

WITOSŁAWA BORETTI-ONYSZKIEWICZ *

Cios we fliszu zachodniego Podhala

STRESZCZENIE: W pracy podano przestrzenną i morfologiczną charakterystykę spękań ciosowych występujących w utworach fliszowych zachodniego Podhala. Analiza przedstawionych faktów doprowadziła do następujących wniosków: 1) Niezależnie od stratygraficzno-facjalnego i tektonicznego zróżnicowania fliszu zachodniego Podhala, na całym jego obszarze występuje wspólna sieć ciosu utworzona na ogół przez dwa, a lokalnie przez trzy podstawowe systemy kierunkowe. 2) Cios jest pierwotny w stosunku do większości uskoków oraz lokalnych struktur fałdowych. 3) Proces ujawniania się ciosu w masywie skalnym ma charakter kinematyczny, dowodem czego jest fakt, że spękania ciosowe występują w różnych stadiach rozwojowych — od kierunkowo zorientowanych potencjalnych powierzchni nieciągłości strukturalnych, poprzez makroskopowo niedostrzegalne rysy, do szczelin mniej lub bardziej rozwartych. 4) Powstanie ciosu w formie kierunkowo zorientowanych stref wzmoczonych naprężeń wewnętrznych należy wiązać z najwcześniejszymi fazami ruchów tektonicznych, które ukształtowały nieckę podhalańską. 5) Morfologia spękań ciosowych jest bardzo zbliżona do morfologii spękań zmęczenia, powstających np. w metalach.

WSTĘP

Opracowanie niniejsze jest przestrzenną i fizyczno-morfologiczną analizą spękań ciosowych, występujących w utworach fliszu podhalańskiego na W od Białego Dunajca (tabl. I), dokonaną z intencją określenia genezy tych spękań.

Literatura geologiczna, dotycząca fliszu podhalańskiego jest bardzo bogata. Wyczerpujący jej przegląd do 1958 r. podaje J. Gołąb (1959). W latach następnnych stratygrafią tego obszaru zajmowali się F. Bieda (1959), B. Halicki (1959, 1961), K. Grzybek (1960) i L. Watycha (1959), a tektoniką — K. Birkenmajer (1959) i B. Halicki (1963). Sedymentologią

* Autorka niniejszej pracy zginęła tragicznie podczas prac polskiej ekspedycji speleologicznej na Kaukazie we wrześniu 1967 r. (Redakcja).

zajmował się głównie A. Radomski (1958, 1959), a paleogeografią E. Passendorfer (1959), E. Passendorfer i P. Roniewicz (1963), R. Marszałko i A. Radomski (1960), S. Sokołowski (1959, 1962) i Z. Kotański (1963). O tufitach fliszu podhalańskiego traktują prace A. Michalika i T. Wiesera (1959) oraz B. Halickiego (1961). Cenną pozycję stanowią, opracowane niedawno pod kierunkiem J. Gołąba przez: H. Bieniaszewską, I. Bobrowską, T. Dąbrowskiego, A. Macioszczykową, T. Macioszczyka i D. Małeoką, 3 mapy zachodniego Podhala w skali 1 : 25 000: Mapa Geologiczna Zakryta, Mapa Geologiczna Odkryta i Mapa Hydrogeologiczna. Ponadto istnieje szereg prac dotyczących utworów czwartorzędowych, geomorfologii i hydrogeologii oraz utworów mio-plioceńskich Podhala, jak również kilka prac o charakterze przyczynkowym, a wreszcie niepublikowane prace magisterskie w postaci na ogół lokalnych zdjęć geologicznych i hydrogeologicznych. Z uwagi na brak bliższych powiązań tematycznych z niniejszym artykułem opracowań tych nie omawia się.

Podkreślić należy, że prawie nie było dotychczas publikacji związanych bezpośrednio z zasadniczym przedmiotem opracowania. Poza krótkim artykułem J. Pokorskiego (1965), w którym autor podaje ogólną charakterystykę „łupliwości” na terenie wschodniego Podhala, niewielkie wzmianki na temat spękań, szczelin lub ciosu w utworach fliszu podhalańskiego znaleźć można w pracach: J. Gołąba (1954), P. Śliwy i Z. Wilka (1954), P. Śliwy (1955), S. Dżużyńskiego i A. Radomskiego (1955), W. Boretti-Szumańskiej (1960), W. Pokropka (1960), A. Sławińskiego (1961a, b), B. Halickiego (1963) i T. Macioszczyka (1964).

Odczuwa się również brak jednolitej terminologii, jak również ustalonej metodyki dla tego rodzaju opracowań o charakterze regionalnym. Fakty te powodują daleko idącą dowolność zarówno w zakresie stosowania różnych rodzajów odwzorowań powierzchni nieciągłości, jak i ich interpretacji.

Spękania ciosowe zachodniego Podhala badano i charakteryzowano na tle stratygrafii, litologii i tektoniki fliszu podhalańskiego.

Wobec braku odpowiedniej ilości skamieniałości przewodnich podstawą do podziału stratygraficznego omawianych utworów stały się studia litologiczno-facjalne, na podstawie których J. Gołęb (1947, 1952, 1954, 1959) wydzielił trzy główne ogniwa w obrębie fliszu zachodniego Podhala. Najstarsze ogniwo stanowią warstwy zakopiańskie odznaczające się wyraźną przewagą łupków. Występujące tutaj piaskowce są na ogół cienkoławicowe. Wyjątek stanowi kompleks gruboławicowych piaskowców z Kozińca z małą ilością łupków. Ogniwo pośrednie stanowią warstwy chochołowskie utworzone z powtarzających się zespołów łupkowych i piaskowcowych. W pierwszych z nich przeważają łupki, przewarstwione na ogół cienkoławicowymi piaskowcami. W zespołach piaskowcowych — jako element znamienny — pojawiają się piaskowce gruboziarniste, gruboławicowe. Ogniwo najmłodsze w postaci warstw ostryskich odzna-

cza się zdecydowaną przewagą piaskowców nad łupkami, przy czym piaskowce te są gruboziarniste, niekiedy zlepieńcowate, a miąższość ich przekracza 3 m. W obrębie powyższych ogniów J. Gołąb (op. cit.) wyróżnia szereg kompleksów litologiczno-facjalnych i podaje ich szczegółową charakterystykę. Podział J. Gołąba uznać należy za dotychczas najbardziej wyczerpujący i miarodajny. Z tych też względów oparto się na nim w niniejszej pracy.

Również za J. Gołąbem (1959) przyjęto główny zarys budowy geologicznej obszaru. W niniejszym artykule ograniczono się jedynie do ogólnego szkicu budowy geologicznej przedstawionego na tablicy I. Mimo tego, że opracowanie dotyczy tylko zachodniego Podhala, materiały terenowe zebrano z całego obszaru występowania fliszu podhalańskiego w granicach Polski (ok. 400 km²), a także poczyniono wyrwykowe obserwacje na Słowacji.

Na podstawie analizy zebranych materiałów terenowych stwierdzono, że na całym obszarze Podhala rozpatrywane powierzchnie ciosowe odznaczają się bardzo zbliżonym charakterem morfologicznym. W oparciu o ten fakt charakterystykę morfologiczną ciosu oparto nie tylko na materiale zebranym z obszaru zachodniego Podhala, ale posługiwano się niekiedy również przykładami z terenu położonego na E od Białego Dunajca. Natomiast opracowanie statystyczne danych, dotyczących orientacji przestrzennej spękań ciosowych, wykonano na razie tylko dla terenu zachodniego Podhala, jako najlepiej poznanego i opracowanego geologicznie, co daje podstawy do pewniejszej interpretacji faktów, będących przedmiotem artykułu.

W trakcie zbierania materiałów terenowych posługiwano się podkładem topograficznym w skali 1 : 25 000, przy czym obserwacjami objęto trzy wyżej wymienione podstawowe ogniwa wiekowe, a w obrębie nich — różnorodne, choć powtarzające się elementy litologiczne, a więc: zlepieńce, piaskowce, piaskowce dolomitowe, łupki, margle i dolomity.

Na każdym stanowisku obserwacyjno-pomiarowym starano się w miarę możliwości zebrać następujące dane: bezwzględną orientację przestrzenną spękań ciosowych, ich orientację w stosunku do odnośnej warstwy, tj. kąt dwuścienny pomiędzy płaszczyzną pęknięcia a płaszczyzną warstwy, częstotliwość występowania spękań w zależności od miąższości i charakteru litologicznego danej ławicy, szerokość szczelin lub rys, jakość i stopień ewentualnej mineralizacji spękań, charakter powierzchni i charakter ich śladów na powierzchni stropowej (lub spągowej) warstwy oraz inne szczegóły natury przede wszystkim tektonicznej i mikrotektonicznej, mogące mieć związek z ciosem, a więc w miarę możliwości orientacja płaszczyzn uskokowych, przebieg osi dyslokacji ciągłych itp.

Do pomiarów wykorzystano wszystkie odsłonięcia, w których płaszczyzny spękań były dostatecznie wyraziste, nie zmienione wietrzeńczo i przecinały całą miąższość ławicy; spełnienie tych warunków było

konieczne w celu uzyskania wyników miarodajnych i wzajemnie porównywalnych. Ogółem pomiary wykonano na 965 stanowiskach, których znaczną część oznaczono na tablicy I w postaci biegów i upadów warstw fliszowych.

Orientację spękań ciosowych określano z dokładnością do 5°. W wielu przypadkach zebranie potrzebnych danych było niemożliwe ze względu na niedostateczną ekspozycję płaszczyzn spękań. Tak na przykład bardzo często doskonale widoczne były ślady powierzchni ciosowych (zwłaszcza zmineralizowane) na stropowych powierzchniach ławic, lub na ich przekrojach poprzecznych, a same płaszczyzny ciosu, z uwagi na ich niedostępność, uniemożliwiały bezpośredni pomiar ich biegu, czy upadu. Ograniczono się wówczas do pomiaru kierunków śladów spękań oraz określania wartości kąta dwuściennego spękanie ciosowe — ławica.

Wstępne prace związane z tym tematem rozpoczęto w roku 1959 w Muzeum Ziemi PAN pod naukowym kierownictwem Profesora dra B. Halickiego, wobec którego wyrażam mój głęboki szacunek i składam podziękowanie za jego wkład w początkowym etapie pracy. Od roku 1960 pracę kontynuowano na Politechnice Warszawskiej w Katedrze Geologii Inżynierskiej i w Katedrze Geotechniki, a w końcowym etapie — w Katedrze Geologii Inżynierskiej Uniwersytetu Warszawskiego. Od 1962 roku kierownictwo naukowe nad tematem sprawował Prof. dr Witold C. Kowalski, któremu pragnę złożyć podziękowanie zarówno za cenne wskazówki natury merytorycznej, jak i metodycznej. Prawdziwą wdzięczność wyrażam wobec Panów: Profesora dr S. Dżułyńskiego, Profesora dr J. Gołąba oraz Profesora K. Guzika, którzy przedyskutowali ze mną szereg problemów związanych z pracą i przekazali wiele cennych uwag.

Dziękuję również mgr A. Szumańskiemu za pomoc w wykonaniu zdjęć i odbitek fotograficznych.

UWAGI TERMINOLOGICZNE

Używanemu w pracy terminowi „spękania ciosowe” (lub w formie skróconej „cios”) odpowiada najwierniej francuski termin „les diaclases” w rozumieniu J. Goguela (1943, rozdz. XVIII, s. 315), nawiązujący w dużej mierze do klasycznych sformułowań A. Daubréego (1879, 1887), angielski „joints” użyty przez M. P. Billingsa (1955) oraz rosyjski „первичные трещины” według klasyfikacji A. E. Michajłowa (1964). Termin ten jest ponadto ogólnie zgodny z określeniem W. Jaroszewskiego (1963), z tym, że tzw. „ciosu ławicowego”, wzmiankowanego przez tegoż autora, w niniejszej pracy nie brano pod uwagę. Używany niekiedy termin „spękania” lub „spękania regularne” należy rozumieć jako stosowany zastępczo synonim ciosu.

Ażeby bliżej scharakteryzować poszczególne spękania ciosowe, lub ich grupy, w literaturze stosuje się bardzo często w odniesieniu do

nich definicje genetyczne, jak np. cios tensyjny, kompresyjny czy rotacyjny. Zwolennikami tej klasyfikacji jest wielu autorów, jak np. W. H. Bucher (1944), H. J. Pincus (1951), P. H. Blanchet (1957), L. U. de Sitter (1956) i inni. Klasyfikacja taka wymaga jednak pewnej podbudowy, nie tylko w postaci kryteriów, dotyczących relacji przestrzennych między spękaniami, ale również w postaci niezawodnych przesłanek dotyczących morfologicznego charakteru powierzchni spękań, które to przesłanki w sposób nie budzący zastrzeżeń pozwalałyby zaklasyfikować pojedyncze spękania ciosowe lub ich zespoły do określonej grupy genetycznej. Na okoliczność tę zwraca specjalną uwagę M. P. Billings (1955), podkreślając np. zawodność kryterium gładkości powierzchni ciosowych traktowanego niekiedy jako dowód spękań ścinaniowych.

Dlatego też skłoniłam się do opisowo-geometrycznej charakterystyki spękań ciosowych oraz ustalenia ich najprawdopodobniejszej genezy, nie wprowadzając na razie ostatecznej definicji genetycznej.

Podając charakterystykę geometryczną spękań ciosowych stosuję podział zaczerpnięty z prac: P. G. Sheldona (1912), N. J. Bujalova (1953), M. P. Billingsa (1955, rozdz. VIII) i M. R. Séronie Vivien (1961). Tak więc w pracy mówi się o ciosie: równoległym do biegu, równoległym do upadu, lub skośnym, dla których W. Jaroszewski (1963) stosował terminy: „cios po biegu”, „cios po upadzie”, „cios diagonalny”.

W opisowej charakterystyce spękań ciosowych stosuję ponadto inne pomocnicze określenia, wśród których dla uniknięcia nieścisłości objaśnienia wymagają następujące:

- *Płaszczyzna spękania* — płaszczyzna, wzdłuż której pęknięta jest warstwa skalna (fig. 1a). Płaszczyznę tę wyznacza w przestrzeni jej bieg i upad.
- *Powierzchnia spękania* — powierzchnia oddzielności skalnej powstała na skutek pęknięcia warstwy. Powierzchnia taka może być gładka lub też posiadać jakiś relief. Znamiennym rodzajem reliefu jest „relief pierzasty” (franc. „les plumoses”, ang. „plumose structure”). Na formy te zwrócili uwagę J. B. Woodworth (1897), J. Panker (1942), H. G. Raggatt (1954), R. A. Hodgson (1961) i inni. Geneza ich nie została ostatecznie wyjaśniona. Nie należy ich mylić z tzw. „ciosiem pierzastym” (Jaroszewski 1963).
- *Ślad spękania* — linia przecięcia powierzchni spękania ze stropową, spagową lub boczną powierzchnią warstwy skalnej (fig. 1a). Ślad taki może być rysą, szczeliną otwartą lub zamkniętą (np. zmineralizowaną).
- *System spękań* — szereg spękań równoległych lub prawie równoległych względem siebie (fig. 1b) w poszczególnych odsłonięciach i tworzących określone maksimum na diagramie spękań.
- *Sieć spękań* — co najmniej dwa wzajemnie przecinające się systemy ciosu lub kilka przecinających się spękań ciosowych z dwóch różnych systemów (fig. 1c).

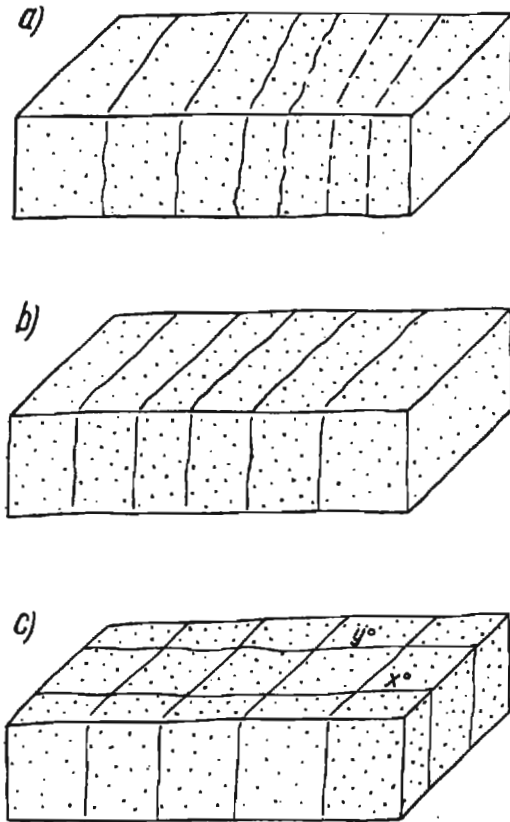


Fig. 1

Schematyczne szkice wyjaśniające terminy stosowane przy opisie ciosu a ślady spękań ciosowych, b system spękań ciosowych (utworzona przez dwa wzajemnie przecinające się systemy o kierunkach x° i y°)

Diagrams illustrating the terminology used in the description of joints a traces of joints, b set of joints, c system of joints (consisting of two intersecting sets with x° and y° directions)

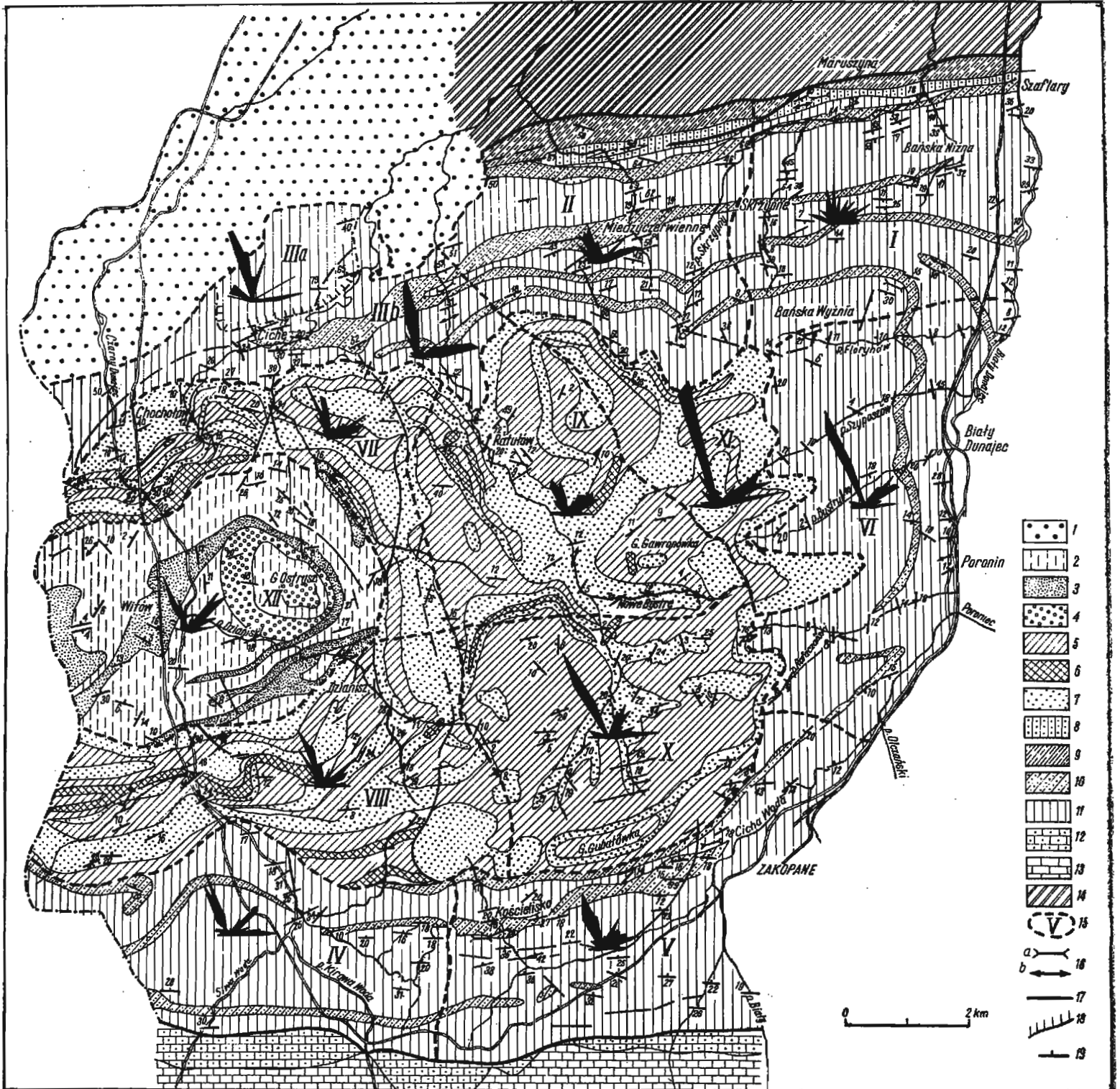
PRZESTRZENNA CHARAKTERYSTYKA CIOSU

Ażeby zabezpieczyć się przed ewentualnością nieprawidłowych wniosków, które mogłyby wypłynąć w przypadku rozpatrywania kierunków ciosu na tle całego badanego terenu, teren ten podzielono na dwaście obszarów litologiczno-strukturalnych (tabl. I), kierując się przy tym podziale następującymi kryteriami:

1. jednolitością stratygraficzną każdego z obszarów w rozumieniu trzech podstawowych ogniw litologicznych (warstw zakopiańskich, chochołowskich i ostryskich);
 2. względną jednolitością litologiczną w obrębie każdego obszaru, co w tym przypadku ściśle wiąże się z p. 1;
 3. względną jednolitością tektoniczną w obrębie każdego obszaru;
 4. w miarę możliwości (spełniając w pierwszym rzędzie założenia trzech pierwszych punktów) zbliżonym arealem poszczególnych obszarów.
- Podział ten ogólnie przedstawia się następująco:

Rozkład kierunków spękań ciosowych w utworach fliszowych zachodniego Podhala
(szkic geologiczny według J. Gołąba)

Distribution pattern of the directions of joints in Flysch deposits of western Podhale
(geological sketch map after J. Gołab).



Neogen: 1 miopliocen. Paleogen: warstwy ostryskie — 2 łupki, 3 piaskowce, 4 zlepieńce; warstwy chochołowskie — 5 łupki, 6 warstwy z egzotykami, 7 piaskowce i zlepieńce; warstwy zakopiańskie — 8 piaskowce, i zlepieńce (typ facji północnej), 9 łupki (typ facji północnej), 10 piaskowce (typ facji południowej), 11 łupki (typ facji południowej); 12 seria numulitowa; 13 utwory reglowe; 14 pas skałkowy; 15 granica obszaru litologiczno-strukturalnego; 16a synkliny; 16b antykliny; 17 dyslokacje nieciągłe; 18 uskoki i granice nasunięć; 19 biegi i upady

Neogene: 1 Miopliocene. Paleogene: Ostrysz beds — 2 shales, 3 sandstones, 4 conglomerates; Chochołów beds — 5 shales, 6 beds with exotics, 7 sandstones and conglomerates; Zakopane beds — 8 sandstones, and conglomerates (of the north-facies type), 9 shales (of the north-facies type), 10 sandstones (of the south-facies type), 11 shales (of the south-facies type); 12 numulitic series; 13 sub-tatric series; 14 Klippen belt; 15 boundary of the lithological-structural area; 16a synclines; 16b anticlines; 17 discontinuous dislocations; 18 faults and boundaries of overthrusts; 19 strikes and dips

1. W obrębie warstw zakopiańskich wydzielono sześć obszarów, z których trzy pierwsze (I, II, III) tworzą północne skrzydło niecki podhalańskiej (w strefie jej kontaktu z pienińskim pasem skałkowym). Obszary I i II obejmują przy tym tzw. nasunięcie maruszyńskie (Gołąb 1954, 1959), a obszar III — nasunięcie Pasieki (Gołąb 1954, 1959). W obrębie obszaru III wydzielono podobzary IIIa — odpowiadający właściwemu nasunięciu Pasieki, oraz obszar IIIb — obejmujący pozostałą część obszaru III. Przeprowadzając analizę porównawczą rozmieszczenia ciosu w tych podobzarych chciano się w ten sposób przekonać, jaki jest związek pomiędzy nasunięciem i kierunkami analizowanych spekań. Obszary IV i V reprezentują strefę południową niecki, tworząc jej skrzydło południowe (w strefie kontaktu z Tatrami), a obszar VI odpowiada centralnej części niecki podhalańskiej wykształconej tu w formie osiowej strefy poprzecznej elewacji Białego Dunajca (Gołąb 1954, 1959; Halicki 1963).

2. W obrębie warstw chochołowskich wydzielono pięć obszarów: obszary VII i VIII — na W od dyslokacji Cichego i Butorowa (Gołąb 1954, 1959), stanowiące obrzeżenie niecki ostryskiej (Gołąb op. cit., Halicki 1963) oraz obszary: IX, X i XI — na E od dyslokacji Cichego — przypadające na centralną część niecki podhalańskiej. W obrębie obszaru IX znajduje się antyklina Hawranówki (Gołąb op. cit., Halicki 1963), a w obrębie obszaru X — synklina Nowego Bystrego (Gołąb op. cit., Halicki op. cit.).

3. Warstwy ostryskie, ukształtowane w formie niecki ostryskiej, zostały potraktowane jako jeden wspólny obszar — XII.

Podział taki nie mógł oczywiście zapewnić równomiernej ilości pomiarów np. na każdym kilometrze kwadratowym, co uzależnione jest od ilości odsłoneń, a ta z kolei, zwłaszcza na terenie fliszu Podhala, uwarunkowana jest przede wszystkim intensywnością rozwoju sieci hydrograficznej.

W rezultacie tego, rozpiętość pomiędzy największą ilością pomiarów ciosu, przypadającą na obszar V, a najmniejszą przypadającą na obszar XI jest rzędu 900, co przy analizie porównawczej kierunków ciosu na tych obszarach mogłoby budzić zastrzeżenia. Dlatego też statystyczne opracowanie pomiarów (w ilości 9113) zostało poprzedzone badaniami mającymi na celu sprawdzenie, jak dalece reprezentatywne dla poszczególnych obszarów są wykonane serie pomiarów. W tym celu wystarczyło sprawdzić, czy ciąg rozkładów częstości występowania spekań ciosowych w danym azymucie, liczonych na rosnących próbach częściowych biegów tych spekań wybranych losowo np. z obszaru o największej liczbie pomiarów, będzie szybko zbieżny. Po ponumerowaniu wszystkich danych odnoszących się do obszaru V (o największej ilości danych tj. 1275) metodą generowania liczb losowych, zostały wybrane mniejsze próby, dla których policzono odpowiednie rozkłady. Okazało się, że ciąg tych rozkładów jest istotnie szybko zbieżny do rozkładu rzeczywistego.

Figura 2 pokazuje, że już próba składająca się z 327 pomiarów (odpowiada to ilości pomiarów na obszarze XI, tj. na obszarze o najmniejszej ich ilości) daje wyniki nie różniące się wiele od uzyskiwanych z dużej próby (fig. 3). Świadczy to o tym, że mając nawet tak małą próbę otrzymuje się odpowiednie wartości statystyczne z absolutnie zadowalającą dokładnością.

Zgodnie z przeprowadzonymi badaniami, za minimalną miarodajną ilość pomiarów przyjęto 90, gdyż — poczynając dopiero od tej ilości

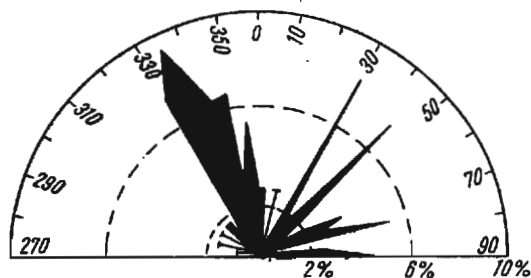


Fig. 2

Rozkład biegów płaszczyzn spękań ciosowych w przypadkowym miejscu (327 pomiarów z obszaru V)

Distribution pattern of the strikes of joints in a haphazardly chosen place (327 measurements from area V)

pomiarów — rozkład obliczany na ich podstawie daje, praktycznie rzecz biorąc, jakieś informacje o prawdziwym rozkładzie kierunku spękań ciosowych na danym obszarze. Wyjątek uczyniono tylko dla podobszaru IIIa, gdzie nie można było zebrać więcej niż 81 pewnych obserwacji, a sporządzenie chociażby orientacyjnego diagramu wydawało się celowe z uwagi na specjalny charakter tektoniczny tego terenu.

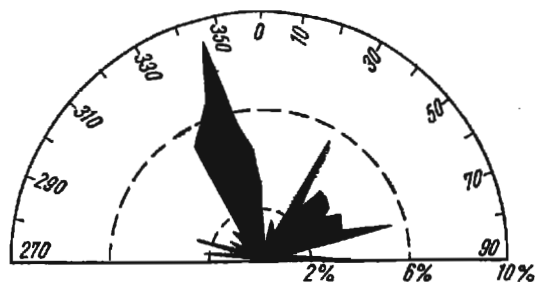


Fig. 3

Diagram zbiorczy biegów spękań ciosowych na obszarze V (1275 pomiarów)

Diagram of the strike directions of joints in area V (1,275 measurements)

Przestrzenna analiza ciosu w poszczególnych obszarach litologiczno-strukturalnych

Przestrzenna analiza ciosu przeprowadzona została w oparciu o następujące diagramy, sporządzone dla każdego z obszarów litologiczno-strukturalnych:

1. projekcję stereograficzną (opartą na siatce Wulffa — Smitha) biegunów warstw skalnych na stanowiskach, w których mierzono spękania ciosowe;

2. kierunkowo-ilościowy diagram głównych kierunków tektonicznych, na którym w ćwiartkach I i IV zaznaczono kierunki dyslokacji ciągłych, a w ćwiartkach II i III — kierunki dyslokacji nieciągłych. Diagram ten zbudowany jest na tej samej zasadzie, co diagram kierunków ciosu;

3. kierunkowo-ilościowy zbiorczy diagram spękań ciosowych (w formie półkolistej, na którym kierunki promieni oznaczają azymuty spękań ciosowych, a długość promienia — procentowy udział ciosu określonego kierunku w rozpatrywanej grupie pomiarów, traktowanej każdorazowo jako 100% pomiarów) przynależnych do danego obszaru.

Tego rodzaju potrójne zestawienia przedstawione przykładowo dla obszaru IV (fig. 4—6), pozwoliły wnioskować co do wzajemnych relacji

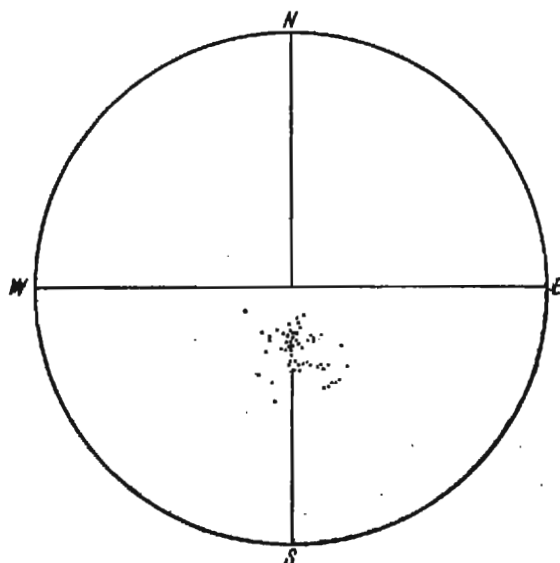


Fig. 4

Obszar IV — 63 bieguny płaszczyzn warstw fliszowych. Projekcja na dolnej półkuli
Area IV — 63 poles of the faces of Flysch beds. Lower hemisphere projection

przestrzennych i ilościowych pomiędzy głównymi systemami ciosu oraz pomiędzy płaszczyznami indywidualnych spękań i układem warstw skalnych, a także pomiędzy płaszczyznami spękań ciosowych i kierunkami tektonicznymi.

Ażeby przekonać się o wpływie charakteru litologicznego na kierunki spękań ciosowych, oprócz diagramów zbiorczych, sporządzono odrębne diagramy dla najczęściej występujących typów litologicznych warstw fliszowych w rozumieniu typu, jako na tyle odrębnego ośrodka fizyczno-mechanicznego, że jego charakter może mieć wpływ (lecz nie

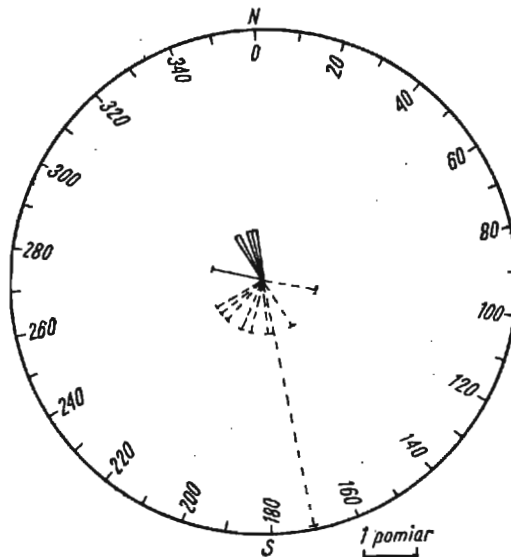


Fig. 5

Obszar IV — kierunki tektoniczne: w ćwiartkach I i IV osie dyslokacji ciągłych; w ćwiartkach II i III biegi dyslokacji nieciągłych

Area IV — tectonic directions: axes of continuous dislocations in quadrants I and IV, axes of discontinuous dislocations in quadrants II and III

musi) na orientację przestrzenną ciosu w aspekcie regionalnym. Jako podstawowy nasuwał się podział na piaskowce, jako warstwy „sztywne” (ang. „competent beds”), i łupki, jako warstwy „plastyczne” (ang. „incompetent beds”). Punktowe obserwacje terenowe wydawały się wskazywać także na pewne niewielkie zróżnicowanie kierunków ciosu w zależności od miąższości warstw piaskowcowych. Dlatego też w obrębie piaskowców wydzielono piaskowce cienkoławicowe — do 30 cm miąższości, i piaskowce gruboławicowe — powyżej 30 cm miąższości.

Typy litologiczne występujące rzadko (np. zlepieńce, dolomity, margle), a zatem dostarczające jedynie sporadycznych danych o ciosie, w analizie przestrzennej w ogóle pominięto.

Tak więc odrębne diagramy spękań ciosowych sporządzono dla piaskowców grubo- i cienkoławicowych oraz dla łupków; przykładowo przedstawiono je dla obszaru IV (fig. 6a, b, c). Z uwagi na zróżnicowanie litologiczne obszaru, cios warstw zakopiańskich reprezentowany jest na ogół tylko przez diagramy spękań występujących w piaskowcach

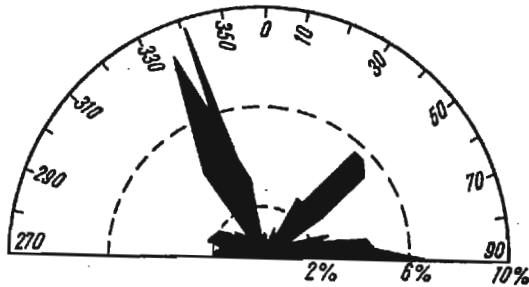


Fig. 6

Obszar IV — diagram zbiorczy: 762 biegi spękań ciosowych w piaskowcach grubo- i cienkoławicowych oraz w łupkach

Area IV — total diagram: 762 strikes of joints in thick-bedded and thin-bedded sandstones, also in shales

cienkoławicowych i w łupkach, a cios warstw chochołowskich i ostryskich — przez diagramy spękań występujących w piaskowcach cienko- i gruboławicowych.

Analizę przestrzenną ciosu w obszarach I, II i III (na których pomiary ciosu wykonane na piaskowcach cienkoławicowych stanowią 80—

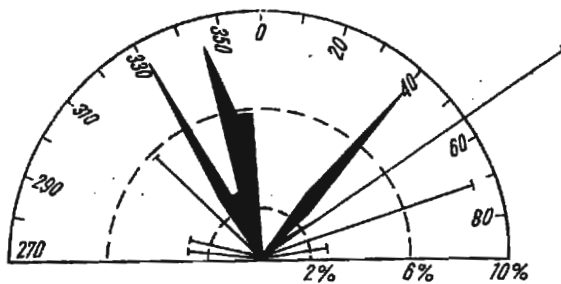


Fig. 6a

Obszar IV — 105 biegów spękań ciosowych w piaskowcach gruboławicowych

Area IV — 105 strikes of joints in thick-bedded sandstones

95% wszystkich pomiarów), z przytoczonych wyżej względów, przeprowadzono tylko w oparciu o diagramy zbiorcze.

Diagramy zbiorcze kierunków spękań ciosowych w poszczególnych obszarach litologiczno-strukturalnych przedstawiono schematycznie na

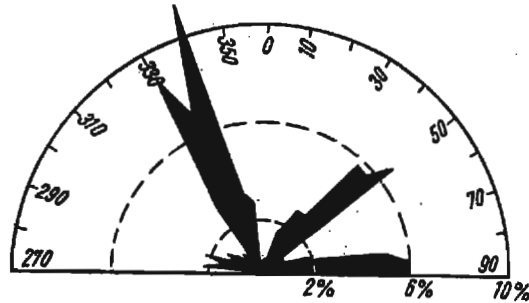


Fig. 6b

Obszar IV — 537 biegów spękań ciosowych w piaskowcach cienkoławicowych

Area IV — 537 strikes of joints in thin-bedded sandstones

tablicy I. Szczegółowa analiza ciosu na tle tektoniki i litologii obszaru (zobrazowana 59 diagramami) znajduje się w pracy W. Boretti-Onyszkiewicz (1966a).

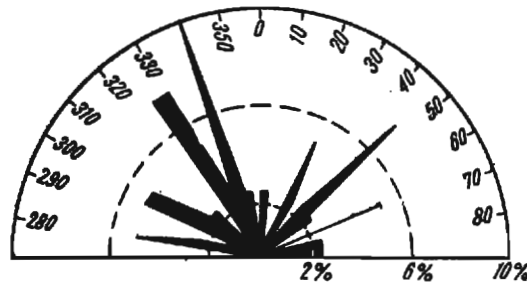


Fig. 6c

Obszar IV — 120 biegów płaszczyzn ciosowych w łupkach

Area IV — 120 strikes of joints in shales

Częstotliwość występowania spękań ciosowych i jej związek z konfiguracją terenu

Częstotliwość (gęstość) występowania spękań ciosowych wiąże się bezpośrednio z miąższością, a w mniejszym stopniu z litologią rozpatrywanych jednostek skalnych.

W celu zbadania zależności między częstotliwością występowania

spękań ciosowych a miąższością warstw skalnych, dokonano obserwacji porównawczych w odniesieniu do piaskowców — jako typu litologicznego najbardziej zróżnicowanego pod względem miąższości. Zależności te, ustalone w oparciu o obserwacje poczynione w kilkudziesięciu odślonięciach, przedstawiono schematycznie na wykresie (fig. 7), zastrzegając jego charakter orientacyjny, obrazujący jedynie ogólną tendencję w tym zakresie. Analizując ten wykres stwierdzić można, że istnieje tendencja

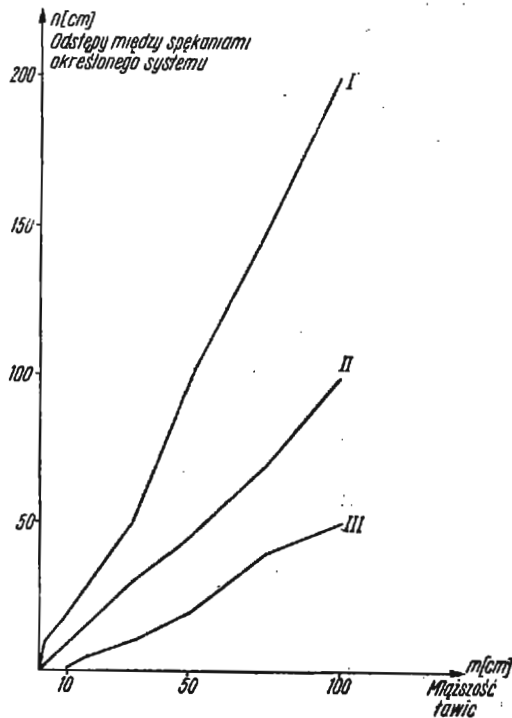
Fig. 7

Orientacyjny diagram zależności wielkości odstępów pomiędzy spękaniami ciosowymi (określonego systemu) od miąższości ławic piaskowcowych

I największe obserwowane odstęp między spękaniami, II najczęściej obserwowane odstęp między spękaniami, III najmniejsze obserwowane odstęp między spękaniami

Sketch diagram showing dependence of spacing between joints (of a given set) on the thickness of sandstone beds

I biggest observed spaces between joints, II most common observed maximum spacing between joints, III minimum observed spaces between joints



do utrzymywania mniej więcej stałej wartości ilorazu średniego odstepu (n) między spękaniami jednego z głównych systemów ciosowych i miąższości (m) rozpatrywanej warstwy:

$$\frac{n}{m} = \text{const.} \dots \dots \dots (1)$$

Trzy krzywe na wykresie odpowiadają: maksymalnym obserwowanym odstępom między spękaniami, najczęściej obserwowanym odstępom (które są jednocześnie średnimi) i minimalnym obserwowanym odstępom. Łatwo zauważyć, że każda z tych krzywych (z wyjątkiem odcinka krzywej minimalnych obserwowanych odstępów, odpowiadającego warstwom o miąższości 10 cm) może być z praktycznie wystarczającą dokładnością aproksymowana przez prostą nachyloną do dodatniego zwrotu osi odciętych odpowiednio o kąty: 30°, 45° i 60°. Tak więc war-

tość ilorazu $\frac{n}{m}$ waha się w granicach od $\text{tg } 30^\circ$ tj. $\frac{1}{\sqrt{3}}$ (dla minimalnych odstępów między spękaniami) do $\text{tg } 60^\circ$ tj. $\sqrt{3}$ (dla maksymalnych odstępów między spękaniami). Dla najczęściej spotykanych odstępów wartość ilorazu $\frac{n}{m} = \text{tg } 45^\circ = 1$.

Fizyczny sens przedstawionej zależności (1) wyjaśnić można w następujący sposób. Upraszczając rozumowanie i idealizując sytuację poprzez założenie, że:

1. rozpatrywana warstwa skalna zachowuje się wobec naprężeń (w wyniku których powstają spękania), jak ciało izotropowe, co wolno przyjąć zważywszy, że obserwacje terenowe wykazują duże podobieństwo zachodzącego zjawiska bez względu na różnice litologiczne i że,

2. na rozspojenie określonej powierzchni jednostkowej warstwy o wymiarach $m \cdot l$ (gdzie m — miąższość warstwy, a l — umowna długość rozpatrywanego odcinka) potrzebna jest stała energia E_x oraz, że warstwa skalna akumuluje energię E , globalną powierzchnię przełamu — F przedstawić można jako stosunek $\frac{E}{E_x}$. Wobec tego ilość pęknięć warstwy skalnej — i można wyrazić wzorem:

$$i = \frac{F}{m \cdot l} \dots \dots \dots (2)$$

Uwzględniając, że F i l są stałymi, widać, że ilość pęknięć jest odwrotnie proporcjonalna do miąższości rozpatrywanej warstwy, a ponieważ ilość spękań jest jednocześnie odwrotnie proporcjonalna do średnich odstępów (n) między spękaniami, więc $\frac{n}{m} = \text{const}$.

Proces powstawania spękań w skałach wiąże się zawsze z wydzielaniem energii, przy czym — według A. G. Konstantinowej (1960) — wielkość wydzielanej energii wzrasta ze wzrostem szczelin. Zakładając, że tworzeniu się spękań w ciałach twardych towarzyszą zjawiska falowe, można przyjąć, że między energią tych zjawisk i wielkościami pęknięć zachodzi związek wyrażający się tym, że zwiększonym amplitudom impulsów sprężystych odpowiadają zwiększone rozmiary szczelin lub zapewne odpowiednio większa ich ilość.

Odległości pomiędzy spękaniami oraz ich rozmiary odzwierciedlają więc do pewnego stopnia intensywność nacisku (wyznaczając ilość płaszczyzn nieciągłości niezbędną do zlikwidowania siły impulsów oddziaływujących na warstwę skalną w trakcie powstawania spękań) oraz charakteryzują ogólnie stopień sprężystości ośrodka.

Znamienne jest, że w odsłonięciach fliszowych ukazujących się w drogach i tworzących niejako naturalną „nawierzchnię” obserwuje się szczególne zagęszczenie otwartych spękań. Na pewno duży wpływ na to ma permanentne obciążanie i odciążanie powierzchni przez przejeżdża-

jące pojazdy. Nigdy bowiem w wychodniach nie narażonych na tego rodzaju zmienne impulsy nie obserwuje się tak intensywnej dezintegracji kostkowej, będącej wynikiem ujawnienia się spękań makroskopowo uprzednio niedostrzegalnych, lub powiększania się spękań już istniejących. Nasuwa się tutaj pewne porównanie z zachowywaniem się obciążanych betonowych elementów konstrukcyjnych, lub nawierzchni drogowych, pozwalające przeprowadzić pewne analogie wytrzymałościowe pomiędzy tymi ostatnimi i warstwami w masywie skalnym. J. Pluta (1964) badał np. rozszerzalność rysy w betonowym filarze (o przekroju $1,20 \times 1,50$ m) będącym elementem konstrukcyjnym wiaduktu kolejowego. Zmiany w rozszerzalności rysy o szerokości 0,04 mm na skutek przejeżdżającego pociągu zachodziły „sinusoidalnie” i były rzędu 0,01 mm. J. Pluta (op. cit.) wiąże je z odkształceniami podłoża na skutek przemian zachodzącego obciążania i odciążania. Wydaje się jednak, że — zwłaszcza w świetle wzmiankowanych wyżej rozważań G. A. Konstantinowej (1960) — sam zmienny ruch drgający można przyjąć jako bezpośrednią przyczynę rozszerzania się i zwężania rys.

W przypadku nawierzchni drogowych wyraźne spękania obserwuje się na ogół w betonie, którego strukturę (Lenkiewicz 1962) można w pewnym stopniu porównać ze strukturą piaskowców. W nawierzchniach asfaltowych obserwuje się w pierwszym rzędzie deformacje plastyczne, natomiast spękania pojawiają się później i są na ogół rzadsze niż w betonie. S. E. Roberts (1954) stwierdza, że czas, w którym spękania pojawiają się na świeżym asfalcie, zależy od jego ziarnistości, przy czym spękania występują tym prędzej, im asfalt jest grubiej ziarnisty.

Bone, Crump i Roggeveen (1954) przyczynę spękań w nawierzchniach asfaltowych widzą w zmianach termicznych oraz powstawaniu cyklicznych naprężeń na skutek zmiennego obciążania jezdni.

Jeżeli więc przyjmiemy obecność pewnych ukrytych zorientowanych powierzchni nieciągłości w warstwach skalnych (za czym przemawia stała orientacja kierunkowa spękań bez względu na stopień ich zagęszczenia), z dużym prawdopodobieństwem stwierdzić można, że prawie każda zmiana intensywności istniejących naprężeń będzie powodowała ujawnianie się tych nieciągłości w formie rys lub szczelin.

W ścisłym związku z podanymi wyżej faktami pozostaje szczelinowatość omawianych utworów. Przy obliczaniu szczelinowatości posłużono się za L. Boberem i N. Oszczyplko (1964) współczynnikiem Ł. I. Neustadt, określającym stosunek powierzchni szczelin ciosowych występujących na danej powierzchni przekroju do całej powierzchni przekroju — traktowanej jako 100%.

Pomiary i obliczenia przeprowadzono dla piaskowców różnej miąższości (5 cm, 15 cm, 30 cm, 50 cm, 70—100 cm i powyżej 100 cm), występujących na poszczególnych obszarach litologiczno-strukturalnych. W tym ujęciu nie uwzględniano naturalnie szczelin między piaskowcami

i łupkami. Ogółem obserwacji dokonano w 68 odsłonięciach, starając się zebrać po kilkanaście pomiarów szczelinowatości dla każdej z rozpatrywanych miąższości ławic piaskowcowych, z wyjątkiem piaskowców bardzo gruboławicowych (powyżej 100 cm miąższości), dla których zebrano potrzebne dane jedynie w trzech stanowiskach.

Średnie wartości szczelinowatości ciosowej wahają się w granicach od 3,44‰ dla piaskowców bardzo cienkoławicowych (miąższości rzędu 5 cm) do 0,32‰ dla piaskowców (miąższości rzędu 70—100 cm) i 0,17‰ dla jeszcze grubszych; dane te są porównywalne z wynikami otrzymanymi przez T. Macioszczyka (1964).

Szczelinowatość zależy oczywiście od głębokości i dlatego ważne jest ustalenie miąższości strefy występowania szczelin otwartych. Na omawianym terenie pewnych danych na ten temat z przyczyn zasadniczych (brak kopalń, głębokich kamieniołomów itp.) nie można było otrzymać. Według Ł. A. Mołokova (1959) strefa występowania szczelin otwartych dla warstw magurskich wynosi 100—150 m; L. Bober i N. Oszczypko (1964) szacują ją na 100 m. A. Sławiński (1961a), omawiając cel i zadania głębokiego wiercenia w Zakopanem na Antałówce, wspomina o spadku temperatury wody na głębokości 150 m w porównaniu z głębokością 20 m — na skutek „silnego dopływu szczelinami zimnych wód powierzchniowych”. Według tego samego autora (1961b) S. Sokołowski wiąże pojawienie się gazu na głębokości 42 m w Poroninie — Kośnych Hamrach „z nagromadzeniami gazu migrującego ku górze wzdłuż szczelin i pęknięć”. T. Macioszczyk (1964) przypisuje olbrzymią rolę przede wszystkim szczelinom ciosowym jako drogom pionowej migracji wód w piaskowcach fliszowych i w wielu źródłach stwierdza obecność wody ze strefy 400 m.

Przytoczone fakty przemawiają więc za obecnością bądź szczelin otwartych, bądź mikrorys przenikalnych dla wody lub gazów nawet na znacznych głębokościach.

Obserwacje własne wskazują na to, że intensywność szczelin ciosowych dostrzegalnych makroskopowo maleje dość szybko wraz z głębokością oraz odległością od krawędzi walnych dolin rzecznych, co przemawiałoby za dużym udziałem czynników odprężeniowych i wietrzeniowo-denudacyjnych w otwieraniu się i makroskopowym ujawnianiu ciosu. Należy przypuszczać, że zasadniczy skok ilościowy w odniesieniu do szczelin otwartych ma miejsce poniżej bazy erozyjnej, co lokalnie mogłoby odpowiadać szacunkowej miąższości strefy występowania szczelin otwartych Ł. A. Mołokova (1959), czy L. Bobera i N. Oszczypki (1964).

Fakt, że przebieg omawianych spękań, niezależnie od lokalizacji pionowej i poziomej odsłoneń, na całym omawianym terenie odznacza się daleko idącą regularnością kierunkową, przemawia za wykorzystywaniem przez czynniki odprężeniowe i wietrzeniowo-denudacyjne istniejące w ca-

łym masywie skalnym potencjalnych powierzchni nieciągłości, ujawniających się w sprzyjających warunkach. W przeciwnym razie spękania wietrzeniowe sensu stricto nie mogłyby zachowywać wspomnianej regularności, a spękania odprężeniowe sensu stricto, jako uwarunkowane uwalnianiem się szczątkowych naprężeń tektonicznych górotworu (Kieslinger 1958), powstawałyby przede wszystkim w ścisłym związku z przebiegiem powierzchni morfologicznych i stref najbardziej podatnych na rozszerzalność boczną górotworu. To z kolei pociągałoby za sobą również znaczne zróżnicowanie kierunkowe tego rodzaju powierzchni nieciągłości, przy czym kierunki tych powierzchni podyktowane by były lokalną konfiguracją terenu, czego w odniesieniu do ciosu nie zauważono.

Dodatkowym faktem przemawiającym za obecnością potencjalnych zorientowanych powierzchni nieciągłości jest stopniowy rozwój ciosu otwartego. Przejawia się on w tym, że bardzo często spękania, które w suchej warstwie nie są makroskopowo dostrzegalne, stają się widoczne w trakcie jej wysychania po uprzednim zmoczeniu np. przez deszcz. W takich sytuacjach na powierzchniach ławic obserwuje się drobne rysy (pl. I, fig. 1), widoczne dzięki dłuższemu utrzymywaniu się w nich wody atmosferycznej. Według obserwacji J. Pluty (1964), woda atmosferyczna może przenikać już przez rysy o szerokości 0,04 mm, a woda pod ciśnieniem — przez mniejsze.

Kierunki wzmiankowanych drobnych rys, obserwowanych na ławicach piaskowcowych po ulewach, odpowiadają głównym kierunkom ciosu na omawianym obszarze, co jest dowodem na to, że te drobne rysy są wstępnym stadium ciosu otwartego.

Ogólnie stwierdzić można, że intensywność rozwoju ciosu zależna jest w głównej mierze od dwóch czynników: miąższości elementów litologicznych (warstw, ławic) oraz od głębokości rozpatrywanej strefy górotworu, przy czym pierwszy czynnik decyduje przede wszystkim o gęstości ukrytych lub widocznych powierzchni nieciągłości, a drugi — o ich rozmiarach.

Ponadto od dawna znany jest fakt, że rozkład spękań i głównych kierunków tektonicznych wpływa zasadniczo na sposób ukształtowania terenu.

Pogląd, że topografia może mieć wpływ na przebieg spękań w masywie skalnym, nie jest tak szeroko rozprzestrzeniony i do niedawna ograniczał się głównie do uwzględnienia zjawisk oddzielności płytowej (pl. I, fig. 2).

Z obserwacji poczynionych we fliszu Podhala wynika, że — w odniesieniu do ciosu — konfiguracja terenu może mieć wpływ przede wszystkim na intensywność (gęstość i wielkość) rozwoju otwartych spękań ciosowych określonego systemu kierunkowego, a nie na ich orientację przestrzenną w różnych punktach obszaru. Największą częstotliwością spękań otwartych odznaczają się systemy spękań lokalnie równo-

ległe lub prawie równoległe do przebiegu, zwłaszcza walnych, dolin rzecznych. Przy tym związek, jaki najczęściej zachodzi pomiędzy częstotliwością występowania płaszczyzn ciosowych określonego systemu a miąższością ławic, jest proporcjonalnie zachowany.

Widać z tego, że sposób ukształtowania terenu, a przede wszystkim przebieg i charakter dolin rzecznych, wpływa wtórnie selektywnie na intensywność rozwoju poszczególnych systemów spękań ciosowych otwartych w różnych punktach terenu. Na omawianym terenie daje się to zauważyć szczególnie dobrze w strefach dolinnych Białego i Czarnego Dunajca.

Z lokalnej analizy porównawczej głównych kierunków morfologicznych oraz regionalnej sieci ciosu można określić, które z potencjalnych powierzchni nieciągłości rozwiną się najintensywniej, pociągając za sobą zmianę reżimu naprężeń panującego w rozpatrywanej części masywu skalnego, co z reguły, zwłaszcza na terenach fliszowych, będzie prowadziło do zachwiania równowagi zboczowej. Jest to szczególnie istotne w świetle badań H. Linka (1961), który twierdzi, że wpływ spękań na masyw skalny jest tego rodzaju, że np. czterokrotny wzrost szczelinowatości powoduje szesnastokrotny wzrost współczynnika rozszerzalności bocznej masywu skalnego.

Związek elementów morfologicznych z rozwojem systemów ciosowych jest więc dwukierunkowy: z jednej strony — podstawowa sieć spękań predysponuje główne kierunki rozwoju elementów morfologicznych, z drugiej strony — postępujące procesy egzogeniczne (naturalne i sztuczne), a zwłaszcza dolinno-zboczowe, warunkują intensywność ujawniania się dotychczas tylko potencjalnie istniejących powierzchni nieciągłości i wpływają na selektywny rozwój tego lub innego systemu otwartych spękań ciosowych w zależności od lokalnej konfiguracji terenu.

Regionalna przestrzenna charakterystyka ciosu

Z analizy przestrzennej ciosu występującego w poszczególnych obszarach litologiczno-strukturalnych oraz z rozważań nad częstotliwością występowania spękań ciosowych i ich związkiem z konfiguracją terenu, a także w oparciu o inne obserwacje terenowe, ustalić można następujące prawidłowości natury regionalnej, dotyczące przestrzennego charakteru ciosu:

1. Na całym obszarze zachodniego Podhala, niezależnie od pozycji stratygraficznej oraz litologii i tektoniki rozpatrywanych jednostek skalnych, występują dwa główne wyraźne systemy ciosu oraz na niektórych obszarach litologiczno-strukturalnych — system trzeci o charakterze podrzędnym.

a) Jako najlepiej kierunkowo określony, wspólny dla całego obszaru

zachodniego Podhala występuje system o orientacji NNW-SSE. Spękania ciosowe do niego przynależne znajdują się w przedziale azymutów 320° — 360° ; jedynie na obszarze II — pierwsze ekstremum tego obszaru przesuwa się do azymutu 315° . Na poszczególnych obszarach litologiczno-strukturalnych system ten odznacza się wyjątkową stałością kierunkową, w wyniku której maksymalne odchylenia poszczególnych kierunków spękań od kierunku średniego tego systemu nie przekraczają na ogół 10° . Wyraźne maksimum systemu przypada najczęściej na azymut 340° .

b) Jako również wspólny dla całego zachodniego Podhala, lecz nie tak dobrze kierunkowo sprecyzowany, występuje system ciosu o generalnej orientacji NE-SW. Wyznaczają go azymuty mieszczące się w przedziale 30° — 75° z wyjątkiem obszaru X (na którym pierwsze ekstremum wynosi 25°) oraz obszaru IIIa (na którym drugie ekstremum osiąga 80°). W tym systemie występuje kilka submaksimów, przy czym na obszarach I, II, III, VII, IX i XII zdecydowana większość spękań ciosowych ma orientację 65° — 75° , natomiast na obszarach IV, V, VI, VIII, X i XII główne maksimum systemu przesuwa się ku N, realizując raczej kierunki 35° — 50° . Odchylenia kierunkowe pojedynczych spękań od kierunków średnich na poszczególnych obszarach dochodzą w tym systemie do 25° a nawet 30° . Oba wymienione systemy najczęściej występują i wzajemnie przecinają się przeważnie pod kątami od 50° do 90° . Stanowią one na ogół 60—80% ogólnej ilości spękań ciosowych.

c) W południowej części (obszary IV, V, VIII i X) występuje trzeci, dość dobrze wykształcony system ciosu określony azymutami 80° — 110° (290°). Pojedyncze spękania o takich kierunkach pojawiają się również na innych obszarach litologiczno-strukturalnych, ale ich udział procentowy jest tam znikomy.

2. Na wszystkich obszarach litologiczno-strukturalnych kąty pomiędzy indywidualnymi spękaniami, reprezentującymi lokalnie poszczególne systemy, wahają się na ogół w granicach 45° — 90° (pl. I, II i III). Kąty mniejsze od 45° obserwuje się w przypadku współwystępowania spękań o kierunkach przeciwnie ekstremalnych dla dwóch systemów ciosu, które te spękania reprezentują. Układy takie występują przypadkowo, natomiast do reguły należy ortogonalna lub rombowa sieć spękań (pl. I—VII).

3. Kąty dwuścienne pomiędzy płaszczyznami różnych spękań a stropem i spągami rozpatrywanych ławic skalnych są na ogół stałe = 90° , lub nieco mniejsze — niezależnie od pozycji tektonicznej warstw (pl. II, fig. 1). W przypadkach, kiedy kąty te $\neq 90^{\circ}$, nie obserwuje się jednak żadnych prawidłowości związanych z kierunkiem i wielkością ich upadu, które mogłyby wskazywać na bezpośredni związek genetyczny ciosu z lokalnymi deformacjami tektonicznymi. Odstępstwa tych kątów od 90° występują najczęściej bądź w piaskowcach bardzo gruboławicowych, bądź też w łupkach.

4. W zależności od lokalnej konfiguracji tektonicznej, poszczególne systemy ciosu są albo równoległe, albo prostopadłe, albo skośne do biegu i upadu, nie zmieniając przy tym ani swego generalnego kierunku i charakteru, ani też wzajemnych proporcji ilościowych.

5. Największą kierunkową stałością systemów ciosu oraz najbardziej zdecydowanym ich wykształceniem odznaczają się obszary o najłagodniejszym stylu tektonicznym (IV, V, VI, X i XI). Na obszarach o dużych i zmiennych wartościach upadów cios przynależny do poszczególnych systemów wykazuje duże rozproszenie kierunkowe, co na diagramach przejawia się brakiem dobrze zaznaczonych maksimów, lub obecnością wielu submaksimów w obrębie jednego systemu. Do obszarów o źle wykształconych systemach ciosu należy w pierwszym rzędzie obszar I oraz obszary VII i VIII. Niezależnie od przytoczonych faktów, związki kątowe pomiędzy poszczególnymi spękaniami ciosowymi w różnych punktach terenu są przeważnie stałe, niezależnie od lokalnych różnic w tektonice, co przemawia za tym, że rozproszenie ciosu na obszarach o niestabilizowanych upadach jest w dużej mierze wynikiem deformacji natury czysto geometrycznej, a w dalszej kolejności dopiero może się wiązać z wpływem lokalnych pól naprężeń, zniekształcających ogólny schemat regionalnego rozkładu ciosu.

6. Istnieje wyraźny związek kierunkowy pomiędzy głównymi systemami ciosu a przebiegiem dyslokacji nieciągłych (w szczególności uskoków pionowych), które wykorzystują niejako istniejące płaszczyzny ciosowe, lub przebiegają równoległe do nich (pl. VII, fig. 1). W sąsiedztwie uskoków obserwuje się przy tym nadmierne zagęszczenie spękań równoległych lub prawie równoległych do płaszczyzn uskokowych (pl. VIII, fig. 1). Na podobne związki pomiędzy powierzchniami spękań ciosowych i uskokami zwraca uwagę wielu badaczy. J. M. Parker (1942) podkreśla przy tym za G. F. Beckerem, że na obszarze o raz wytworzonej sieci spękań, z uwagi na jego zmienną odporność w różnych kierunkach, każde naciski późniejsze będą powodowały raczej ruch wzdłuż już istniejących powierzchni osłabień, czy stref wzmoczonych naprężeń wewnętrznych, a nie tworzenie nowego schematu deformacji.

7. Kierunki osi lokalnych sfałdowań są na ogół również zgodne z kierunkami głównych systemów ciosu. Nie zauważono jednak, ażeby obecność tych form wpływała na zmianę kierunku ciosu; cios nie wykazuje bowiem żadnych znamiennych odchyień w celu utrzymania stałych relacji kątowych z osiami lokalnych fałdów, gdy te ostatnie zmieniają swój kierunek. Ogólnie znane zjawisko występowania szczelin otwartych, często z „rozdartą” mineralizacją w przegubach antyklin oraz szczelin zamkniętych w przegubach synklin (wtedy, kiedy spękania są równoległe do osi tych form), obserwuje się często, lecz związki kątowe spękania-warstwa są stałe, niezależne od pozycji tektonicznej. Występujące często w sąsiedztwie przegubów antyklinalnych nadmierne zagęsz-

czenie ciosu równoległego lub prawie równoległego do osi tych form, przejawiające się obecnością spękań otwartych (świeższych) pomiędzy spękaniami zmineralizowanymi, wskazuje na możliwość ujawnienia się dodatkowych uprzednio ukrytych powierzchni nieciągłości na skutek lokalnie zwiększonych naprężeń.

8. Wzajemnie przecinające się spękania ciosowe nie wykazują w miejscu przecięcia żadnych odchyień kierunkowych ani znamienych wzajemnych przesunięć horyzontalnych, co utrudnia ustalenie ich względnego wieku. Również mineralizacja, jako przywiązana do wszystkich kierunków ciosu (z pewną przewagą w kierunku NNW-SSE na obszarach, gdzie jest on równoległy do upadu), nie może tu być kryterium wieku względnego, zwłaszcza że proces wypełniania szczelin ciosowych kalcytem jest ciągły i odbywa się również w chwili obecnej na skutek rozpuszczenia przez krążące wody węgla wapnia (zawartego w utworach fliszowych) i osadzania go w szczelinach.

9. Charakter litologiczny rozpatrywanych utworów nie ma zasadniczego wpływu na orientację przestrzenną ciosu. Ogólnie stwierdzić można, że mniej ustabilizowane kierunki ciosu są typowe dla łupków, a różnice pomiędzy tymi kierunkami w piaskowcach cienko- i gruboławicowych są znikome. Procentowy udział spękań ciosowych w łupkach jest na ogół mniejszy niż w piaskowcach, co szczególnie dobrze widoczne jest na obszarach IV i V, gdzie — mimo ogólnej przewagi łupków — spękania na nie przypadające nie przekraczają 40% ogólnej ilości spękań ciosowych na tych obszarach. Zjawisko to jest niewątpliwie wynikiem znacznie większej plastyczności łupków (w porównaniu z piaskowcami), dzięki której deformacje nieciągłe zachodzą w nich trudniej i ujawniają się rzadziej.

10. Niewielkie różnice kierunkowe pomiędzy głównymi systemami ciosu na poszczególnych obszarach litologiczno-strukturalnych, abstrahując od deformacji natury geometrycznej, należy tłumaczyć warunkami ściśle lokalnymi, związanymi z możliwością ingerencji lokalnych pól naprężeń bądź to na skutek odmiennego stylu tektonicznego, bądź też różnego procentowego udziału warstw piaskowcowych i łupkowych. Ten ostatni czynnik może mieć wpływ na pewne zróżnicowanie wartości średnich współczynników tarcia w różnych punktach masywu skalnego, co z kolei powoduje miejscowe zróżnicowanie regionalnego schematu orientacji ciosu.

Ogólnie jednak regularna sieć ciosu na całym zachodnim Podhalu wydaje się wskazywać, że naprężenia, dzięki którym ona powstała, były dostatecznie duże, aby różnice strukturalno-petrograficzne pomiędzy rozpatrywanymi typami skalnymi nie mogły odegrać zasadniczej roli w procesie powstawania określonych kierunków spękań.

11. Na całym obszarze zachodniego Podhala obserwuje się daleko posuniętą prawidłowość w stosunku gęstości poszczególnych spękań określonego systemu do miąższości ławic piaskowcowych. W miejscach odznaczających się spokojnym stylem tektonicznym istnieje wyraźna tendencja do utrzymywania stałej wartości ilorazu średniego odstepu między spękaniami któregoś z głównych systemów ciosu i miąższości rozpatrywanej ławicy; inaczej mówiąc, częstotliwość występowania spękań ciosowych jest odwrotnie proporcjonalna do miąższości ławic piaskowcowych. Podobne zależności istnieją również w łupkach, ale ilościowe ich ujęcie jest niemożliwe z uwagi na to, że wykształcenie spękań ciosowych w łupkach jest znacznie gorsze. W bezpośrednim związku z miąższością ławic fliszowych (głównie piaskowców) pozostaje szczelinowatość ciosowa całego masywu skalnego. Jej średnie wartości wahają się w skrajnych z badanych przypadkach od 3,44‰ (dla piaskowców 5-centymetrowych) do 0,17‰ (dla piaskowców przekraczających miąższość 1 m).

12. Lokalnie lepiej wykształcone powierzchnie ciosowe oraz ich nadmierne zagęszczenie w sąsiedztwie uskoków, przegubów lokalnych sfałdowań, czy też wyraźnych krawędzi morfologicznych, przy jednoczesnym zachowaniu stałych kierunków regionalnych, przemawiają za wpływem lokalnych pól naprężeń (zmiennych w czasie i przestrzeni) na ujawnienie się ukrytych powierzchni nieciągłości o przebiegu zgodnym z już istniejącymi. Tym samym uzewnętrznia się kinematyczny charakter ciosu, który może występować w różnych stadiach rozwojowych — od kierunkowo zorientowanych stref wzmożonych wewnętrznych naprężeń poprzez makroskopowo niedostrzegalne rysy (przenikalne tylko dla gazów i roztworów pod ciśnieniem) do szczelin mniej lub bardziej rozwartych, zmineralizowanych lub nie — w zależności od momentu, w którym nastąpiło rozspojenie płyty skalnej (umożliwiającej iniekcję roztworu) i innych lokalnych warunków (litologii, tektoniki itp.). Taki charakter spękań ciosowych uzasadnia związek intensywności szczelinowatości ciosowej z orientacją powierzchni morfologicznych, a zarazem przemawia za oddziaływaniem tensji w obrębie utworów fliszowych zachodniego Podhala.

Fakty podane w punktach 3—12, generalnie rzecz biorąc, przemawiają za niezależnym pierwotnym powstaniem ciosu w stosunku do deformacji tektonicznych utworów fliszowych. Brak jest natomiast przesłanek przestrzennych, wskazujących na wiekowe zróżnicowanie występujących tu systemów spękań ciosowych.

W dążności do bliższego naświetlenia zagadnienia charakteru i genezy ciosu we fliszu Podhala, w rozdziale następnym rozpatruje się cechy morfologiczne spękań.

MORFOLOGICZNA CHARAKTERYSTYKA CIOSU

Zadaniem charakterystyki morfologicznej było ustalenie przede wszystkim zależności, jakie istnieją pomiędzy omawianymi spękaniami a ogólnym charakterem litologicznym jednostek skalnych, w których cios występuje, co z kolei mogłoby rzucić pewne światło na jego genezę i mechanizm powstawania. Zadanie to przeprowadzono poprzez opisową i ilustracyjną charakterystykę głównie makroskopowych cech spękań ciosowych. Wykonano również serię badań uzupełniających w zorientowanych płytkach cienkich, licząc na wykrycie ewentualnych zmian mikro-strukturalno-teksturalnych w strefach bezpośredniego kontaktu z poszczególnymi powierzchniami nieciągłości głównych systemów ciosowych.

Charakter morfologiczny ciosu obserwowano na całym obszarze, a zatem w utworach zróżnicowanych wiekowo, litologicznie i tektonicznie, przy czym szczególną uwagę zwracano na związek pomiędzy wykształceniem spękań i litologią utworów fliszowych.

Za podstawowe typy litologiczne uznano zlepińce, piaskowce, łupki (najczęściej wapnisto-ilaste, a rzadziej typu menilitowego) lub margle oraz utwory dolomitowe (piaskowce i wapienie dolomityczne). Główne cechy morfologiczne ciosu rozpatrywane są też w miarę możliwości dla każdego z tych typów. Na podstawie wielokrotnych obserwacji terenowych stwierdzono, że mniejsze różnice litologiczno-strukturalne np. takie, jakie istnieją pomiędzy piaskowcami średnio- a drobnoziarnistymi, nie mają wpływu na charakter morfologiczny spękań ciosowych i szczególnie ich analiza pod tym względem byłaby bezcelowa.

Za podstawę charakterystyki morfologicznej spękań ciosowych przyjęto analizę ich śladów oraz powierzchni.

Ślady spękań ciosowych

Ślady spękań ciosowych występują bądź na powierzchniach stropowych i spągowych rozpatrywanych ławic skalnych, bądź też na powierzchniach ich przekrojów poprzecznych (pl. IV, fig. 2). W wyniku wzajemnego przecinania się spękań ciosowych reprezentujących dwa różne systemy, na powierzchniach stropowych lub spągowych warstw obserwuje się mniej lub bardziej regularną, przeważnie rombowa lub ortogonalną sieć śladów spękań ciosowych ograniczających w ten sposób utworzone wieloboki, a przestrzennie rozpatrując — wielościany (pl. V, fig. 2 i pl. VIII, fig. 2). W przypadku przecinania się więcej niż dwóch systemów ciosu, kształty wieloboków są bardziej skomplikowane i wówczas występuje najczęściej kombinacja pięcioboków i trójkątów.

Makroskopowo dostrzegalne pojedyncze ślady spękań mogą być dwojakiego rodzaju: a) w formie rys (pl. I, fig. 1) lub b) w formie szczelin (pl. IV—VII). Zarówno rysy jak i szczeliny mogą być z kolei prosto-

linijne lub nieprostolinijne, zmineralizowane (pl. III, fig. 1) lub niezmineralizowane (pl. IV i VI); mineralizacja jest kalcytowa.

Obserwowane długości poszczególnych śladów spękań ciosowych (na powierzchniach stropowych ławic piaskowców) wahają się od kilku centymetrów do kilkudziesięciu metrów. Wnosząc przy tym z obserwacji poczynionych w najdłuższych odsłonięciach fliszowych, gdzie na przestrzeni często kilkudziesięciu metrów nie zmienia się ani kierunek spękań, ani jego charakter morfologiczny, należy się spodziewać, że mogą one osiągać i kilkaset metrów.

Szczeliny zmineralizowane przywiązane są do wszystkich kierunków spękań z pewną jednak przewagą w kierunkach południkowych. Bardzo częstą formą są strzałki kalcytowe, które bez określonych prawideł występują pomiędzy szczelinami zmineralizowanymi lub niezmineralizowanymi danego systemu ciosowego, określając jego średni kierunek rozciągłości.

W przypadku braku mineralizacji ślady spękań w formie rys występują na ogół w strefach mniej zwietrzałych, natomiast w formie szczelin, osiagających niekiedy szerokość kilku (pl. VI, fig. 1) a nawet kilkunastu centymetrów — w najbardziej powierzchniowych partiach odsłoneń. Nie zanika przy tym prawie nigdy wyrazistość normalnie obserwowanych systemów ciosowych, chociaż powstaje szereg izolowanych bloków i płytek (pl. VI, fig. 2), ułatwiających eksploatację surowca budowlanego w formie naturalnie powstałych wielościanów o dobrze na ogół zachowanych krawędziach i narożach (pl. VIII, fig. 2).

Jak już wspomniano w rozdziale poprzednim, nasilenie ilości spękań ciosowych wzrasta przy lokalnych formach tektonicznych. W sąsiedztwie stref osiowych antykliniek, a zwłaszcza płaszczyzn uskokowych, obserwuje się więc szczególne zagęszczenie rys i szczelin równoległych do rozciągłości tych elementów. Szerokość szczelin zmineralizowanych, na ogół rzędu 0,5—1 mm, wzrasta wówczas do kilku milimetrów, a nawet do 1 cm. Ponadto obserwuje się w takich przypadkach brak związku mineralizacji z określonym kierunkiem spękań (np. w podtatrzańskich odsłonięciach Potoku Białego). Zjawisko to należy włączyć prawdopodobnie z generalnym na ogół zluźnieniem mas skalnych (w sąsiedztwie zaburzeń tektonicznych), ułatwiającym krążenie roztworów i obfitszą krystalizację węgla wapnia we wszystkich szczelinach.

Znaczne zagęszczenie spękań niezmineralizowanych obserwuje się również w odsłonięciach, wychodzących w dnach potoków (pl. VII, fig. 2) i w drogach. W przypadku ławic odznaczających się łagodnym upadem powstaje coś w rodzaju naturalnego bruku skalnego, ulegającego stopniowej dezintegracji na coraz mniejsze elementy (pl. IX, fig. 1 i 2), których krawędzie zachowują jednak ogólną orientację zgodną z kierunkami głównych systemów ciosu. Zorientowana dezintegracja kostkowa ułatwia procesy wietrzeniowe, które w pierwszym rzędzie przejawiają się w kon-

centrycznej zmianie barwy postępującej od peryferycznych części kostek skalnych ku ich środkom (pl. VIII, fig. 2), a następnie w dalszych przemianach strukturalnych, prowadzących stopniowo do rozkruszania się skały.

Przebieg świeżych zorientowanych śladów spękań na przekrojach poprzecznych warstw, najlepiej widoczny w płytowych piaskowcach drobno- i średnioziarnistych, bywa zwykle tego rodzaju, że ślady te cienieją od stropu ku środkowi ławic, a następnie bądź grubieją ku spągowi, bądź też stopniowo cienieją przez całą miąższość warstwy ku jej spągowi (fig. 8). W przypadku spękań zmineralizowanych tego rodzaju

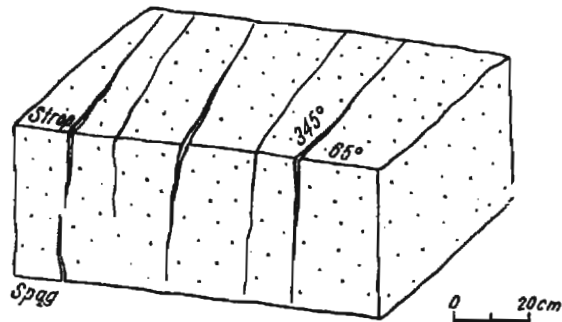
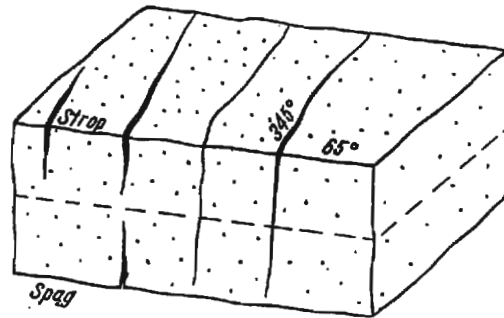


Fig. 8

Spękania ciosowe niezmineralizowane na poprzecznych przekrojach ławic piaskowców płytowych z warstw zakopiańskich. Odstąpienie w dolinie Białego Dunajca koło wiaduktu w Poroninie

Non-mineralised joints in cross sections of platy sandstone beds from the Zakopane beds. Outcrop in the Biały Dunajec valley, near the Poronin viaduct



zależności nie zauważono. Uwzględniając, że prawie wszystkie obserwacje z przyczyn technicznych czynione były w strefie powierzchniowej, fakty te (tak samo, jak dezintegrację kostkową) należy interpretować jako efekt ujawniania się ukrytych powierzchni nieciągłości w wyniku działania czynników odprężeniowych, a drugorzędnie — wietrzeniowych.

Jak już wyżej wspomniano, zróżnicowanie charakteru śladów poszczególnych spękań zależy przede wszystkim od litologii warstw, na powierzchniach których one występują.

W zlepieńcach i piaskowcach gruboziarnistych zlepieńcowatych ślady spękań (bez względu na system) są zwykle nieprostolinijne, zygzakowate (fig. 9). Widać wyraźnie, że omijają one wszystkie większe otoczaki i okruchy, dostosowując do ich krawędzi swój przebieg; tylko spora-

dycznie obserwuje się przecięte spękaniami ciosowym większe elementy strukturalne (ziarna i okruchy).

Na uwagę zasługuje ponadto obserwowany w zlepieńcach podstawowych z warstw zakopiańskich (dolina Potoku Białego) oraz w zlepieńcach z warstw chochołowskich (dolina Czarnego Dunajca między Witowem a Chochołowem) fakt, że większość spękań przebiega wzdłuż lokalnie największych otoczków oraz że w narożach między przecinającymi się śladami spękań równie często znajdują się wybitnie duże otoczki

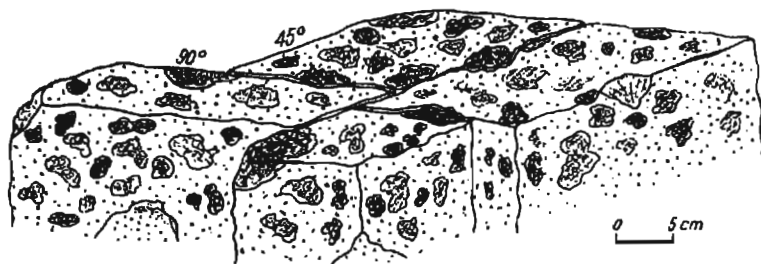


Fig. 9

Szkic spękań ciosowych w zlepieńcu z warstw zakopiańskich. Odsłonięcie w zbrocu Potoku Białego

Sketch diagram of joints in a conglomerate from the Zakopane beds. Outcrop on slope of the Biały valley

lub okruchy. Można przypuszczać, że tego rodzaju zróżnicowania strukturalne stanowią niejako główne „ośrodki nieciągłości”, w których łatwiej niż w pozostałej części mniej zróżnicowanej masy skalnej dochodzi do utraty spójności. Punkty takie spełniają zatem rolę zbliżoną do roli tzw. „karbów” np. w elementach stalowych.

W piaskowcach średnio- i drobnoziarnistych, zwłaszcza zlewnych o płytowym wykształceniu, charakter spękań jest odmienny — przebiegają one zdecydowanie prostolinijnie (pl. X, fig. 1).

W łupkach piaskowcowych i piaskowcach skorupowych o teksturach spływowych (pl. X, fig. 2), w których zaznacza się również znaczne poziome i pionowe zróżnicowanie strukturalne, charakter spękań jest zbliżony do zlepieńców z tym, że wielkości elementów spływowych narzucają odpowiednio radsze i bardziej łagodne załamania śladów niż w zlepieńcach, gdzie uwarunkowane jest to wielkością otoczków i okruchów.

W ławicach dolomitowych na ogół trudno dopatrzeć się poszczególnych systemów spękań ciosowych (pl. XI, fig. 1). Tworzą one szereg szczelin i rys, przypominających nieco szczeliny z wysychania, ograniczające sobą mniejsze lub większe wieloboki.

Niekiedy, zwłaszcza w piaskowcach dolomitycznych, daje się wyróżnić spękania tworzące na powierzchniach stropowych warstw bardziej regularne wieloboki, wśród których najczęściej spotyka się trójkąty, sześciokąty i równoległoboki.

W łupkach ilastych i marglach spękania są wykształcone nieco odmiennie. Przede wszystkim są one mniej regularne i częściej mają charakter rys, a prawie nigdy nie są szczelinami. Zjawisko to jest zapewne wynikiem wysokiej plastyczności łupków (w porównaniu z piaskowcami), dzięki której w zależności od stanu nawodnienia ma miejsce mniejsze lub większe pęcznienie skały, a ponadto cała masa skalna odkształca się bardziej plastycznie. Ślady zmineralizowane występują w łupkach znacznie rzadziej niż w piaskowcach; obserwuje się je przede wszystkim w strefach wyraźnych zaburzeń tektonicznych, gdzie nastąpiło rozszerzenie szczelin ciosowych. W strefach takich obserwuje się też dość typowe, choć rzadkie przypadki złupkowacenia z pękania (Jaroszewski 1963), naśladującego kierunku ciosu (pl. XI, fig. 2). Tylko sporadycznie występuje lokalnie więcej niż jeden wyraźny system spękań (pl. XII, fig. 1 i 2). Łupki typu menilitowego dają schemat spękań bardzo zbliżony do łupków piaszczystych, tylko na ogół z większymi odchyleniami od średnich kierunków poszczególnych systemów ciosowych i z reguły o większym zagęszczeniu, co jest wynikiem bardzo niewielkich miąższości tych warstewek.

Na powierzchniach warstw skalnych oraz na ich przekrojach spękania ciosowe jednego systemu wykazują daleko posuniętą równoległość (pl. III—VI). Poza dolomitami dotyczy to wszystkich typów litologicznych, bez względu na różnice wiekowe rozpatrywanych serii skalnych. Indywidualne spękania kończą się albo przez stopniowe cienienie rysy (pl. XII, fig. 3) lub szczeliny (tak, że w końcu przestaje ona być widoczna nieuzbrojonym okiem), albo przez powstawanie rozgałęzień terminalnych (pl. XII, fig. 4), które również stopniowo cienieją. Kąty pomiędzy tymi rozgałęzieniami wahają się w granicach od kilkunastu do stukilkudziesięciu stopni i nie wykazują specjalnych prawidłowości; na ogół mniejsze są w skałach drobnoklastycznych, jednorodnych, a większe — w gruboklastycznych.

Obecność zwłaszcza zmineralizowanych spękań ciosowych na powierzchniach stropowych warstw ułatwia bardzo często szczegółowe obserwacje w odniesieniu do wzajemnych relacji między spękaniami różnych systemów.

Na ogół analiza śladów spękań przecinających się wzajemnie systemów wykazuje, że przesunięcia horyzontalne dwóch części ławicy po obu stronach powierzchni nieciągłości albo w ogóle nie istnieją, albo są bardzo małe, rzędu maksimum kilku milimetrów. W przypadku ich występowania obserwuje się miejscami na przestrzeni nawet kilku metrów stałą amplitudę przesunięcia, jak np. na ławicy piaskowca płytowego

z warstw chochołowskich w prawobocznym dopływie potoku (Poroniec (fig. 10a), gdzie szczeliny zmineralizowane o kierunku 340° są zdyslokowane horyzontalnie (amplituda wynosi ok. 3 mm) wzdłuż szczelin niezmineralizowanych o kierunku 20° . Charakter dyslokacji wskazuje na działanie pary sił o wektorach pokazanych na rysunku.

W innym przypadku na piaskowcu płytowym z warstw zakopiańskich (w potoku Mościsko) zauważono dwumilimetrową amplitudę przesunięcia szczelin zmineralizowanych o kierunku 340° wzdłuż szczeliny niezmineralizowanej o kierunku 60° . Na przestrzeni około 1 m amplituda ta stopniowo maleje (fig. 10b), aż wreszcie zanika całkowicie,

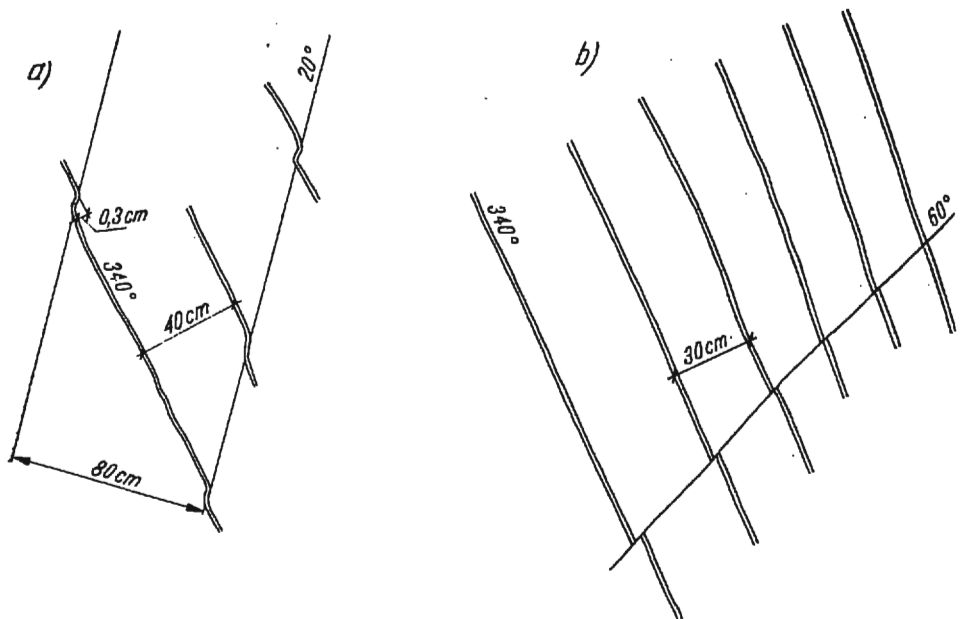


Fig. 10

Ślady spekań ciosowych z niewielkimi przesunięciami horyzontalnymi
 a na piaskowcu płytowym z warstw chochołowskich. Prawoboczny dopływ potoku Poroniec,
 uchodzący naprzeciw ujścia potoku Cicha Woda. b na piaskowcu płytowym z warstw zakopiańskich (potok Mościska)

Traces of joints showing minor horizontal dislocations
 a on a platy sandstone from the beds of Chochółów. Right-side tributary of the Poroniec
 stream emptying opposite to the mouth of the Cicha Woda stream. b on a platy sandstone
 from the Zakopane beds (Mościska stream)

co świadczy o stosunkowo plastycznym charakterze całego środowiska ulegającego deformacji. Nadmienić należy przy tym, że szczeliny zmineralizowane o kierunku 60° występują w niedalekim sąsiedztwie i robią tam wrażenie całkowicie równorzędnych szczelinom systemu 340° .

W Potoku Rafaczańskim obserwowano podobny przykład, ale szczeliny o kierunku 50° były lekko przesunięte wzdłuż szczelin systemu 350° . Żadnych określonych współzależności kierunkowych pomiędzy opisanymi przesunięciami szczelin różnych systemów nie zauważono.

Fakty te przemawiają więc za ściśle lokalnym charakterem tego rodzaju przemieszczeń i nie mogą być traktowane jako podstawa do uogólnień natury regionalnej, zwłaszcza że zasięg omawianych dyslokacji jest bardzo mały i ograniczony do pojedynczych warstw skalnych.

Z reguły poszczególne systemy ciosowe nie wykazują wzajemnych przesunięć horyzontalnych.

Powierzchnie spękań ciosowych

Rzeźba powierzchni spękań ciosowych uzależniona jest od litologii poszczególnych warstw skalnych w podobnym stopniu, jak charakter śladów spękań ciosowych. Przejawia się to przede wszystkim w istnieniu zależności pomiędzy stopniem chropowatości tych powierzchni a strukturą rozpatrywanych jednostek litologicznych.

W zlepieńcach i piaskowcach gruboziarnistych, bez względu na poziom stratygraficzny i dokładną lokalizację, powierzchnie te są bardzo nierówne, silnie chropowate. Jest to wynikiem wspomnianego już uprzednio nieprzecinania kongrecji, większych okruchów czy otoczków skalnych przez spękania ciosowe. W przypadku utworów drobnoklastycznych, np. łupków ilastych, powierzchnie takie są gładkie. Wszystkie typy strukturalne mieszczące się w przedziale między zlepieńcami i łupkami ilastymi, mają stopień chropowatości powierzchni wprost proporcjonalny do przeciętnej wielkości ziarna.

Zróżnicowania teksturalne, a więc np. różnego rodzaju warstwowania, a zwłaszcza charakteru nieregularnego np. spływowego, również wywierają pewien wpływ na morfologię powierzchni spękań ciosowych. Na granicy zmienności warstwowań obserwuje się zwykle lekkie załamanie powierzchni przełamu, co wzmaga ogólny efekt jej nierówności.

To samo dotyczy spągowych partii ławic z hieroglifami; te ostatnie są wprowadzane na ogół poprzecinane płaszczyznami spękań (pl. VIII, fig. 2), ale wykazują pewne załamanie tzn. uwypuklenie lub wklęsnięcie powierzchni spękań, co również uwarunkowane jest brakiem jednolitości strukturalnej rozpatrywanego fragmentu ławicy.

Ze względu na procesy wietrzeniowe powierzchnie szczelin są zwykle zmienione i dokładne porównywanie odpowiadających sobie ich fragmentów po obu stronach płaszczyzny pęknięcia może być miarodajne tylko w przypadku powierzchni zupełnie nie zwiertzałych. Obserwacje makroskopowe odpowiadających sobie fragmentów powierzchni przełamu po obu stronach płaszczyzny pęknięcia wykazały we wszystkich przy-

padkach, że powierzchnie te mają się do siebie, jak odlew i jego forma, co przemawiałoby za rozdzielczym charakterem pęknięć.

Na podobne szczegóły zwracają uwagę J. B. Woodworth (1897), J. M. Parker (1942), H. G. Raggatt (1954), M. P. Billings (1954), R. A. Hodgson (1961) i inni. Chropowatość i nierówność powierzchni przełamu w skałach o spoiwie nieprzekrystalizowanym autorzy ci interpretują jako dowód raczej tensyjnego charakteru spękań, natomiast gładkie powierzchnie (będące wynikiem przecinania ziarn i okruchów przez płaszczyzny ciosu) sklonni są wiązać ze ścinaniem.

W bardzo wielu przypadkach obserwowano również na powierzchniach spękań charakterystyczny relief „pierzasty”. Nalepiej wykształcony bywa on w jednorodnych piaskowcach drobnoziarnistych (płytoowych) o warstwowaniu równoległym lub frakcjonalnie równoległym. Fragmenty tego reliefu można obserwować przy odpowiednim oświetleniu prawie we wszystkich odsłonięciach i na naturalnie powstałych „kostkach” fliżowych (pl. VIII, fig. 2) na powierzchniach spękań różnych systemów.

Typowy relief „pierzasty” rozwinięty na powierzchni spękania o kierunku 340° (w piaskowcu o warstwowaniu frakcjonalnie równoległym z ziarnami malejącymi ku stropowi ławicy) obrazuje plansza XIII. Na fotografii z lewej strony u góry widoczna jest listwa piaskowca, która nie została odspojona od niżej widocznej „polewy” kalcytowej, pokrywającej powierzchnię przełamu i wypełniającej szczelinę. Z prawej strony kalcyt odspoił się, dzięki czemu widać tam dobrze zachowaną rzeźbę o formie „pierzastej”, o wyraźnie zaznaczonej osi poziomej, przebiegającej równolegle do warstwowania w odległości około 2 cm od stropu warstwy. Cała forma utworzona jest z serii drobnych, nieregularnych grzbiecików szerokości od jednego do paru milimetrów, wysokości rzędu 0,5 mm lub 1 mm, poprzedzielanych rowkami takich samych wymiarów. Zarówno grzbieciki jak i rowki mają przebieg nieciągły i uszeregowane są w pasemka, które w części osiowej formy są zgrupowane bardzo gęsto i prawie równolegle do siebie, a ku spągowi ławicy rozchodzą się radialnie, tworząc kontury mniej zwarte, jak gdyby rozplynięte i tym samym o większych rozmiarach. Ogólny obraz daje wrażenie „pierzastości”.

W piaskowcach o warstwowaniu spływowym zarysy rzeźby „pierzastej” dostosowują się niejako do ogólnych zarysów teksturalnych i wówczas tracą swój regularny, na ogół symetryczny charakter.

Nadmienić należy, że delikatność rzeźby przełamu związana jest z grubością ziarna — im skały są bardziej drobnoklastyczne, tym wzór jest subtelniejszy. Wśród form obserwowanych na omawianym obszarze osie ich miały zawsze przebieg równoległy do warstwowania, lub zbliżony do równoległego; nigdy nie obserwowano form „pierzastych” o osiach prostopadłych do warstwowania. W przypadku spękań niezbyt regularnych — osie omawianych form są albo zaznaczone bardzo słabo, albo

w ogóle są niemożliwe do wyróżnienia. Do reguły należy, że stopień chropowatości powierzchni z wykształconymi formami „pierzastymi” wzrasta w miarę oddalania się od osi formy. Tak samo, jak w przypadku powierzchni ciosowych pozbawionych opisywanej rzeźby, dwie powierzchnie z rozwiniętym reliefem „pierzastym” mają się do siebie, jak odlew i jego forma.

Opisywane formy najczęściej obserwowano w piaskowcach, sporadycznie i gorzej rozwinięte w łupkach ilastych, a w ogóle nie spotykano ich w warstwach dolomitowych. Podobne spostrzeżenia poczynił J. M. Parker (1942) w paleozoicznych masywach wschodniej i środkowej części stanu Nowy York i północnej Pensylwanii, zbudowanych z piaskowców, łupków i wapieni prawie poziomo leżących, a miejscami bardzo łagodnie sfałdowanych. H. G. Raggatt (1954), opisując takie formy w mułowcach, porównuje je z reliefem na powierzchniach przelamu, powstających na skutek uderzenia.

Podane wyżej szczegóły z zakresu morfologii powierzchni wskazują na brak ruchu w kierunku równoległym do przebiegu płaszczyzn spękań. Ich rzeźba wskazuje jedynie na przesunięcia w kierunku prostopadłym do powierzchni przelamu, ale również pierwotnie raczej niewielkie. Przemawia za tym dodatkowo fakt, że szerokie szczeliny występują jedynie w strefie wietrzenia, a szersze żyłki kalcytowe w sąsiedztwie zaburzeń tektonicznych, z czego wnosić można, że pierwotnie szczeliny były cieńsze.

Fakty te pozostają w zgodności z charakterem śladów spękań, który również nie wskazuje na ruch styczny do płaszczyzn nieciągłości w trakcie ich powstawania.

Dokładna analiza reliefu powierzchni spękań wydaje się zwykle wskazywać, że pęknięcie zaczynało się albo w jakiejś określonej strefie, np. na granicy uwarstwień czy laminacji, albo w sąsiedztwie większego ziarna czy okruchu, a następnie stamtąd rozchodziło się koncentryczno-radialnie, nie wymagając do rozprzestrzeniania się szczeliny intensywnego nacisku. Takie strefy czy punkty „inicjalne” szczeliny odznaczają się zwykle znacznie większą gładkością powierzchni niż części peryferyczne, gdzie wzrastająca chropowatość wydaje się wskazywać na słabnięcie i wygasanie oddziaływującego naprężenia.

Ażeby dokonać dokładniejszej analizy strukturalnej, mającej na celu stwierdzenie obecności ewentualnych pęknięć poszczególnych ziarn skalnych, deformacji krystalograficznych (Griggs 1940, Griggs et al. 1951, Cloos 1946, Turner, Griggs & Heard 1954, Hoepfener 1956), czy zjawisk rekrytalizacji, które mogłyby wystąpić na, lub w bezpośrednim sąsiedztwie powierzchni spękań, jako efekt mechanizmu ich powstawania — sporządzono szlify zorientowane z próbek piaskowców pobranych z bezpośredniego kontaktu z niezwiertzałymi powierzchniami ciosowymi, reprezentującymi trzy najczęściej i najlepiej wykształcone systemy kie-

runkowe. Wszystkie próbki pobrano z piaskowców warstw zakopiańskich, przy czym wykonano zarówno serię szlifów bezpośrednio z powierzchni spękań, jak i prostopadłe do nich. O ile bowiem pierwsze z nich mogłyby budzić zastrzeżenia co do miarodajności obrazu z uwagi na techniczną trudność wykonania szlifów dokładnie z określonej powierzchni spękania, o tyle drugie z pewnością powinny by ukazać ewentualne nieprawidłowości strukturalno-teksturalne związane z powstaniem powierzchni nieciągłości. Wszystkie szlify wykonano w kierunku prostopadłym do warstwowania. Dokumentacja fotograficzna i ich opis znajdują się w pracy W. Boretti-Onyszkiewicz (1966a).

Obserwacje szlifów pozwalają stwierdzić, że na powierzchniach przełamu spękań zachowały się ze szczegółami pierwotne cechy mikrostrukturalne i mikroteksturalne (w postaci warstwowań i laminacji), które nie wykazują żadnych zaburzeń wtórnych. Również nie zmieniony pozostał detrytus roślinny, podczas gdy w strefach uskokowych obserwuje się nieraz nawet „polewy” grafitowe.

Wszystkie fakty podane w niniejszym rozdziale zdają się przemawiać za stosunkowo niewielkimi wartościami naprężeń, powodujących powstawanie ciosu.

Wymienione cechy morfologiczne śladów i powierzchni ciosowych w utworach fliszowych, a zwłaszcza w piaskowcach, wykazują znaczne podobieństwo do analogicznych elementów spękań powstających np. w metalach (lub betonach) na skutek mechanizmu zmęczeniowego (Haas 1960), na co zwraca uwagę również R. A. Hodgson (1961).

GENEZA (MECHANIZM POWSTAWANIA) CIOSU

Ogólna deformacja skał polega na deformacji sprężystej, plastycznej i kruchej (rozdzielczej). Spękania są przejawem deformacji kruchej, będącej na ogół fazą końcową ogólnej deformacji. W skałach bardzo często faza odkształcenia plastycznego bywa pominięta na skutek szybkiego odkształcenia kruchej. Do tego rodzaju deformacji należy omawiany cios. Jego przestrzenna jednolitość regionalna, jak również jednolity charakter fizyczno-morfologiczny przemawiałyby za znaczną jednorodnością pola naprężeń, w wyniku których on powstał.

Każdy nacisk punktowy może być zobrazowany za pośrednictwem trzech głównych osi nacisku, przy czym wszystkie one w zależności od warunków, w jakich znajduje się dane ciało, mogą być charakteru kompresyjnego, tensyjnego lub kompresyjno-tensyjnego.

Teoretycznie rzecz rozpatrując, w warunkach równomiernego ścisnięcia płaszczyzny maksymalnych nacisków ścinaniowych tworzą kąt 45° z płaszczyzną osi maksymalnego i minimalnego głównego nacisku. Znając rozkład płaszczyzn spękań, teoretycznie można określić zarówno kierunek osi maksymalnego nacisku, jak i maksymalnego naprężenia.

W oparciu o powyższe założenia, J. Pokorski (1965) przeprowadza rozważania nad charakterem spękań (określonych przez niego mianem „łupliwości”) we fliszu Podhala między Białym Dunajcem i Białką. Wyróżnia on również dwa główne kierunki ciosu określone azymutami 160° (340°) — 175° (355°) i 50° — 80° oraz trzeci kierunek, podrzędny, o przebiegu 80° — 90° . Zakładając, że naprężenia wywołane określonym bocznyim naciskiem tektonicznym są większe od wywołanych ciśnieniem nadkładu ($\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$) i że naprężenia ścinające wystąpią pod kątem 45° do kierunku działania naprężeń głównych — jako typ spękań ze ścinania przyjmuje on kierunki 40° — 70° , a kierunek działania siły tektonicznej określa azymutami 175° — 205° . W ten sposób dwa pozostałe kierunki ciosu (160° — 175° i 80° — 90°) są według tego autora wynikiem naprężeń: równoległego i prostopadłego do kierunku działania siły tektonicznej.

Interpretacja taka jest formalnie poprawna i, zwłaszcza przy uwzględnieniu generalnej równoleżnikowej rozciągłości fałdowych struktur karpackich, nie budzi większych obiekcji poza zastrzeżeniami co do braku drugiego kierunku ścinaniowego, który teoretycznie biorąc powinien być odchylony w przeciwną stronę od osi maksymalnego nacisku tektonicznego również o 45° . W przeciwnym razie interpretacja J. Pokorskiego wymagałaby przyjęcia dodatkowego równoczesnego działania pary sił o kierunku mniej więcej równoleżnikowym.

Przy rozpatrywaniu tylko dwóch głównych systemów spękań, zwłaszcza w przypadku kiedy kąt między nimi jest bliski 90° , przejawia się na ogół tendencja do wiązania ich genezy i wieku bezpośrednio z fałdowaniem. Jeden określony system musi przy tym być równoległy do biegu, a drugi do upadu.

Na omawianym terenie istnieją wprawdzie dwa systemy wyraźnie dominujące, ale w zależności od obszaru są one równoległe albo do biegu, albo do upadu, albo też skośne, nie zmieniając przy tym ani swego charakteru morfologicznego, ani zasadniczych kierunków w celu utrzymania stałych związków przestrzennych z formami fałdowymi, co przemawia za ich niezależnością od tych ostatnich.

W przypadku rozpatrywania większej ilości niż dwóch systemów ciosu, powstaje zawsze problem wyboru dwóch genetycznie ze sobą związanych systemów kierunkowych. Czynnikiem ułatwiającym taki wybór mogą być niekiedy przesłanki morfologiczne spękań. Na ogół jednak rozróżnienie np. spękań rozdzielczych, które tworzą się prostopadle do maksymalnego nacisku, od spękań ze ścinania jest bardzo trudne (Billings 1954, Parker 1942).

Analiza fizyczno-morfologicznych cech spękań ciosowych na Podhalu nie wykazała żadnego charakterystycznego zróżnicowania pomiędzy poszczególnymi systemami, które mogłyby potwierdzić dość umowne przyjęcie przez J. Pokorskiego (1965) systemu 40° — 70° jako ścinaniowego. Odwrotnie, prawie identyczny charakter morfologiczny spękań,

reprezentujących dwa główne systemy ciosu (320° — 360° i 30° — 75°), oraz brak kryteriów dotyczących ich wieku względnego nie wykluczają możliwości jednoczesnego ich powstania w wyniku naprężeń ścinających wywołanych właśnie np. jednoosiowym ściskaniem. Kierunek osi głównego nacisku byłby wówczas dwusieczną kąta zawartego między tymi dwoma systemami kierunkowymi, a zatem oscylowałby mniej więcej pomiędzy azymutami 355° — 35° .

Przy tego rodzaju interpretacji, system trzeci, równoleżnikowy spełniałby rolę albo systemu powstałego w wyniku naprężeń normalnych, prostopadłych do głównego nacisku — jako równoleżnikowy dwóm głównym kierunkowym systemom (ścianinowym), albo też należałoby go traktować jako powstały nieco później w wyniku rozciągania warstw fliszowych, spowodowanego ich grawitacyjno-ześlizgowym ruchem ku centralnej części niecki Podhala w miarę dźwignięcia się masywu tatrzańskiego. Za taką alternatywą przemawiałby fakt, iż spełkania o kierunku równoleżnikowym w formie wyraźne (zwłaszcza biorąc pod uwagę ich ilość) wykształconego systemu występują tylko w strefie południowej niecki Podhala, zanikając stopniowo w jej części centralnej i prawie w ogóle nie występując już na skrzydle północnym. Fakt ten można by tłumaczyć (bez względu na charakter dwóch pozostałych systemów ciosu) pewnego rodzaju kompensacją naprężeń rozciągających się w centralnej i północnej części niecki, gdzie następowało bardziej plastyczne odkształcanie mas fliszowych, czego dowodem są łagodne garby i w części centralnej niecki oraz wyraźne sfałdowania, nawet typu nasunięć, w strefie przyskałowej. Liczne dyslokacje nieciągłe, występujące równoległe do równoleżnikowych spełkań wzdłuż północnego brzegu Tatr i na ogół młodsze od spełkań ciosowych wszystkich systemów, oraz zgodność przebiegu lokalnych struktur fałdowych z przebiegiem ciosu wskazywałyby na to, że ogólny charakter pola naprężeń nie zmieniał się przez długi okres. Dowodem jeszcze teraz dostrzegalnej tendencji przemieszczania się mas fliszowych mogą być licznie obserwowane rozpadliny zboczowe (zwłaszcza w sąsiedztwie osuwisk), założone zwykle na wyraźnych spełkaniach ciosowych w obrębie pakietów fliszowych.

Brak makroskopowo dostrzegalnego ciosu systemu równoleżnikowego w północnej strefie występowania fliszu może być wynikiem większej kompresji mas skalnych w tym rejonie, czego dowodem jest na ogół silne ich stłoczenie, a wielokrotnie i nasuwanie się na pasmo skałkowe. Większość spełkań jest tam zmineralizowana, zamknięta.

Dość znamienny jest przy tym diagram ciosu na obszarze I. Silne rozproszenie kierunków spełkań (abstrahując od odchyżeń geometrycznych głównych pierwotnych kierunków regionalnych) wskazywałoby tu na warunki szczególnie intensywnego ściskania, w wyniku którego mogły się pojawić dodatkowe lokalne kierunki. Zupełnie pewne ich wyodrębnienie jest jednak niemożliwe z uwagi na brak przesunięć między spełka-

niami, które pozwoliłyby zróżnicować je wiekowo. Charakterystyczne jest przy tym, że tego rodzaju cios występuje w miejscu, gdzie utwory skałkowe wyraźnie wylaniają się na powierzchnię i gdzie zapewne stanowiły barierę oporową dla mas fliszowych.

We fliszu Podhala najwyraźniejsze systemy ciosu występują na obszarach o najłagodniejszym stylu tektonicznym, natomiast na obszarach zaburzonych tektonicznie, oprócz zmiany pozycji ciosu wraz z pozycją całych warstw skalnych, obserwuje się na ogół znaczne zagęszczenie (w porównaniu z przeciętnym) spękań w poszczególnych systemach, co wskazuje na wtórne ujawnianie się potencjalnych powierzchni nieciągłości (przy zachowaniu ich generalnej stałej orientacji przestrzennej) w wyniku działania późniejszych naprężeń lokalnych.

Wyraźny brak bezpośrednich powiązań genetycznych (przyczynowych i wiekowych) pomiędzy głównymi systemami ciosu oraz formami tektonicznymi ciągłymi i nieciągłymi (obserwowany również przez: F. A. Meltona (1929) w osadowych skałach gór Ouachita i w Oklahomie, R. Wagera (1931) w wapieniach z Craven, czy J. M. Parkera (1942) w piaskowcach i łupkach wschodniej i środkowej części stanu Nowy York i północnej Pensylwanii), jak również brak przesłanek, przemawiających za wzajemnym wyraźnym zróżnicowaniem wiekowym tych spękań, oraz brak przesunięć między nimi, a także ich charakter morfologiczny — wskazują generalnie na tworzenie się ciosu we wczesnym etapie historii niecki podhalańskiej, w warunkach jeszcze stosunkowo statycznych.

Za możliwością powstawania deformacji rozdzielczych bez ingerencji czynników orogenicznych przemawia zresztą obecność doskonale wykształconych systemów spękań (na ogół dwóch) na obszarach płytowych, tektonicznie niezaangażowanych (Šulc 1964).

Analiza morfologiczna powierzchni spękań ciosowych wykazuje również duże podobieństwo do spękań powstających w warunkach statycznych na obciążanych elementach metalowych czy betonowych. Ze zrozumiałych względów te ostatnie są częstszym przedmiotem badań i rozważań dotyczących przyczyn, powodujących tego rodzaju defekty.

Nie wiadomo wprawdzie, czy mechanizm powstawania spękań w skale i np. w polikrystalicznych metalach jest taki sam, ale wydaje się, że, z uwagi na porównywalność struktur jednych i drugich, tego rodzaju zjawiskami w każdym kruchym materiale rządzą te same prawa fizyczne i przebieg tych zjawisk powinien być zbliżony.

Spękania zmęczeniowe i statyczne zapoczątkowywane są zwykle w jednym punkcie i rozchodzą się przez cały materiał jako spękania płaskie, przy czym reliefy ich powierzchni i powierzchni omawianych spękań ciosowych (przy zachowaniu odpowiednich proporcji porównawczych) są bardzo do siebie podobne. Punktami inicjalnymi spękań w metalach mogą być różnego rodzaju niejednorodności strukturalne w postaci np.

większych lub pękniętych kryształów, pęcherzyków gazu, wtrąceń niemetalicznych itp. Tak na przykład H. F. Moore i F. C. Howard (1928), cytując wyniki badań Lucasa odnoszących się do powstawania pęknięć w żelazie „Armco”, zwracają uwagę na to, że potencjalnymi źródłami pęknięć są w nich przede wszystkim niemetaliczne wtrącenia, których powiązania z całą pozostałą masą są na tyle słabe, że stanowią na ogół miejsce załączków pęknięć, zwłaszcza dla szczelin zmęczeniowych. Powtarzające się cykle nacisków powodują w takich przypadkach niewidoczne deformacje strukturalne, które następnie zapoczątkowują pęknięcia; deformacje te wydają się być ograniczone przy tym do bezpośredniego sąsiedztwa szczeliny i są bardzo trudno wykrywalne. Obserwuje się je miejscami w postaci pewnych liniowo zorientowanych zaburzeń strukturalnych „wybiegających” niejako przed dostrzegalny koniec szczeliny. Niektóre z potencjalnych źródeł pęknięć są tzw. pęknięciami niebezpiecznymi z uwagi albo na ich wielkość, albo niekorzystne ułożenie w stosunku do oddziaływującego nacisku. Rolę takich załączkowych spękań wyjaśnia J. C. Jaeger (1962) jako wynik tzw. kruchych pęknięć Griffitha. Ten ostatni wprowadza pojęcie małej szczelinki o bardzo dużej koncentracji naprężeń na jej końcach.

Szczelinka w jego ujęciu jest elipsą, w której naprężenie na jej końcach wywołane rozciąganiem prostym do dłuższej osi elipsy wyraża się wzorem:

$$\sigma = 2 \frac{l}{p}^{\frac{1}{2}}$$

gdzie: l — dłuższa oś elipsy, a p — promień krzywizny na końcach elipsy. Zatem, kiedy $p \rightarrow 0$, to $l \rightarrow +\infty$. Elipsa dąży wówczas do bardzo płaskiej szczeliny, a wielkość naprężeń na jej końcach gwałtownie wzrasta. Warunkiem rozszerzania się szczeliny inicjalnej jest więc pojawienie się na jej końcach naprężeń przekraczających jej wytrzymałość. Czym szczelinka jest cieńsza i ostrzejsza, tym mniejsza jest jej odporność na dalsze powiększanie się, gdyż nawet słabe naprężenia totalne wywołują bardzo duże naprężenia na jej końcach.

W przypadku rozszerzania się takich szczelin na zasadzie zmęczenia materiału, a zatem cyklicznego obciążania i odciążania, decydującym czynnikiem jest wielkość jednorazowo wytworzonych naprężeń (wyższych od naprężenia krytycznego) i ilość cykli, a nie ich częstotliwość.

Ścisłe teoretyczną stroną zagadnień związanych z rozkładem naprężeń dookoła szczeliny Griffitha oraz związanymi z tym warunkami, w jakich będzie następowało rozszerzanie się szczelinki inicjalnej, zajmowali się J. N. Sneddon i H. A. Elliot (1946) oraz C. J. Tranter (1961). Z badań przeprowadzonych przez T. Haasa (1960) na elementach konstrukcyjnych samolotów wynika, że przy dużej ilości cykli małych

obciążeń szczelina rozszerza się wolniej, niż przy mniejszej ilości cykli dużych obciążeń, przy czym w miarę nowych cykli propagacja szczeliny odbywa się coraz szybciej. Przypuszcza się jednocześnie, że nie ma krytycznej wielkości szczeliny, ale jest krytyczna szybkość jej rozszerzania, powyżej której wzrost szybkości już nie następuje.

Porównanie wartości krytycznych naprężeń, powodujących powstawanie analogicznych spękań w warunkach zmęczeniowych oraz statycznych, wykazuje, że w przypadku mechanizmu zmęczeniowego naprężenia te są znacznie niższe.

Przechodząc do skał omawianych w niniejszej pracy, a zwłaszcza kruchych piaskowców, stwierdzić można, że posiadają one bardzo wielką ilość niejednorodności strukturalno-teksturalnych, które w odpowiednich warunkach mogą stać się niebezpiecznymi zalążkami spękań, a wówczas każda zmiana w panującym lokalnie reżimie naprężeń może spowodować przekształcenie się ich w spękania sensu stricto.

Jeśli bowiem w wyniku określonych naprężeń w górotworze będzie następowało rozspajanie skały za pośrednictwem szeregu spękań reprezentujących globalnie energię powierzchniową, równoważącą pracę sił zewnętrznych, to po wytworzeniu pewnej określonej ogólnej powierzchni spękań nastąpi relaksacja naprężeń w ich sąsiedztwie i wytworzy się chwilowy stan równowagi, którego zachwianie będzie zależało od pracy sił zewnętrznych. Stąd też można sobie wyobrazić fazę, w której na skutek oddziaływania sił zewnętrznych wytworzy się w skałach szereg pęknięć całkowitych i szereg potencjalnych powierzchni nieciągłości (osłabień strukturalnych), których dalszy rozwój będzie warunkowany ingerencją nowych dodatkowych naprężeń wytworzonych bądź na drodze procesów endo-, bądź egzogenicznych.

W świetle tych rozważań, mechanizm powstawania wstępnej fazy spękań ciosowych w postaci zorientowanych potencjalnych powierzchni nieciągłości strukturalnych należałoby wiązać z wczesnym etapem powstawania niecki podhalańskiej w warunkach nie wymagających działania intensywnych nacisków bocznych, na które zresztą nie wskazuje ogólny charakter tych spękań. Nie wydaje się słuszne wiązanie mechanizmu powstawania ciosu tylko z jednym czynnikiem. Należy brać pod uwagę cały ich zespół: zarówno czynniki ogólnoplanetarne (powodujące cykliczne zmiany naprężeń) jak i przemiany termodynamiczne, czynniki tektoniczne w najszerszym rozumieniu tego słowa, jak też grawitacyjne, odprężeniowe i czynnik czasu. W poszczególnych przypadkach naprężenia przez nie wywoływane mogą się albo znosić, albo sumować, przy czym zwykle rola jednych jest bardziej dominująca niż drugich, a to z kolei rzutuje na charakter deformacji.

Wielka regularność przestrzenna sieci spękań ciosowych obserwowana nie tylko na zachodnim Podhalu, ale również w pozostałej części tego regionu (co roboczo stwierdziłam podczas badań terenowych na

wschodnim Podhala i co dla odcinka Biały Dunajec — Białka zostało potwierdzone również przez J. Pokorskiego — 1965) — przemawia za dużym zasięgiem i jednorodnością pola naprężeń, w wyniku których omawiane deformacje powstawały. Nie sposób oczywiście podać bezwzględnych wartości naprężeń istniejących w tym polu, ale stwierdzić można, że z jednej strony były one na tyle intensywne, że zmienność litologiczna utworów fliszowych nie wywarła zasadniczego wpływu na przestrzenne rozmieszczenie ciosu, z drugiej zaś, że powstanie inicjalnych powierzchni nieciągłości wystarczyło do relaksacji tych naprężeń, skoro nie powodowały one ani poziomych ani pionowych przemieszczeń po obu stronach spękań ciosowych.

W ten sposób wytworzona regionalna sieć ciosu stała się podstawowym elementem spękaniaowej anizotropii niewarstwowej całego masywu skalnego. Anizotropia ta w pierwszym rzędzie została wykorzystana, a niekiedy i lokalnie nieco zmodyfikowana przez późniejsze czynniki orogeniczne, a do chwili obecnej wykorzystywana jest przez czynniki typu grawitacyjnego czy wietrzeniowo-denudacyjnego, dzięki którym odbywa się dalsza zorientowana dezintegracja masywu fliszowego, lokalnie większa lub mniejsza w zależności od charakteru i wielkości powstających naprężeń.

Godnym podkreślenia wydaje się przy tym fakt, że badania wytrzymałościowe (w postaci jednokierunkowego zorientowanego ściskania i zginania) przeprowadzone na małych makroskopowo izotropowych próbkach piaskowców fliszowych wykazały istnienie w nich ukrytej również zorientowanej, jak w całym masywie fliszowym, anizotropii spękaniaowej (Boretti-Onyszkiewicz 1966a, b).

*Katedra Geologii Inżynierskiej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w marcu 1967 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BIEDA F. 1959. Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiego i fliszu podhalańskiego (Paleontological stratigraphy of the Tatra Eocene and of the Podhale Flysch). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 149. Warszawa.
- BIENIASZEWSKA H., BOBROWSKA I., DĄBROWSKI T., MACIOSZCZYK A., MACIOSZCZYK T. & MAŁECKA D. Mapa Geologiczna Zakryta Zachodniego Podhala, w skali 1:25 000, pod kierunkiem prof. dr J. Gołąba. Warszawa.
- BIENIASZEWSKA H., BOBROWSKA I., DĄBROWSKI T., MACIOSZCZYK A., MACIOSZCZYK T. & MAŁECKA D. Mapa Geologiczna Odkryta Zachodniego Podhala, w skali 1:25 000, pod kierunkiem prof. dr J. Gołąba. Warszawa.

- BIENIASZEWSKA H., BOBROWSKA I., DĄBROWSKI T., MACIOSZCZYK A., MACIOSZCZYK T. & MAŁECKA D. Mapa Hydrogeologiczna Zachodniego Podhala, w skali 1:25 000, pod kierunkiem prof. dra J. Gołąba. Warszawa.
- BILLINGS M. P. 1954. Structural Geology. New York.
- BIRKENMAJER K. 1959. Diapiric tectonics in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Chim. Géol. Géogr., vol. 7, no. 2. Varsovie.
- BLANCHET P. H. 1957. Development of fracture analysis as exploration method. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 41. Tulsa.
- BOBER L. & OSZCZYPKO N. 1964. Związek między szczelinowością i zawadnieniem piaskowca magurskiego ze Śnieżnicy — Beskid Wyspowy (Relation of jointing to water contents in the Magura sandstone from Śnieżnica — Beskid Wyspowy). — Kwartalnik Geol., t. 8, z. 3. Warszawa.
- BONE, CRUMP & ROGGEVEEEN 1954. Control of reflection cracking in bituminous resurfacing over old cement-concrete pavements. — Proc. Natl. Research Council 33d Ann. Meeting, Highway Research Board.
- BORETTI-ONYSZKIEWICZ W. 1966a. Diaklasy we fliszu Podhala zachodniego w świetle badań wytrzymałościowych. Praca doktorska — maszynopis. Biblioteka Główna Uniw. Warsz. Warszawa.
- 1966b. Joints in the flysch sandstones on the ground of strenght examinations. — Proc. I Congr. of the Intern. Soc. Rock Mechan. Lisboa — Portugal 25.IX—1.X.1966.
- BORETTI-SZUMAŃSKA W. 1960. Osuwisko Karpenciny koło Bukowiny na Podhalu (Karpenciny landslide near Bukowina Tatrzańska). — Zbiór Prac i Kom. (Trav. du Musée de la Terre). Wydawn. Geol. Warszawa.
- BUCHER W. H. 1944. The stereographic projection, a handy tool for the practical geologist. — J. Geol., vol. 52. Chicago.
- BUJAŁOV N. 1953. Strukturalnaja i polewaja geologija. Moskwa.
- CLOOS E. 1946. Lineation a critical review and annotated bibliography. — Geol. Soc. Amer., Mem. 18.
- DAUBRÉE A. 1879. Études synthétiques de géologie expérimentale. Paris.
- 1887. Les eaux souterraines. T. I. Paris.
- DŻULYŃSKI S. & RADOMSKI A. 1955. Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawieszinowych (Origin of groove casts in the light of turbidity currents hypothesis). — Acta Geol. Pol., vol. 5, no. 1. Warszawa.
- FAIRBAIRN H. W. 1949. Structural petrology of deformed rocks. Cambridge Addison — Wesley Press.
- GOGUEL J. 1943. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. — Mém. Carte Géol. détaillée de la France. Paris.
- GOLĄB J. 1947. Flisz Podhala na zachód od Białego Dunajca. Maszynopis. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- 1952. Tektonika Podhala (streszczenie referatu). — Biul. Inf. P.I.G., z. 1. Warszawa.
- 1954. Flisz Podhala. Maszynopis. Arch. Katedry Hydrogeol. U.W. Warszawa.
- 1959. Zarys stosunków geologicznych zachodniego Podhala (On the geology of the western Podhale Flysch area). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 149. Warszawa.
- GRIGGS D. 1940. Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallization. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 51. Baltimore.
- GRIGGS D. et al. 1951. Deformation of Yule marble. Part. IV, Effects at 150° C. — Ibidem, vol. 62.

- GRZYBEK K. 1960. Próba nowego ujęcia stratygrafii fliszu podhalańskiego — wiadomość tymczasowa (The tentative conception of Podhale Flysch stratigraphy — north of the Tatra Mts.). — Zbiór Prac i Kom. (Trav. du Musée de la Terre). Wydawn. Geol. Warszawa.
- HAAS T. 1960. Spectrum fatigue tests on typical wing joints. — Materialprüfung, nr 1.
- HALICKI B. 1959. Nowe opracowanie geologiczne Podhala (Contributions to the geology of the Podhale region). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 149. Warszawa.
- 1961. Z badań nad fliszem podhalańskim i magurskim na Podhalu (Notes on the Podhale and Magura Flysch in the Podhale region). — Acta Geol. Pol., vol. 11, no. 4. Warszawa.
- 1963. Tektonika Podhala (The tectonics of Podhale). — Roczn. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 33, z. 3. Kraków.
- HODGSON R. A. 1961. Regional study of jointing in comb ridge — Navajo Mountain area, Arizona and Utah. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 45, no. 1. Tulsa.
- HOEPPENER R. 1956. Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. — Geol. Rundschau, Bd. 45, H. 2. Stuttgart.
- JAEGER J. C. 1962. Elasticity, fracture and flow with engineering and geological applications, Methuen — London.
- JAROSZEWSKI W. 1963. Przyczynek do polskiej terminologii tektonicznej (Contribution to the Polish tectonic nomenclature). — Przegląd Geol., nr 2. Warszawa.
- KIESLINGER A. 1958. Restspannung und Entspannung im Gestein. — Geologie und Bauwesen, Jg. 24, H. 2. Wien.
- KONSTANTINOVA A. G. 1960. Vremennoje raspredelenije energii uprugich impulsow pri razrušenii gornych porod. — Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geofiz., nr 11, vyp. 5. Moskwa.
- KOTAŃSKI Z. 1963. O charakterze mezozoicznej geosynkliny Karpat Zachodnich i o epimiogeosynklinie podhalańskiej (On the character of the Western Carpathian Mesozoic geosyncline and the Podhale epimiogeosyncline). — Acta Geol. Pol., vol. 13, no. 1. Warszawa.
- LENKIEWICZ W. 1962. Kryteria wytrzymałości betonu. Tow. Nauk Eksp. Budownictwa w Polsce. Warszawa.
- LINK H. 1961. Über die Querdehnungszahl des Gebirges. — Geologie und Bauwesen, Jg. 26, H. 4. Wien.
- MACIOŠCZYK T. 1964. Hydrogeologia źródeł występujących w strefie kontaktu fliszu Podhala z Pienińskim Pasem Skalkowym. Maszynopis. Katedra Hydrogeologii U.W. Warszawa.
- MARSZALKO R. & RADOMSKI A. 1960. Wstępne wyniki badań nad kierunkami transportu materiału w basenie fliszowym centralnych Karpat (Preliminary results of investigations of current directions in the flysch basin of the Central Carpathians). — Roczn. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 30, z. 3. Kraków.
- MELTON F. A. 1929. A reconnaissance of the joint systems in the Ouachita Mountains and Central Plains of Oklahoma. — J. Geol., vol. 37, no. 8. Chicago.
- MICHAJLOV A. E. 1964. Typy razrywnych narušeníj zemnoj kory i ich sistema-tyka. — Mežd. Geol. Kongr. XXII Sessii. Dokl. Sovetskich Geologov. Izd. „Nauka”. Moskwa.
- MICHALIK A. & WIESER T. 1959. Tufity we fliszu podhalańskim (Tufites in the

- Podhale Flysch — Western Carpathians). — *Kwartalnik Geol.*, t. 3, z. 3. Kraków.
- MOŁOKOV L. A. 1959. Terebla — Rikskaja płotina na Tereble. — *Geologija i Płotiny*, 1. Moskwa — Leningrad.
- MOORE H. F. & HOWARD F. C. 1928. A metallographic study of the path of fatigue failure in copper. — *Bull.* no. 176, vol. 24 eng. Exp. St. Univ. Illinois. Urbana.
- PARKER J. M. 1942. Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 53, no. 3. Baltimore.
- PASSENDORFER E. 1959. Paleogeografia wyspy tatrzańskiej w czasie eocenu (Eocene palaeogeography of the Tatra island). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 149. Warszawa.
- PASSENDORFER E. & RONIEWICZ P. 1963. Jeszcze w sprawie wyspy tatrzańskiej w eocenie (Additional notes on an Eocene island in the Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 13, no. 1. Warszawa.
- PINCUS H. J. 1951. Statistical methods applied to the study of rock fractures. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 62, no. 2. Baltimore.
- PLUTA J. 1964. Badania mikroodkształceń rys elementów konstrukcji budowlanych metodą strukturalnych punktów charakterystycznych. Praca doktorska — maszynopis. Biblioteka P. W. Warszawa.
- POKORSKI J. 1965. Występowanie łupliwości we fliszu wschodniego Podhala (Occurrence of cleavage in the flysch deposits of the east Podhale region). — *Kwartalnik Geol.*, t. 9, z. 3. Warszawa.
- POKROPEK W. 1960. Północna strefa tektoniczna fliszu Podhala. Praca magisterska — maszynopis. Arch. Zakł. Geol. Reg. Wyd. Geol. U. W. Warszawa.
- RADOMSKI A. 1958. Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego (The sedimentological character of the Podhale Flysch). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 8, no. 3. Warszawa.
- 1959. Sedymentacja fliszu podhalańskiego (Podhale Flysch sedimentation). — *Bull. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 149. Warszawa.
- RAGGATT H. G. 1954. Markings on joint surfaces in Anglesea member of Demon's Bluff Formation, Anglesea, Victoria. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 38. Tulsa.
- ROBERTS S. E. 1954. Cracks in asphalt resurfacing affected by cracks in rigid bases. — *Proc. Natl. Research Council 33d Ann. Meeting, Highway Research Board.*
- SÉRONIE VIVIEN M. R. 1961. Les diaclases, leur rôle dans la spéléogénèse. — *Ann. Spéleol.*, vol. 16, fasc. 1.
- SHELDON P. G. 1912. Some observations and experiments on jointplanes. — *J. Geol.*, vol. 20, no. 1/2. Chicago.
- SITTER de L. U. 1956. *Structural Geology*. London, New York, Toronto.
- ŚLAWIŃSKI A. 1961a. Gaz w Poroninie. — *Przegląd Geol.*, nr 6. Warszawa.
- 1961b. Na marginesie głębokiego wierceńia w Zakopanem (Deep bore hole at Zakopane). — *Ibidem*, nr 8.
- SNEDDON I. N. & ELLIOT H. A. 1946. The opening of a Griffith Crack under internal pressure. — *Quart. J. Mechan. and Appl. Mathem.*, 4.
- SOKOŁOWSKI S. 1959. Zdjęcie geologiczne strefy eocenu numulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr Polskich — sprawozdanie wstępne (Geological map of the nummulitic Eocene region — northern margin of the Polish Tatra — preliminary report). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 149. Warszawa.
- 1962. Tymczasowe wyniki badań nad paleogenem przytatrzańskim (streszcz. referatu). — *Kwartalnik Geol.*, t. 6, z. 4. Warszawa.

- ŠULC S. S. 1964. Ob izučeníu pľanetarnej treščinovatosci. Mežd. Geol. Konr. XXII Sesii, Dokl. Sov. Geol. „Deformacija porod i tektonika”. Izd. „Nauka”. Moskva.
- ŠLIWA P. 1955. Osuwisko Bachledzkiego Wierchu w Zakopanem (Landslide of Bachledzki Hill in Zakopane). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 96. Warszawa.
- ŠLIWA P. & WILK Z. 1954. Osuwisko w Bańskiej Wyżnej na Podhalu (Landslide at Bańska Wyżna in Podhale, to the north of the Tatra Mts.). — Ibidem, 86.
- TRANter C. J. 1961. The opening of a pair coplanar Griffith Cracks under internal pressure. — Quart. J. Mechan. and Appl. Mathem.
- TURNER F. J., GRIGGS D. T. & HEARD H. 1954. Experimental deformation of calcite crystals. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 65. Baltimore.
- WAGNER L. R. 1931. Jointing in the Great Scar Limestone of Craven and its relation to the tectonics of the area. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 87, no. 347. London.
- WATYCHA L. 1959. Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala (Remarks on geology of the Podhale Flysch in the eastern part of Podhale). — Przegląd Geol., nr 8. Warszawa.
- WOODWORTH J. B. 1897. On the fracture system of joints with remarks on certain great fractures. — Boston Soc. Nat. Hist., vol. 27.

W. BORETTI-ONYSZKIEWICZ

JOINTS IN THE FLYSCH OF WESTERN PODHALE

(Summary)

ABSTRACT: A description is given of the spatial and morphological characters of joints encountered in the Flysch rocks of western Podhale. An analysis of the evidence found there leads to the following conclusions: 1) Irrespectively of the stratigraphic, facial or tectonic differences in the Flysch rocks of western Podhale, the occurrence has been observed throughout that area of a joint system that generally consists of two — locally of three — main directional sets. 2) The joints are older than the majority of faults and local fold structures. 3) The process of the manifestation of the joints in the rock mass is kinematic in character. This is expressed by the fact that the joints occur in various stages of development — from the directionally oriented zones of increased internal strains and the macroscopically undetectable cracks to fissures opened up in a varying degree. 4) The appearance of joints in result of directionally oriented zones of increased internal strains may be referred to the earliest phases of tectonic movements which are responsible for the formation of the Podhale depression. 5) The morphology of the joints closely resembles that of the fatigue-cracks which are apt to arise for example in metals.

The present paper contains a spatial as well as physical and morphological analysis of joints. It was made in the light of the lithology and tectonics of western Podhale, with the aim to work out a preliminary description of the origin and mechanism of the formation of these joints.

The region here considered covers an area of abt. 170 sq. kilometres. In the E it is bordered by the Biały stream and the Biały Dunajec river, in the W it

stretches along the political frontier of Poland, in the S by the massif of the Tatra Mts., in the N by the Pieniny Klippen belt (table I). This region represents the western part of the so called Podhale synclinorium which is filled with Flysch deposits.

The facial development of these deposits is as follows: a) clay and marly shales, often passing into sandstone shales, sporadically of the menilitic type; b) miscellaneous varieties of sandstone, most commonly fine-grained with a large admixture of mica and of plant detritus; c) intercalations of conglomerates, sphaerodolomites or dolomite beds. The above rocks are mutually interbedded and show a general preponderance of sandstones or shales. J. Gołąb (1947, 1952, 1954, 1959) divides them into three main lithological-facial members, i.e. the beds of Zakopane, those of Chochołów and of Ostrysz. The first named are the oldest and show a distinct predominance of shales over the thin-bedded fine-grained sandstones. The sandstones grow more abundant in the beds of Chochołów becoming coarse-grained and thick-bedded. The youngest member, represented by the Ostrysz beds, is characterised by a marked dominance of coarse-grained, sometimes conglomeratic, thick-bedded sandstones. These rocks, geosynclinal in character, form an asymmetric synclinorium with the axis directed WSW-ESE, the dips ranging from a few to well over ten degrees, those in the peripheries of the depression locally attaining many tens of degrees. Within this synclinorium there is a number of gentle subordinate synclines and anticlines (Gołąb 1959, Halicki 1963), also a fairly dense system of discontinuous dislocations. Most of elements are shown in table I.

With a view to avoid incorrect conclusions in the spatial analysis of joints — which might occur should the strikes of joints be considered in the light of the whole region under investigation — this region has been divided into 12 lithological-structural areas (table I) whose geology is rather uniform. The following diagrams have been plotted, for each of these areas: 1) stereographical projection (based on Wolff-Smith's net) of rock strata surfaces in the places of measurement; 2) strike diagram of the main tectonic trends; in quadrants I and IV it shows the directions of continuous dislocations, in quadrants II and III those of discontinuous dislocations. This diagram is plotted on the same pattern as that of the directions of joints; 3) strike diagram of joints, also separate diagram of the joints in thin-bedded and thick-bedded sandstones and in shales — these being the most common lithological types. The above diagrams have been shown as illustrative of area IV (figs. 4—6, a, b, c). The total diagrams of joints are shown in table I.

Moreover, observations have been made on the occurrence frequency of joints as controlled by the thickness of sandstone beds, also on the relation of that frequency to the topography of the terrain.

The following constant regional features concerning the spatial character of the joints have been reliably suggested by a comparative analysis of facts thus presented for each of the lithological-structural areas.

1. Throughout the western Podhale — irrespectively of the stratigraphic position or the lithology and tectonics (pl. II, fig. 1) of the discussed rock units — there occur two distinct main sets of joints, while in some of the lithological-structural areas there is another set, subordinate in character.

The NNW-SSE oriented set of joints is that the best directionally indicated and in common for the whole western Podhale. The joints belonging thereto occur in the 320°—360° azimuth sectors. Another set of joints, likewise in common for that area but not so well directionally determined, is that with a general NE-SW orientation. It is indicated by azimuths generally within the 30°—75° sectors. These two sets occur together in most cases and intersect one another generally at an angle ranging from 50 to 90 degrees. They represent 60—80 per cent of the total

number of joints. The third set, indicated by the 80° — 110° azimuths (290°) occurs in the southern part of our terrain (areas IV, V, VIII, X); while in the other lithological-structural areas the 80° — 110° directed joints are sporadic (table I).

2. In all the lithological-structural areas the angles between the individual joints locally representing the particular sets of joints mainly range from 45° — 90° (pl. I—III) so that the orthogonal or rhomboid system of joints is that most commonly encountered.

3. Dihedral angles between the various joint planes and the top and bottom of the rock massifs under consideration are more or less constantly equal to 90 degrees or slightly less — irrespectively of the tectonic position of the strata (pl. II, fig. 1).

4. Depending on the local tectonic configuration, the particular sets of joints may be either parallel, perpendicular or oblique to the strike and dip, without changes in their general direction and character or in their mutual quantitative relations.

5. The strongest directional constancy of the sets of joints and their best development are observable in areas displaying the gentlest style of tectonics (IV, V, X, XI). Area I, also VII and VIII are in the first place those with poorly developed sets of joints. Nevertheless, the angular relations between the individual joints in various points of the region under consideration are rather constant — independently of local differences in tectonics. This would suggest that the distribution of joints within areas of unstabilised dips is largely due to geometrical deformation.

6. There is a distinct directional connection between the main sets of joints and the course of discontinuous dislocations (especially of vertical faults). These either use the available faces of joints or occur parallel thereto; hence they intersect other joints thus indicating that the dislocations are younger than the joints.

7. The directions of the axis of local foldings as a rule also follow those of the main sets of joints. It has not, however, been observed that the presence of these forms had caused changes in the direction of joints; the joints do not, indeed, produce any remarkable deviations in order to retain constant angular relations with the axes of local folds in case the direction of the folds is altered. An abnormally dense net of joints that are either parallel or sub-parallel to the axes of small anticlinal bends may be frequently observed in their proximity. This density of joints, manifested by the presence of open fractures among mineralised fractures, reasonably suggests the existence of additional, previously latent surfaces of discontinuity produced by increased local strains.

On the one hand these facts would suggest that both, the joints and the continuous deformations, may have formed in result of the action of a field of stress (in common for them as far as direction is concerned but whose intensity varies in time and space). On the other hand it may be supposed that the joints are older than the local tectonic forms.

8. At points of their intersection the joints do not deviate directionally nor are there any observable horizontal shifts, and this hampers the determination of their relative ages.

9. The lithological character of the rocks here considered has no decisive bearing on the spatial orientation of joints. On the whole it may be reliably inferred that the less stabilised joint directions are typical of shales, while differences in these trends in thin-bedded and thick-bedded sandstones are negligible. The per cent figures of the number of joints in shales are generally lower than those for sandstones. This is doubtless due to the much greater plasticity of shales (as

compared with sandstones) which hampers the formation and manifestation of discontinuous deformations.

On the whole, however, the regional joints system throughout western Podhale reasonably suggests that the strains responsible for its formation were sufficiently strong to efface the role of the structural and petrographic differences in the rock types here discussed.

10. Throughout western Podhale we may observe very strong regularity of the density relation of the particular joints of a given set to the thickness of sandstone beds. In places characterised by gentle tectonic style there is a distinct tendency to retain a constant value of the quotient of the mean distance between the fractures (n) of any one of the main joint sets and the thickness (m) of the bed under consideration $\frac{n}{m} = \text{const.}$ (fig. 7).

11. Locally the faces of joints display better development and abnormal density in the proximity of faults, bends of local foldings or distinctly marked morphological edges, at the same time retaining their constant regional directions. All this suggests the interference of local stress fields (variable in time and space) on the appearance of latent surfaces of discontinuity whose course coincides with that of the existing surfaces. The above reveals the kinematic character of the joints which may occur in different stages of development. These stages range from the directionally oriented zones of increased internal strains, through the macroscopically indiscernible cracks (accessible only to gases and solutions under pressure) to more or less open fractures. The fractures are mineralised or not mineralised — depending on the moment when the cohesion of the rock massif was weakened enabling the injection of solutions, and on other local conditions (lithology, tectonics, etc.). The above described character of joints reasonably justifies the connection of the intensity of joint fracturing with the orientation of morphological surfaces, and also suggests the action of tension in the Flysch rocks of western Podhale.

The facts cited in paragraphs 3—11 reliably indicate the independent, original formation of joints in relation to the tectonic deformations of the Flysch rocks. There is a lack, however, of spatial evidence to indicate differences in the age of the sets of joints that occur here.

The analysis of the traces and faces of joints (fig. 1a) is here accepted as a basis for the morphological description of joints. The writer's observations covered the principal lithological types, i.e. the conglomerates, sandstones, shales (mainly of the calcareous-argillaceous type), also marls and dolomitic sandstones and limestones.

It is noteworthy that the character of the relief of joint faces is the same in the various sets of joints and that it bears features typical of tension cracks. The joint faces are rough, the degree of roughness being in direct proportion to the grain size. The pairs of opposed rock faces are complementary in every respect, as the cast and its mould, and they are without any mutual dislocations horizontal to the fracture plane.

The characteristic „plumose structure” (pl. XIII), first observed by J. B. Woodworth (1887), is very common on the joint faces. The plumose structures are encountered most frequently in sandstones; in shales they are rarer, and never reported from dolomites.

A detailed analysis of the relief of joint faces reasonably suggests that the fracture was originally produced either in some definite zone, e.g. on the boundary of bedding or of lamination, also in the neighbourhood of a coarser grain or rock fragment. From there it apparently spread out in a concentric-radial pattern, not

requiring the interference of strong pressure for the further development of the fissure. In such zones or „initial” points of the fissure the faces are usually much smoother than in the peripheral parts where the increasing degree of roughness suggests a weakening and the extinction of the strains in operation there.

Oriented thin sections have been prepared from sandstone samples collected at the contact with unweathered faces of joints. The microscopic observation of the thin sections shows that — irrespective of the particular set of joints — the original microstructural and microtextural features have been preserved on the joint faces.

The morphological characters of the traces and joint faces, particularly so in fine-grained sandstones, closely resemble analogous fracture elements that occur for example in metals or in concretes as fatigue-cracks (Haas 1960).

Thus the physical and morphological analysis of the joints does not show any characteristic differentiation of the particular sets. This, together with the lack of criteria for the differentiation of their relative age, might possibly suggest the simultaneous origin of the sets.

After analysing the above facts it is reasonable to connect the mechanism of the formation of the preliminary stages of joints (as oriented potential surfaces of structural discontinuity) with the early phase of the development of the Podhale depression. This may be supposed to have taken place under conditions not requiring the interference of strong lateral strains whose existence is not suggestively indicated by the general character of the joints. It does not seem justifiable to connect the origin of the joints with one factor only. Indeed, it is necessary to consider their complete assemblage, i.e. the all-planetary factors — responsible for the cyclic changes in strains — as well as the thermodynamic changes, the tectonic agents *sensu lato*, also the factors of gravitation, relaxation and of time.

The strong spatial regularity of the joints system within the Podhale Flysch suggests a wide range and homogeneity of the stress field responsible for the existence of the deformations here discussed. It is hardly possible to estimate the absolute values of these strains. It is, however, reasonable to suppose that on the one hand they were sufficiently strong to prevent any important effect to be produced on the distribution of the joints by the lithological variability of the Flysch deposits. On the other hand, the formation of the joints relaxed the strains since they caused neither horizontal nor vertical dislocations on either side of the fractures.

The regional system of joints, produced according to the above pattern, became the basic element of the non-bedded fractural anisotropy of the whole rock massif. In the first place this anisotropy was used and, sometimes locally slightly modified by later orogenic factors. Up to the present time it is being used by factors of the gravitational or weathering and degrading type. It is because of these factors that the oriented disintegration of the Flysch massif stills continues, locally varying in force depending on the character and magnitude of the stresses thus caused.

It should be mentioned here that the resistance tests (one-directional oriented compression and bend examinations), carried out with small macroscopically isotropic samples of Flysch sandstones, disclosed the existence in them of latent joint anisotropy, oriented as is the case throughout the Flysch massif (Boretti-Onyszkiewicz 1968a, b).

*Department of Engineering Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warsaw, March 1967*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I—XIII

DESCRIPTION OF PLATES I—XIII

PL. I

Fig. 1

Szczeliny i świeżo powstałe spękania (odległości między większymi szczelinami — rzędu 20 cm) na stropie ławicy piaskowca płytowego z warstw chochołowskich (dno potoku Skrzypnego)

Fissures and new cracks (the major fissures are spaced about 20 cm.) on the topside of a platy sandstone layer from the Chochołów beds (floor of the Skrzypny stream)

Fig. 2

Piaskowiec płytowy z warstw zakopiańskich z ortogonalną siecią spękan ciosowych i wyraźnymi płaszczyznami warstwowania płytowego (odsłonięcie w dolinie Białego Dunajca)

Platy sandstone from the Zakopane beds showing an orthogonal system of joints and distinct platy bedding planes (outcrop in the Biały Dunajec valley)

PL. II

Piaskowiec średnioziarnisty (z warstw ostryskich) ze spękaniem ciosowymi przecinającymi warstwę pod kątem 90° do stropu i spągu — niezależnie od jej upadu = 32° (odsłonięcie w lewobocznym dopływie Czarnego Dunajca w N krańcu wsi Witów)

Medium-grained sandstone (from the Ostrysz beds) with joints which cut the bed at an angle of 90° in relation to its top and bottom — irrespective of the dip of the bed = 32° (outcrop in a leftside tributary of the Czarny Dunajec river at the north end of the village Witów)

PL. III

Fig. 1

Sieć spękań ciosowych w warstwach zakopiańskich. Powierzchnie ciosu pokryte kalcjtem (odsłonięcie w potoku Cicha Woda — Skibówki)

System of joints in the Zakopane beds. The joint faces covered with calcite (outcrop in the Cicha Woda stream — Skibówki)

Fig. 2

Ortogonalna sieć spękań ciosowych w piaskowcach warstw chochołowskich. Miąższość warstwy dolnej = 40 cm (odsłonięcie w zboczu doliny Czarnego Dunajca — Kojsówka)

Orthogonal system of joints in sandstones of the Chochołów beds. Thickness of the lower layer = 40 cm. (outcrop in the Czarny Dunajec valley — Kojsówka)

PL. IV

Fig. 1

Rombowa sieć spękań ciosowych w piaskowcu miąższości 25 cm z warstw zakopiańskich (odsłonięcie w dolinie Białego Dunajca koło ujścia potoku Poroniec)

Rhomboid system of joints in a 25 cm. thick sandstone from the Zakopane beds (outcrop in the Biały Dunajec valley at the mouth of the Poroniec stream)

Fig. 2

Ślady spękań ciosowych na piaskowcu miąższości 90 cm z warstw ostrzyckich (odsłonięcie w Potoku Domagalskim)

Traces of joints on a 90 cm. thick sandstone from the Ostrysz beds (outcrop in the Domagalski stream)

PL. V

Fig. 1

Ortogonalna sieć spękań ciosowych w postaci szczelin i rys na powierzchni stropowej piaskowca z warstw zakopiańskich (odsłonięcie w dolinie Białego Dunajca — północny kraniec Poronina)

Orthogonal system of joints represented by fissures and cracks on the topside of a sandstone from the Zakopane beds (outcrop in the Biały Dunajec valley at the N end of the Poronin village)

Fig. 2

Ławica piaskowca (z warstw zakopiańskich) miąższości 35 cm podzielona na wielościany przez dwa wzajemnie przecinające się systemy spękań ciosowych o kierunkach 65° i 335° (odsłonięcie w dolinie Białego Dunajca przy ujściu potoku Poroniec)

Sandstone layer (from the Zakopane beds), 35 cm. in thickness, divided into polygons by two intersecting sets of joints whose directions of 65° and 335° (outcrop in the Biały Dunajec valley at the mouth of the Poroniec stream)

PL. VI

Fig. 1

Cios w gruboławicowym piaskowcu z warstw ostryskich; szerokość szczelin około 7 cm (odsłonięcie w Potoku Dziańskim)

Joint in thick-bedded sandstone from the Ostrysz beds; width of fissures ca. 7 cm. (outcrop in the Dziański stream)

Fig. 2

Rombowa sieć spękań ciosowych na powierzchni stropowej piaskowca (z warstw chochołowskich) miąższości 35 cm (odsłonięcie w Potoku Magurskim)

Rhomboidal system of joints on the topside of a 35 cm. thick sandstone (from the Chochołów beds) — outcrop in the Magurski stream

PL. VII

Fig. 1

Sieć spękań ciosowych w warstwach zakopiańskich. Widoczny na zdjęciu uskok wykorzystuje jeden z kierunków (65°) ciosu (odsłonięcie w dolinie Białego Dunajca — północny kraniec Poronina)

System of joints from the Zakopane beds. The fault seen in the photograph uses one of the joint directions (65°) — outcrop in the Biały Dunajec valley at the N end of the Poronin village

Fig. 2

Ortogonalna sieć spękań ciosowych w piaskowcu z warstw chochołowskich; szczególnie zaakcentowane są tu obwódki wietrzeniowe (odsłonięcie w Potoku Bystrym we wsi Nowe Bystre)

Orthogonal system of joints in a sandstone from the Chochołów beds; the weathered rims are here particularly distinct (outcrop in the Bystry stream in the village of Nowe Bystre)

PL. VIII

Fig. 1

Zagęszczenie spękań równoległych do kierunku płaszczyzny uskokowej (dolna krawędź zdjęcia) na 50-centymetrowej warstwie piaskowca z warstw zakopiańskich (odsłonięcie w dolinie Białego Dunajca — północny kraniec Poronina)

Dense pattern of joints parallel to the direction of the fault plane (lower edge of the photograph) on a 50 cm. thick sandstone layer from the Zakopane beds (outcrop in the Biały Dunajec valley at the N end of the village of Poronin)

Fig. 2

Wielościłany z piaskowców warstw chochołowskich powstałe dzięki spękanom ciosowym

1 i 2 na powierzchniach spękań widoczne zarysy reliefu „pierzastego”, 3 przykład wietrzenia koncentrycznego spowodowanego obecnością ciosu, 4 płaszczyzny ciosowe przecinają hieroglify, 5 nierówna powierzchnia ciosowa w piaskowcu „skorupowym”

Polyhedrons of sandstones from the Chochołów beds produced by joints

1 and 2 show outlines of plumose structures on the joint faces, 3 example of concentric weathering caused by the presence of the joints, 4 casts cut by faces of joints, 5 rough joint surface in sandstone

PL. IX

Fig. 1

Dezintegracja kostkowa piaskowca miąższości 20 cm (z warstw chochołowskich) w Potoku Magurskim

Cube-like disintegration of a 20 cm. thick sandstone from the Chochołów beds in the Magurski stream

Fig. 2

Dezintegracja piaskowca miąższości 15 cm w starej drodze na Głodówce — na dużej przestrzeni wyraźnie widoczne kontury dawnych systemów spękań ciosowych

Disintegration of a 15 cm. thick sandstone on the old road to Głodówka — outlines for old joint sets are distinctly seen over a large area

PL. X

Fig. 1

Przebiegające ślady i krawędzie spękań ciosowych w piaskowcu drobnoziarnistym, płytowym, miąższości 10 cm (odsłonięcie w dnie Potoku spod Pająkówki-Czajki)

Rectilinear traces and edges of joints in a fine-grained platy sandstone, 10 cm. thick (outcrop on the floor of the Potok spod Pająkówki-Czajki stream)

Fig. 2

Spękania ciosowe na piaskowcu skorupowym o teksturze spływowej (odsłonięcie w partii źródłowej Potoku Cichego)

Joints on sandstone with flow texture (outcrop near the springhead of the Cichy stream)

PL. XI

Fig. 1

Ślady spękań ciosowych na ławicy dolomitowej z warstw zakopiańskich (odsłonięcie w dolinie Białego Dunajca na północnym krańcu wsi Biały Dunajec)

Traces of joints on a dolomite layer from the Zakopane beds (outcrop in the Biały Dunajec stream, N end of the Biały Dunajec village)

Fig. 2

Złupkowacenie z pękania w łupkach ilastych z warstw zakopiańskich (odsłonięcie w potoku Bustryk)

Fracture cleavage in clay-shales of the Zakopane beds (outcrop in the Bustryk stream)

PL. XII

Fig. 1

Spękania ciosowe w warstwach zakopiańskich; w łupkach wyraźnie wykształcony jest tylko jeden system — 350° (odsłonięcie w Potoku Kacwińskim)

Joints in the Zakopane beds; only one set — 350° — is distinctly developed in the shales (outcrop in the Kacwiński stream)

Fig. 2

Spękania ciosowe w łupkach z warstw zakopiańskich (odsłonięcie w potoku Cicha Woda — Zakopane)

Joints in shales from the Zakopane beds (outcrop in the Cicha Woda stream — Zakopane)

Fig. 3

Cienienie rysy ciosowej na powierzchni stropowej ławicy piaskowca średnioziarnistego

Thinning out of the joint cracks on the topside of a medium-grained sandstone layer

Fig. 4

Rozgałęzienia końcowe szczelin ciosowych na powierzchni stropowej ławicy piaskowca średnioziarnistego

Terminal branching of joint fractures on the topside of a medium-grained sandstone layer

PL. XIII

Relief pierzasty na powierzchni ciosowej o kierunku 340° w piaskowcu (z warstw zakopiańskich) o warstwowaniu frakcyjnym, miąższości ok. 20 cm (Cicha Woda — Zakopane)

Plumose structure on the joint face with direction of 340° in a sandstone from the Zakopane beds, with graded bedding and thickness of about 20 cm. (Cicha Woda — Zakopane)

Fotografie autorki
Photographs by the author

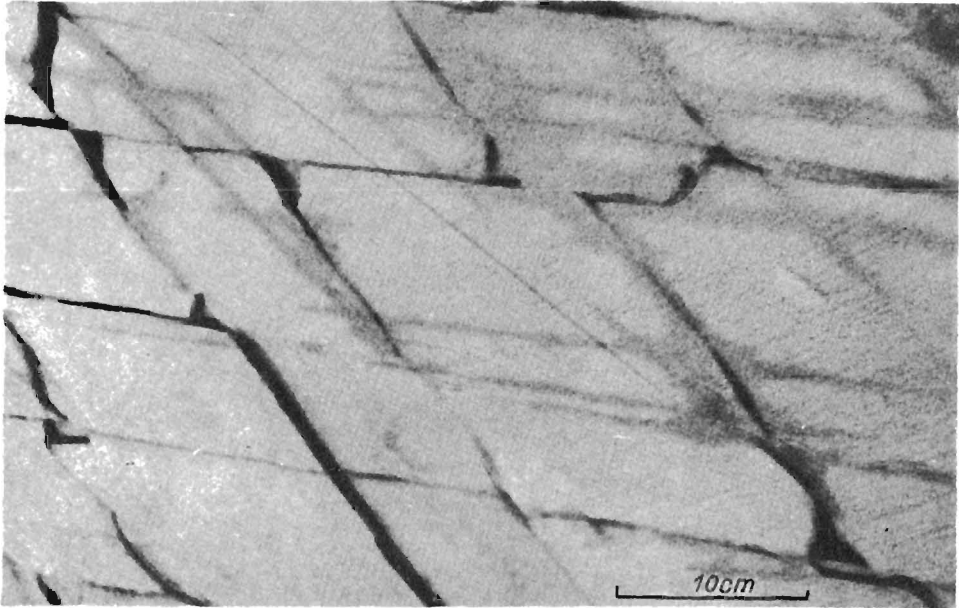


Fig. 1

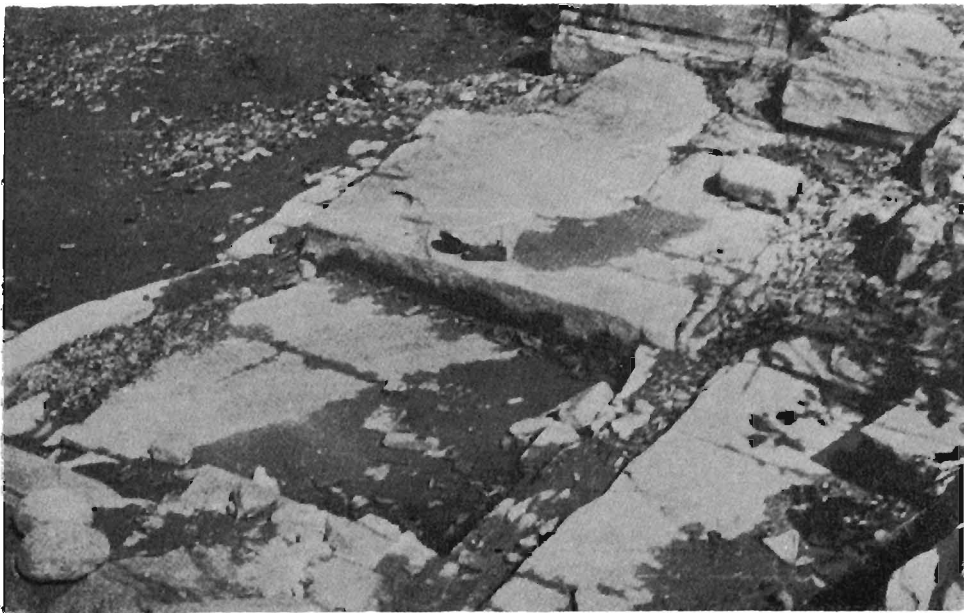


Fig. 2





Fig. 1

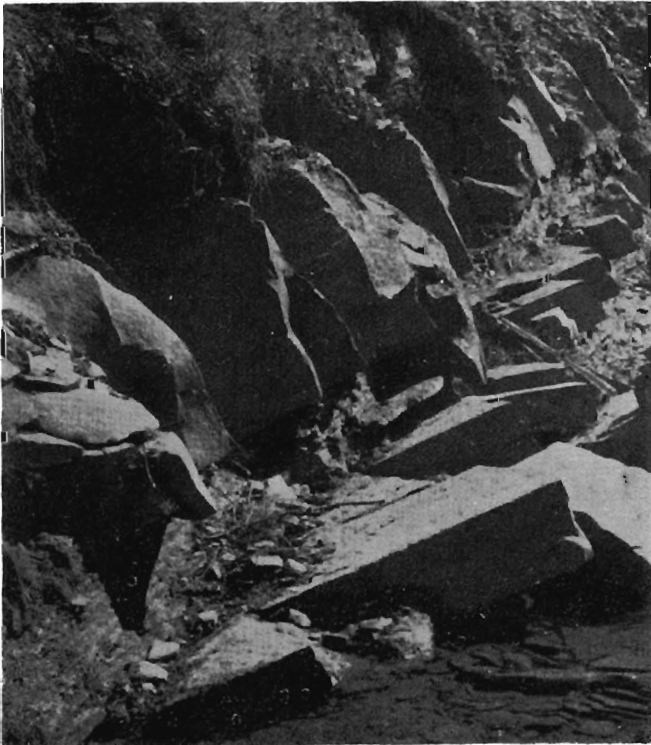


Fig. 2



Fig 1



Fig. 2

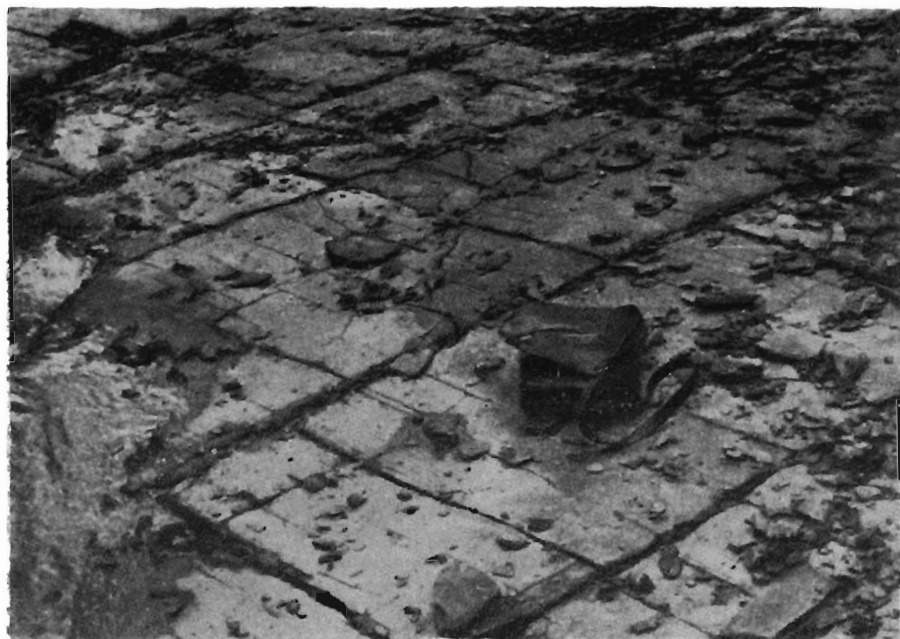


Fig. 1

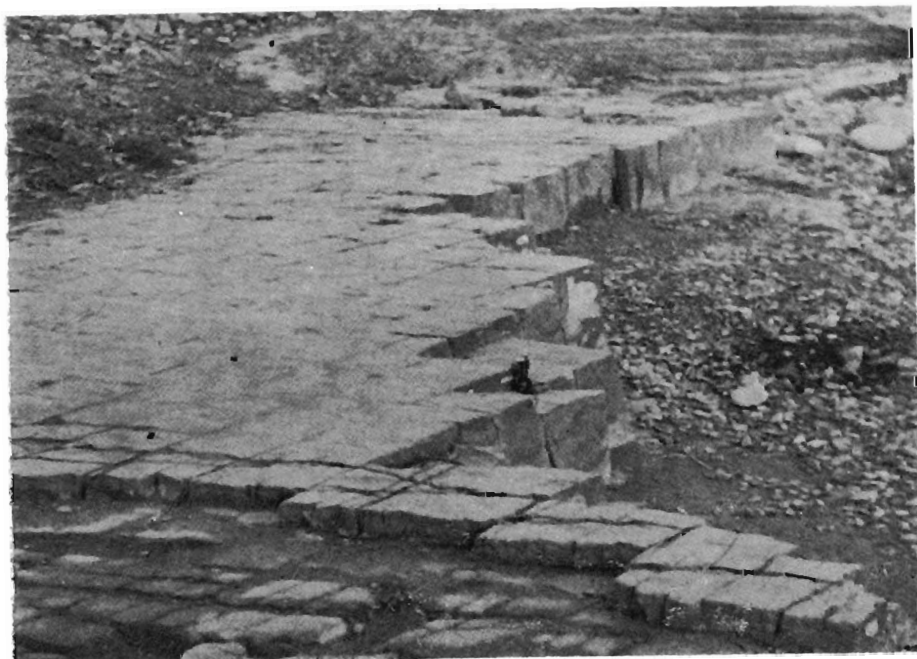


Fig. 2

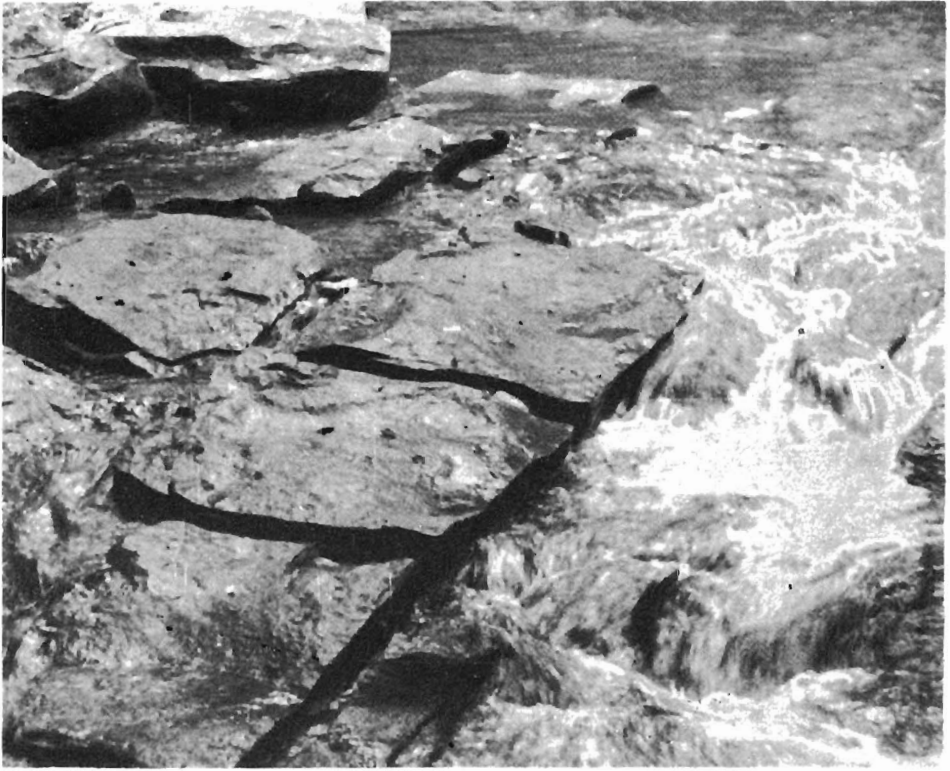


Fig. 1

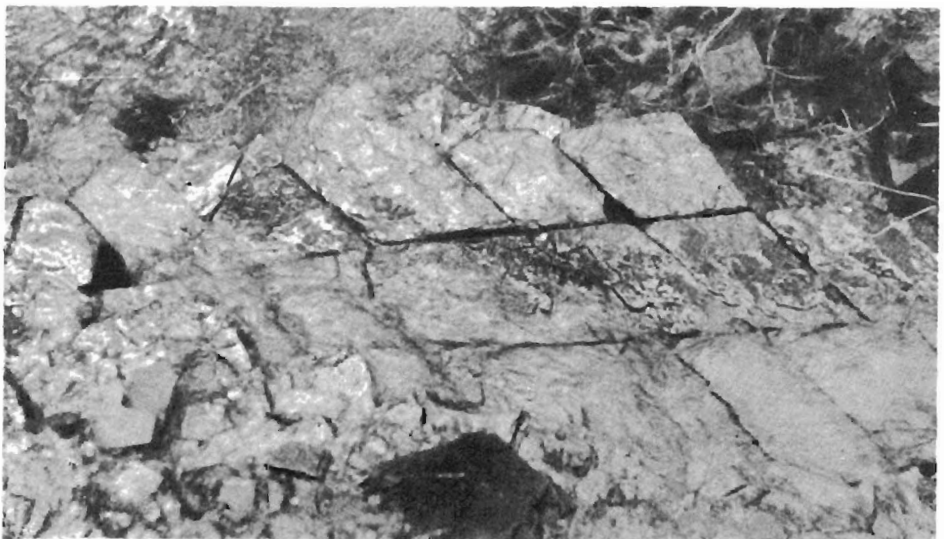


Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2

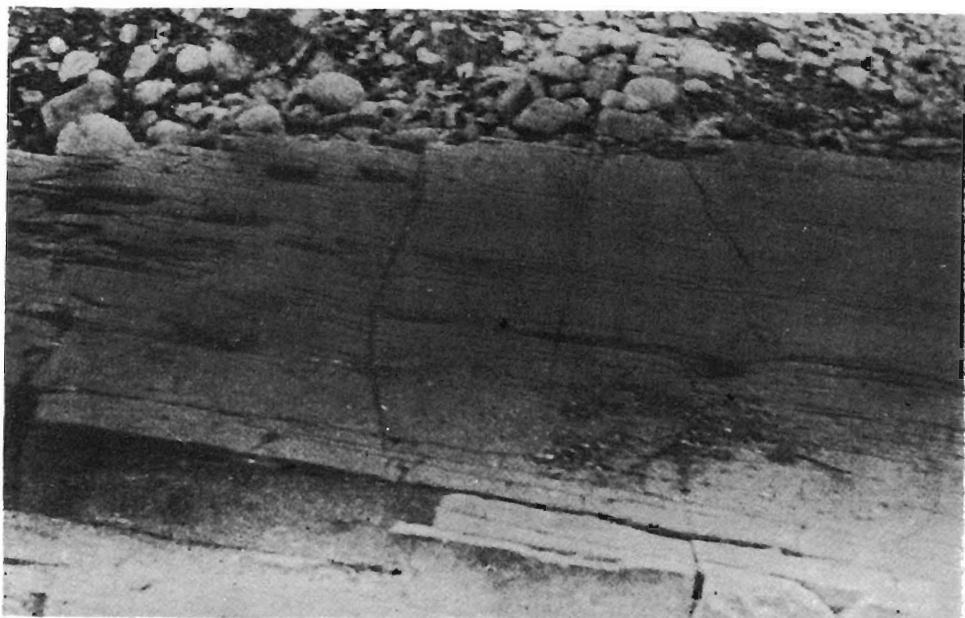


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1

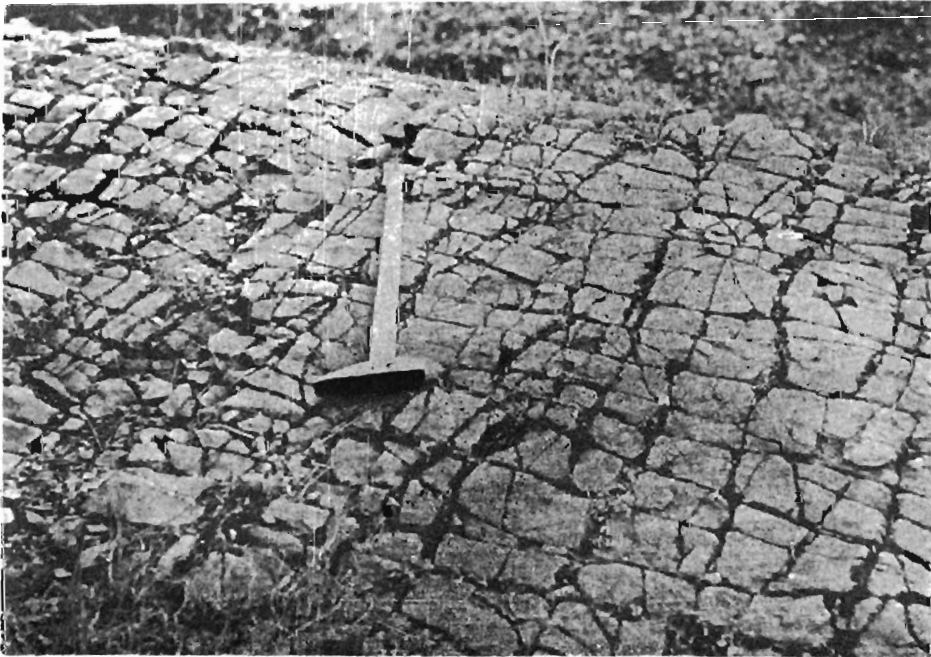


Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2

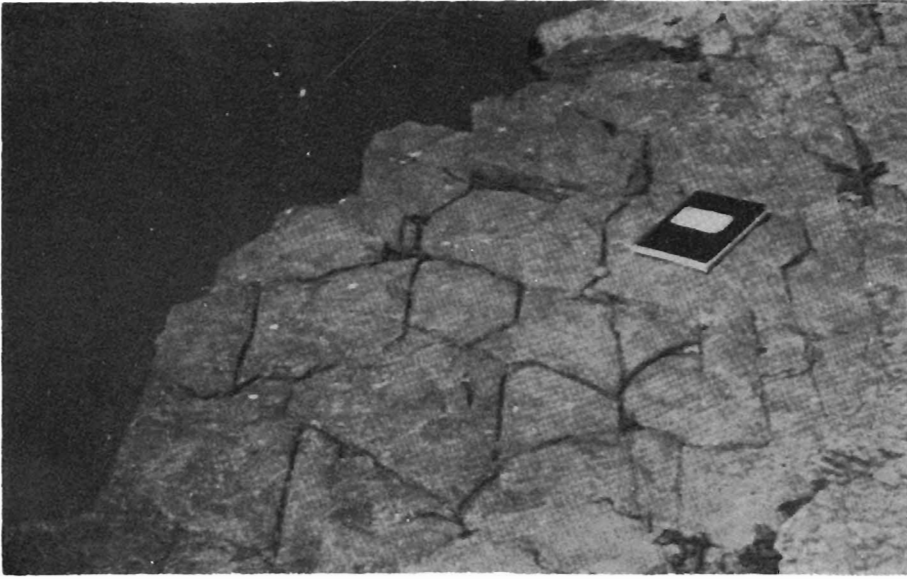


Fig. 1



Fig. 2

