, однако нельзя с ним связывать направленности этого явления. Действие господствующего ветра как будто накладывается на действие инсоляции, но его эффект будет, разумеется, различным в зависимости от направления.

Роль ветра может быть особенно важной на периферии зон и ярусов наличия обрхих типов асимметрии. На этих перифериях напряженность инсоляции достигает предельных величин, при которых еще выположивается теплый или холодный склон. В таких условиях неравномерное распределение снега ветром может оказаться фактором решающим о развитии асимметрии (о ее наличии или отсутствии).

Климатическая асимметрия склонов в умеренной зоне Европы

Развитие перигляциальной асимметрии в Европе окончилось с исчезновением многолетней мерзлоты и покрытием склонов лесной растительностью умеренного типа. Под сомкнутым покровом такой растительности склоновые процессы вне горных районов развиваются в очень замедленном темпе. В таких условиях более значительное и дифференцированное формирование склонов может быть вызвано лишь флювиальными процессами.

Система рельефообразующих факторов в голоценовое время коренным образом изменилась, когда человек начал корчевать леса и вместо них вводить культуры. В результате связанных с этим мероприятий на огромных площадях средней Европы создались в настоящее время условия для развития не только процессов свойственных умеренному, но также перигляциальному и полусухому климату. Вполне понятно, что в связи с этим создалась новая, довольно своеобразная обстановка формирования климатической асимметрии склонов. Оценку роли отдельных, принимающих участие в этом процессе факторов делает очень затруднительной мозаичность условий, свойственная районам высоко развитым в хозяйственном отношении.

Современные условия развития асимметрии в средней Европе. В последние годы Дылик и Пешалко обратили внимание на асимметрию современных склоновых процессов во время весенних оттепелей (10, 50, 51). В окрестностях г. Лодзи они констатировали, что в этот период на пологих, экспонированных к NE склонах развился поверхностный смыв и конгелифлюкция (солифлюкция), а на крутых, противоположных склонах исключительно струйчатый размыв. Более пологий склон подвергался более сильному разрушению, главным образом в результате действия солифлюкции. Сопоставляя эти спорадические наблюдения и собственные исследования голоценового

делювия Росточья, Ян пришел к выводу, что современный климат развивает такую асимметрию, какая формировалась в конечной фазе последнего оледенения (23 стр. 295, 24 стр. 375). Таких выводов нельзя однако обобщать, ибо они опираются на наблюдения касающиеся лишь короткого весеннего периода, напоминающего — ввиду наличия сезонной мерзлоты — период перигляциального лета. В другие времена года развиваются процессы независимые от экспозиции или же обуславливающие обратную асимметрию.

В умеренном климате, характеризующемся неустойчивыми зимами с частыми оттепелями, на вспаханных полях солифлюкция может развиваться также зимой. На это указывают наблюдения проведенные в течение 1956/57 в окрестностях города Люблина. В этот период времени имели место большие и частые изменения типа погоды, с многократно повторяющимися фазами аккумуляции и таяния снега. В первой половине февраля господствовала весенняя погода, снег стаял почти полностью и в значительной степени исчезла мерзлота, которая в январе местами достигала глубины около 0,6 м. В результате оттепели в первых днях февраля на полях постепенно развились процессы поверхностного смыва и линейного размыва, в тонком оттаявшем слое грунта. Процессы „явной“ солифлюкции наблюдались в это время на крутых откосах оврагов и разных объектов земляных работ.

Один из этих объектов, созданный осенью 1956 г., представлял великолепные условия для наблюдений за лессовыми откосами (высотой 2—3 м и 1 м) четырех основных экспозиций. Числа 5. II. 1957 г., на откосах экспонированных к S и W грунт растаял до глубины 8—10 см, а на противоположных — максимум до 5 см. На первых, „теплых“ откосах наблюдались интенсивное сползание и обрывы грунта; у подошвы откосов образовались обрывно-оплывные конусы, несколько лучше развитые с западной стороны. В то же время на „холодных“ откосах развивалось почти исключительно плоскостное сползание, полутекучего, тонкого слоя талого грунта, а обрывы имели место исключительно редко. Таким образом развилась типичная асимметрия, свойственная более холодной разновидности перигляциального климата. Числа 11 февраля отмерзание на откосах S и W достигло 20—25 см, а на противоположных до около 15 см. Следы сползания намечались со стороны N; асимметрия развития откосов осталась без заметных изменений. Со стороны N и E поя-

влялись иногда многочисленные трещины шириной до 1—2 см. Числа 17 февраля мерзлый грунт выступал только на глубине 30 см и лишь на откосах N и E. На этих откосах находились свежие обрывы высохших глыб грунта, которые очень заметно уменьшали напряженность асимметрии развитой в прежнее время.

Возможность такого же направления развития склонов во время зимних оттепелей допускает Пресняков, опираясь на наблюдения на Дальнем Востоке, в Азии (56). Также Шульце вспоминает, что в окрестностях г. Иены наблюдались им формирующиеся зимой, на крутых склонах известнякового холма, струи щебня главным образом со стороны W и S (64 стр. 68).

Следовательно приведенные факты указывают, что во время зимних оттепелей и в первой фазе весенних распутиц, солифлюкция развивающаяся на естественных склонах в „укрытом“ виде может выступать прежде всего на солнечной стороне, на которой раньше исчезает снежный покров. Такую же асимметрию, а следовательно обратную по отношению к асимметрии во второй фазе весенних распутиц, проявляют зимой также процессы поверхностного смыва. Термические условия развития этих процессов, связанных с наличием сезонной мерзлоты, в средней Европе не очень благоприятны, так как этот район принадлежит к периферии зоны действия таких процессов. В такой обстановке большую роль играет неравномерная аккумуляция снега. Преобладание ветров W, накапливающих снег главным образом на холодных склонах, влияет в общем положительно на эти процессы. Каково общее направление их развития в разрезе всего зимнего времени и весенних оттепелей — трудно пока определить.

В совершенно других условиях формируются склоны во время весны, лета и осени, когда главной рельефообразующей силой — кроме мест подмываемых реками — являются дождевые воды. В таких условиях асимметрия может развиваться как следствие дифференциации, в зависимости от экспозиции, количества осадков и климатически обусловленного состояния податливости на разрушение поверхностных, склоновых отложений. Эти отложения на теплых склонах более высушены (64, 75). Наряду с инсоляцией этому заметно способствуют ветры иссушающие наветренную сторону. Система „сухих“ и „влажных“ склонов, как на это обращал внимание Ессен, в средней Европе это система другого порядка чем система „теплых“ и „хо-

лодных“ склонов. Максимум сухости — при преобладании ветров W и SW — должен выступать на склонах обращенных к SW-WSW. Разумеется, что иссушение влияет неблагоприятно на растительность и вообще способствует механическому разрушению — вследствие довольно значительных колебаний влажности поверхностных отложений (40 стр. 48, 64 стр. 64—71). Следовательно приходим к выводу, что склоны с экспозицией S-SW-W-NW должны быть более податливыми — чем противоположные — на денудацию, а потому и более подверженными выколаживанию. Представленная таким образом тенденция развития является обратной по отношению к выдвинутой Ессеном (1935), который считал, согласно Швинду, что выколаживанию подвергается прежде всего влажный склон (28 стр. 435).

Несколько труднее определить дифференциацию количества осадков. Ессен принял в 1935 г., что в низменных и возвышенных районах средней Европы дождями лучше орошаются подветренные склоны. Опираясь он при этом на результаты исследований Гейгера, из которых вытекало, что низшие склоны не вызывают роста количества осадков на наветренной стороне, а ветер сдувает часть капель дождя на противоположный склон (28 стр. 435). Не подлежит сомнению, что рост количества осадков (орографические осадки) имеет место прежде всего на наветренных склонах с соответствующей высотой т. е. в горах. Однако нельзя забывать, что при неизменной плотности капель дождя на единицу поверхности наветренного склона их падает несколько больше, чем на подветренный склон. Напряженность такой асимметрии орошения пропорциональна разнице угла падения капель. Более резкая асимметрия может, таким образом, выступать прежде всего на склонах с большим углом наклона. В слабее расчлененных районах осадки, согласно выше сказанному, распределены скорее всего более или менее равномерно. Принимая это во внимание, а также состояние податливости на денудацию покровных образований, можно предполагать, что в летнее время в средней Европе более подвергнуты разрушению те теплые склоны, которые обращены к ветру. Это явление наиболее резко протекает в горных районах. Своего рода подтверждение этих выводов дают результаты наблюдений Герляха в Карпатах (21). Проведенные им измерения показали, что количество материала, смываемого в летнее время со склонов экспонированных к S, оказалось большим чем на противоположных склонах.

Вследствие отсутствия отчетливой тенденции развития климатической асимметрии она может модифицироваться под влиянием действия других факторов (не климатических). Анализ явления встречает особые трудности по отношению к склонам с резко развитой перигляциальной асимметрией. Крутой склон способствует развитию процессов струйчатого размыва. Однако влияние наклона нельзя определить при помощи простого правила (57, 64, 37). Кроме того роль этого фактора может быть сильно модифицирована длиной склона. Эрозионные повреждения на пологих и длинных склонах могут быть заметно больше чем на крутых, но коротких (45).

В общем годовом балансе развития склоновых процессов асимметрия может проявляться отчетливее в случае благоприятного сочетания климатических и других факторов. Лозински (1933) наблюдал в Подолии на пологих склонах, обращенных к N, поверхностный смыв почвы, а на крутых, противоположных — сильную эрозию и оврагообразование (39, 40 стр. 45—48). Такое же расположение процессов наблюдала Ренигер (1950) в окрестностях г. Пулавы (57 стр. 16). Примеры такой асимметрии можно наблюдать довольно часто на Люблинской возвышенности и в пределах лессового, западного Росточья. Они указывают тенденцию развития обратную по отношению к образованной в предшествующем, перигляциальном периоде.

Главные черты современной асимметрии в средней Европе. Имеющиеся до сих пор наблюдения указывают, что современные склоновые процессы в средней Европе не обнаруживают столь резкой асимметрии как в перигляциальных условиях в плейстоцене. Это вытекает вероятно из заметной дифференциации условий и направления развития этих процессов в отдельные времена года. Имеющиеся теперь результаты исследований не позволяют определить баланс разных тенденций развития в годовом разрезе. Принимая во внимание продолжительность отдельных сезонных фаз асимметричного развития, следовало бы сделать вывод, что преобладает тенденция к выколаживанию теплых и одновременно наветренных склонов (в летнее время). Нельзя однако забывать, что наиболее интенсивное развитие склоновых процессов может происходить в период преобладания обратной тенденции, т. е. во время весенних распутиц. Вследствие отсутствия резкой тенденции в отношении направления развития и напряженности асимметрии отдельные

годы могут различаться между собой очень значительно. Посредственно на это указывают результаты исследований количества материала уносимого из различных бассейнов в отдельные времена года (74 стр. 174–175, 58, 21). Значительные различия могут выступать также между многолетними периодами, характеризующимися преобладанием суровых и мягких зим.

Дифференциация инсоляции склонов в развитии современной асимметрии играет вероятно меньшую роль, чем в перигляциальных условиях. Это вытекает из того, что в умеренном климате термический режим более выразительно определяет склоновые процессы лишь в зимнее время. В летнее же время большую роль играют влажность грунта и осадки, обусловленные в немалой степени направлением ветра. Влияние ветра имеет также значение и в зимнее время (неравномерная аккумуляция снега). В результате этого направленность асимметрии может быть в некоторой степени обусловлена режимом господствующих ветров, изменяясь в пространстве и времени соответственно местным свойствам этого режима.

Слабая напряженность климатической асимметрии препятствует анализу и отделению последствий этого явления, от результатов действия других факторов — включая антропогенный — неравномерного развития склонов. Препятствия эти тем больше, что сильное развитие склоновых процессов тесно связано с корчеванием лесов и сельскохозяйственным использованием земли. Корчевка лесов и сельскохозяйственное использование земли интенсивно развились только на протяжении последнего тысячелетия, из чего вытекает, что эффекты их влияния на развитие климатической асимметрии не могли еще достигнуть более серьезных размеров.

Papier druk. sat. III kl. 90 g.

Format 70 x 100

Ark. druku $4\frac{1}{2} + 6$ str.

Annales U. M. C. S. Lublin 1955.

Druk. P. Z. P. T. Przemysł, Pl. Czackiego 10.

Zam. nr 577 3. III. 58

900 + 200 egz.

H-5

Data otrzymania manuskryptu 28. III. 58.

Data ukończenia druku 21. V. 59