

## Rzówj spēkañ ciosowych w płaszczowinie śląskiej w okolicach Baligródu (Bieszczady Zachodnie — Karpaty zewnętrzne)

Jacek Rubinkiewicz\*

*Badany obszar obejmuje odstonięcia usytuowane w okolicach miejscowości Baligród w Bieszczadach Zachodnich i obejmuje swym zasięgiem dwie jednostki tektoniczne płaszczowiny śląskiej: strefę przeddukielską (łuska Bystrego) i centralną depresję karpacką. Na obszarze tym występują odstonięcia skał fliszowych od dolnej kredy do dolnego miocenu. Dzięki temu możliwe się stało przeanalizowanie występowania ciosu w szerokim interwale stratygraficznym. Szczególną uwagę poświęcono analizie zespołów ciosu poprzecznego (zespoły T, D<sub>1</sub> i D<sub>2</sub>), przydatnych do odtworzenia paleonaprężeń z wczesnych etapów deformacji skał fliszowych.*

*W wyniku przeprowadzonych badań określono orientację naprężenia  $\sigma_1$  z ciosu poprzecznego T oraz z dwusiecznej kąta ostrego pomiędzy komplementarnymi zespołami spēkañ D<sub>1</sub> i D<sub>2</sub> oraz wielkość kąta ostrego (D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>).*

*Według obecnej interpretacji orientacja osi naprężenia głównego  $\sigma_1$  wyliczona z zespołów ciosu poprzecznego nie zmieniała się w badanym interwale czasowym. Wielkość kąta ostrego (D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>) stopniowo zwiększa się od skał dolnokredowych do skał dolnomioceniskich. Orientacje osi naprężeń  $\sigma_1$ , określone z ciosu poprzecznego T i dwusiecznej kąta (D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>) są do siebie równoległe.*

**Słowa kluczowe:** struktura tektoniczna, cios, naprężenia paleotektoniczne, analiza strukturalna, płaszczowina śląska, Baligród, Bieszczady, Karpaty

Jacek Rubinkiewicz — Development of joints in Silesian nappe (Western Bieszczady, Carpathians, SE Poland). Prz. Geol. 46: 820–826.

*Summary. In the eastern part of Polish segment of Outer Carpathians, the Silesian nappe consists of two tectonic units: Central Carpathian Depression and Fore Dukla unit. The study area is located within a part of Fore Dukla unit called Bystre slice and also consists of a fragment of Central Carpathian Depression close to village Baligród. Lower Cretaceous–Lower Miocene strata crop out in this area. This made possible to study development of jointing in rocks spanning a considerable time interval. Research has been focused on cross-fold joints comprising a single set of joints striking perpendicular to map-scale fold axes (T-joints) and two conjugate sets of joints (D<sub>1</sub> and D<sub>2</sub>) with the acute bisector oriented perpendicular to map scale fold axes. Orientation of T-joints as well as orientation of the acute bisector between conjugate sets and the value of acute angle were determined.*

*In the present interpretation both T-joints and acute bisector between the conjugate sets are oriented perpendicular to the regional fold axes within whole studied stratal sequence. The mean value of acute angle increases from Lower Cretaceous strata to Lower Miocene strata. Orientation of the maximum stress axis  $\sigma_1$  is considered to be parallel both to the T-joints and to the acute bisector between conjugate sets, and this orientation was permanent since Early Cretaceous time to Early Miocene time.*

**Key words:** joints, structural analysis, paleostresses, silesian nappe, Baligród, Poland, Bieszczady Mountains, Carpathians

Spękania ciosowe są jednymi z najpowszechniej występujących struktur tektonicznych, spotykanych zarówno na obszarach platformowych, jak i w strefach orogenicznych. Wśród nich ważną rolę odgrywa analiza zespołów ciosu systematycznego (ang. *systematic joints* — Dunne & Hancock, 1994) dostarczająca informacji (oprócz analizy uskoków, fałdów) na temat rozwoju struktur tektonicznych, a w szczególności analizy zmian orientacji paleonaprężeń.

Zagadnieniem szczegółowej analizy ciosu w polskiej części Karpat zajmowało się wielu geologów. Na szczególną uwagę zasługują prace Książkiewicza (1968), Tokarskiego (1975, 1977) oraz Mastelli (1988). Omawianemu zagadnieniu wiele miejsca w swojej pracy poświęcił Aleksandrowski (1989), a ostatnio Zuchiewicz (np. 1997a, 1997b) i Zuchiewicz i in. (1997). Wiele interesujących informacji, dotyczących rozwoju ciosu we wschodniej części płaszczowiny śląskiej dostarcza opracowanie Zuchiewicza & Henkiela (1993). Najnowsza praca Mastelli i in. (1997) dotyczy zastosowania analizy ciosu poprzecznego i diagonalnego do rekonstrukcji paleonaprężeń.

W literaturze światowej najwięcej miejsca poświęca problemowi ciosu Hancock (np. 1985, 1994a, 1994b) dokonując przy tym usystematyzowania podziału spēkañ ciosowych.

Przedmiotem niniejszego opracowania są wyniki analizy ciosu w płaszczowinie śląskiej w omawianej części pol-

skiego segmentu Karpat zewnętrznych (ryc. 1A). Obszar badań obejmuje fragment centralnej depresji karpackiej i strefy przeddukielskiej (ryc. 1A). W tej ostatniej badaniach objęto łuskę Bystrego (Ślącza, 1959), (ryc. 1C) z odsłaniającymi się skałami kredy i paleogenu.

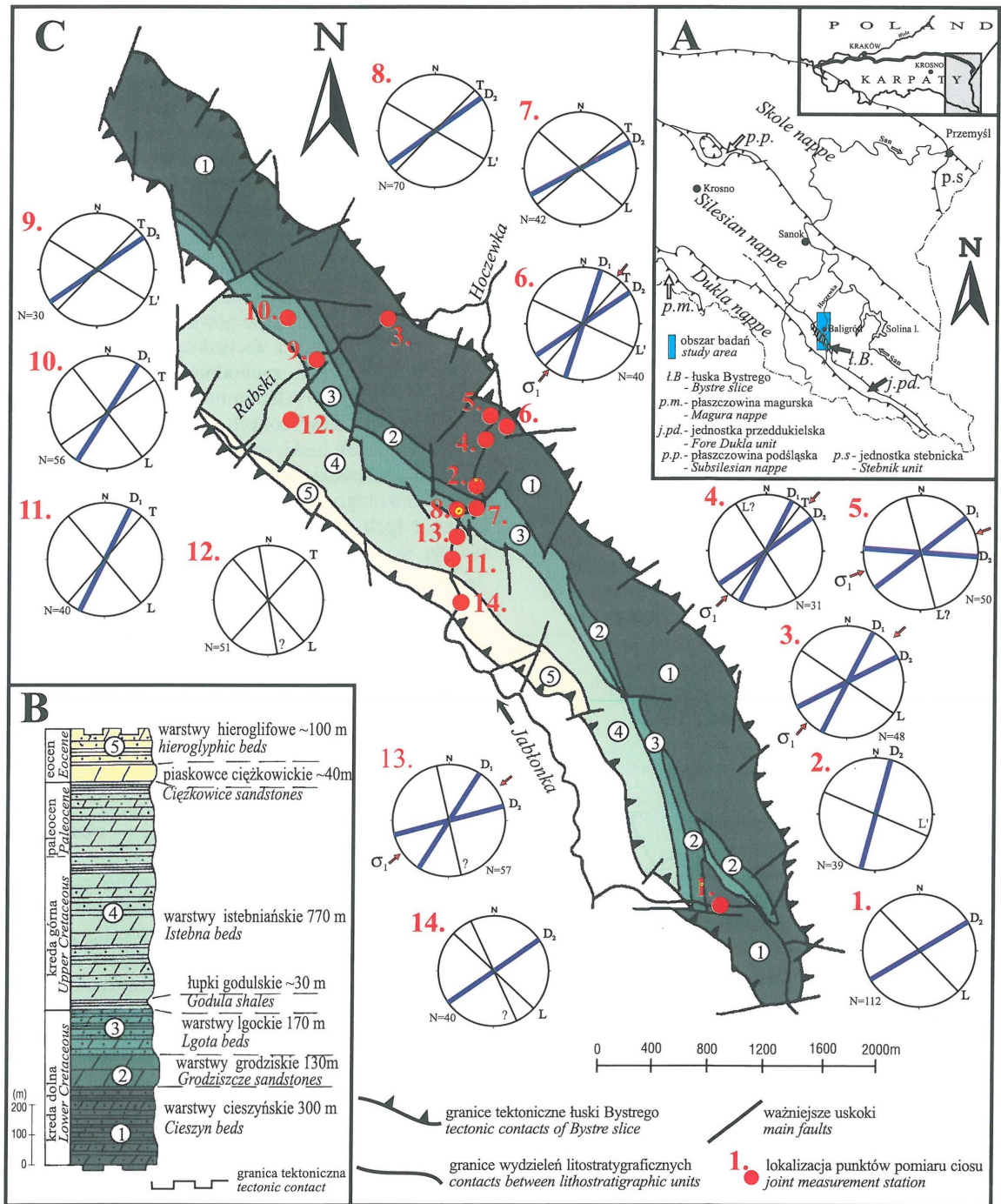
### Cel i metodyka badań

Dwa najistotniejsze, poruszane w tym artykule problemy to: wykształcenie ciosu w skałach różnego wieku — od dolnej kredy po dolny miocen (ryc. 1b) oraz odtworzenie kierunków paleonaprężeń, odpowiedzialnych za powstanie poszczególnych zespołów ciosu. Ponadto istnieje możliwość porównania wykształcenia ciosu z jednej strony w strefie silnie stektonizowanej jaką jest łuska Bystrego, a z drugiej z obszarem o stosunkowo prostej budowie tektonicznej — centralną depresją karpacką.

Dane zbierano w pojedynczych odstonięciach (naturalnych i sztucznych) oraz w ciągłych profilach potoków (w przypadkach małej zmienności litologicznej i położenia warstw), dokonując pomiarów w piaskowcach i mułowcach o różnej miąższości.

Badany obszar został podzielony na wiele jednorodnych domen, dla których wykonano diagramy położenia warstw (ryc. 2, 6), które następnie były podstawą do późniejszych rotacji zespołów ciosu. Rotacje te wykonano nie wzdłuż generalnego biegu warstw, ale względem wyznaczonych uprzednio (z diagramów położenia warstw) osi fałdów. Ma

\*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa



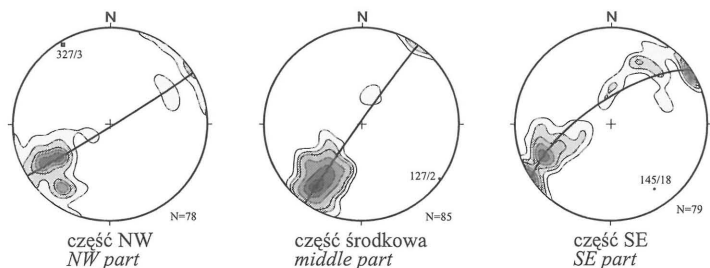
**Ryc. 1.** A — mapki lokalizacyjne obszaru badań, B — profil litostratigraficzny łuski Bystrego (na podstawie Ślączi, 1959, zmodyfikowany), C — mapa zasięgu wydzieleni litostratigraficznych w łusce Bystrego (za Mastella, 1995, zmodyfikowana). Diagramy przedstawiają położenie zespołów ciosu (po rotacji). Kolorem niebieskim oznaczono zespoły systemu diagonalnego ( $D_1$  i  $D_2$ ), kolorem czarnym pozostałe zespoły (T — poprzeczny, L — podłużny,  $L'$  — podłużny skośny), czerwone strzałki — kierunki osi maksymalnego naprężenia  $\sigma_1$

**Fig. 1.** A — Location of the study area, B — lithostratigraphical profile of Bystre slice (after Ślączi, 1959, modified), C — Lithostratigraphical map of Bystre slice (after Mastella, 1995, modified). Diagrams show orientation of joint sets (after rotation). Blue colour indicates the conjugate system of cross-fold joints and the black one indicates other joint sets. Red arrows indicate orientation of maximum stress axis

to istotne znaczenie przy wyznaczaniu kierunków zespołów ciosu, mających genezę przedfałdową (Mastella i in., 1997) szczególnie wówczas gdy kąt zanurzenia osi fałdu jest większy od  $10^\circ$ . W niniejszej pracy zwrócono szczególną uwagę na wykształcenie ciosu diagonalnego, którego analiza pozwala na odtworzenie kierunków paleonaprężeń z etapu przedfałdowego.

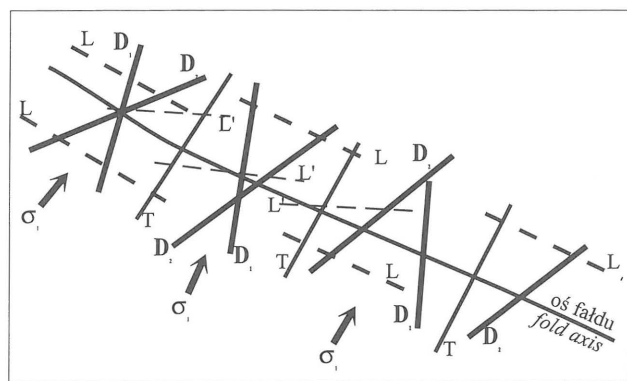
Użyty tutaj podział spekań ciosowych w zasadzie zgadza się z proponowanym przez Aleksandrowskiego (1989). Mając na uwadze obecny stosunek położenia zespołów ciosu do osi struktur fałdowych, można wyróżnić dwie grupy spekań ciosowych (ryc. 3):

I. Grupa spekań prostopadłych lub zorientowanych pod dużym kątem w stosunku do osi fałdu (ang. *cross-fold joints*):

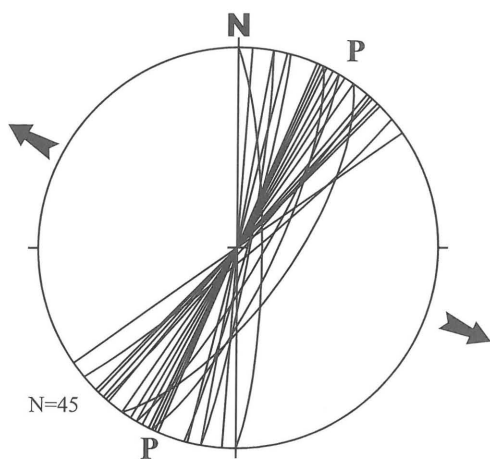


**Ryc. 2.** Diagramy konturowe położenia warstw w łusce Bystrego z wyznaczonymi osiami struktur fałdowych. Projektacja na dolną półkulę  
**Fig. 2.** Contour diagrams of bedding in Bystre slice with the orientation of fold axes. Lower hemisphere projection

— system ciosu diagonalnego (skośnego), składający się z dwóch zespołów  $D_1$  i  $D_2$ . Kąt ostry pomiędzy obydwo-ma zespołami, zwany jest podwójnym kątem ścinania ( $2\Phi$ ), a jego dwusieczna określa położenie osi maksymalnego naprężenia  $\sigma_1$  (ryc. 3).  
 — zespół ciosu poprzecznego T (zwany także upadowym)



**Ryc. 3.** Klasyfikacja zespołów ciosu i ich stosunek do regionalnej osi fałdu. Czarną strzałką oznaczono oś maksymalnej kompresji. Pozostałe objaśnienia w tekście  
**Fig. 3.** Classification of joint sets. Black arrows indicate the orientation of maximum stress axis



**Ryc. 4.** Diagram orientacji spękań przewodnich P w łusce Bystrego. Strzałki oznaczają dominujący kierunek ekstensji  
**Fig. 4.** Diagram of the orientation of master joints P in Bystre slice. Arrows indicate the main direction of extension

II. Grupa spękań równoległych lub zorientowanych pod małym kątem w stosunku do osi fałdu (ang. *fold-parallel joints*):

- zespół podłużny  $L_1$ , zwany też biegowym,
- zespoły podłużne skośne ( $L_1$  na obszarze centralnej depresji karpackiej i  $L'$  w łusce Bystrego).

### Łuska Bystrego

Element tektoniczny tradycyjnie nazywany łuską Bystrego (ryc. 1C) (Ślaczka, 1959) w istocie składa się z pięciu do siedmiu łusek (Mastella, 1995). Łuski te są oddzielone od siebie powierzchniami nasunięć, zapadających w części wschodniej i środkowej na północny wschód, a w części zachodniej również na południowy zachód. W łuskach tych dominują warstwy z upadami na NE w położeniach odwróconych (ryc. 2). Ze względu na sigmoidalny kształt łuski, warunkujący zmienne biegi warstw, obszar został podzielony na trzy domeny (ryc. 2) dla których wykonano diagramy położenia warstw. Osie fałdów wyznaczone z tych diagramów (ryc. 3) mają różną orientację i wahają się od 327/3 w części północno-zachodniej, przez 127/2 w części środkowej do 142/18 w części południowo-wschodniej. Tylko środkowa część łuski ma rozciągłość zgodną z przebiegiem osi regionalnych struktur fałdowych, które w tej części Karpat mają orientację w azymucie około 130°.

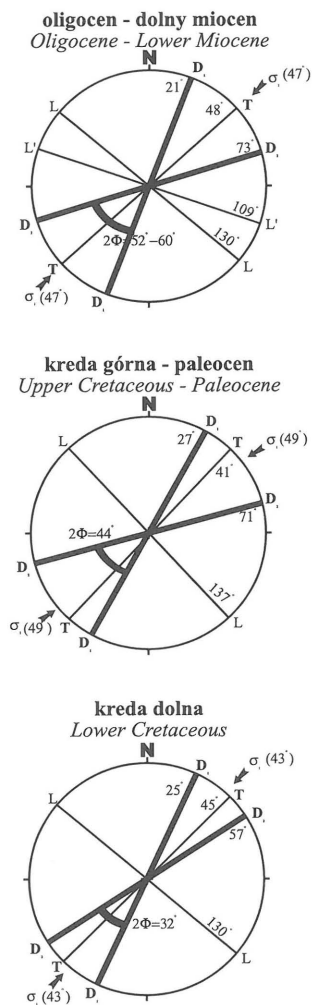
W profilu litostratygraficznym łuski Bystrego (ryc. 1B) dominują skały kredy i paleocenu (ryc. 1C), a eoceńskie warstwy hieroglifowe występują jedynie wąskim pasem przy granicy łuski ze strefą przeddukielską.

### Cios w skałach kredy dolnej — obserwacje

Najwięcej danych, dotyczących ciosu pochodzi ze skał dolnokredowych, najbardziej rozprzestrzenionych w łusce Bystrego. Wyróżnia się tu trzy ogniwa litostratygraficzne (Ślaczka, 1959), (ryc. 1B): warstwy cieszyńskie, piaskowce grodziskie i warstwy łgockie. W profilu litologicznym (poza słabo odstawiającymi się piaskowcami grodziskimi) dominują średnio- i cienkoławicowe, drobno- i średnioziarniste piaskowce (miejscami silnie wapieniste) oraz mułowce. W warstwach cieszyńskich spotyka się również nieliczne wkładki wapieni.

**System diagonalny (zespoły  $D_1$  i  $D_2$ ).** Zespoły tworzące system diagonalny występują prawie we wszystkich odsłonięciach (ryc. 1C). Zespół  $D_1$  ma średnią orientację 22°, natomiast zespół  $D_2$  — 56° i jest najczęściej występującym zespołem ciosu (ryc. 1C, diagramy 1–10) w skałach dolnokredowych. Spękania tego ostatniego zespołu charakteryzują się dużą gęstością występowania zarówno w profilu, jak i w pojedynczych ławicach, gdzie ich rozstęp wynosi od kilku do kilkunastu centymetrów. Ze zmniejszaniem się miąższości ławic, gęstość spękań zarówno zespołu  $D_1$ , jak i  $D_2$  zwiększa się. Zespół  $D_2$  jest w niektórych odsłonięciach powszechnie zmineralizowany kalcytem, w którym spotyka się pasma inkluzji skały macierzystej. Powierzchnie spękań obydwu zespołów są nierówne, z występującymi miejscami żebrami tektonicznymi. Na niektórych powierzchniach ławic piaskowców spotyka się wiele spękań kulisowych, które miejscami kontynuują się na powierzchni spękania ciosowego w formie struktur rąbkowych. Sporadycznie spotyka się także struktury pierzaste, o osi propagacji równoległej do linii przecięcia powierzchni ciosu z powierzchnią uławicenia.

**Cios poprzeczny T.** Spękania tego zespołu są rozwinięte różnie w poszczególnych ogniwach litostratygraficznych kre-



←  
**Ryc. 5.** Diagramy sumaryczne orientacji zespołów spękań ciosowych (po rotacji) z oznaczeniem kierunków maksymalnej kompresji ( $\sigma_1$  i średnich wartości kąta  $2\Phi$ ). Pozostałe objaśnienia na ryc. 1 oraz w tekście **Fig. 5.** Summed up diagrams of the orientation of joint sets (after rotation) with the orientation of maximum stress axis  $\sigma_1$  and the value of the acute angle  $2\Phi$ . Other explanations see Fig. 1

dy dolnej przyjmując położenie subwertykalne niezależnie od położenia warstw. Zwraca uwagę ich słaby rozwój w warstwach cieszyńskich (ryc. 1C, diagramy 1–3, 5). W piaskowcach grodzkich, słabo odsłaniających się na badanym obszarze zespół poprzeczny T ma orientację  $42^\circ$  (ryc. 1C, diagram 7), natomiast w warstwach Igockich (ryc. 1C, diagramy 8–10), występuje we wszystkich odsłonięciach i ma orientację  $44\text{--}54^\circ$ .

Należy w tym miejscu zwrócić uwagę na występowanie zespołu spękań pionowych o podobnej orientacji (ryc. 4) co zespół T, ale przecinających całe pakiety ławic, ukierunkowanych prostopadle do rozciągłości łuski (por. Zuchiewicz & Henkiel, 1993, str. 332). Spękania te należą do grupy spękań przewodnich (oznaczonych tu jako P) i przecinają wszystkie zespoły spękań ciosowych, a także większość zespołów uskoku. Szerokości szczelin tych spękań dochodzą do kilku centymetrów. Są one wypełnione kalcytem włóknistym z włóknami ukierunkowanymi prostopadle do ścianek spękania, tworząc żyły syntaktyczne, natomiast w przypadku szczelin o szerokościach większych od 1 cm na powierzchniach spękań są wykształcone kryształy tworzące szczotki kalcytowe. Miejscami spękania te kończą się nagle na powierzchniach oddzielności międzyławicowej, na kontakcie ze skałą niepodatną.

**Cios podłużny L i L'.** Zespół ten przyjmuje średnie położenie w azymucie  $130^\circ$  w części środkowej oraz  $145^\circ$  w częściach południowo-wschodniej i północno-zachodniej (ryc. 1C). Często przecina pozostałe zespoły ciosu. Powierzchnie tych spękań są zwykle gładkie i płaskie, brak jest też na nich struktur, które umożliwiłyby interpretację genezy ich powstania. Bardzo rzadko występuje mineralizacja kalcytowa w postaci szczotek mineralnych z kryształami o wielkości do 1 centymetra. Zespół ten częściej występuje w piaskowcach o miąższości powyżej 0,3 m. Miejscami (ryc. 1C, diagramy 2, 6, 8, 9) pojawia się zespół L, ustawiony skośnie w stosunku do osi fałdów, o średnim położeniu  $115^\circ$ .

#### Cios w skałach kredy dolnej — interpretacja

**System diagonalny (zespoły D<sub>1</sub> i D<sub>2</sub>).** Żebra tektoniczne oraz zespoły spękań kulisowych wskazują na tendencję

do ruchu prawo- (zespół D<sub>1</sub>) lub lewoskrętnego (zespół D<sub>2</sub>). Spękania zespołu D<sub>1</sub> kończą się na spękaniach D<sub>2</sub> i odwrotnie, co wskazuje na to, że są to spękania ścięciowe i komplementarne. Dwusieczna kąta pomiędzy tymi zespołami jest zorientowana prostopadle do osi fałdów (por. Zuchiewicz & Henkiel, 1993), przez co zespoły D<sub>1</sub> i D<sub>2</sub> tworzą system spękań sprzężonych. Czyni to także prawdopodobną możliwość jednoczesnego ich powstania. Równocześnie potwierdza to związek genetyczny zespołów ciosu skośnego z polem naprężeń odpowiedzialnym za powstanie fałdów.

Spotykane w obrębie spękań zmineralizowanych porwaki skały macierzystej, mogą świadczyć o powstaniu spękań w skałe słabo zdiagenezowanej w warunkach deformacji podatnych z równoczesną mineralizacją. Powyższe stwierdzenia wskazują na powstanie (zakładanie) ciosu diagonalnego w etapie przedfałdowym.

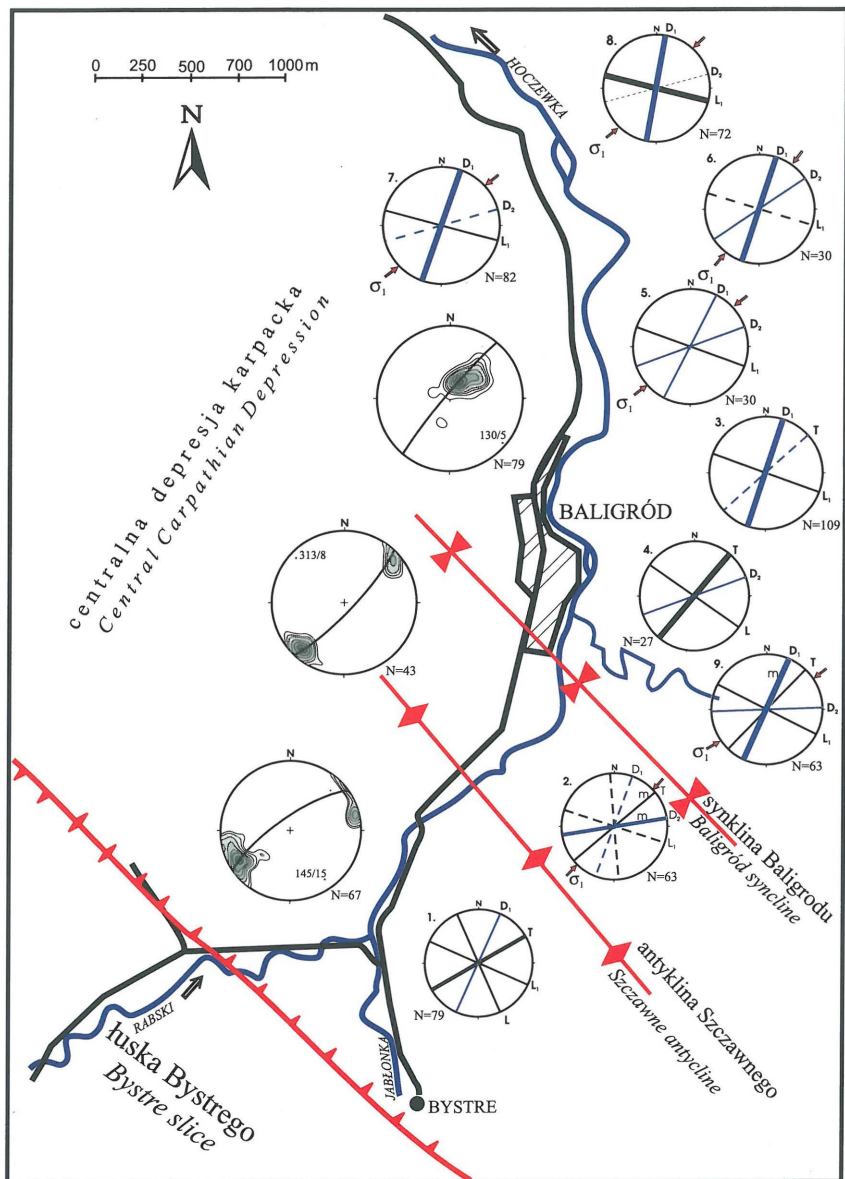
Wyliczona orientacja osi maksymalnego naprężenia przyjmuje średnie położenie  $42^\circ$  (ryc. 5), czyli mniej więcej prostopadle do orientacji osi fałdów. Na uwagę zwraca bardzo mała wartość kąta podwójnego ścinania pomiędzy komplementarnymi zespołami systemu skośnego (ryc. 5). Wynosi ona około  $32^\circ$ , co wskazuje, że są to typowe zespoły spękań ścięciowych hybrydowych (Dunne & Hancock, 1994).

W odsłonięciu 5 (ryc. 1C, diagram 5) zespoły ciosu skośnego mają odmienną orientację w stosunku do ogółu odsłoneń. Odsłonięcie to jest położone w sąsiedztwie strefy dużego uskoku poprzecznego, wzdłuż którego doszło do skręcenia całego pakietu skalnego wraz z zespołami spękań ciosu diagonalnego.

**Cios poprzeczny T.** Zespół ciosu poprzecznego (ryc. 1C, diagramy 6–10) jest ustawiony prawie zawsze prostopadle do rozciągłości struktur fałdowych, a jego orientacja pokrywa się z wyliczonym ze spękań systemu skośnego kierunkiem osi największego naprężenia  $\sigma_1$  (ryc. 5). Jest więc on również powiązany genetycznie z polem naprężeń, odpowiedzialnym za powstanie fałdów. Na obecnym etapie badań trudno jest stwierdzić sukcesję wiekową opisywanych zespołów ciosu poprzecznego (T oraz D<sub>1</sub> i D<sub>2</sub>).

Opisany wcześniej zespół spękań przewodnich P o orientacji prostopadłej do osi fałdów, przecinający wszystkie zespoły ciosu oraz uskoki i fałdy wskazuje na istnienie najmłodszego etapu deformacji związanego z ekstensją (ryc. 4) równoległą do rozciągłości łuski Bystrego. Otwieraniu spękań towarzyszyła mineralizacja syntektoniczna (krystalizacja kalcytu włóknistego). Żyły kalcytowe wypełniające spękania najpowszechniej występują w warstwach cieszyńskich, co może być wytłumaczone faktem występowania w tym ogniwie wapieni oraz silnie wapnistych piaskowców, z których węglan wapnia był ługowany podczas ekstensji do szczelin.

**Cios podłużny L i L'.** Ze względu na brak struktur diagnostycznych na powierzchniach zespołu L, trudno jest określić jego genezę. W większości przypadków spękania tego zespołu przecinają pozostałe zmineralizowane spękania ciosowe, co świadczy o jego późniejszym powstawaniu. Zachowanie równoległości do osi fałdów (b-lineacja) wskazuje na powiązania genetyczne z ich powstaniem. Według Tokarskiego (1975) i Aleksandrowskiego (1989), spękania tego zespołu otwierały się później w stosunku do ciosu skośnego i powstały prawdopodobnie w końcowej fazie fałdowania. Spękania zespołu L zachowują wyjątkową stałość kierunków mimo, że występują w różnych sytuacjach tektonicznych (ryc. 1C, diagramy 2, 6, 8, 9), co z kolei mogłoby wskazywać na genezę pofałdową.



Ryc. 6. Szkic tektoniczny centralnej depresji karpackiej w okolicach Baligródu z diagramami spękań ciosowych po rotacji oraz diagramami konturowymi położenia warstw (projekcja na dolną półkulę). Grubość linii jest proporcjonalna do częstości występowania poszczególnych zespołów (linia przerywana — zespoły najrzadsze). Symbol m — zespoły silnie zmineralizowane. Pozostałe objaśnienia na ryc. 1

Fig. 6. Tectonic sketch of Central Carpathian Depression (close to Baligród) with diagrams of the orientation of joint sets after rotation and the orientation of bedding (lower hemisphere projection). Line thickness is proportional to the joint sets frequency. Symbol m indicates joint sets with strong mineralization. Other explanations: see fig. 1

### Cios w skałach kredy górnej-paleocenu — obserwacje

Profil skał górnej kredy jest reprezentowany przez warstwy istebniańskie (ryc. 1B). Przyjmuje się (Ślaczka, 1959), że ich dolna część — bardziej gruboławicowa jest późnokredowa, a wyższa — z większym udziałem piaskowców cienkoławicowych — paleoceńska.

**System diagonalny (zespoły D<sub>1</sub> i D<sub>2</sub>).** Zespoły ciosu diagonalnego nie występują we wszystkich odsłonięciach (ryc. 1C, diagramy 11–13). Zespół D<sub>1</sub> ma średnią orientację w azymucie 27° (ryc. 5) i występuje częściej w stosunku do zespołu D<sub>2</sub>, o orientacji 71°. Na powierzchniach spękań rzadko są spotykane struktury miotłaste i pierzaste, częściej występują

rąbki tektoniczne obreżające spękanie oraz szeregi spękań kulisowych, przechodzących na powierzchni ciosu w zęba tektoniczne. Płaszczyzny tych spękań mają miejscami relief nieregularny, a miejscami są płaskie.

Mineralizacja kalcytowa występuje lokalnie, w szczególności w niższej części profilu warstw istebniańskich, w obrębie piaskowców gruboławicowych. Na powierzchniach spękań tego systemu spotyka się kryształy kalcytu, tworzące szczotki mineralne. W takich przypadkach rozwarcie szczelin spękań dochodzi nawet do 8 centymetrów.

**Cios poprzeczny (T).** Cios zespołu poprzecznego T dominuje w piaskowcach średnio i gruboławicowych, z tym że nie współwystępuje on na ogół w jednej ławicy z zespołami ciosu skośnego. Średnia orientacja tych spękań wynosi 42° (ryc. 5). Powierzchnie spękań T są zwykle gładkie, a w szczelinach rzadko występuje mineralizacja kalcytowa. W kamieniołomie piaskowców istebniańskich w dolinie potoku Rabskiego (ryc. 1C, odsłonięcie 12) spotyka się też kilkucentymetrowe kryształy kwarcu dymnego, cytrynu, diamenty marmaroskie oraz ślady mineralizacji arsenowej. Miejscami występują również inkluzje skały macierzystej.

**Cios podłużny L.** Spękania zespołu podłużnego występują głównie w piaskowcach cienko- i średnioławicowych i przyjmują średnie położenie 139° (ryc. 5). Powierzchnie tych spękań są zazwyczaj gładkie. Występują na nich struktury miotłaste o osiach propagacji równoległych do linii upadu spękania. Rozstęp tych spękań waha się w granicach od 0,5 do 1 metra. Zespół L' nie występuje w warstwach istebniańskich.

### Cios w skałach kredy górnej-paleocenu — interpretacja

**System diagonalny (zespoły D<sub>1</sub> i D<sub>2</sub>).** Podobnie jak w skałach kredy dolnej wymienione zespoły można uznać za komplementarne. Spękania zespołu D<sub>1</sub> mają tendencję do

ruchu prawoskrętnego, natomiast D<sub>2</sub> do ruchu lewoskrętnego (spękania kulisowe). Orientacja osi maksymalnego naprężenia σ<sub>1</sub>, wyliczona z dwusiecznej kąta ostrego pomiędzy tymi zespołami ma nieco inną orientację niż w kredzie dolnej i wynosi 49° (ryc. 5). Ze względu na niewystarczającą ilość danych, trudno jest jednoznacznie stwierdzić czy skrócenie to rzeczywiście ma miejsce.

Kąt podwójnego ścinania 2Φ ma nieco większą wielkość niż w skałach kredy dolnej i wynosi 44° (ryc. 5). Mamy tu więc do czynienia również z zespołami spękań hybrydowych.

**Cios poprzeczny (T).** Zespół ciosu poprzecznego T, podobnie jak to miało miejsce w skałach dolnokredowych, jest ustawiony prostopadle do rozciągłości łuski. Jednakże rozwarcie szczelin zespołu T jest tutaj większe i dochodzi nawet do kilkunastu centymetrów, co spowodowane jest

prawdopodobnie czynnikiem litologicznym (piaskowce gruboławicowe). Niewykluczone, że część z tych spękań należy zaliczyć do zespołu spękań przewodnich P.

**Cios podłużny (L).** Z obserwacji struktur na powierzchniach ciosu podłużnego L wynika, że ma on genezę ekstensyjną (struktury pierzaste) i jest prawdopodobnie młodszy od pozostałych zespołów ciosu (patrz — opis dla skał kredy dolnej). Pionowe osie propagacji struktur pierzastych mogą wskazywać na działanie ekstensji podobnej, jak w przypadku powstawania spękań radialnych w zewnętrznych przegubach fałdów.

Ze względu na brak wystarczającej ilości danych (ryc. 1C, diagram 14), cios w skałach wieku eoceńskiego nie będzie omawiany.

### Centralna depresja karpacka

Na badanym terenie centralna depresja karpacka odznacza się stosunkowo prostą budową tektoniczną, z tym że stopień komplikacji maleje w miarę oddalania się od łuski Bystrego i równocześnie granicy ze strefą przeddukielską. Dyslokacja graniczna z łuską Bystrego (ryc. 1C oraz 6) ma charakter nasunięcia (Mastella, 1995), które miejscami jest nasunięciem wstecznym (ang. *back thrust*). Można tu wyróżnić dwa główne, regionalne elementy tektoniczne: antyklinę Szczawnego, mającą charakter fałdu zamkniętego (ryc. 6, diagramy położenia warstw) oraz synklinę Baligrodu (fałd otwarty) z silnie zredukowanym skrzydłem południowo-zachodnim. Dodatkowo, w strefie osiowej antykliny Szczawnego występuje uskok odwrócony na co wskazują liczne struktury ślizgowe z rysami pionowymi.

Badany obszar został podzielony zgodnie z wyróżnionymi powyżej elementami fałdowymi na wiele jednorodnych domen dla których wykonano diagramy położenia warstw (ryc. 6). Wyliczone z nich osie struktur fałdowych były podstawą do rotacji spękań ciosowych zgodnie ze schematem, przyjętym na początku pracy. Osie te mają w części północnej i środkowej orientację w azymucie  $130^\circ$ , zgodną z regionalnym przebiegiem struktur w tej części segmentu Karpat. Jedynie w południowo-zachodnim skrzydle antykliny Szczawnego orientacja ta jest nieco inna (ryc. 6).

Odsłaniają się tu wyłącznie oligocenijskie warstwy krośnieńskie, których najwyższą część, występującą w synklinie Baligrodu, można prawdopodobnie zaliczyć do dolnego mio-

ceny (T. Malata, inf. ustna). W niższej ich części dominują piaskowce gruboławicowe (piaskowce z Otrytu), natomiast w wyższej części profilu widoczna jest przewaga piaskowców cienkoławicowych z wkładkami szarych łupków.

Sieć ciosu jest tutaj wykształcona bardziej regularnie niż w Łusce Bystrego i jego interpretacja jest przez to ułatwiona.

### Cios w skałach oligocenu i dolnego miocenu — obserwacje

**System diagonalny (zespoły  $D_1$  i  $D_2$ ).** Zespoły systemu diagonalnego występują w każdym z analizowanych odsłoneń, jakkolwiek ich występowanie jest nierównomierne (ryc. 6).

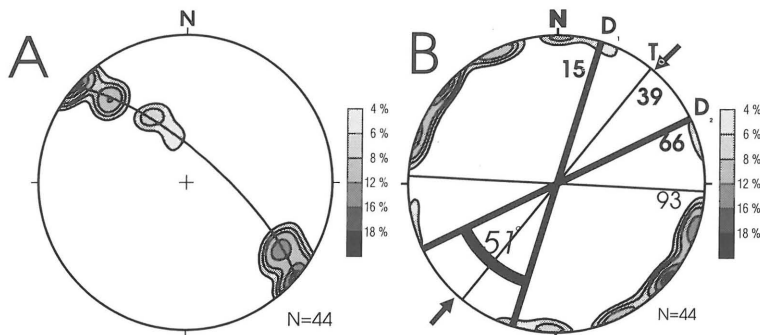
Zespół  $D_1$  ma średnie położenie  $21^\circ$  (ryc. 5) i jest zespołem dominującym w większości odsłoneń. Zespół  $D_2$  występuje zdecydowanie rzadziej, a w niektórych odsłoneciach (ryc. 6, diagramy 1, 3) brak go całkowicie. Powierzchnie obydwu zespołów są albo płaskie, albo nieregularne (szczególnie w piaskowcach o miąższościach powyżej 0,5 m). Miejscami na tych powierzchniach występują zebra tektoniczne i struktury pierzaste. W intersekcji z płaszczyzną uławicenia bardzo licznie występują rąbki tektoniczne i zespoły spękań kulisowych. Rozstęp spękań waha się od 5 do 50 centymetrów w piaskowcach cienko- i średnioławicowych, natomiast w grubszych ławicach od 0,5 do 1,5 metra. Mineralizacja szczelin ciosu spotykana jest bardzo rzadko. Odstępstwem od tej reguły jest znaczna koncentracja spękań zmineralizowanych występujących w partii osiowej synkliny Baligrodu (ryc. 5, diagramy 2, 9).

**Cios poprzeczny T.** Zespół poprzeczny T, o orientacji  $48^\circ$  (ryc. 5), występuje najczęściej w południowej i środkowej części badanego obszaru, a w szczególności w pobliżu osi synkliny Baligrodu (ryc. 6), gdzie jest miejscami zmineralizowany. Jego powierzchnie są prawie zawsze gładkie z występującymi miejscami strukturami pierzastymi.

**Zespoły L,  $L_1$ .** Cios zespołu podłużnego L spotykany jest bardzo rzadko (ryc. 6) i ma średnią orientację  $130-140^\circ$  (ryc. 5). Najczęściej występuje on w strefach osiowych fałdów. Na zazwyczaj płaskich powierzchniach spotyka się struktury pierzaste i typu końskiego ogona (ang. *horse-tail*).

Zespół  $L_1$  jest najliczniej występującym zespołem po zespole  $D_1$ . Występuje w prawie wszystkich opracowywanych odsłoneciach, a w niektórych z nich wręcz dominuje (ryc. 6, diagram 8). Orientacja jego jest stała i wynosi  $109^\circ$  (ryc. 5). Szczególnie powszechnie spotyka się go w ławicach piaskowców cienkoławicowych, gdzie średni rozstęp spękań wynosi 30 cm.

Dodatkowo przeanalizowano wykształcenie ciosu w jednej ławicy piaskowca (ryc. 7) o stałej miąższości w subsekwentnym odcinku potoku Hoczewka na długości około 400 metrów. W ławicy tej występują zespoły ciosu o analogicznej orientacji jak w badanych uprzednio odsłoneciach. Zwraca uwagę fakt, że w pewnych odcinkach ławicy dominuje system skośny, a w innych zespół poprzeczny T.



**Ryc. 7.** Zespoły ciosu pomierzone w jednej ławicy piaskowca warstw krośnieńskich (oligocen): A — diagram konturowy zespołów ciosu przed rotacją, z łukiem wyznaczającym średnie położenie warstw, B — diagram położenia spękań po rotacji, objaśnienia jak na ryc. 1 oraz w tekście

**Fig. 7.** Joint sets measured in one sandstone bed (Krosno beds — Oligocene): A — contour diagram of the orientation of joint sets before rotation with the great circle indicating orientation of bedding plane, B — diagram of the orientation of joint sets after rotation. Explanations: see fig. 1

## Cios w skałach oligocenu i dolnego miocenu — interpretacja

**System diagonalny (zespoły  $D_1$  i  $D_2$ ).** Podobnie jak w skałach łuski Bystrego, obecność spękań kulisowych oraz żeber tektonicznych wskazuje na prawoskrętny charakter zespołu  $D_1$  i lewoskrętny zespołu  $D_2$ . Opisane wcześniej dowody (rozdział: kreda dolna) wskazują na komplementarność obydwu zespołów.

Oś największego naprężenia  $\sigma_1$ , wyliczona z dwusiecznej kąta ostrego pomiędzy zespołami  $D_1$  i  $D_2$  ma stałe położenie (ryc. 5). Jego średnia orientacja wynosi  $47^\circ$  i jest prostopadła do osi struktur fałdowych. Wielkość kąta podwójnego ścinania wynosi średnio  $52\text{--}60^\circ$ , sięgając nawet  $70^\circ$ . Według klasyfikacji (Dunnea & Hancocka, 1994) są to spękania czysto ścięciowe, powstałe w całości po kompresyjnej stronie diagramu Mohra.

**Cios poprzeczny T.** Cios poprzeczny T, który już przed rotacją zajmuje położenie subwertykalne, ma prawdopodobnie genezę ekstensyjną. Jego orientacja jest zgodna z kierunkiem osi naprężenia wyliczonego z systemu skośnego (ryc. 5), a więc jest równocześnie prostopadła do rozciągłości struktur fałdowych, podobnie jak to miało miejsce w skałach starszych.

**Cios podłużny L,  $L_1$ .** Wymienione wcześniej struktury występujące na powierzchniach zespołu L oraz jego koncentracja w osiowych partiach fałdów regionalnych (ryc. 6, diagramy 1, 4, 9) wskazują, że geneza ciosu podłużnego może być związana z naprężeniami rozciągającymi koncentrującymi się w zewnętrznych partiach przegubów fałdów. Powstał on prawdopodobnie podczas końcowych etapów fałdowania ze zginania. Brak dowodów na wspólną genezę zespołów L i  $L_1$  (zespoły komplementarne). Powszechne występowanie i stałość orientacji zespołu  $L_1$  we wszystkich badanych odsłonięciach (ryc. 6) wskazuje na to, że odgrywa on ważną rolę w tektonice badanego obszaru.

### Wnioski

Przeprowadzona charakterystyka sieci ciosu w omawianej części płaszczowiny śląskiej wskazuje na wyraźne prawidłowości w jego wykształceniu i genezie:

1. Zespoły ciosu diagonalnego  $D_1$  i  $D_2$ , jakkolwiek różnie rozprzestrzenione, są spotykane w skałach całego badanego profilu litostratygraficznego, a orientacja osi maksymalnego naprężenia  $\sigma_1$ , wyliczona z dwusiecznej kąta ostrego ( $D_1$ ,  $D_2$ ), wskazuje na brak reorientacji pola naprężeń.

2. Kąt podwójnego ścinania stopniowo zwiększa swoją wartość od skał dolnokredowych do skał dolnomiocenicznych (ryc. 5). Może to świadczyć o stopniowym zwiększaniu się kompresji w okresie od wczesnej kredy do wczesnego miocenu.

3. Orientacja zespołu ciosu poprzecznego T jest zgodna z orientacją dwusiecznej kąta ostrego pomiędzy zespołami  $D_1$  i  $D_2$ , co czyni prawdopodobnym powstanie tych zespołów w polu naprężeń o podobnej orientacji  $\sigma_1$ , przy względnej zmianie wartości  $\sigma_2$  i  $\sigma_3$ .

4. Występowanie zespołu spękań przewodnich P przecinającego zespoły ciosu oraz uskoki wskazuje na istnienie na obszarze łuski Bystrego najmłodszego etapu deformacji związanego z ekstensją równoległą do rozciągłości łuski.

5. Stwierdzone wcześniej sprzężenie zespołów ciosu poprzecznego (T,  $D_1$  i  $D_2$ ) względem osi fałdów wskazuje

na ich powiązanie z polem naprężeń odpowiedzialnym za powstanie fałdów.

6. Powszechność mineralizacji ciosu w łusce Bystrego oraz w partiach osiowych synkliny Baligrodu i antykliny Szczawnego (ryc. 6) wskazuje na jej powiązanie ze strefami najsilniej stektonizowanymi.

W bezpośredniej bliskości stref dyslokacji poprzecznych zespoły ciosu poprzecznego ulegają skróceniu w stosunku do regionalnej orientacji osi fałdów.

Niniejsza praca obejmuje swym zasięgiem niewielką część obszaru pracy doktorskiej, dotyczącej geologii strukturalnej fragmentu płaszczowiny śląskiej. Powyższe wnioski mają zatem charakter wstępny i będą poddane rewizji w trakcie dalszych badań.

Składam serdeczne podziękowania T. Malacie za uwagi dotyczące budowy geologicznej okolic Baligrodu. Niniejsza praca była finansowana z badań własnych (BW-1419/9) oraz częściowo z funduszy grantu KBN nr 9T12B02009.

### Literatura

- ALEKSANDROWSKI P. 1989 — Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Stud. Geol. Pol., 96: 7–149.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. PWN.
- DUNNE W.M. & HANCOCK P.L. 1994 — Paleostress analysis of small-scale brittle structures. [In:] Continental deformation, P.L. Hancock (ed.), Pergamon Press.
- ENGELDER T. 1985 — Loading paths to joint propagation during a tectonic cycle: An example from Appalachian Plateau, U.S.A. J. Struct. Geol., 7: 459–476.
- HANCOCK P.L. 1994 — From joints to paleostress [In:] Peritethyan Platforms, F. Roure (ed.) and Editions Technip. Paris: 145–158
- HANCOCK P.L. 1985 — Brittle microtectonics: principles and practice. J. Struct. Geol., 7: 437–457.
- KŚIAŻKIEWICZ M. 1968 — Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych. Roczn. Pol. Tow. Geol., 38: 335–384.
- MASTELLA L. 1988 — Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, Polskie Karpaty zewnętrzne. Roczn. Pol. Tow. Geol., 58: 53–173.
- MASTELLA L. 1995 — Tektonika jednostki przeddukielskiej (Bieszczady) — program KBN nr 600 999 101 (niepubl.).
- MASTELLA L., ZUCHIEWICZ W., TOKARSKI A.K., RUBINKIEWICZ J., LEONOWICZ P. & SZCZĘSNY R. 1997 — Application of joint analysis for paleostress reconstruction in structurally complicated settings: Case study from Silesian nappe, Outer Carpathians (Poland). Prz. Geol., 45: 1064–1066.
- PARKER J. M. 1942 — Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 53: 381–408.
- PRICE N.J. 1959 — Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Geol. Mag., 96: 149–167.
- ŚLĄCZKA A. 1959 — Stratygrafia serii śląskiej łuski Bystrego na południe od Baligrodu. Biul. Inst. Geol., 131: 202–260.
- TOKARSKI A.K. 1975 — Structural analysis of the Magura unit between Krościenko and Zabrzeż. Roczn. Pol. Tow. Geol., 45: 327–359.
- TOKARSKI A.K. 1977 — Rotated joints in folded Magura flysch. Roczn. Pol. Tow. Geol., 47: 147–161.
- ZHAO M. & JACOBI D.J. 1997 — Formation of regional cross-fold joints in the northern Appalachian Plateau. J. Struct. Geol., 6: 817–834.
- ZUCHIEWICZ W. 1997a — reorientacja pola naprężeń w polskich Karpatach zewnętrznych w świetle wstępnych wyników analizy ciosu. Prz. Geol., 45: 105–109.
- ZUCHIEWICZ W. 1997b — Rozkłady spękań ciosowych w płaszczowinie magurskiej polskich Karpat zewnętrznych w świetle analizy statystycznej. Prz. Geol., 45: 634–638.
- ZUCHIEWICZ W., BUBNIAK I. H. & RAUCH M. 1997 — Wstępne wyniki badań nad spękaniami ciosowymi w jednostce skibowej (skolskiej) Karpat Ukrainkich. Prz. Geol., 45: 408–413.
- ZUCHIEWICZ W. & HENKIEL A. 1993 — Orientacja późnokozoiczna naprężeń tektonicznych w świetle analizy pomiarów spękań ciosowych w SE części Karpat polskich. Ann. UMCS, Sec. B, 48: 311–348.