

Antoni K. TOKARSKI

STRUCTURAL ANALYSIS OF THE MAGURA UNIT BETWEEN KROŚCIENKO AND ZABRZEŻ (POLISH FLYSCH CARPATHIANS)

Pl. I—IV and 15 Figs.

*Analiza strukturalna jednostki magurskiej pomiędzy Krościenkiem
a Zabrzeż (polskie Karpaty fliszowe)*

(Tabl. I—IV i 15 fig.)

Abstract: The tectonic history of a part of the Magura Unit based upon the quantitative and qualitative analysis of the mesoscopic structures is presented. It appears that the transversal joints precede other deformation; the longitudinal joints were developed during the folding. The faults were formed before, during and after the folding.

This paper discusses the results of quantitative and qualitative analysis of mesoscopic structures in the Dunajec valley between Krościenko and Zabrzeż. An attempt has been made to explain the Carpathian tectonics solely by structural methods.

The interpretations are based on the following data:

1. Attitude of the strata.
2. Lineation b — axes of minor folds, bends and boudins.
3. Joints.
4. Minor faults.
5. Tectoglyphs.
6. Feather fractures.
7. Tectonic ribs.
8. Plumose structures.
9. Calcite fillings.

The flysch sequence of the Polish Flysch Carpathians is not a rewarding object of structural investigations. The outcrops are usually small; within the Krościenko-Zabrzeż area there were only a few larger exposures where measurements adequate for quantitative analysis could be

taken. Therefore, in order to obtain as many data as possible, the following methods were employed:

a) Measurements of mesostructures were taken from all available outcrops. These were plotted as summary diagrams referring to the particular tectonic subunits. The sizes of these subunits, considered here homogeneous, depended on the dimensions of areas where the number of observations allowed quantitative interpretation. Thus, in the case of interpretation of joints, where the number of measurements was considerable, it was possible to distinguish additional subunits. In other cases it was necessary to join the subunits into larger ones.

b) Separate diagrams were made for all outcrops where it was possible to take 50 measurements, a number sufficient for quantitative interpretation (cf. Whitten, 1966, p. 24). The data obtained from these outcrops were then compiled in summary diagrams using the method of indirect synthesis (cf. Jaroszewski, 1972, p. 17).

Nevertheless, it was not always possible to obtain enough data for reliable quantitative interpretation. This concerns mainly longitudinal joints and, in a lesser degree, faults. Therefore, until more field observations are made the present reconstruction of tectonic evolution must remain tentative.

The scarcity of published data on the flysch mesostructures was an additional difficulty. Therefore the papers on mesostructures of different deposits have been studied for comparison, but these concerned, if possible, the regions of tectonic style similar to that of the Carpathians.

The tectonic terminology used in this paper is that introduced by Książkiewicz (1968) and Jaroszewski (1972).

Because of a considerable scattering of measurements in the attitude of strata diagrams the construction of the position of structure axes would be quite inexact. Therefore, in order to obtain mean values (delimiting the great circles), an Algol program has been worked out; the calculations were made by the least squares method. This was done in the Institute of Structural Mechanics, Technical University of Cracow. The computer was Odra 1204¹.

Acknowledgements: The present investigations were suggested by Prof. K. Birkenmajer. G. Haczewski made a field trip with the author where he tried to explain some intricacies of sedimentology. J. Orkisz consulted the author in some elementary mathematic matters. S. Gąsiorowski, G. Haczewski, S. Kwiatkowski and A. Tokarski were made to rummage the manuscript; not all the remarks were taken into consideration by the author, who alone is responsible for all errors. The programming was made by MSc. J. Tomaszek. The author feels most indebted to all these persons.

¹ Details of the program are available from the Laboratory of Geology, Polish Academy of Sciences, Cracow.

PREVIOUS INVESTIGATIONS

The report area included in the geological maps by Szajnocha (1902) and Uhlig (sheet Szczawnica) was described in detail by Małkowski (1923), Horwitz (1935) and Bogacz and Węclawik (1962, 1963, 1965). The south-western part of the region was mapped by Watycha (1963). Jointing was investigated by Bober and Oszczytko (1963); this was one of the earliest studies of this kind in the Carpathians. The Krościenko area was also investigated by Żytko (1963). The stratigraphic subdivisions and correlations were made by Birkenmajer (1963) and Alexandrowicz et al. (1966).

NOMENCLATURE

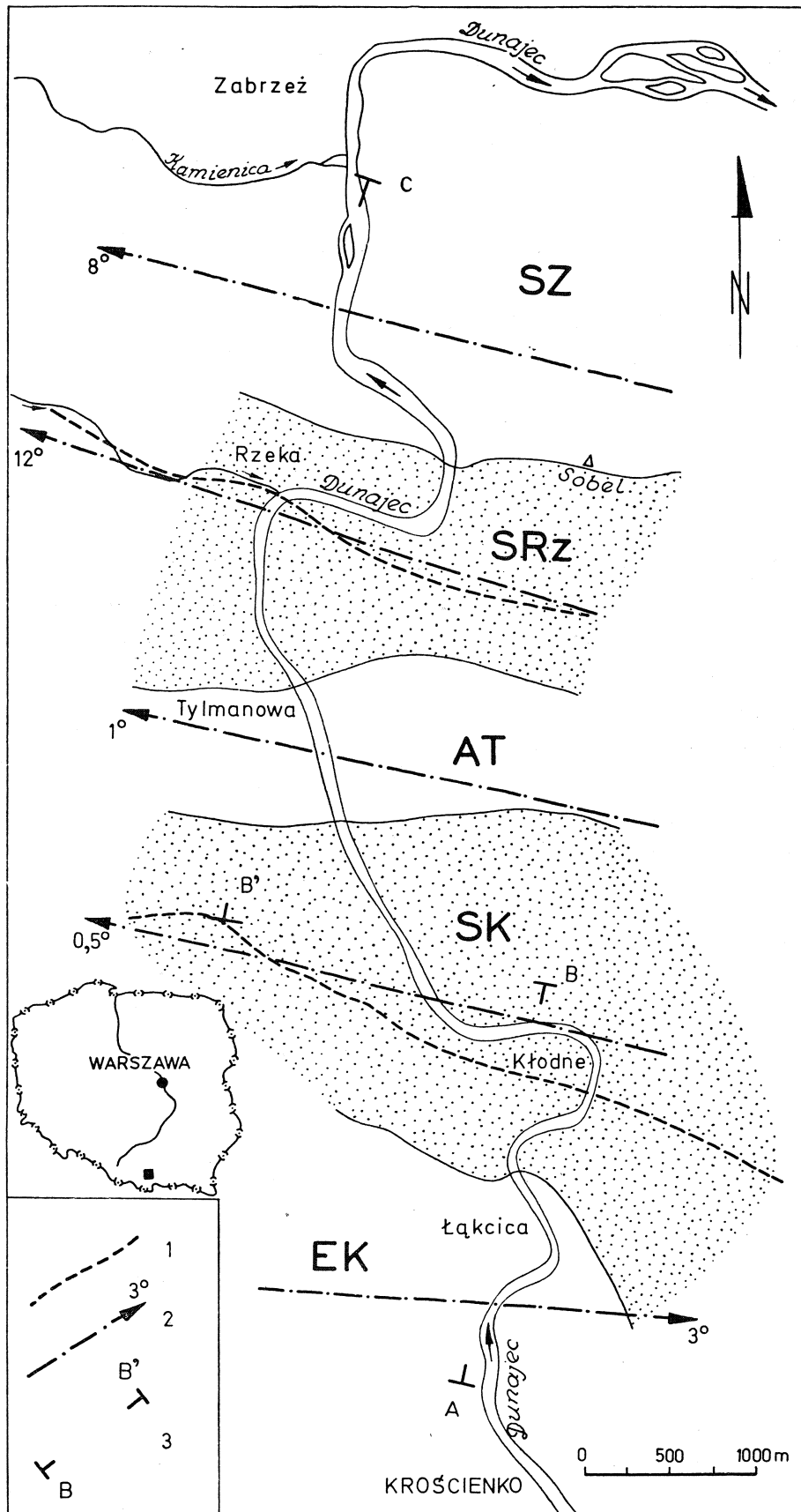
The region which was studied is situated within the southern part of the Magura Unit. According to Bogacz and Węclawik (1962) and Oszczytko (1973) it constitutes a part of the Krynica Zone (Świżiński, 1961 fig. 1) of this unit.

The Krynica Zone is the southern facial zone of the Magura Unit. The latter is the innermost tectonic unit of the Flysch Carpathians. From the south it adjoins the Pieniny Klippen Belt; to the north it overthrusts flatly the Silesian Unit in the west and the Dukla Unit in the east.

The Krynica Zone of the Magura Unit is the least known part of the Polish Flysch Carpathians; the stratigraphy has not yet been finally established. In the region studied the Magura "Beds" (Formation) are underlain by the thin bedded flysch. The latter, which was called earlier the "Boundary Flysch" (Uhlig, 1890; Małkowski, 1923) or the "Peri-Klippen Flysch" (Horwitz, 1935) is at present known under as much as five different names. Thus, Bogacz and Węclawik (1962) described the Submagura "Beds" and Beloveza "Beds", Watycha (1963) the Submagura "Beds" and Hieroglyphic "Beds", Żytko (1963) the Inoceramus "Beds", Alexandrowicz et al. (1966) the Submagura "Beds" and Inoceramus "Beds".

In the southern part of the region Birkenmajer (1956, 1957) distinguished the Szczawnica "Beds" underlying the Magura "Beds". According to this author (1963) between those two complexes there occur locally, generally west of Krościenko, the Submagura "Beds".

The name Szczawnica "Beds", used consistently by Birkenmajer in this region, will be used here to denominate the thin bedded flysch of the Krościenko element (fig. 1, 2) whereas the deposits exposed at the Tylmanowa anticline hinge are called descriptively "Thin Bedded Flysch".



MACROSTRUCTURAL PATTERN — TECTONIC STYLE

The following fold structures can be distinguished within the report area (fig. 1) from south to north:

- anticlinal, subordinately folded Krościenko element,
- Kłodne syncline (the name proposed by Ż y t k o 1963),
- Tylmanowa anticline,
- Rzeki syncline,
- anticlinal, subordinately folded element of Sobel-Zabrzeż.

The deposits exposed within the area are exclusively those of the Palaeogene (Birkenmajer, 1962), consisting of the Magura "Beds" underlain within the Krościenko element by the Szczawnica "Beds" and by the Thin Bedded Flysch outcropping at the Tylmanowa anticline hinge (fig. 2). The development of the Magura "Beds" changes in the N-S direction (Ż y t k o, 1963). In the south, within the Kłodne syncline, it consists of the thick bedded Magura sandstone with thin intercalations of shales and the thin bedded flysch, the thickness of which does not exceed 10% of the total. Toward the north the proportion of the thick bedded sandstones diminishes; within the Sobel-Zabrzeż element these constitute 50% of the profile. The remaining part of the section consists of irregularly distributed intercalations of the thin bedded flysch and occasional intercalations of the thin bedded Łącko marls.

The Thin Bedded Flysch exposed at the Tylmanowa anticline hinge contains irregularly distributed intercalations of thick bedded sandstone of the Magura type.

The characteristic feature of the area is the disharmonic folding of the Magura „Beds” in relation to the underlying thin bedded flysch, which was noted by geologists working in the Krościenko region as early as in 1923 (M a ł k o w s k i). The Magura „Beds” form gentle, large wavelength folds. Their dimensions depend on the lithology diminishing northwards as the competence of the series becomes lower. The underlying thin bedded flysch forms a system of short wavelength folds. The most disturbed are Szczawnica "Beds" of the Krościenko element; the disharmonic folding is common there (pl. 1, fig. 1) as well as boudinage, even drag folds occur in places (pl. 1, fig. 2).

The contrast in the tectonic style between the gently disturbed Kłodne syncline and strongly disturbed Krościenko element is supposed to be one of the proofs of the presence of a fault between the two units (B o g a c z

Fig. 1. Structural sketch map of the region studied. 1 — axial surfaces of synclines; 2 — B-axes of fold structures; 3 — line of section. EK — Krościenko element; SK — Kłodne syncline; AT — Tylmanowa anticline; SRz — Rzeki syncline; SZ — Sobel-Zabrzeż element

Fig. 1. Szkic strukturalny analizowanego rejonu. 1 — powierzchnie osiowe synklin; 2 — osie B struktur fałdowych; 3 — linia przekroju. EK — element Krościenka; SK — synklina Kłodnego; AT — antyklina Tylmanowej; SRz — synklina Rzeki; SZ — element Sobla-Zabrzeży

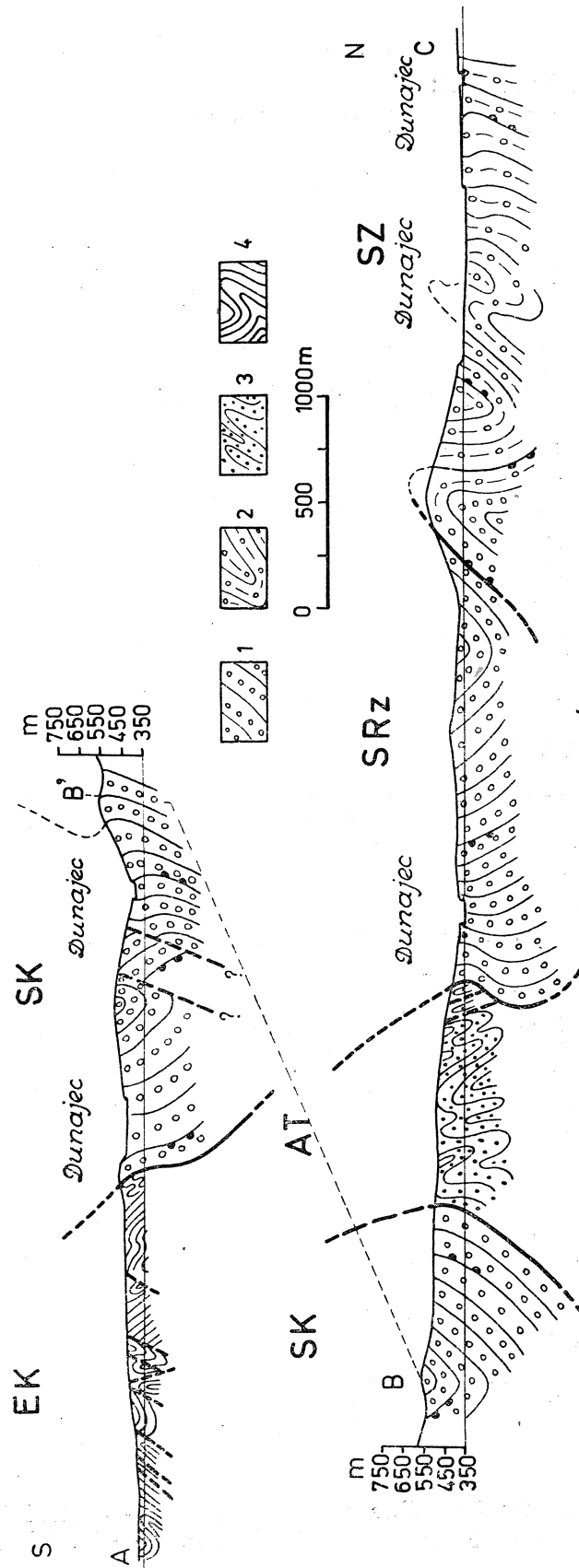


Fig. 2. Geological cross-section. 1 — Magura beds of Kłodne and Rzeke synclines; 2 — Magura beds of the Sobel-Zabrzeż element; 3 — Thin bedded flysch; 4 — Szczawnica beds. Other denominations as in fig. 1

Fig. 2. Przekrój geologiczny. 1 — warstwy magurskie synkliny Kłodnego i synkliny Rzeke; 2 — warstwy magurskie elementu Sobla-Zabrzeży; 3 — cienkoławicowy flisz; 4 — warstwy szczawnickie. Inne oznaczenia jak w figurze 1

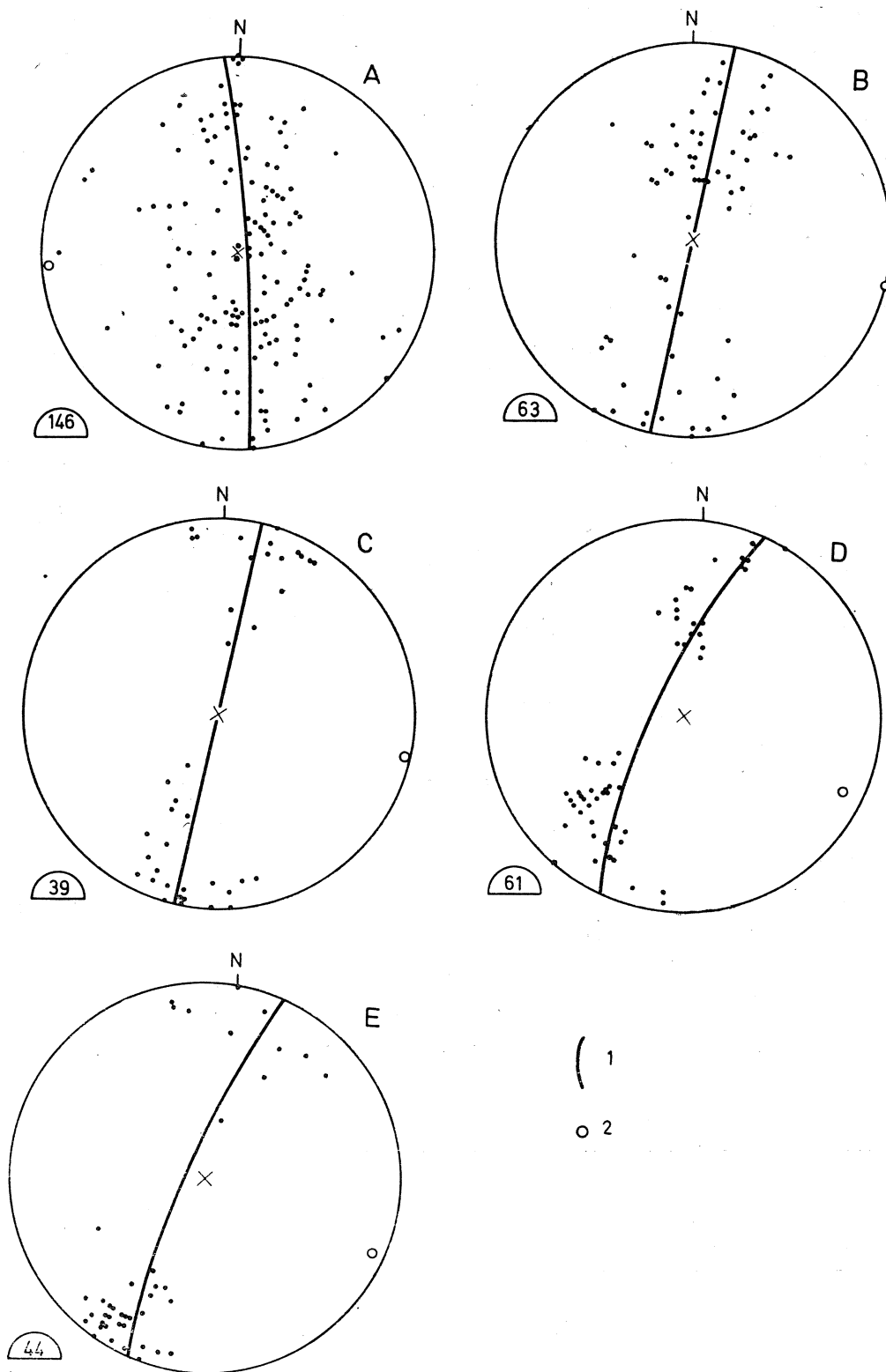


Fig. 3. Diagrams of attitude of beds. 1 — great circle π ; 2 — π -axis. A — Krościenko element; B — Kłodne syncline; C — Tylmanowa anticline; D — Rzeka syncline; E — Sobel-Zabrzeż element. Here and in other equal-area projections an inset semicircle shows the type of plot, while the number inside the semicircle is the number of measurements

Fig. 3. Diagramy położenia warstw. 1 — wielki krąg π ; 2 — oś π . A — element Krościenka; B — synklina Kłodnego; C — antyklina Tylmanowej; D — synklina Rzeki; E — element Sobla-Zabrzeży. Półkola umieszczone w lewym dolnym rogu diagramów wskazują rodzaj zastosowanej projekcji, a liczba wewnątrz półkola — ilość pomiarów. To samo oznaczenie zastosowano na wszystkich dalszych diagramach

and Węclawik, 1963). However, such contrast may be explained by different competence of the deposits (cf. Mattauer, 1967; Sborščikov, 1972, p. 31; Root, 1973).

Within the element of Krościenko the degree of disturbance of the Szczawnica "Beds" depends markedly on the lithology (Bogacz and Węclawik, 1962). When the proportion of thick sandstone intercalations increases the tectonic style changes from strongly folded (pl. 1, fig. 1) to gently disturbed (pl. 2, fig. 1).

Within the anticlines (Tylmanowa anticline, Sobel-Zabrzeż element) the dips are steeper than within the synclines (fig. 3). This is probably due to the occurrence of the short wavelength folds in the Thin Bedded Flysch of the Tylmanowa anticline hinge and the shorter wavelength of folds within the Sobel-Zabrzeż element. An exception is the anticlinal element of Krościenko where the proportion of gentle dips is the highest in the region. This cannot be explained directly by lithologic factors and seems to be due to different tectonic style of the Krościenko element where probably recumbent structures predominate.

AXES OF FOLD STRUCTURES

The π -axes of the structures are constructed in π -diagrams of the strata attitude (fig. 3, tabl. 1). The π -diagram for the Krościenko element (fig. 3A) is ambiguous. In this case the diagram of b-lineation corroborates the constructed attitude of the B-axis (fig. 4). This attitude agrees with the observations of Małkowski (1923), in whose opinion the strike of the small folds of the "Boundary Flysch" in the Krościenko region is E-W. This also agrees with Horwitz's observations (1935, p. 98—99) according to whom in the left slope of the Dunajec Valley the

Table 1 — Tabela 1

Subunit	Structure axis established from attitude of beds	Structure axis established from transverse joint system	Structure axis established from lineation b
Krościenko element	93/3	90/0	90/10
Kłodne syncline	282/0,5	limb S 98/5 limb N 270/8	
Tylmanowa anticline	281/1	274/3	
Rzeka syncline	288/12	limb S 288/8 limb N 296/10	
Sobel-Zabrzeż element	284/8	289/9	

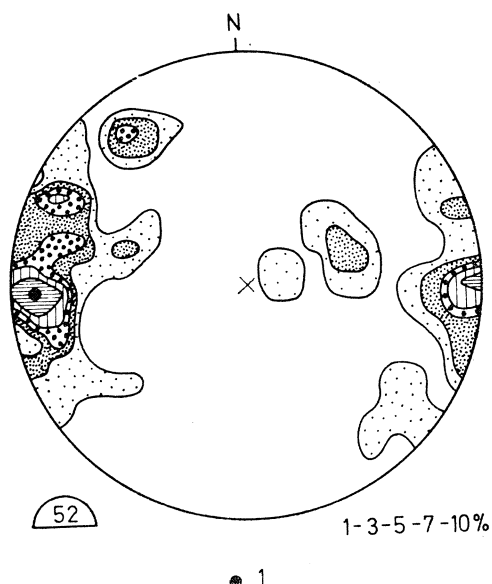


Fig. 4. Diagram of b-lineation of Krościenko element. 1 — B-axis

Fig. 4. Diagram b-lineacji w elemencie Kościenka. 1 — oś B

structural axis raises westward. Nevertheless, the established orientation of the B-axis is not quite unambiguous. Considerable dispersion of the strata attitudes (fig. 3A) and occurrence of subordinate maxima of the lineation b (fig. 4) may suggest the overlapping of several structural directions.

The distribution of the π -structure axes (fig. 1) shows that there is a gradual change of the strike orientation of the fold structures; toward the north the orientations approach NW-SE.

JOINTS

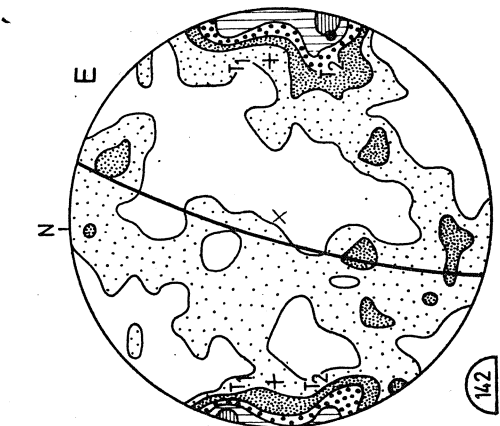
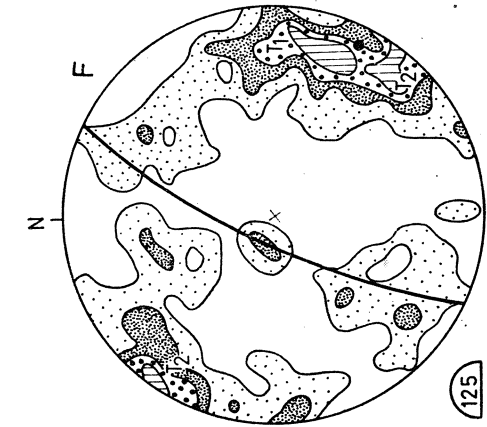
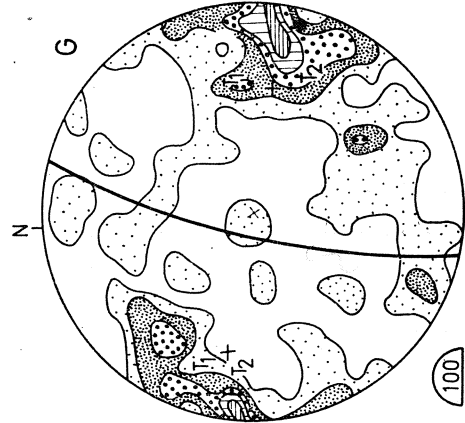
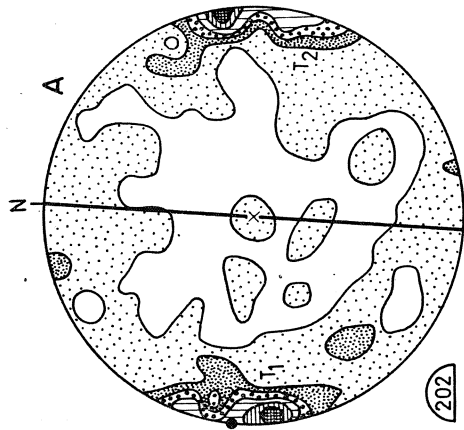
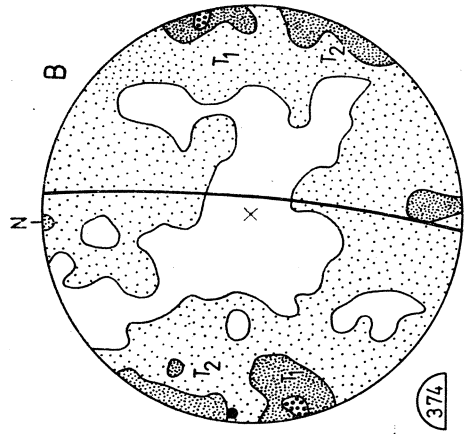
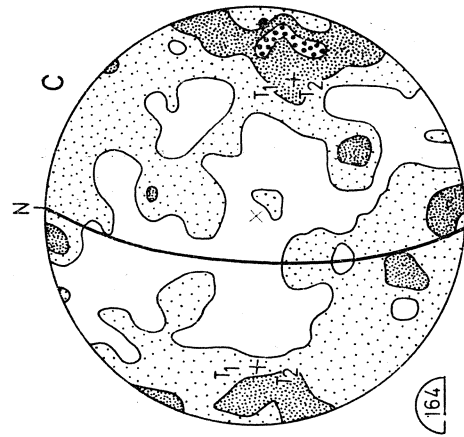
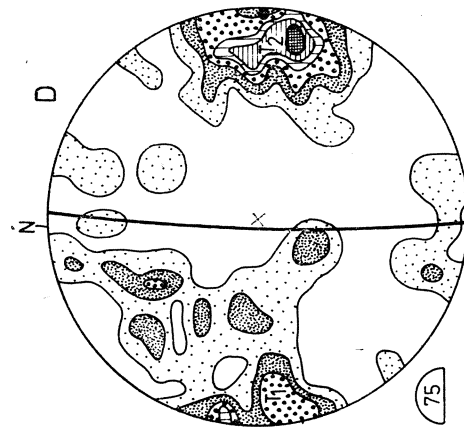
Two joint systems have been distinguished in the sandstones of the area:

1. The transverse system, more strongly marked, consisting of two equivalently developed sets orientated cathetally and most often sub-vertical (fig. 5).

2. The longitudinal system composed of subcathetal set of varying inclinations and a bedding set. These sets display variable densities (fig. 6). The bedding set occurs almost exclusively in beds thicker than 20 cm which agrees with the observations of Książkiewicz (1968, p. 371).

This arrangement of joints is, according to Książkiewicz (1968), characteristic of the Western Carpathians. Similar arrangement, without distinguishing the bedding joints, was described by Pokorski (1965) and Boretti-Onyszkiewicz (1968) from the Podhale Flysch. Similar joint pattern is also known from other folded regions, for instance from north-western Saskatchewan (Morton and Sassano, 1972).

Diagonal joints, which were described from the Carpathian flysch by



0,5-2-3,5-5-6,5-8%

2

Książkiewicz (1968) were not found by the present author. However, the secondary maxima in the summary diagrams may correspond to the diagonal joints (fig. 5 D, E, G). A different pattern of joints of the region studied was presented by Bober and Oszczypko (1963); these authors distinguished two sets of joints $105^\circ/80^\circ$ and $15^\circ/70^\circ$. It seems possible that the first set corresponds with one of the positions of the cathetal longitudinal set and the second one conforms with one or both transverse sets.

In the thin bedded flysch the joint surfaces intersect single sandstone layers and exceptionally a few layers. Within the thick bedded sandstones some fractures are restricted to parts of individual layers. When partings oblique to the bedding are present within a layer the joints are in places perpendicular to the partings (fig. 7). The dispersion of joint attitudes increases proportionally to bed thickness. This can be observed in single beds (fig. 8) and within the whole tectonic subunits (fig. 5), where the joint dispersion increases in the following order: the Krościenko element — Tylmanowa anticline — Sobel-Zabrzeż element — Rzeka syncline — Kłodne syncline, with the increasing proportions of the thick bedded sandstones. An identical phenomenon, i.e. the increase of joint dispersion proportional to the increase of bed thickness was observed by Hodgson (1961) on Colorado Plateau.

TRANSVERSE SYSTEM

The surfaces of the transverse joints are usually smooth; in some places these surfaces bear plumose structures which would suggest the shear-extension origin (Książkiewicz, 1968, p. 341). In some outcrops two sets merge archwise which may indicate that they form a complementary system (Jaroszewski, 1972, p. 103). This allows to construct the principal stress axes, which was done for:

- all tectonic subunits (fig. 5),
- all the outcrops where taking 50 or more measurements was possible (fig. 6).

The interpretation of the summary diagrams is difficult due to different strata rotation. The maxima of the transverse sets crossing each other at low angles are combined in some diagrams (fig. 5 C, E, G)

Fig. 5. Joints in subunits. 1 — $\sigma_1 \sigma_2$ —plane of transverse complementary system; 2 — σ_3 -axis of transverse complementary system. A — Krościenko element; B — southern limb of Kłodne syncline; C — northern limb of Kłodne syncline; D — Tylmanowa anticline; E — southern limb of Rzeka syncline; F — northern limb of Rzeka syncline; G — Sobel-Zabrzeż element

Fig. 5. Zbiorcze diagramy położenia ciosu. 1 — płaszczyzna $\sigma_1 \sigma_2$ poprzecznego systemu sprzężonego; 2 — oś σ_3 poprzecznego systemu sprzężonego. A — element Krościenka; B — południowe skrzydło antykliny Kłodnego; C — północne skrzydło antykliny Kłodnego; D — antyklina Tylmanowej; E — południowe skrzydło synkliny Rzeki; F — północne skrzydło synkliny Rzeki; G — element Sobla-Zabrzeży

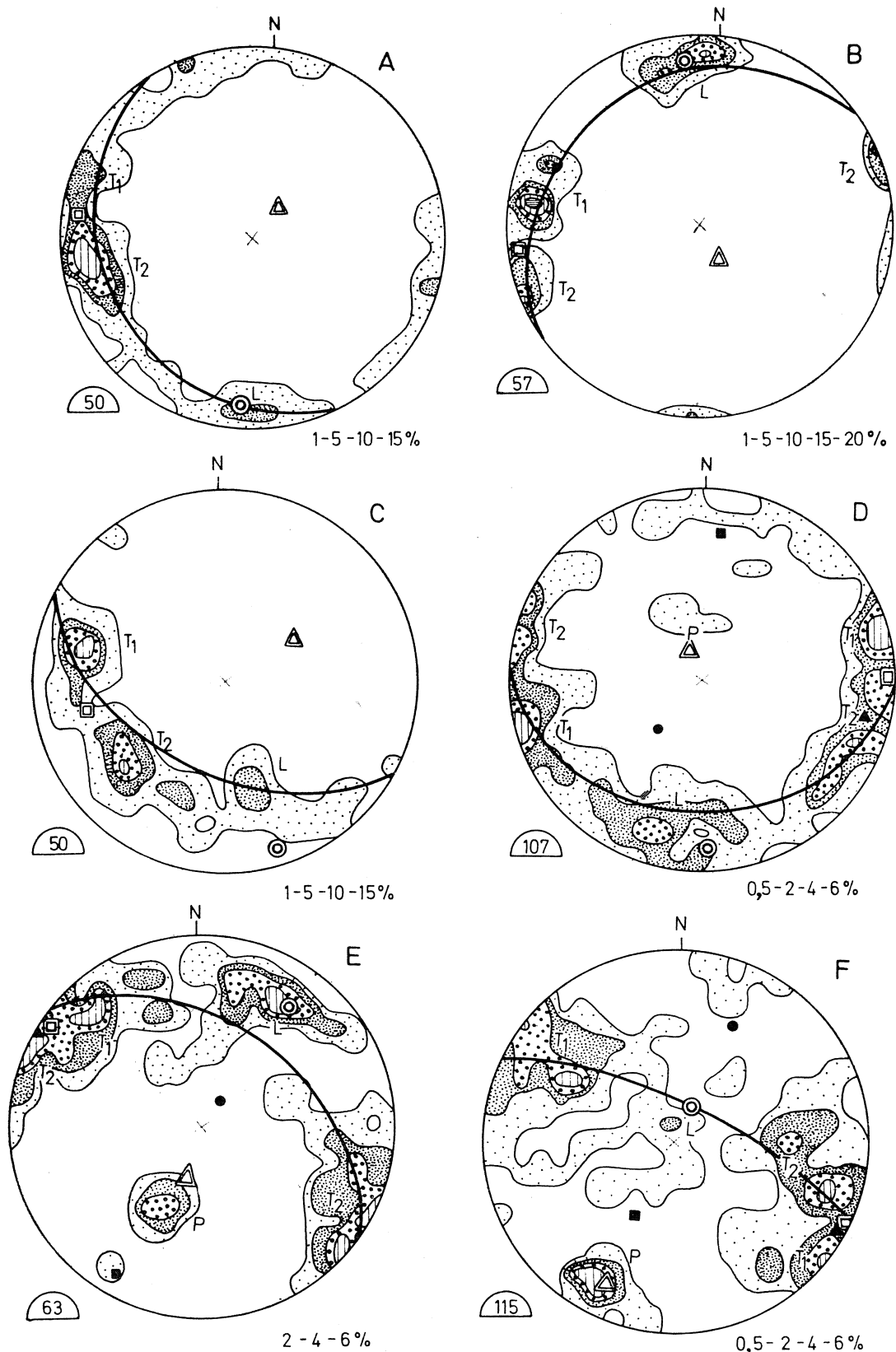


Fig. 6. Joints in monoclinial outcrops. 1 — surface of bedding; 2—4 — axes of transverse complementary system; 2 — σ_1 -axis; 3 — σ_2 -axis; 4 — σ_3 -axis; 5—7 — axes of longitudinal complementary system; 5 — σ_1 -axis; 6 — σ_2 -axis; 7 — σ_3 -axis. A, B, C — Łąkcica; D, E — Rzeża; F — Zabrzeż

Fig. 6. Diagramy położenia ciosu w odsłonięciach monoklinalnych. 1 — płaszczyzna uławiczenia; 2—4 — osie poprzecznego systemu sprzężonego; 2 — oś σ_1 , 3 — oś σ_2 , 4 — oś σ_3 ; 5—7 osie podłużnego systemu sprzężonego; 5 — oś σ_1 , 6 — oś σ_2 , 7 — oś σ_3 . A, B, C — Łąkcica; D, E — Rzeża; F — Zabrzeż

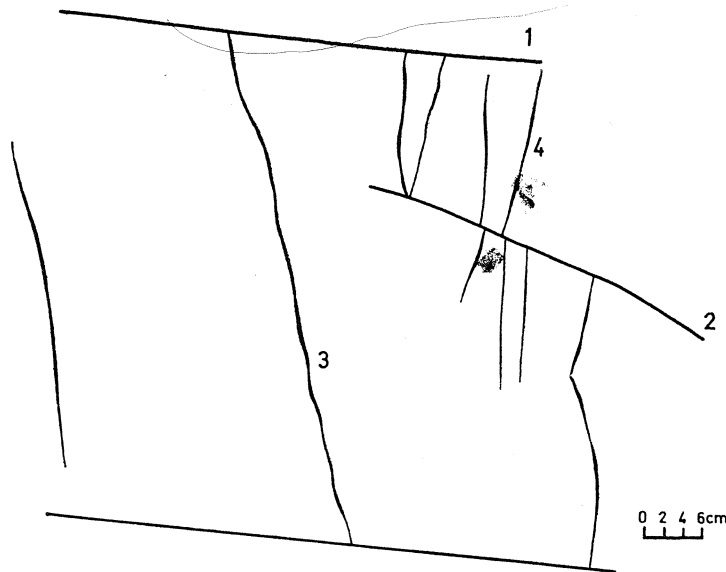


Fig. 7. Cathetal character of joints due to anisotropy of the medium. 1 — surface of bedding; 2 — parting; 3—4 — joints. Drowing from the photo. Rzeka

Fig. 7. Tendencja do katetalnego ustawiania się ciosu. 1 — powierzchnia uławicenia; 2 — wewnątrzławicowa powierzchnia oddzielności; 3—4 — cios. Rysunek z fotografii. Rzeka

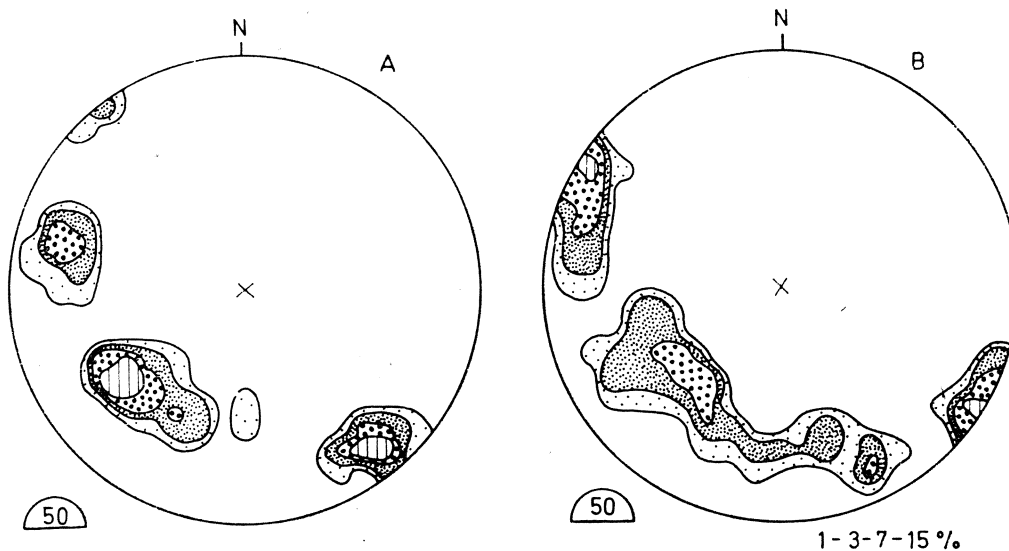


Fig. 8. Joints in monoclinial outcrop. A — layer 4,5 cm thick; B — layer 11 cm thick; Łąkcica

Fig. 8. Diagram położenia ciosu w odsłonięciu monoklinalnym. A — ławica o miąższości 4,5 cm; B — ławica o miąższości 11 cm. Łąkcica

but are always distinctly separated in the diagrams for particular outcrops. Therefore, in the summary diagrams only the orientation of σ_3 -axis and the plane comprising directions of the σ_1 - and σ_2 -axes are indicated. The construction has been made by the method of Bucher (1920).

The orientation of σ_3 -axes agrees quite accurately with that of the B-(π) axes of the fold structures (tabl. 1). This coincidence and also the orientation of $\sigma_1\sigma_2$ -plane perpendicular to the B-axes of folds suggest that

the longitudinal and transverse undulations (rotations) of the folds took place after the transverse joint system had been formed¹.

The construction of all main stress axes was possible for monoclinal outcrops — (fig. 6). The σ_1 -axis coincides there with the dip, the σ_3 -axis coincides with the B-axis of the fold and the σ_2 -axis is perpendicular to the $\sigma_1\sigma_3$ — plane. Assuming that the σ_1 -axis was more or less horizontal and the σ_2 -axis more or less vertical it is clear that in all investigated outcrops the rotation of both these axes within the $\sigma_1\sigma_2$ -plane was concurrent in its direction and value with the strata rotation about the B-axis.

LONGITUDINAL SYSTEM

The surfaces of longitudinal joints are smooth or rough. No plumose structures have been ascertained. It seems that a part of these were formed by shearing and a part by tension. The terminating of the bedding

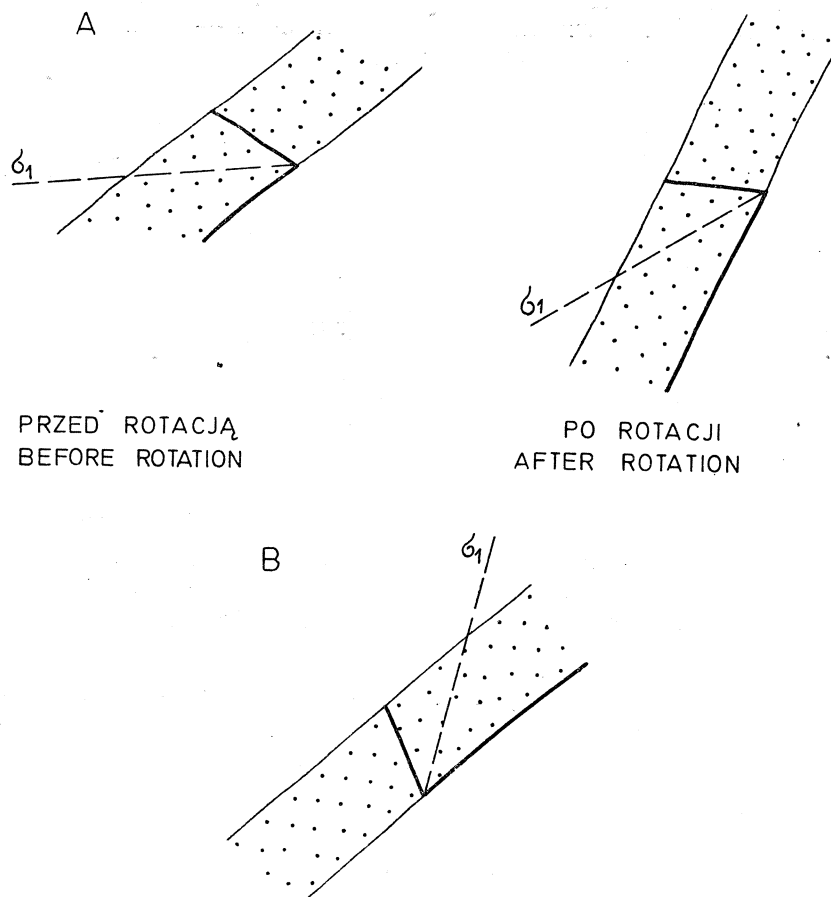


Fig. 9. Concept of longitudinal complementary joint system origin. A — in fold limb; B — in fold hinge

Fig. 9. Hipoteza genezy sprzężonego systemu ciosu podłużnego. A — w skrzydle fałdu; B — w przegubie fałdu

¹ The described consistences suggest that there is a possibility of indicating the B-axes of fold structures by use of the transverse jointing, which in the poorly exposed Flysch Carpathians would have a great practical value.

joint surfaces against the cathetal joint surfaces or vice versa and a more or less constant angle between these surfaces was often observed. This indicates that they form the complementary system. With this assumption the main stress axes have been constructed (fig. 6 D, E, F). These constructions are only tentative because they are based on a low number of measurements. The orientations of σ_2 -axes thus obtained are in near coincidence with those of σ_3 -axes of the transverse system.

It seems that the complementary longitudinal sets may have originated in two ways: in the "thrust" field of stresses (fig. 9A and 10C) or in the "gravitational" field of stresses (fig. 9B and 10B).

Apart from that, the presence of the longitudinal tension joints, mainly cathetal, should be expected; these are probably represented by the uneven surfaces (Książkiewicz, 1968).

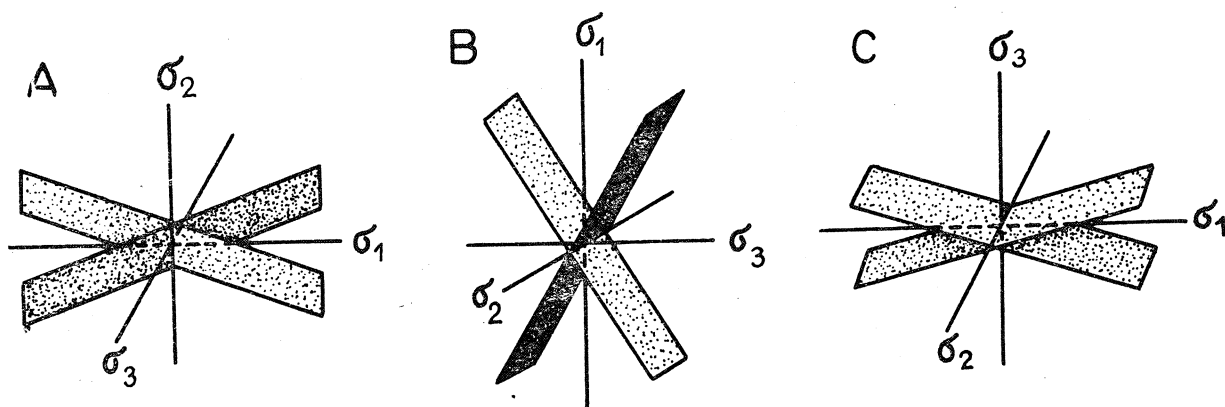


Fig. 10. Basic stress systems. A — "strike-slip"; B — "normal" (gravitational); C — "thrust"

Fig. 10. Podstawowe układy naprężeń. A — „przesuwczy”; B — „normalny” (grawitacyjny); C — „nasuwawczy”

The deflection of the constructed σ_1 -axis from the horizontal (fig. 9A) and the vertical (fig. 9B) is probably due to the refraction tendency of the stress axis up the dip of beds which is suggested by Donath's experiments (1961).

The diagrams (fig. 6D, E, F) seem to corroborate the assumption that the origin of the longitudinal joints of fold limbs (fig. 6F) is connected with the "thrust" field of stresses while that of joints of fold hinges is gravitational (fig. 6D, E). Thus, there are probably two complementary systems of the longitudinal joints of different origin. The position of the σ_1 -axis in fig. 6F is intermediate between the dip and the horizontal in the $\sigma_1\sigma_3$ -plane. It seems therefore that, when we assume a more or less horizontal original position of the σ_1 -axis, the rotation of the strata about the B-axis took place after the longitudinal joints of the fold limbs had been formed.

Possible shear longitudinal joints in the Flysch Carpathians were discussed by Książkiewicz (1968, pp. 355, 376). The shearing surfaces

of longitudinal joints, occurring according to this author mostly within the anticline hinges, would be formed if the σ_1 -axis was parallel to the anticline axis (de Sitter 1964, p. 104, fig. 56). However, accepting this conception for the Carpathian flysch would require distinguishing two approximately cathetal complementary sets of longitudinal joints².

The terminating of the longitudinal joint fissures against the transverse joint fissures (pl. 2, fig. 2), which was observed in some outcrops, suggests a younger age of at least some longitudinal joints (Książkiewicz 1968).

TECTONIC MOVEMENT

Tectonic movements are indicated by:

- minor faults, with separations seen in the outcrops,
- tectoglyphs³,
- feather fractures (sensu Jaroszewski, 1972) — pl. 3, fig. 1,
- destroyed tectonic ribs (pl. 3, fig. 2).

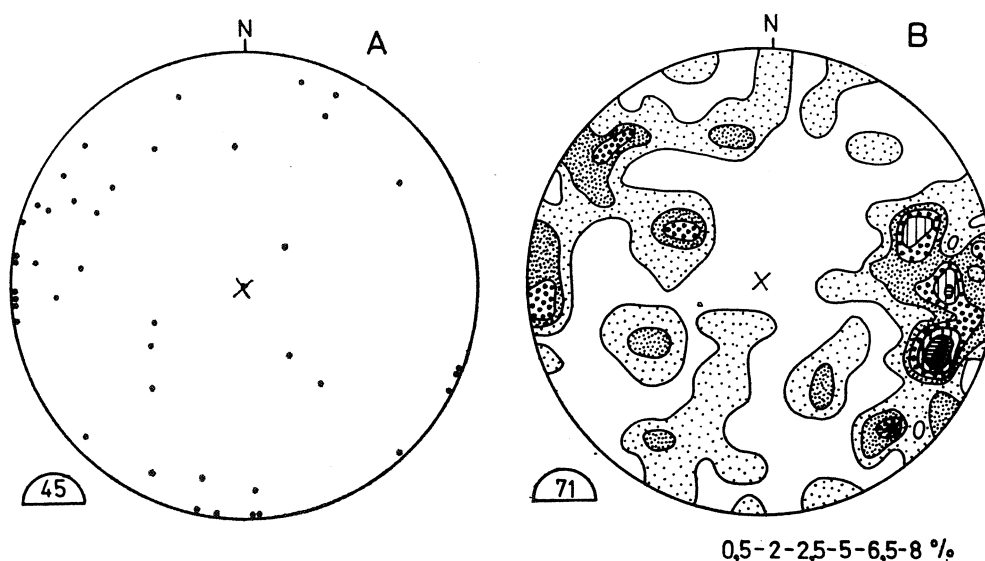


Fig. 11. Attitude of minor faults. A — Krościenko element; B — other subunits
Fig. 11. Diagramy położenia mezo-uskoków. A — element Krościenka; B — pozostałe podjednostki

Thus defined minor fault surfaces were plotted in a diagram (fig. 11). It is to be seen that north of Krościenko the transverse fault directions are mostly to SSW, S and SSE, while according to Żytko (1963) the directions are mostly SW and WSW.

² The analogous longitudinal joint system was described by Norris (1971) from the Eastern Cordillera, Canada.

³ The interpretation of the slickenside structures is based upon the experimental work by Jaroszewski (1972, pp. 144—7).

The pattern of fault distribution thus obtained does not differ from that of joint surfaces (fig. 12). No different attitudes have been found. This implies that faults were formed in inhomogeneous medium where joints already existed.

This succession of events makes it more difficult to establish the origin of faults. The graphical solutions put forth by Wallace (1951) and Williams (1958) were rejected *a priori* in view of the essential influence of the inhomogeneity of the medium on the distribution of faults (Bott, 1959). It has been, therefore, attempted to obtain a solution by

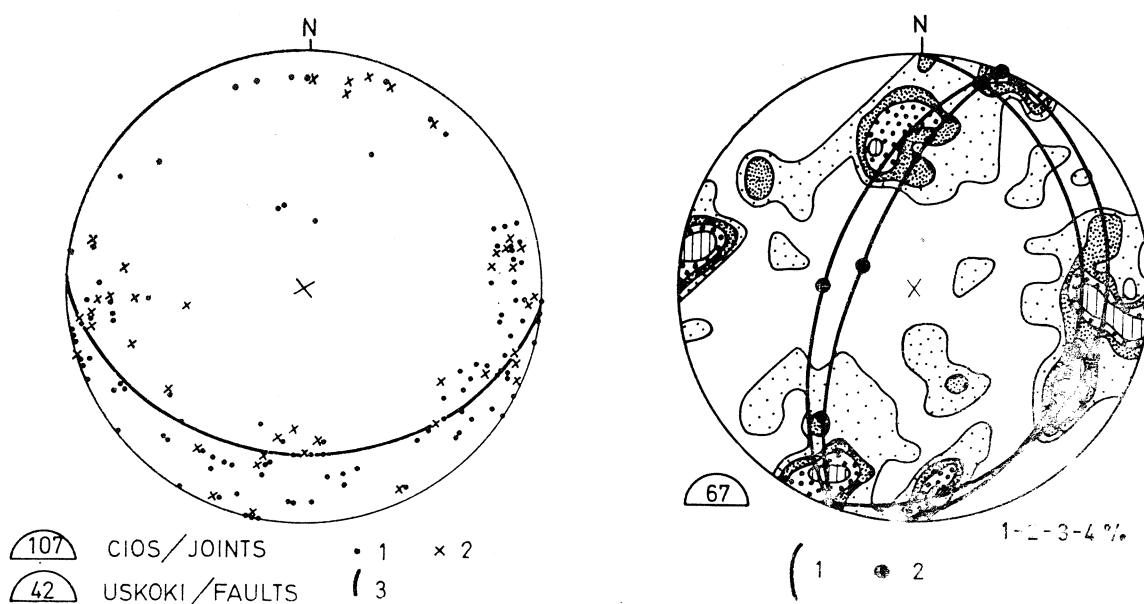


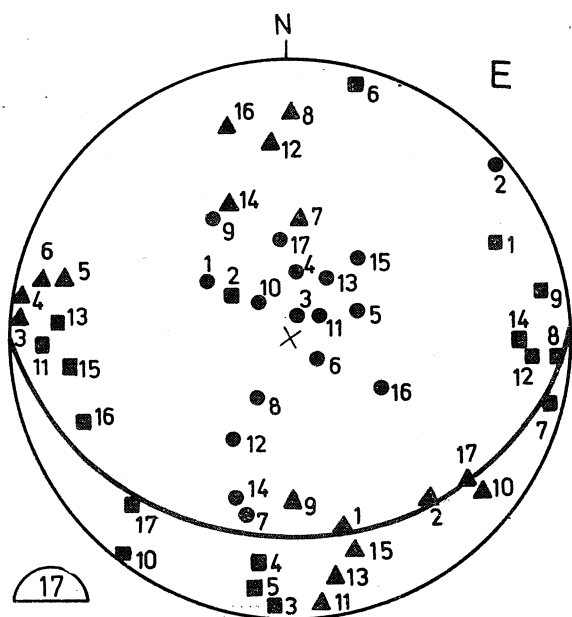
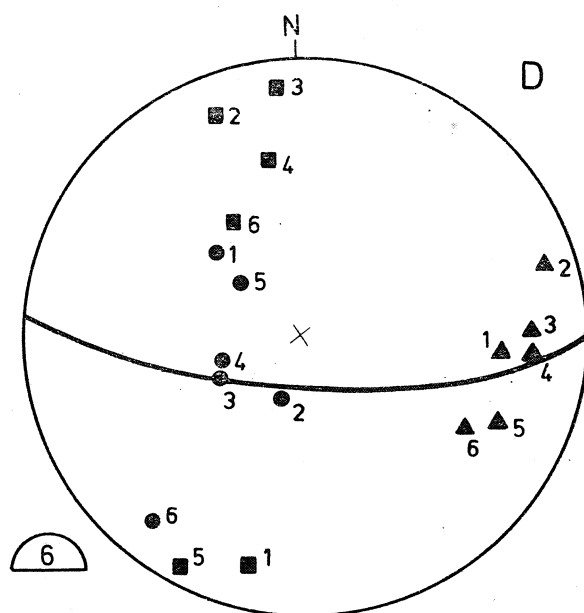
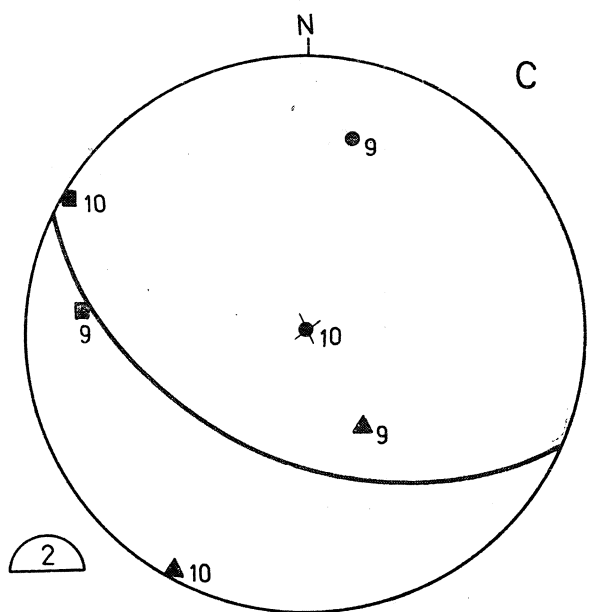
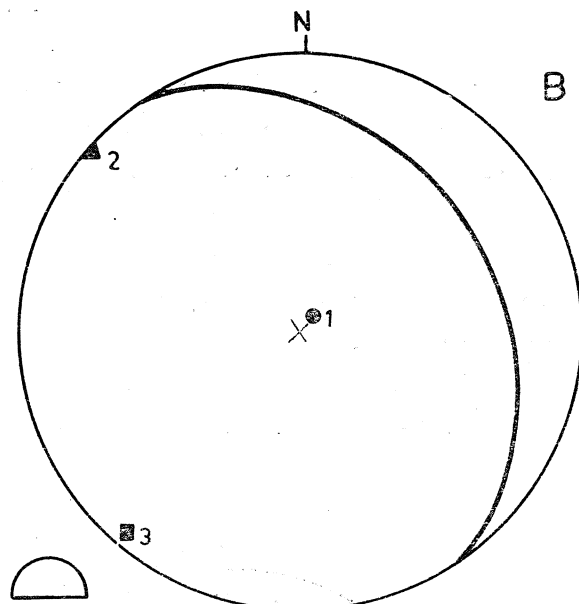
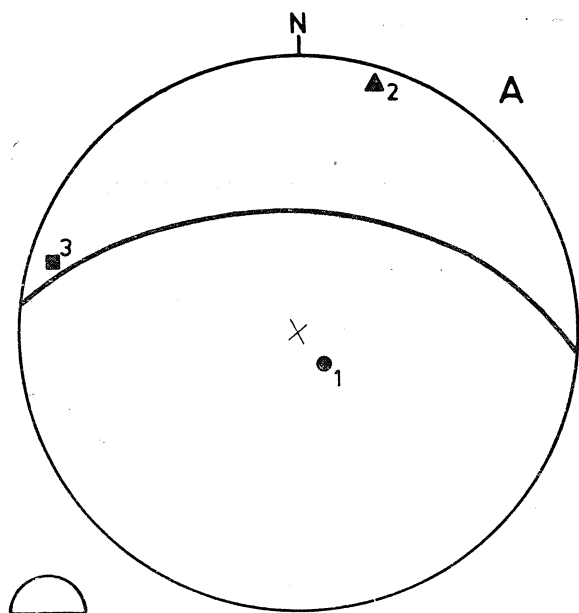
Fig. 12. Joints and minor folds in monoclinal outcrop. 1 — joint; 2 — fault; 3 — surface of bedding; Rzeka

Fig. 12. Diagram ciosu i mezo-uskoków w odsłonięciu monoklinalnym. 1 — cios; 2 — uskoki; 3 — powierzchnia uławicenia. Rzeka

Fig. 13. Diagram of movement planes for Kłodne syncline, Tylmanowa anticline, Rzeka syncline and Sobel-Zabrzeż element. 1 — planes of symmetry; 2 — main deformation axes

Fig. 13. Diagram płaszczyzn ruchu dla synkliny Kłodnego, antykliny Tylmanowej, synkliny Rzecki i elementu Sobla-Zabrzeży. 1 — płaszczyzny symetrii; 2 — osie głównych deformacji

the "movement planes" method founded by Lowe (1946) and fully developed by Arthaud (1970). This method was successfully used by Mercier et al. (1973) to correlate tectonic and seismic data. The movement plane diagram (fig. 13), in which it was possible to obtain in two variants the planes of symmetry perpendicular to each other and the directions of the main deformation axes, appeared after further interpretation to be not univocal. For the particular faults the main deformation axes of different hierarchy have been determined. This suggests that the folds were formed successively in a changing field of stresses. It may



- (1
- 2
- ▲ 3
- 4

also mean that the utility of the "movement planes" method is limited in the folded regions (cf. Ball, 1973, pp. 42—43).

In this situation the only possibility of a correct interpretation was offered by the meso-faults of monoclinally inclined strata visible in outcrops where the degree of the strata rotation was uniform; some of these outcrops are shown as examples in fig. 14. The construction of directions of the main stress axes was made according to a simple method described by Ragan (1973, pp. 153—4). These are only approximations because the angle of internal friction was always assumed as 30° due to the lack of data.

In the explanation of fig. 14 and in the text below the descriptive classification of the faults was not used. This classification is useless for genetic purposes because in one and the same field of stresses the normal faults, strike-slip faults and thrust faults may be formed (Wallace, 1951, fig. 7). The genetic classification employed here defines the kind of the stress field in which a particular fault has been formed (fig. 10) basing on orientation of the slickensides and the slickenside structures. These terms are written in inverted commas to be distinguishable from the commonly used descriptive ones.

It has been assumed, in a similar way as in the case of joints, in order to determine the type of faults, that the main stress axes had approximately horizontal and vertical directions. The pattern obtained in diagrams is therefore, in some cases, namely if the axes constructed are inclined, due to post fault rotations. These rotations occurred always about the B-axes of folds and concurrently with the direction of rotation of the layers.

Fig. 14. Faults in monoclinally outcrops. 1 — surface of bedding; 2—4 — main stress axes, 2 — σ_1 -axis, 3 — σ_2 -axis, 4 — σ_3 -axis. A — "normal" fault, σ_3 -axis parallel to B-axes of folds. Rzeka. B — "normal" fault, σ_3 -axis perpendicular to B-axes of folds. Rzeka. C — 10 — "normal" fault, σ_3 -axis parallel to B-axes of folds; 9 — "normal" fault, σ_3 -axis parallel to B-axes of folds, strongly rotated concurrently with strata rotation. Kłodne. D — 1—5 — "normal" faults, σ_3 -axis perpendicular to B-axes of folds, non rotated or slightly rotated; 6 — "thrust" fault slightly rotated concurrently with strata rotation. Tylmanowa. E — 8, 11, 13, 16 — "normal" faults, σ_3 -axis parallel to B-axes of folds; 1, 9, 15 — "normal" faults, σ_3 -axis parallel to B-axes of folds, rotated concurrently with strata rotation; 3, 4, 5, 6, 10, 17 — "normal" faults, σ_3 -axis perpendicular to B-axes of folds; 2 — "thrust" fault; 7, 12, 14 — "strike-slip" faults rotated concurrently with strata rotation. Rzeka

Fig. 14. Diagramy interpretacji genetycznej uskokuw w odsłonięciach monoklinalnych. 1 — płaszczyzna uławiczenia; 2—4 — osie głównych naprężeń, 2 — oś σ_1 , 3 — oś σ_2 , 4 — oś σ_3 . A — uskoku „normalny”, oś σ_3 równoległa do osi B fałdów. Rzeka. B — uskoku „normalny” oś σ_3 prostopadła do osi B fałdów. Rzeka. C — 10 — uskoku „normalny”, oś σ_3 równoległa do osi B fałdów; 9 — uskoku „normalny”, oś σ_3 równoległa do osi B fałdów, silnie zrotowany zgodnie z kierunkiem rotacji warstw. Kłodne. D — 1—5 — uskoki „normalne”, oś σ_3 prostopadła do osi B fałdów, bez rotacji lub lekko zrotowane; 6 — uskoku „nasuwawczy” lekko zrotowany zgodnie z kierunkiem rotacji warstw. Tylmanowa. E — 8, 11, 13, 16 — uskoki „normalne”, oś σ_3 równoległa do osi B fałdów; 1, 9, 15 — uskoki „normalne”, oś σ_3 równoległa do osi B fałdów, zrotowane zgodnie z kierunkiem rotacji warstw; 3, 4, 5, 6, 10, 17 — uskoki „normalne”, oś σ_3 prostopadła do osi B fałdów; 2 — uskoku „nasuwawczy”; 7, 12, 14 — uskoki „przesuwcze” zrotowane zgodnie z kierunkiem rotacji warstw. Rzeka

Table 2 — Tabela 2

Kind of fault	Rotated faults	Non rotated faults
„Strike-slip” faults	15	3
„Thrust” faults	3	7
„Normal” faults, σ_3 -axis parallel to B axes of folds	5	11
„Normal” faults, σ_3 -axis perpendicular to B axes of folds	6	10

The sixty-five minor faults, for which it was possible to obtain complete data, contain:

- 18 "strike-slip" faults,
- 10 "thrust" faults,
- 16 "normal" faults with the σ_3 -axis parallel to the B-axes of folds,
- 16 "normal" faults with the σ_3 -axes perpendicular to the B-axes of folds.
- 5 faults the meaning of which is not clear.

The quantitative relations between rotated and non rotated faults in the particular groups are shown in table 2.

The highest percentage of rotated faults occurs among the "strike-slip" faults which would suggest their oldest age. Nevertheless, there exist also non rotated "strike-slip" faults which were formed during the final stage of folding or after the folding.

CALCITE MINERALIZATION

The thorough quantitative and qualitative observations of the calcite mineralization enabled the writer to note the following regularities:

1. The longitudinal joints are less mineralized than the transverse ones. This agrees with the observations of Książkiewicz (1968). According to this author it suggests, i.e., the older age of the transverse joints.
2. The longitudinal joints of fold hinges are usually not mineralized (posterior to all other?).
3. The mineralized longitudinal joints of fold hinges are in places parted (pl. 4, fig. 1) or even torn apart by the younger, non mineralized fissures of the same system (pl. 4, fig. 2). Similar fissures with the mineralization torn apart were mentioned by Boretti-Onyszkiewicz (1968).
4. On the surfaces of transverse and longitudinal joints there occur at least two generations of calcite (cf. Książkiewicz, 1968, p. 361).
5. Faults often used surfaces which had been already mineralized.
6. The surfaces of transverse joints are encrusted in places with calcite

druses while those of longitudinal joints are not. It is therefore possible that the mineralization on some transverse joint surfaces developed in the conditions of tension.

ORIENTATION OF STRUCTURAL FORMS

The structures described in this paper may be divided into three groups:

1. The σ_1 -axis horizontal and nearly N-S, σ_2 -axis vertical and σ_3 -axis horizontal and almost E-W. The transverse joints and the "strike-slip" faults belong to this group.
2. The σ_1 -axis horizontal, almost N-S, σ_2 -axis horizontal, more or less E-W, σ_3 -axis vertical. The folds, "thrust" faults and a part of the longitudinal joints belong here.
3. The σ_1 -axis vertical, σ_2 - and σ_3 -axes horizontal, alternately N-S and E-W. The "normal" faults and a part of the longitudinal joints belong here.

The attitudes of the main stress axes are similar in all three groups but the values of particular stresses differ.

SUCCESSION OF EVENTS

It seems that the described structures were formed within a single, probably long, cycle when changing stresses controlled the deformation of the rocks.

The observations presented would suggest that the succession of events was as follows:

1. The "strike-slip" field of stresses — transverse joints are formed⁴ and the calcite mineralization begins, somewhat later "strike-slip" faults are formed (fig. 15).
2. The field of stresses alters into the "thrust" one — folds begin to arise, rotation occurs, first about the B-axes of folds, later (when undulations are formed) also about the vertical axis and about the horizontal, approximately N-S one. During advanced folding a "normal" field of stresses is formed locally within the hinge parts of folds and also the "strike-slip" one within the limbs of fold elevations (Crosby and Link, 1972). The following structures are successively formed and rotated: shearing longitudinal joints (in fold limbs), shearing and tension longitudinal joints (in fold hinges), "normal", "strike-slip" and "thrust" faults, and, during the last phase of folding, longitudinal tension joints in fold hinges. Probably somewhat earlier the calcite mineralization ceased.

⁴ The Price's hypothesis (Price, 1959) was not considered.

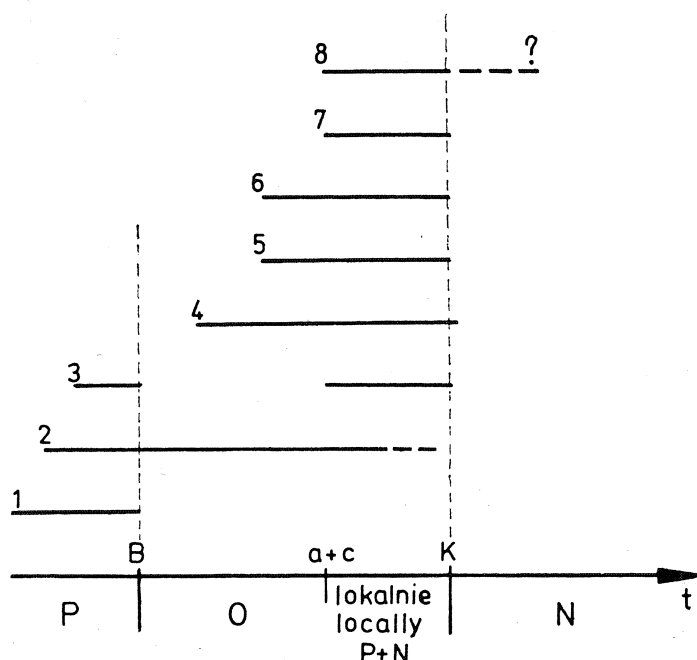


Fig. 15. Development of mesoscopic structures. 1 — transverse joints; 2 — calcite mineralization; 3 — "strike-slip" faults; 4 — shear longitudinal joints in fold limbs; 5 — shear longitudinal joints in fold hinges; 6 — longitudinal tension joints; 7 — "thrust" faults; 8 — "normal" faults; P — "strike-slip" field of stresses; O — "thrust" field of stresses; N — "normal" field of stresses; B — beginning of rotation about B-axes of folds; a+b — beginning of rotation about vertical axis and about horizontal, approximately N—S one; K — end of rotation

Fig. 15. Schemat czasowy rozwoju mezostruktur. 1 — cios poprzeczny; 2 — mineralizacja kalcytowa; 3 — uskoki „przesuwowe”; 4 — podłużny cios ścięciowy w skrzydłach fałdów; 5 — podłużny cios ścięciowy w przegubach fałdów; 6 — podłużny cios tensyjny; 7 — uskoki „nasuwawcze”; 8 — uskoki „normalne”; P — „przesuwowe” pole naprężeń; O — „nasuwawcze” pole naprężeń; N — „normalne” pole naprężeń; B — początek rotacji wokół osi B fałdów; a+b początek rotacji wokół osi pionowej oraz osi poziomej w przybliżeniu południkowej; K — koniec rotacji

3. After the folding the "normal" field of stresses starts acting — the "normal" faults, which are non rotated, are formed. A more precise analysis of this phase would require investigations of the Neogene post-deformational sediments.

DISCUSSION

The ideas presented above are in some aspects conformable with those accepted in the Carpathian geology. According to Boretti-Onyszkiewicz (1968) the jointing in the Carpathian flysch is older than the folds. Morawski (1972, pp. 582-3) noticed in Podhale that by rotation of beds into horizontal one obtains arranged joint diagrams, which would suggest that their age is older than that of the folding. Książkiewicz (1968) concluded that the transverse jointing resulted from the same field of stresses as the folding. This author supposed that the tilt of the transverse joints was younger than the jointing itself. In some cases the tilt can not be explained by the development of the macro-

structures. The explanation would be that the tilt was caused by the uplift of the Carpathians which occurred after the folding. This explanation seems satisfactory, but on the other hand, some constructions of rotation made by Książkiewicz (op. cit.) may also indicate that the tilt was due to rotation related to folding, i.e. in the cases when this author performed rotation of joints to the "initial" position, more or less about the σ_1 -axis of the complementary transverse system.

According to Książkiewicz (1968) in some places the transverse jointing was formed when the beds had been already tilted. The same conclusion is implied by the facts presented in this paper. In some cases the rotation of the constructed stress axes of the complementary transverse system seems to be less pronounced than that of the strata (fig. 6 C, D, E), thus, when the jointing was formed the incipient folds could have existed.

SOME ASPECTS OF TECTONICS OF THE REGION

The essential structural element of the region herein described is, according to Bogacz and Węclawik (1962, 1963, 1965), the prominent, transversal fault trending in the Dunajec Valley along the line Łakcica-Rzeka. It is supposed to be responsible for the occurrence of a strip of the thin bedded flysch exposed at the left slope of the Dunajec Valley, running across the strike of the structures. This fault is supposed to have a considerable slip of a dimension at least as large as that of the described fold structures. It should be expected that so large a dislocation would be expressed by the meso-structural pattern, especially by higher frequency of transverse joints and their rotation. The higher density of joints in the vicinity of faults was often described (Kozioł, 1953; Boretti-Onyszkiewicz, 1968; Pepol 1970; Zapaśnik, 1973; Mastella, 1974). This phenomenon, considered by Jerzykiewicz (1968) to be one of the proofs of fault occurrence, was mathematically described by Pogrebiskij et al. (1971). There are, however, some cases when the described relation does not occur (Sax, 1946, fide de Sitter, 1964, pp. 99—100) but this seems to be only an exception. On the other hand the change of attitudes of joints and/or older faults by younger faults was described quite frequently (Parker, 1942; Nickelsen and Van Ness Hough, 1967; Wood et al., 1969; Morton and Sassano, 1972; Zapaśnik, 1973) as well as the occurrence of different sets of joints (feather joints) near faults (Morawski, 1972).

In the vicinity of the supposed fault the higher density of joints, a change of their attitudes or the occurrence of the feather joints were not observed. Thus, the studies of the mesostructures do not corroborate the supposition of the fault presence.

The mesostructure observations do not confirm also the old concept of Małkowski (1923), who supposed that the belt of the thin bedded flysch outcrops mentioned above marked the hinge of a transverse upward. Similar conclusion may be drawn from the map by Watycha (1963, fig., p. 375). Nevertheless, the constructed B-axes of the fold structures (fig. 1), except for the Krościenko element, plunge westward, i.e. toward the "transverse upward".

So, it seems, that the attitude of thin bedded flysch outcropping at the west slope of the Dunajec Valley cannot be explained by use of the mesostructural methods alone. This problem should be solved by comprehensive studies with a stress put upon the sedimentological methods. It is possible that this peculiar structural feature is due to facies changes occurring along the strike.

CONCLUSIONS

1. Within the Magura Unit north of Krościenko the transverse faults trend mostly towards SSW, S and SSE.
2. The mesostructural observations do not confirm a transverse fault in the west slope of the Dunajec Valley between Łakcica and Rzeką.
3. The attitudes of the fold axes do not agree with the occurrence of a transversal structural elevation in the west slope of the Dunajec Valley, between Łakcica and Rzeką.
4. The structure of the report area was formed during one cycle of deformation when the attitudes of the main stress axes did not alter essentially.
5. The transverse jointing and most of the "strike-slip" faults were formed before the folding.
6. The longitudinal jointing and the "thrust" faults as well as a part of the "normal" and "strike-slip" faults are coeval with the folding.

*Laboratory of Geology of Young Structures,
Polish Academy of Sciences
31-002 Kraków, Senacka 3*

REFERENCES WYKAZ LITERATURY

- Alexandrowicz S. W., Bogacz K., Węclawik S. (1966), O występowaniu płaskowców organodetrytycznych w południowej strefie facjalnej płaszczowiny magurskiej. *Spraw. Posiedz. Komis. Nauk.* styczeń—czerwiec 1965, pp. 227—9, Kraków.
- Arthaud F. (1970), Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 11 (1969), no. 6, pp. 729—37.

- Ball E. (1973), Etude tectonique et microtectonique d'une région plissée en bordure de la faille des Cévennes: Causse de Saint Guilhem le Desert. *Thèse doct. Univ. Sci. Tech. Languedoc*, 92 p.
- Birkenmajer K. (1956), Występowanie wód mineralnych na tle budowy geologicznej Szczawnicy. Occurrence of mineral waters against the background of geological structure of Szczawnica (Carpathians). *Prz. geol.*, 4, no. 11, pp. 499—502, Warszawa.
- Birkenmajer K. (1957), Dajki andezytowe góry Bryjarki w Szczawnicy. Andesitic dykes of Bryjarka Mt. in Szczawnica (Pieniny Range, Carpathians). *Ibidem*, 5, no. 2, pp. 62—5.
- Birkenmajer K. (1962), Palaeontological evidence of the age of the Magura Palaeogene north of the Pieniny Klippen Belt of Poland (Carpathians). *Bull. Acad. Pol. Sci., sér. sci. géol. géogr.*, 10, no. 4, pp. 219—21.
- Birkenmajer K. (1963), Esquisse de la stratigraphie du Mésozoïque et du Paléogène dans la zone des Klippes Piénines en Pologne. *Biul. Inst. Geol.*, 182, pp. 207—23, Warszawa.
- ✓ Bober L., Oszcypko N. (1963), Główne kierunki tektoniczne w południowej części jednostki magurskiej między Czorsztynem a Ochotnicą. *Kwart. geol.*, 7, no. 4, pp. 706—7, Warszawa.
- Bogacz K., Węclawik S. (1962), The geological position of the "Boundary Flysch" (Nördliche Grenzzone) on the southern slopes of the Gorce Mountains. *Bull. Acad. Pol. Sci., sér. sci. géol. géogr.*, 10, no. 4, pp. 223—9.
- Bogacz K., Węclawik S. (1963), Excursion C-1: Nowy Sącz — Gołkowice — Tylmanowa — Krościenko. *Ass. Géol. Karp.-Balk., VI-ème Congr., Guide Excurs., Karpates Externes*, pp. 180—90, Cracovie—Varsovie.
- Bogacz K., Węclawik S. (1965), Przewodnik do wycieczek terenowych 36 Zjazdu PTG (Pieniny 1963 r.). Guide to the geological excursions of the 36 Annual Meeting of the Geological Society of Poland, Pieniny Mts. 1963. Wycieczki IIC i IIIC, punkty 5—10. *Rocznik Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, 35, no. 3, pp. 384—9 i 413.
- ✓ Boretti-Onyszkiewicz W. (1968), Cios we fliszu zachodniego Podhala. Joints in the flysch of Western Podhale. *Acta geol. pol.*, 18, no. 1, pp. 101—52.
- Bott M. H. P. (1959), The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 156, no. 2, pp. 109—17.
- Bucher W. H. (1920), The mechanical interpretation of joints, pt. I. *J. Geol.*, 27, no. 8, pp. 707—30.
- Crosby G. W., Link P. K. (1972), Stress reorientation during folding. *Geol. Rdsch.*, 61, no. 2, pp. 413—29.
- de Sitter L. U. (1964), Structural geology. Sec. ed., 551p. McGraw Hill Book Co.
- Donath F. A. (1961), Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 72, no. 6, pp. 985—9.
- Hodgson R. A. (1961), Regional study of jointing in Comb Ridge-Navajo mountain area, Arizona and Utah. *AAPG, Bull.*, 45, no. 1, pp. 1—38.
- Horwitz L. (1935), Nowy przekrój sschematyczny przez Pieniński Pas Skałkowy. Nouvelle coupe schématique de la Zone Piénine des Klippes (Karpates Polonaises). *Spraw. Państ. Inst. Geol.*, 8, no. 3, pp. 79—133, Warszawa.
- Jaroszewski W. (1972), Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Mesoscopic structural criteria of tectonics of non-orogenic areas: an example from the north-eastern Mesozoic margin of the Świętokrzyskie Mountains. *Studia geol. pol.*, 38, 210 p.
- ✓ Jerzykiewicz T. (1968), Uwagi o orientacji i genezie ciosu w skałach górnokredowych niecki śródsudeckiej. Remarks on the origin and orientation of joints

- in the Upper Cretaceous rocks of the Intrasudetic Basin. *Geol. Sudetica*, 4, pp. 465—78, Warszawa.
- ✓ Lowe K. E. (1946), A graphic solution for certain problems of linear structure. *Amer. Miner.*, 31, no. 9—10, pp. 425—34.
- Koziół S. (1953), Wykształcenie ciosu w karbonie i nadkładzie triasowym północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, 29 p. Warszawa.
- Książkiewicz M. (1968), Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych. Observations on jointing in the Flysch Carpathians. *Rocznik Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, 38, no. 2—3, pp. 335—84.
- Małkowski S. (1923), Sprawozdanie z badań fliszu magurskiego i fliszu granicznego w okolicy Krościanka nad Dunajcem. *Compte-rendu des explorations géologiques du flysch des environs de Krościenko sur le Dunajec. Spraw. Państ. Inst. Geol.*, 2, no. 1—2, pp. 17—27, Warszawa.
- ✓ Mastella L. (1974), Przykłady zastosowania metod statystycznych w kartografii geologicznej. Materiały sesji. Nowoczesne metody kartowania w naukach geologicznych. pp. 236—48. *Instytut Geologiczny*, Warszawa.
- Mattauer M. (1967), Introduction à la microtectonique. *Science Progrès — La Nature*, no. 3383, pp. 81—9.
- Mercier J., Vergely P., Delibassis N. (1973), Comparison between deformation deduced from the analysis of recent faults and from focal mechanism of earthquakes (an example: the Paphos region, Cyprus). *Tectonophysics*, 19, no. 4, pp. 315—32.
- Morawski W. (1972), Tektonika północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego w rejonie Niedzicy. Tectonics of the northern limb of the Podhale Synclinorium. *Acta geol. pol.*, 22, no. 3, pp. 574—91.
- Morton R. D., Sassano G. P. (1972), Structural studies on the uranium deposit of the Fay Mine, Eldorado, Northwest Saskatchewan. *Canad. J. Earth Sci.*, 9, no. 7, pp. 803—23.
- Nickelsen R. P., Van Ness Hough D. (1967), Jointing in the Appalachian Plateau of Pennsylvania. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 78, no. 5, pp. 609—29.
- Norris D. K. (1971), Comparative study of the Castle River and other folds in the Eastern Cordillera of Canada. *Geol. Surv. Canada, Bull.*, 205, 58 p.
- ✓ Oszcypko N. (1973), Budowa geologiczna Kotliny Sądeckiej. The geology of the Nowy Sącz Basin (the Middle Carpathians). *Biul. Inst. Geol.*, 271, pp. 101—97, Warszawa.
- Parker J. M., III. (1942), Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 53, no. 3, pp. 381—408.
- Pepol J. (1970), Tektonika strefy osiowej synklinorium podhalańskiego w rejonie Bukowiny Tatrzańskiej. Tectonic of the axial zone of the Podhale synclinorium. *Acta geol. pol.*, 22, no. 3, pp. 593—600.
- Погребиский М. И., Рач М. В., Чернышев С. Н. — Погребиский М. И., Рач М. В., Чернышев С. Н. (1971), О зависимости густоты тектонических трещин от расстояния до разрывов. Dependence of density of tectonic fractures upon the distance to rupture. *Dokl. A. N. SSSR*, 201, no. 4, pp. 927—30.
- Pokorski J. (1965), Występowanie łupliwości we fliszu wschodniego Podhala. Occurrence of cleavage in the flysch deposits of the East Podhale region. *Kwart. geol.*, 9, no. 3, pp. 616—23, Warszawa.
- Price N. J. (1959), Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.*, 96, no. 2, pp. 149—67.
- Ragan D. M. (1973), Structural geology. An introduction to geometrical techniques. Sec. ed., 208 p. *John Wiley and Sons*.

- Root S. I. (1973), Sequence of faulting, southern Great Valley of Pennsylvania. *Amer. J. Sci.*, 273, no. 2, pp. 97—112.
- Sax H. G. (1946), De tektoniek van het Carboon in het Zuid Limburgsch Mijng gebied. The tectonics of the South Limburg Coalfield. *Geol. Stichting Med.*, ser. C I-1, no. 3.
- Sborščikov I. M. — Сборщиков И. М. (1972), Концентрические складки (морфология и условия образования на примере Верховния). Concentric folds (morphology and formation conditions). *Бул. Моск. Общеч. Исп. Прир., отд. геол.*, 77, no. 2, pp. 23—39.
- Szajnocha W. (1902), Atlas geologiczny Galicyi, z. 11, 118 p., ark. Nowy Sącz. Kraków.
- Swidziński H. (1961), La Série de Richvald dans les Karpates Flycheuses. *Bull. Acad. Pol. Sci., sér. sci. géol. géogr.*, 9, no. 2, pp. 109—19.
- Uhlig V., Atlas geologiczny Galicyi, ark. Szczawnica. Akademia Umiejętności, Kraków.
- Uhlig V. (1890), Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II Der pieninische Klippenzug. *Jb. geol. R-A*, 40, no. 3—4, pp. 559—824, Wien.
- Wallace R. E. (1951), Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.*, 59, no. 2, pp. 118—36.
- Watycha L. (1963), Flisz magurski południowej części Gorców. Magura flysch of the southern part of the Gorce Mts. *Prz. geol.*, 11, no. 8, pp. 371—9, Warszawa.
- Whitten E. H. T. (1966), Structural geology of folded rocks. 678 p. *Rand McNally and Co.*
- Williams A. (1958), Oblique-slip faults and rotated stress system. *Geol. Mag.*, 155, no. 3, pp. 207—18.
- Wood G. H., Arndt H. H., Carter M. D. (1969), Systematic jointing in the western part of the Anthracite Region of Eastern Pennsylvania. *Geol. Surv. Bull.*, 1271-D, 17 p., Washington.
- Zapaśnik T. (1973), Wypaczenie ciosu w strefie uskokowej. Warped joint in the fault zone. *Prz. geol.*, 21, no. 11, pp. 600—2, Warszawa.
- Żytko K. (1963), Wyniki badań okolic Krościenka nad Dunajcem. *Kwart. geol.*, 7, no. 4, pp. 724—5, Warszawa.

STRESZCZENIE

Treść. Na podstawie ilościowej i jakościowej analizy mezostruktur przedstawiono historię tektoniczną fragmentu jednostki magurskiej. Stwierdzono przedfałdowy wiek ciosu poprzecznego. Cios podłużny powstawał w trakcie fałdowania. Uskoki tworzyły się przed, w trakcie oraz po fałdowaniu.

Praca omawia wyniki jakościowej i ilościowej analizy mezostrukturalnej. Do interpretacji wykorzystano: orientację warstw, b-lineacje, cios, drobne uskoki, tektoglify, spękania pierzaste, żebra tektoniczne, struktury pierzaste oraz przejawy mineralizacji kalcytowej.

Dla uśrednienia danych na diagramach orientacji warstw opracowano program matematyczny metodą opartą na minimum kwadratu błędu. Obliczenia wykonano na maszynie Odra 1204 w języku Algol 1204.

STYL TEKTONICZNY

W obrębie analizowanego rejonu (fig. 1, 2) wyodrębniono od południa: antyklinalny element Krościenka, synklinę Kłodnego, antyklinalną Tylmanową, synklinę Rzeki oraz antyklinalny element Sobla-Zabrzeży. Odsłaniają się tutaj wyłącznie utwory paleogenu złożone z warstw magurskich podścielonych cienkoławicowym fliszem znanym w elemencie Krościenka pod nazwą warstw szczawnickich. Profil warstw magurskich zmienia się w kierunku południowym (Ż y t k o, 1963). Na południu, w synklinie Kłodnego, formują go gruboławicowe piaskowce magurskie z podrzędnymi wkładkami cienkoławicowego fliszu. Ku północy udział piaskowców gruboławicowych systematycznie się zmniejsza aż do elementu Sobla-Zabrzeży, gdzie stanowią one około 50 % miąższości profilu przy odpowiednio większym udziale cienkoławicowego fliszu.

Cechą charakterystyczną analizowanego rejonu jest dysharmonijne sfałdowanie warstw magurskich w stosunku do podścielającego je cienkoławicowego fliszu (fig. 2). Warstwy magurskie ujęte są w spokojne długopromienne fałdy, których promienie zmniejszają się ku północy w miarę zwiększania się podatności serii. Podścielający je cienkoławicowy flisz ujęty jest w system fałdów wąskopromiennych. Najsilniej zaangażowany tektonicznie jest element Krościenka. Częste jest tutaj fałdowanie dysharmonijne (Pl. 1, fig. 1) i budinaż. Miejscami występują nawet fałdy ciągnione (Pl. 1, fig. 2). W obrębie elementu Krościenka stopień zaangażowania tektonicznego warstw szczawnickich jest zależny od ich litologii (B o g a c z i W ę c ł a w i k, 1962). Przy wzroście udziału grubszych wkładek piaskowcowych styl tektoniczny zmienia się od odcinków intensywnie sfałdowanych (Pl. 1, fig. 1) do zupełnie spokojnych (Pl. 2, fig. 1).

OSIE STRUKTUR FAŁDOWYCH

Rozmieszczenie osi π struktur fałdowych (fig. 1, tabl. 1), wyznaczonych na podstawie orientacji warstw (fig. 3) oraz b-lineacji (fig. 4) świadczy o systematycznej zmianie rozciągłości kolejnych bardziej północnych fałdów na orientację bliższą NW-SE.

CIOS

W piaskowcach analizowanego rejonu wyróżniono dwa systemy ciosu: system poprzeczny silniej rozwinięty, złożony z dwóch zespołów zorientowanych katetalnie i w przewadze subwertykalnie oraz system podłużny złożony z zespołu subkatetalnego i zespołu pokładowego.

Powierzchnie ciosowe we fliszu cienkoławicowym przecinają przeważnie tylko pojedyncze ławiczki piaskowców, wyjątkowo po kilka ławiczek. W piaskowcach gruboławicowych niektóre szczeliny ciosu tną jedynie

część ławicy. Przy obecności ustawionych ukośnie do uławicenia wewnętrznych powierzchni oddzielności cios ustawia się prostopadle do tych powierzchni (fig. 7). Rozproszenie kierunków ciosu wzrasta ze wzrostem miąższości ławic. Zjawisko to obserwuje się zarówno w skali poszczególnych ławic (fig. 8), jak i w skali całych podjednostek tektonicznych (fig. 5) — gdzie rozproszenie ciosu rośnie w kierunku: element Krościenka — antyklina Tylmanowej — element Sobla-Zabrzeży — synklina Rzeki — synklina Kłodnego, zgodnie ze wzrostem udziału piaskowców gruboławicowych w profilu.

Poprzeczne zespoły ciosu o genezie ścięciowo-ekstensyjnej, tworzą system sprzężony, dla którego przeprowadzono konstrukcję kierunków osi naprężeń głównych (fig. 5, 6). Interpretacja diagramów zbiorczych (fig. 5) jest utrudniona ze względu na różny stopień zrotowania warstw. Maksima zespołów poprzecznych, przecinających się pod niewielkimi kątami, są na niektórych diagramach połączone (fig. 5C, E, G). Z tego powodu ograniczyłem się tutaj wyłącznie do wyznaczenia kierunku osi σ_3 oraz płaszczyzny $\sigma_1\sigma_2$.

Wyznaczone kierunki osi σ_3 pokrywają się z dużym stopniem dokładności z osiami B (π) struktur fałdowych (tabl. 1). Zależność ta oraz prostopadle ustawienie płaszczyzn $\sigma_1\sigma_2$ do osi B fałdów zdaje się świadczyć, że podłużne i poprzeczne undulacje (rotacje) fałdów zachodziły już po utworzeniu się poprzecznego systemu ciosu.

Wyznaczenie kierunków wszystkich osi naprężeń głównych było możliwe dla odsłoneń monoklinalnych (fig. 6). Oś σ_1 przyjmuje tu położenie zgodne z upadem, oś σ_3 położenie zgodne z osią B fałdów, a oś σ_2 jest prostopadła do płaszczyzny $\sigma_1\sigma_3$. Przyjawszy założenie, że oś σ_1 przebiegała mniej więcej poziomo, a oś σ_2 mniej więcej pionowo, otrzymujemy dla każdego z opracowanych odsłoneń rotację obu tych osi w płaszczyźnie $\sigma_1\sigma_2$ zgodną w kierunku i wymiarze z rotacją warstw dokoła osi B. Zdaje się to świadczyć o przedfałdowym wieku ciosu poprzecznego.

Zespoły ciosu podłużnego zdają się mieć genezę zarówno ścięciową, jak i tensyjną. Przyjęto hipotezę o występowaniu dwóch sprzężonych systemów ścinających, z których jeden powstał w wyniku „nasuwawczego” pola naprężeń (fig. 9A, 10C), a drugi w wyniku pola „grawitacyjnego” (fig. 9B, 10B). Ponadto zdaje się tu występować również katetalny zespół tensyjny. Analizowane diagramy (fig. 6D, E, F) sugerują słuszność przyjętej hipotezy. Wyznaczone kierunki osi σ_2 systemów podłużnych pokrywają się z dużym stopniem dokładności z kierunkami osi σ_3 systemu poprzecznego. Obserwowane w kilku odsłonięciach wygasanie szczelin ciosu podłużnego na szczelinach ciosu poprzecznego (Pl. 2, fig. 2) zdaje się świadczyć o młodszym wieku przynajmniej niektórych powierzchni ciosu podłużnego (Książkiewicz, 1968).

ŚLADY RUCHU

Rozmieszczenie stwierdzonych mezouskoków (fig. 12; Pl. 3, fig. 1; Pl. 3, fig. 2) nie różni się od rozmieszczenia powierzchni ciosu. Świadczy to o tym, że uskoki powstawały w środowisku niejednorodnym, spenetrowanym już przez zespoły ciosu.

Próba interpretacji genetycznej uskoków metodą „płaszczyzn ruchu” (Arthaud, 1970) dała wynik negatywny. Okazało się, że co prawda można na diagramie płaszczyzn ruchu (fig. 13) wyznaczyć kierunki osi głównych deformacji, to jednak przy rozpatrywaniu poszczególnych uskoków otrzymano różną hierarchię tych osi. Świadczy to o tym, że uskoki powstawały w następstwie czasowym w zmieniającym się polu naprężeń. Może to również świadczyć o ograniczonej przydatności metody płaszczyzn ruchu w rejonach fałdowych.

W tej sytuacji ograniczono się do interpretacji uskoków znajdujących się w monoklinalnych odsłonięciach, z których kilka ilustruje fig. 14. Konstrukcji kierunków osi naprężeń głównych dokonano przy pomocy metody opisanej przez Ragana (1973). Przy interpretacji diagramów użyto klasyfikacji genetycznej określającej, w jakim polu naprężeń powstał dany uskok. Ogółem na 65 uskoków, dla których dysponowano kompletem danych uzyskano następujący obraz: 18 uskoków „przesuwczych”, 10 uskoków „nasuwawczych”, 16 uskoków „normalnych” o osi σ_3 równoległej do osi B fałdów, 16 uskoków „normalnych” o osi σ_3 prostopadłej do osi B fałdów, 5 uskoków niemożliwych do interpretacji. Stosunki ilościowe pomiędzy uskokami zrotowanymi i nie zrotowanymi w poszczególnych grupach ilustruje tabl. 2.

PRZEJAWY MINERALIZACJI KALCYTOWEJ

Obserwacje mineralizacji kalcytowej ujawniły następujące prawidłowości:

1. Cios podłużny jest słabiej zmineralizowany od ciosu poprzecznego, co może świadczyć o jego młodszym wieku.
2. Cios podłużny w przegubach fałdów jest przeważnie pozbawiony mineralizacji.
3. Zmineralizowany cios podłużny w przegubach fałdów jest często porożylany (Pl. 4, fig. 1) lub nawet porozrywany przez młodsze nie zmineralizowane szczeliny (Pl. 4, fig. 2).
4. Na powierzchniach ciosu poprzecznego i podłużnego występują przynajmniej dwie generacje kalcytu.
5. Uskoki w dużym stopniu wykorzystują powierzchnie już zmineralizowane.
6. Na powierzchniach ciosu poprzecznego występują miejscami szczotki

kalcytowe, których brak jest na powierzchniach ciosu podłużnego. Może to świadczyć o zachowaniu mineralizacji na powierzchniach ciosu poprzecznego w warunkach tensji.

NASTĘPSTWO ZJAWISK

Opisane struktury można podzielić na trzy grupy:

Dla grupy pierwszej oś σ_1 jest pozioma w przybliżeniu południkowa, oś σ_2 pionowa, oś σ_3 pozioma w przybliżeniu równoleżnikowa. Tutaj należy cios poprzeczny i uskoki „przesuwcze”.

Dla grupy drugiej oś σ_1 jest pozioma w przybliżeniu południkowa, oś σ_2 pozioma w przybliżeniu równoleżnikowa, oś σ_3 pionowa. Tutaj należą fałdy, uskoki „nasuwawcze” i częściowo cios podłużny.

Dla grupy trzeciej oś σ_1 jest pionowa, osie σ_2 i σ_3 są poziome, wymiennie południkowa i równoleżnikowa. Tutaj należą uskoki „normalne” i częściowo cios podłużny.

Orientacja głównych osi naprężeń jest dla każdej z tych grup zbliżona, zmieniają się natomiast wartości poszczególnych głównych naprężeń. Przemawia to za tym, że omówione struktury powstały w jednym cyklu, zapewne długotrwałym, podczas którego zmieniające się naprężenia regulowały odkształcenia górotworu.

Przedstawione obserwacje sugerują możliwość przyjęcia następującej kolejności zjawisk:

1. „Przesuwcze” pole naprężeń — powstaje cios poprzeczny i zaczyna zachodzić mineralizacja kalcytowa. Nieco później powstają uskoki „przesuwcze” (fig. 15).
2. Pole naprężeń zmienia się na „nasuwawcze” — zaczynają się tworzyć fałdy oraz zaczynają zachodzić związane z nimi rotacje, początkowo wokół osi B fałdów, następnie zapewne również wokół osi pionowej oraz osi poziomej w przybliżeniu południkowej. Przy zaawansowanym fałdowaniu wytwarza się lokalnie normalne pole naprężeń — w przegubach fałdów, oraz przesuwcze pole naprężeń — na skłonach elewacji fałdów (C r o s b y i L i n k, 1972). Powstają kolejno i są następnie rotowane: ścięciowy cios podłużny (w skrzydłach fałdów), ścięciowy i tensyjny cios podłużny (w przegubach fałdów), uskoki „normalne”, „nasuwawcze” i „przesuwcze” oraz, w końcowym etapie fałdowania, podłużny cios rozrywający w przegubach fałdów. Nieco wcześniej ustaje mineralizacja kalcytowa.
3. Po fałdowaniu zaczyna działać „normalne” pole naprężeń. Powstają uskoki „normalne”, które nie podlegają już rotacji. Dokładniejsze sprecyzowanie tego etapu wymaga zbadania struktur w pofałdowych osadach neogenu.

Całość przedstawionego rozumowania ze względu na niewielką ilość

obserwacji, na których oparte są wnioski dotyczące genezy ciosu podłużnego, aż do sprawdzenia tych ostatnich, należy traktować na poziomie hipotezy roboczej.

NIEKTÓRE ASPEKTY TEKTONIKI REJONU

W analizowanym rejonie dominują uskoki poprzeczne o kierunkach SSW, S i SSE (fig. 11) natomiast według Żytki (1963) mają tu występować uskoki poprzeczne głównie o kierunkach SW i WSW.

Jednym z podstawowych elementów strukturalnych analizowanego rejonu jest pas wychodni cienkoławicowego fliszu odsłaniający się poprzecznie do fałdów na lewym zboczu doliny Dunajca pomiędzy Łąkcicą a Rzeką; jego obecność jest tłumaczona przez Bogacza i Węclawika (1962, 1963, 1965) przebiegiem wielkiego uskoku poprzecznego. Zdaniem Małkowskiego (1923) ma to być osiowa partia poprzecznego wypiętrzenia. Obserwacje mezostrukturalne nie potwierdzają żadnej z tych koncepcji ponieważ:

- a) Przy „uskoku” nie obserwuje się ani zagęszczenia ciosu, ani rotacji ciosu poprzecznego, ani wreszcie występowania ciosu pierzastego.
- b) Osie struktur (fig. 1), z wyjątkiem elementu Krościenka, zanurzają się ku zachodowi, a więc ku „poprzecznej elewacji”.

*Zespół Pracowni ZNG PAN
Kraków, ul. Senacka 3.*

EXPLANATION OF PLATES OBJAŚNIENIA TABLIC

Plate I — Tablica I

- Fig. 1. Disharmonic folding. Sandstone layers (1) folded concentrically, intercalating shales (2) folded similar. Łąkcica
Fig. 1. Fałdowanie dysharmonijne. Ławice piaskowca (1) sfałdowane koncentrycznie, a rozdzielające je łupki (2) similarnie. Łąkcica
Fig. 2. Drag fold. Pencil on the fault surface. Łąkcica
Fig. 2. Fałd ciągniony. Ołówek na powierzchni uskoku. Łąkcica

Plate II — Tablica II

- Fig. 1. Gently folded thin bedded flysch. Height of exposure 5—6 m. Łąkcica
Fig. 1. Łagodnie sfałdowany cienkoławicowy flisz. Wysokość odsłonięcia 5—6 m. Łąkcica
Fig. 2. Surfaces of longitudinal joints (1) terminating against surfaces of transverse joints (2). Łąkcica
Fig. 2. Powierzchnie ciosu połużnego (1) wygasają na powierzchniach ciosu poprzecznego (2). Łąkcica

Plate III — Tablica III

- Fig. 1. Feather joints (1, 2) near faults (a, b, c). Arrows indicate sence of movement. Height of exposure 3 m. Zabrzeż
- Fig. 1. Cios pierzasty (1, 2) przy uskokach (a, b, c). Strzałki wskazują kierunek ruchu. Wysokość odsłonięcia 3 m. Zabrzeż
- Fig. 2. Damaged tectonic ribs. Arrows indicate sence of movement. Height of exposure 4 m. Zabrzeż
- Fig. 2. Zniszczone żebra tektoniczne. Strzałki wskazują kierunek ruchu. Wysokość odsłonięcia 4 m. Zabrzeż

Plate IV — Tablica IV

- Fig. 1. Filled with calcite parted longitudinal joints in anticline hinge. Łąkcica
- Fig. 1. Wypełnione kalcytem, porozchylane szczeliny ciosu podłużnego w przegubowej partii antykliny. Łąkcica
- Fig. 2. Filled with calcite (white) longitudinal joints in anticline hinge. Some are torn apart and breccia of shales (black) is pressed in. Łąkcica
- Fig. 2. Wypełnione kalcytem (biały) szczeliny ciosu podłużnego w przegubowej partii antykliny. Niektóre z nich rozerwane. W rozerwania wciśnięta brekcja z łupków (czarna). Łąkcica



