

Próba rekonstrukcji pola naprężeń z etapu fałdowań płaszczowinowych w Tatrach na podstawie analizy struktur ślizgowych w trzonie granitoidowym

Edyta Jurewicz*

Rekonstrukcja alpejskiego pola naprężeń w Tatrach na podstawie struktur występujących w jednostkach płaszczowinowych jest trudna, ponieważ w większości powierzchni uskoków są słabo czytelne i nie są płaszczyznami. W przeciwieństwie do nasuniętych jednostek, granitoidowy trzon Tatr Wysokich jest względnie izotropowy i nadaje się do geometrycznej analizy mezostruktur. Do rekonstrukcji osi naprężeń z zastosowaniem programu TectonicsFP wybrano płaskie uskoki, o kruchej genezie i z mineralizacją epidotową. Aby dokonać rekonstrukcji alpejskiego pola naprężeń blok tatrzański należało zrotować do pozycji przedeoceńskiej o 40° ku południowi oraz (uwzględniając dane paleomagnetyczne) o 23° w lewo do pozycji sprzed 90 mln lat. Po pierwszej rotacji danych osi naprężenia głównego (σ_1) przyjęła położenie 355/10 (z młodszego etapu kompresji alpejskiej o kierunku N–S), a po drugiej rotacji 335/10 (ze starszego etapu o kierunku NNW–SSE).

Słowa kluczowe: Tatry, kompresja alpejska, osie naprężeń, uskoki, lustra tektoniczne

Edyta Jurewicz — **Tentative reconstruction of the stress axes from the thrust-folding stage in the Tatra Mts on the basis of slickensides in the granitoid core (southern Poland).** *Prz. Geol.*, 48: 239–245.

Summary. The reconstruction of the alpine stress axes in the Tatra Mts based on structures in nappe units is difficult because most of the fault surface is not flat and unmeasurable. In contrast to overthrust nappes, the granitoid massif of High Tatra Mts is more isotropic and mesostructure populations are suitable to geometrical analysis. Only flat dipping, brittle origin slickensided faults, coated with greenish epidote have been selected to reconstruction of stress axes with TectonicsFP programme. Before the stress reconstruction the Tatra Mts block should be rotated about 40° southward to pre-Eocene position and based on the paleomagnetical results about 23° counterclockwise to position older than 90 Ma. After first rotation of datasets the principal stress axis (σ_1) was found in position 355/10 (the younger stage of alpine contraction during nappes folding and overthrusting — N–S direction) and after second one — 335/10 (the older stage of contraction — NNW–SSE direction).

Key words: Tatra Mts, alpine contraction, stress axes, faults, slickensides

Procesy powstawania i nasuwania się płaszczowin w Tatrach są trudne do rekonstrukcji klasycznymi metodami analizy strukturalnej. W jednostkach płaszczowinowych występuje niewielka ilość uskoków o możliwych do pomiarzenia i opisaną parametrami geometrycznych. Nie są one czytelne jako płaszczyzny i brak jest na nich śladów tektoglify. Tam, gdzie powierzchnie nasunięć są dobrze odsłonięte, jak np. na Hali Stoły, pochodzenie struktur im towarzyszących budzi wątpliwości (Bac-Moszaszwili i in., 1981). Niemożność prześledzenia powierzchni uskoków nie wynika z ich braku, lecz z charakteru, który zawdzięczają procesom rozpuszczania pod ciśnieniem (Jaroszewski, 1982). Często, jak np. w wapiennych ogniach fałdu Giewontu, obserwuje się skośne dochodzenie powierzchni ławic do siebie, które jest zauważalne z pewnej odległości od ściany odsłonięcia, lecz niemożliwe do bezpośredniego zlokalizowania jako konkretna powierzchnia czy płaszczyzna. Trudno jest więc wnioskować o geometrii nasunięć płaszczowinowych „na oko”.

Nadzieje na dostarczenie danych do analizy struktur związanych z alpejskimi nasunięciami płaszczowinowymi roją prace na terenie trzonu granitoidowego Tatr, który w tym czasie również podlegał odkształceniom (Putiš, 1992; Plašienka, 1996). W przeciwieństwie do zróżnicowanej litologicznie pokrywy osadowej, granitoidy Tatr Wysokich stanowiły względnie izotropowy blok, stąd ilość czynników kształtujących lokalne, odbiegające od regionalnego pola naprężeń była mniejsza. Pozostaje „tylko” problem oddzielenia deformacji alpejskich odpowiedzialnych za nasunięcia płaszczowinowe od starszych, waryscyjskich, oraz młodszych, trzeciorzędowych (Putiš, 1992).

Niniejsze opracowanie stanowi wstępne zestawienie wyników rekonstrukcji alpejskiego pola naprężeń uzyskanej z zastosowaniem różnych procedur obliczeniowych wykorzystanych w programie komputerowym TectonicsFP, bez szczegółowej analizy aparatu matematycznego i uwarunkowań poszczególnych metod. Głębsza analiza metodologiczna będzie możliwa do przeprowadzenia po uzyskaniu wyników z większych zbiorów pomiarów i z większego obszaru, np. z Tatr Słowackich, oraz po przeprowadzeniu bardziej wnikliwej analizy mezostrukturalnej, nie ograniczającej się do badania populacji struktur ślizgowych.

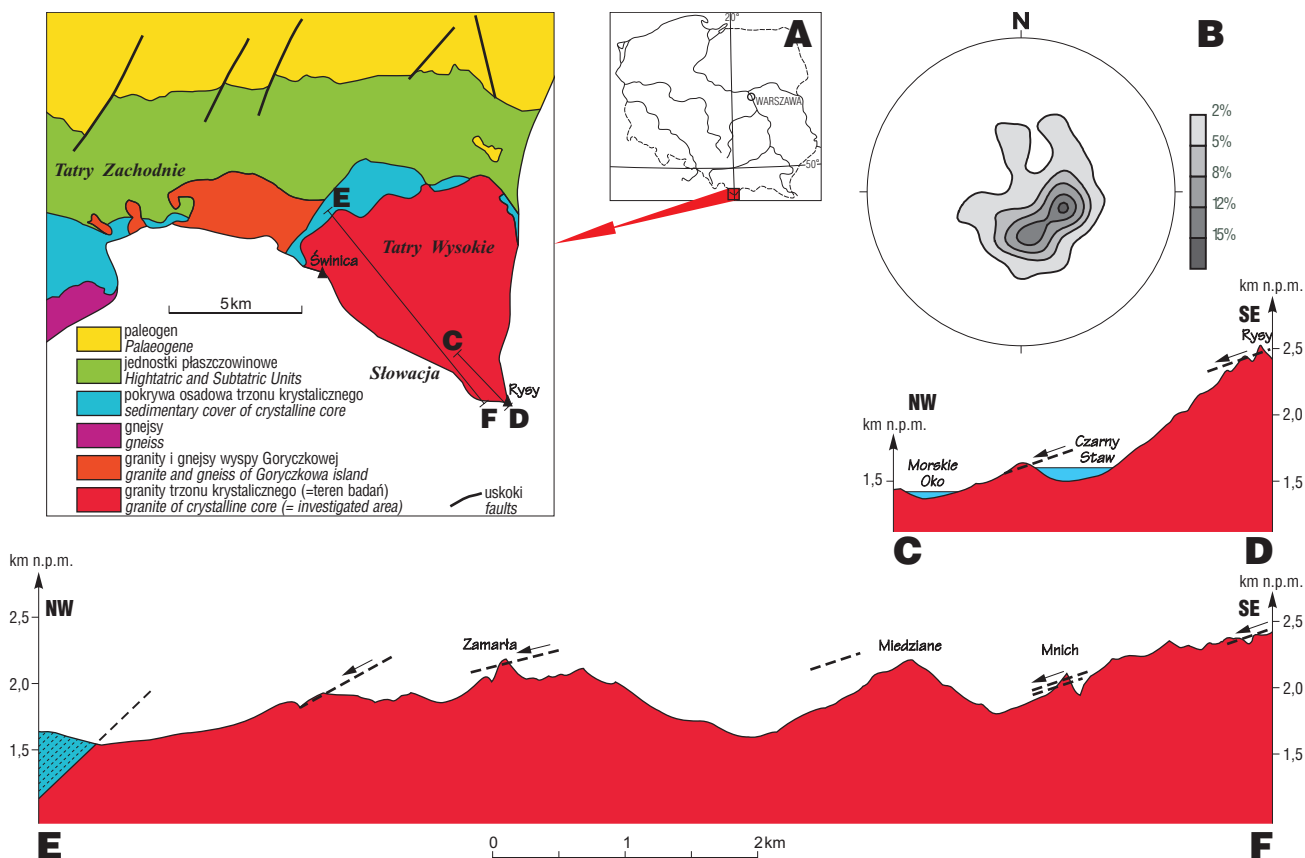
Metodyka badań

Spośród pomierzonych na terenie polskiej części Tatr Wysokich (ryc. 1A), wyodrębniono grupę uskoków posługując się kryterium geometrycznym i genetycznym. Wybrane zostały uskoki o cechach wskazujących na ścięciową genezę, kruche warunki powstania i orientację wykazującą związek z alpejskim nasunięciami płaszczowinowymi. Do tej grupy (ryc. 1B) zaliczono uskoki spełniające następujące warunki:

- a) płaskie i gładkie powierzchnie uskokowe,
- b) obecność mineralizacji epidotowej (niekiedy także chlorytowej lub/i kwarcowej),
- c) dobrze czytelne rysy ślizgowe i zadziory pozwalające na interpretację kierunku i zwrotu przemieszczenia,
- d) połogie nachylenie powierzchni uskokowej (tj. upad mniejszy od 45°).

Połogie nachylenia uskoków wybrano wychodząc z założenia, że tak zorientowane powierzchnie ścięć powstawały w polu naprężeń odpowiedzialnym za znaczne skrócenia poziome (oś σ_1 — pozioma), a więc w trakcie alpejskich nasunięć płaszczowinowych. Wiele spośród

*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: edytaj@geo.uw.edu.pl



Ryc. 1A — szkic tektoniczny wschodniej części Tatr Polskich (wg Bac-Moszaszwili i in., 1979); **B** — diagram położenia opracowywanego zbioru luster tektonicznych sporządzony w programie StereoNet (dolna półkula, normalne do płaszczyzn, 95 pomiarów); **C–D**, **E–F**, schematyczne przekroje geologiczne z lokalizacją położeń luster tektonicznych i zaznaczonym kierunkiem transportu tektonicznego (strzałka)

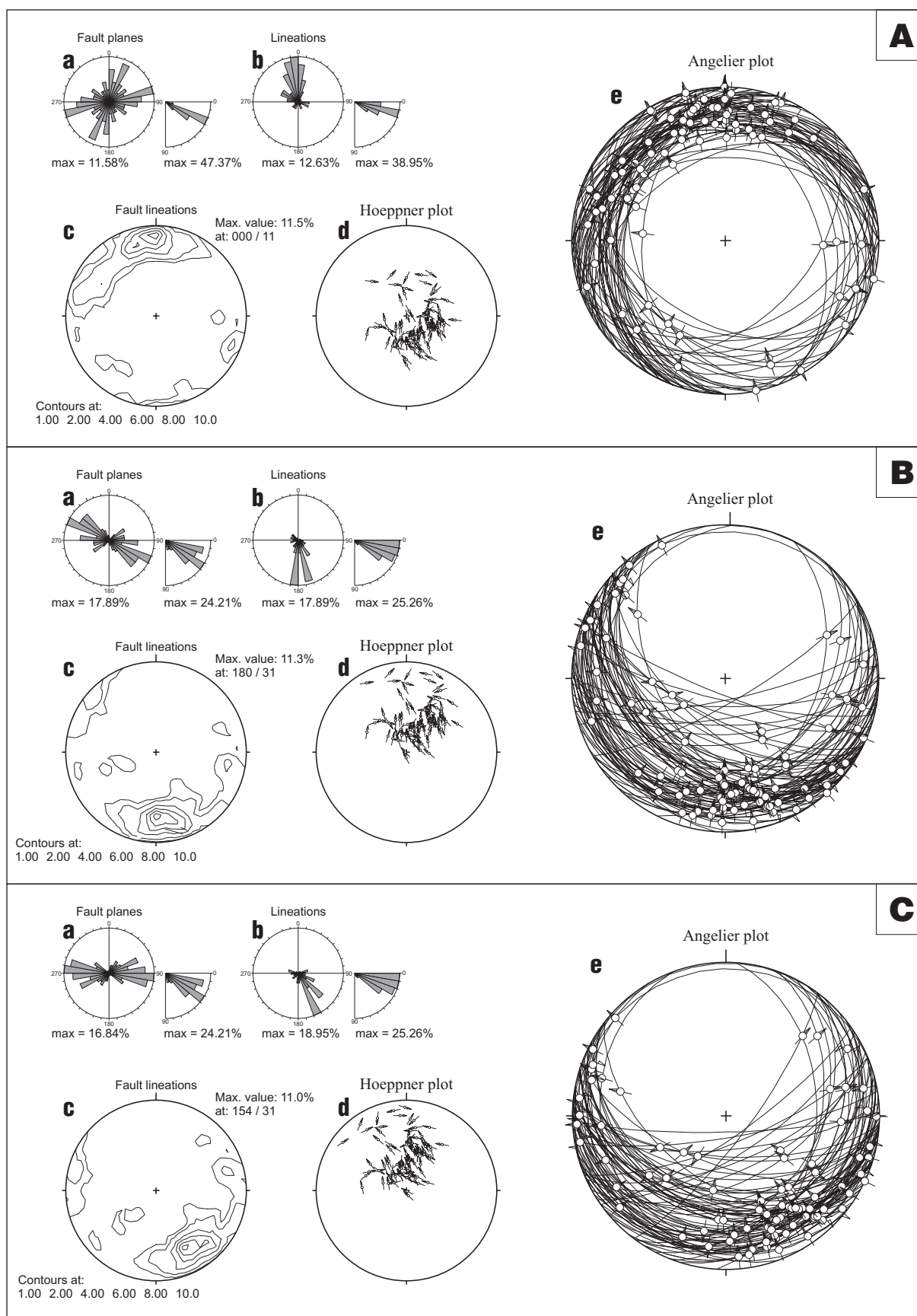
Fig. 1A — Tectonic sketch of the East part of the Tatra Mts in Poland (after Bac-Moszaszwili et al. 1979); **B** — diagram of faults (StereoNet programme, lower hemisphere, pole to planes); **C–D**, **E–F**, schematic cross-section with slow-dipping faults (arrow — direction of the tectonic transport)

pomierzonych uskoku wykazuje równoległość do powierzchni nasunięć jednostek płaszczowinowych (ryc. 1 C–D, E–F). Pochodzą one najczęściej z rejonu kontaktu krystaliniku z pokrywą osadową oraz z jego górnej, zewnętrznej strefy, np. z podszczytowych partii Orlej Perci, Kościelca, Rysów, Mnicha, rzadziej z niżej położonych obszarów, np. z progu Czarnego Stawu nad Morskim Okiem. Geometryczne wyeliminowanie uskoku o stromych upadach zużyło dane i uczyniło je mniej zróżnicowanymi, co mogło wpłynąć na dokładność uzyskanych wyników, ale miało służyć zapewnieniu względnej homogeniczności zbioru. Obecne w trzonie granitoidowym uskoki strome powstałe w polu grawitacyjnym (oś σ_1 — pionowa) mogą być zarówno wieku przedszarżawowego, jak np. uskoki odpowiedzialne za istnienie undulacji (elewacji i depresji — Kotański, 1961; Jaroszewski, 1965), jak i poszarżawowego, związane z młodotrzeciorzędowym rotacyjnym wypiętrzaniem bloku tatrzańskiego (Piotrowski, 1978; Kováč i in., 1994; Bac-Moszaszwili, 1995; Sperner, 1996). Szczegółową charakterystykę wyodrębnionych na terenie Tatr Wysokich pionowych stref uskoku podaje Grochocka-Piotrowska (1970). Ich interpretację wiekową oraz kinematyczną należałoby przeprowadzić z zastosowaniem metod petrotektonicznych.

Nie brano pod uwagę pomiarów ze stref uskoku, gdzie można się spodziewać uskoku podrzędnych, opierających, a więc powstałych w lokalnym polu naprężeń. Wyeliminowane też zostały uskoki będące kilkumetrowej

szerokości strefami uskoku brekcji i mylonitów, rzadziej równoległych do siebie luster tektonicznych, które mogły powstać przy udziale czynników dynamometamorficznych (Jaroszewski, 1961). Na tej podstawie nie brano pod uwagę uważanego za alpejskie tzw. nasunięcia Kazalnicy (Piotrowska, 1997). Strefom takim towarzyszą często deformacje o typie fałdek ciągnionych, daje się też w nich obserwować makroskopowo tekstury kierunkowe (równoległe do powierzchni uskoku ustawienia minerałów blaszkowych), wskazujące na względnie podatne warunki odkształcenia (por. Simpson, 1986; Dadlez & Jaroszewski, 1994, s. 109). Uskoki te mogły powstać przy znacznych wartościach ciśnienia i temperatury, i należałoby je raczej wiązać z waryscyjskim etapem tektonicznym (por. Putiš, 1992). Według szacunków Lefeldta (1997) temperatura w dobie ruchów płaszczowinowych na granicy trzonu krystalicznego i pokrywy osadowej nie przekroczyła 200°C, według Putiša (1992) maksymalnie osiągnęła 300°C na głęb. 6–8 km, a według Janáka (1994) maksymalne temperatury dla skał krystalicznych nie przekroczyły 300–350°. Niskie temperatury podaje również Grabowski i in. (1999) dla najwyższych jednostek regłowych (50–80°), co wskazuje, że fałdowania odbywały się w reżimie zimnym.

W polskiej części Tatr Wysokich pomierzono ok. 200 powierzchni uskoku, z których 95 spełniło powyższe kryteria i zostało zaakceptowanych przez program TectonicsFP. Odnotowano orientację płaszczyzny lustra, położenie rys ślizgowych i zwrot ruchu górnego skrzydła



Ryc. 2. A — diagramy dla obecnych położen luster tektonicznych; B — diagramy dla położen luster tektonicznych po rotacji o kąt 40° ku południowi wokół osi $90/0$; C — diagramy dla położen luster tektonicznych po rotacji o kąt 23° przeciwnie do ruchu wskazówek zegara wokół osi pionowej; A–C: a — rozeta biegów i upadów powierzchni uskokowych; b — rozeta biegów i upadów lineacji; c — diagram konturowy lineacji; d) diagram Hoepfnera; e) diagram Angeliera

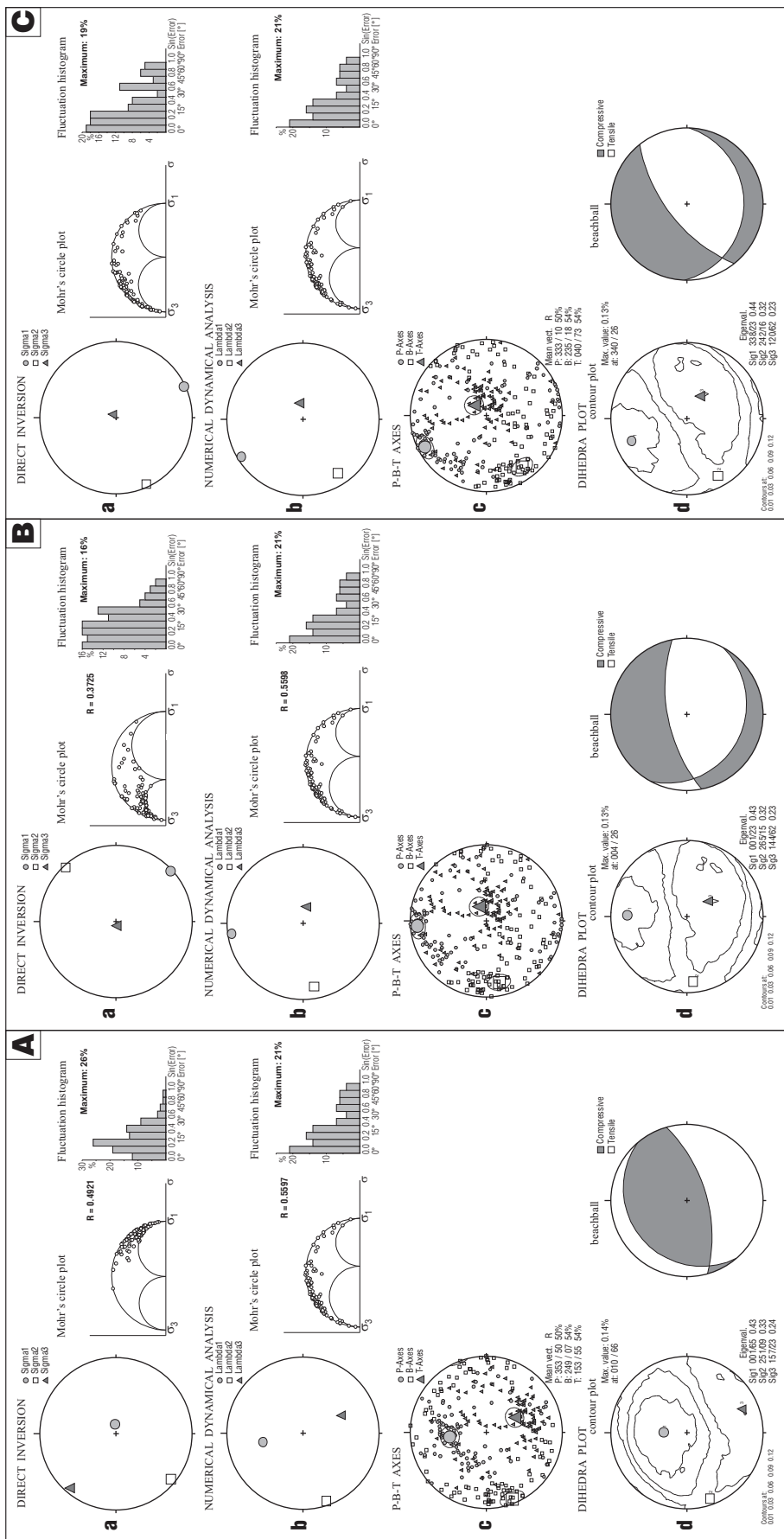
Fig. 2. A — diagrams of faults in recent; B — diagrams of faults after first, vertical rotation (40° southwards); C — diagrams of faults after second, horizontal rotation (23° counterclockwise); A–C: a — rose of strike direction and dip angle of fault planes; b — rose of strike and dip angle of fault lineation; c — contour plot of lineation; d) Hoepfner plot; e) Angelier plot

interpretowany „z prądem” na podstawie zadziórów „z oderwania” (Dadlez & Jaroszewski 1996, str. 90) występujących na zmineralizowanej powierzchni.

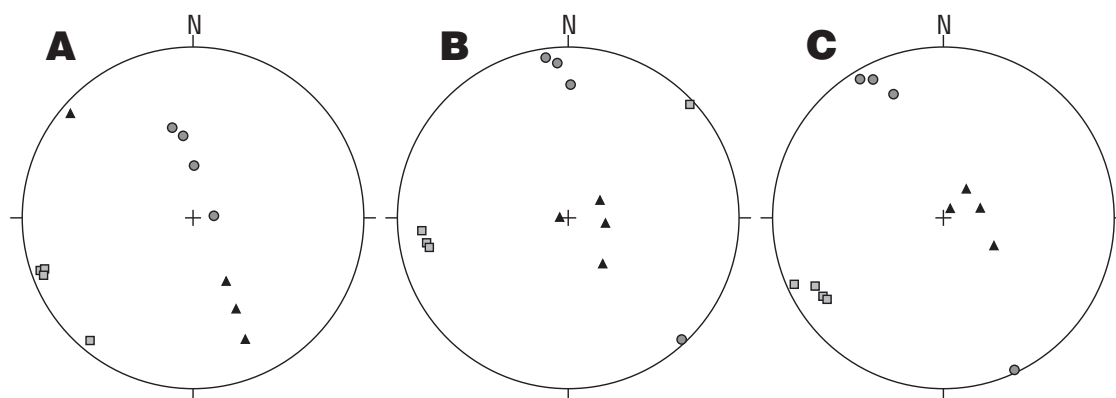
Dokonując rekonstrukcji pola naprężeń na podstawie obecnych położen luster tektonicznych należy uwzględnić późnomioceniskie (datowane metodą trakową — Burchart, 1972; Král, 1977) rotacyjne wychylenie bloku tatrzańskiego.

Wielkość tej rotacji jaka miała miejsce wokół poziomej osi o przebiegu W–E można przyjąć na ok. 40°, a wynika ona m.in. z kąta upadów osadów eocenu i upadów mezozoicznej pokrywy osadowej trzonu (Bac-Moszaszwili i in., 1984; Ozimkowski, 1991), z szacunków wielkości przemieszczenia na uskoku podtatrzańskim (Sperner, 1996) oraz wielkości erozji granitoidu tatrzańskiego (Burchart, 1972). Tej ostatniej wartości nie uwzględnił w swoich wyliczeniach Piotrowski (1978) i dlatego szacowany przez niego na ok. 20° kąt rotacji wydaje się być zanizony.

Kolejnym elementem, który mógł mieć wpływ na orientację pola naprężeń jest udomakmentowana badaniami paleomagnetycznymi rotacja pozioma bloku tatrzańskiego, jaka miała miejsce w górnej kredzie, początkowo lokalizowana w czasie po dolnym apcie a przed koniakiem (ok. 119–88 mln lat temu — Grabowski, 1997a), a w wyniku dalszych badań uściślona na ok. 90 mln lat (Grabowski, 1997b). Wielkość ta została określona po stwierdzeniu, że deklinacja na obszarze para-autochtonicznej serii wierzchowej Tatr wykazuje 23° (±6°) rotacji zgodnej z ruchem wskazówek zegara w stosunku do deklinacji kierunków kredowych z obszaru „stabilnej Europy”. Przyjmując początek fałdowań płaszcz-



Ryc. 3. Rekonstrukcje naprężeń przeprowadzone z zastosowaniem programu TectonicsFP: A — rekonstrukcja dla obecnych położen luster; B — rekonstrukcja dla położen luster tektonicznych zrotowanych o kąt 40° ku południowi wokół osi 90/0; C — rekonstrukcja dla położen luster tektonicznych zrotowanych o kąt 40° w pionie (w wyniku poprzedniej rotacji) oraz o kąt 23° przeciwnie do ruchu wskazówek zegara wokół osi pionowej; A–C: a — metoda inwersyjna, b — analiza numeryczno-dynamiczna, c — metoda P-B-T, d — metoda sektorów prostokątnych
Fig. 3. Stress reconstruction after TectonicsFP: A — in recent; B — after first, vertical rotation (40° southwards); C — after second, horizontal rotation (23° counterclockwise)



Metoda	A In situ				B Po rotacji danych o kąt 40° ku S				C Po rotacji danych o kąt 23° w lewo			
	σ_1 ●	σ_2 ■	σ_3 ▲	R	σ_1 ●	σ_2 ■	σ_3 ▲	R	σ_1 ●	σ_2 ■	σ_3 ▲	R
inwersyjna	84/80	220/7	310/7	0,49	137/3	47/3	266/86	0,37	155/2	246/5	40/85	0,50
numeryczno-dynamiczna	347/45	25/6	155/44	0,56	352/6	260/17	100/72	0,56	329/6	237/17	77/72	0,56
P-B-T	353/50	249/7	153/53	–	356/10	258/18	63/73	–	333/10	235/18	40/73	–
sektorów prostokątnych	1/65	251/9	157/23	–	1/23	265/15	144/62	–	338/23	242/15	120/62	–

Ryc. 4. Zestawienie wyników rekonstrukcji osi naprężeń 4 metodami (inwersyjną, numeryczno-dynamiczną, P–B–T, i sektorów prostokątnych): A — dla obecnych położenia luster; B — dla położenia luster tektonicznych zrotowanych o kąt 40° ku południowi wokół osi 90/0; C — dla położenia luster tektonicznych zrotowanych o kąt 40° w pionie (w wyniku poprzedniej rotacji) oraz o poziom o kąt 23° przeciwnie do ruchu wskazówek zegara

Fig. 4. Confrontation of stress reconstruction arising from 4 analysis of TectonicFP Programme. A — in recent; B — after first, vertical rotation (40° southwards); C — after second, horizontal rotation (23° counterclockwise)

winowych na schyłek turonu (Plašienka, 1996; Lefeld, 1997), aby powrócić do przedfałdowego namagnesowania skał należałoby dokonać rotacji w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara.

W celu dokonania rekonstrukcji pola naprężeń z etapu fałdowań płaszczwinowych, zbiór danych zrotowano o kąt 40° wokół osi 90/0 (równoległej do północnego brzegu Tatr i uskoku podtatrzańskiego) ku południowi, otrzymując w ten sposób obraz sprzed poeocenińskiego rotacyjnego wypiętrzenia bloku tatrzańskiego. Kolejnym krokiem była rotacja pozioma wynikająca z badań paleomagnetycznych wokół osi pionowej o kąt 23° w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara, pozwalająca otrzymać obraz górnokredowego pola naprężeń. W celu odtworzenia każdego etapu stosowano rotacje danych i na ich podstawie rekonstruowano układy naprężeń.

Wyniki uzyskane w programie TectonicsFP przedstawiono oddzielnie dla każdego etapu rekonstrukcji w postaci diagramów w projekcji na dolną półkulę siatki Lamberta, rozet i wykresów dla zbioru 95 pomiarów uskoku (ryc. 2–4). Do analizy danych wykorzystano 4 metody rekonstrukcji pól naprężeń zastosowane w programie TectonicsFP: inwersyjną, numeryczno-dynamiczną, P–B–T i sektorów prostokątnych.

Analiza uskoku i struktur ślizgowych

Rozety biegów i upadów połączonych płaszczwin uskoku (ryc. 2Aa) oraz pomierzonych na nich rys ślizgowych

(ryc. 2Ab), a także diagram konturowy lineacji (ryc. 2Ac) wskazują, że obok wyraźnie zarysowanego maksimum położenia rys ślizgowych o południkowych biegach (0/11), pojawia się słabo zaznaczony kierunek o biegu ok. 100°. Do podobnych wniosków prowadzi (ryc. 2Ae) diagram Angeliera (1979), na którym są wykreślone płaszczyny luster, punkty przebicia rys ślizgowych i zwrot ruchu górnego skrzydła. Również diagram Hoepfenera (1955) pokazuje, że mimo, iż bieguny luster z rysami są wyraźnie skoncentrowane, to pojawiają się także położenia odbiegające od średnich (ryc. 2Ad). Z bezpośrednich obserwacji terenowych wynika, że na badanych uskoku oprócz rys wskazujących w niezrotowanym bloku tatrzańskim na północny kierunek transportu tektonicznego, występuje mniej liczna, starsza (rozwinęta bezpośrednio na skale) populacja rys o kierunku WNW–ESE. Często (np. na Zamarłej Turni) na tych samych powierzchniach, na których występują rysy i zadziory na skale o kierunku WNW–ESE pojawia się młodsza mineralizacja epidotowa z rysami o kierunkach południkowych. Podobną orientację rys ślizgowych uzyskał wcześniej Burchart (1963) dla wyspy krystalicznej Goryczkowej oraz Grochocka-Piotrowska (1970) dla trzonu granitoidowego.

Po zastosowaniu dwóch rotacji (40° wokół osi poziomej ku południowi — ryc. 2B, i o 23° wokół osi pionowej przeciwnie do ruchu wskazówek zegara — ryc. 2C) zbioru danych (położenia luster i rys ślizgowych) na podstawie dia-

gramu lineacji, i rozet biegów uskoków i azymutów rys ślizgowych można wnioskować, że względnie rozrzucone biegi powierzchni uskokowych stały się zdecydowanie równoleżnikowe (ryc. 2Ca), rysy ślizgowe zaś wskazują na dominujący azymut transportu tektonicznego 330° – 340° (ryc. 2Cb, d, e). Na podkreślenie zasługuje fakt podnoszony w pracy Bac-Moszaszwili i in. (1984), że płaszczyzny uskokowe, które przed rotacją miały przeważnie północne upady (ryc. 1B, 2Ad,e), po rotacji zapadają na południe pod kątem 30° – 40° , stając się z uskoków normalnych uskokami odwróconymi (ryc. 2Cd, e). Powstanie takich uskoków byłoby trudne do wytłumaczenia przy założeniu spływów grawitacyjnych na zapadnięte przedpole w reżimie ekstensyjnym (por. Kotański, 1961; Plašienka, 1996).

Rekonstrukcja układów naprężeń z zastosowaniem programu TectonicsFP

Metoda inwersyjna (ryc. 3A–Ca) oblicza średni tensor naprężeń według procedury Angeliera i Goguela (1979), rozwiniętej przez Sperner i in. (1993). Nie wykorzystuje informacji o zwrocie ruchu na powierzchni uskoku, jedynie sygnalizuje niezgodność między zwrotem określonym przez program i stwierdzonym w terenie (Sperner, 1996). Daje dobre rezultaty tylko dla różnorodnie zorientowanych uskoków i rys. Pozwala na określenie zależności naprężeń normalnych i ścinających na kole Mohra, liczonej dla każdego uskoku według metody graficznej Wallace (1951), a jednocześnie na określenie parametru $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$, wyrażającego względny stosunek naprężeń (przy założeniu, że $\sigma_1=1$), położonego na styku dwóch kół Mohra (ryc. 3A–Ca). Pozwala również na określenie kąta β pomiędzy wyliczonym wektorem naprężeń a pomierzoną rysą dla każdego uskoku oddzielnie. Wyniki są przedstawiane na histogramie fluktuacji i nie powinny przekraczać dla kąta β wartości 30° , co mogłoby wskazywać na heterogeniczność zbioru. W badanej populacji uskoków ok. 15% pomiarów wykazuje odchylenie rysy o kąt $\beta > 30^{\circ}$, a dla uskoków po rotacji ilość ta sięga $1/4$ zbioru (por. ryc. 3Aa i 3Ca). Już wyżej przeprowadzona analiza wizualna diagramów i rozet położenia rys i uskoków wskazywała na istnienie podrzędnego zbioru, który byłby za mało liczny do samodzielnej analizy, jednak w dalszych badaniach i być może po znalezieniu kryteriów terenowych wydzielenia go zasługuje na oddzielne rozpatrzenie.

Analiza numeryczno-dynamiczna (ryc. 3A–Cb) została opracowana z przeznaczeniem dla lamelek bliźniaczych w kalcycie (Spang, 1972). Zakłada, że wielkość naprężeń ścinających na każdym uskoku wynosi 1, koreluje λ_1 z σ_1 a λ_3 z σ_3 i określa tensor naprężeń dla każdego uskoku z rysą oddzielnie. Następnie sumuje wszystkie tensory naprężeń i dzieli je przez liczbę pomiarów, co daje średni tensor naprężeń. Wykreśla diagram Mohra (ryc. 3A–Cb) i zakłada, że współczynnik $R = (\lambda_2 - \lambda_3)/(\lambda_1 - \lambda_3)$ i że $\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3 = 0$. Pozwala również określić dla każdego uskoku kąt β pomiędzy wyliczonym kierunkiem maksymalnego ścinania a pomierzoną rysą, a wyniki przedstawia na histogramie fluktuacji. Histogramy te pokazują (podobnie jak w metodzie inwersyjnej i z tych samych powodów), że w ok. $1/4$ badanej populacji uskoków rysa jest odchylona od kierunku maksymalnego ścinania o kąt większy od 30° (por. ryc. 3Ab i 3Cb).

Program ten, mimo iż kąt ścinania θ ma najczęściej średnią wartość 30° (Jaeger & Cook, 1979), to pozwala przyjąć dowolną wielkość z przedziału $10^{\circ} < \theta < 85^{\circ}$. Przedstawia również na wykresie wartość optymalną kąta ścinania. Dla opracowywanego zbioru pomiarów sugerowana przez program optymalna wartość kąta ścinania θ wynosi 80° , została jednak odrzucona jako nie mająca żadnego uzasadnienia, a powodująca wręcz zamianę miejscami osi σ_1 i σ_3 . Do rekonstrukcji przyjęto wartość θ najczęściej występującą w przyrodzie, tj. 30° .

Metoda P–B–T (ryc. 3A–Cc) opracowana dla lamelek bliźniaczych w kalcycie (Turner, 1953), konstruuje dla każdej płaszczyzny ścinania oś P (kompresji) i T (ekstensji), obie leżące w płaszczyźnie zawierającej rysę ślizgową i normalną do płaszczyzny lustra. Oś P tworzy kąt 45° z płaszczyzną lustra, oś T jest do niej prostopadła, a oś B jest normalną do obu. Na podstawie rekonstrukcji przeprowadzonej dla każdego uskoku oddzielnie określa najczęstsze położenia osi P, B i T (interpretowanych odpowiednio jako σ_1 , σ_2 i σ_3), wykreślając dla każdej z nich stożek ufności (przez co osie P, B, T nie muszą być prostopadłe do siebie). Podobnie jak metoda numeryczno-dynamiczna, podaje policzony przez program optymalny kąt ścinania ($\theta=80^{\circ}$), którego przyjęcie również nie znalazło uzasadnienia i tak jak w poprzednim przypadku założono, że kąt $\theta=30^{\circ}$.

Metoda sektorów prostokątnych (ryc. 3A–Cd) opracowana przez Angeliera i Mechlera (1977), Angeliera (1979), a literaturze polskiej spopularyzowana przez Aleksandrowskiego (1987), wyznacza dla każdego uskoku oddzielnie sektor kompresji zawarty między powierzchnią uskoku a prostopadłą do niej i do rys ślizgowych płaszczyzną pomocniczą (teoretyczną płaszczyzną „komplementarną” przy założeniu, że $\theta=45^{\circ}$). Punktem zliczeniowym w sektorze kompresji przypisywana jest wartość 1, a w sektorze ekstensji 0. Po zsumowaniu wartości liczbowych na siatce wykreślany jest diagram konturowy pozwalający określić najbardziej prawdopodobne położenie osi naprężenia głównego. Wyniki mogą też być prezentowane jako „piłka plażowa”. Metoda ta nie pozwala na określenie wartości współczynnika R.

Analiza wyników

Chociaż analizie poddano pomiary luster tektonicznych i struktur ślizgowych, wyselekcjonowanych w myśl z góry założonych kryteriów, zebranych ze względnie dużego obszaru o wieloetapowej tektogenezie, to uzyskane z zastosowaniem 4 metod obliczeniowych wyniki rekonstrukcji pól naprężeń są zbliżone do siebie i przystające do realiów geologicznych. Położenia osi naprężeń na poszczególnych etapach rekonstrukcji, przedstawione na zbiorczych diagramach i zestawione w tabelce (ryc. 4) pozwalają na sformułowanie wstępnych wniosków dotyczących etapu fałdowań płaszczowinowych.

Oś naprężenia głównego σ_1 po zastosowaniu dwóch rotacji (o 40° wokół osi poziomej ku południowi i o 23° wokół osi pionowej przeciwnie do ruchu wskazówek zegara) przyjęła położenie prawie poziome, a więc takie, jakiego należało się spodziewać na etapie fałdowań płaszczowinowych. Uśrednione położenie osi σ_1 wynosi ok. 335/10. Oś naprężenia pośredniego σ_2 przyjęła prawie identyczne położenie we wszystkich przypadkach — ok. 235/15, a oś naprężenia najmniejszego σ_3 wykazująca nieco większy rozrzut wyników ok. 90/75. Obraz układu

naprężeń po rotacjach jest bardziej zwarty niż przed nimi, co w pewnym stopniu potwierdza ich prawidłowość. Symetria zrekonstruowanego pola naprężeń nie jest rombowa, lecz wykazuje odchylenie o ok. 15° zarówno od pionu, jak i poziomu. Odchylenie od pionu jednej z osi naprężeń głównych jest typowe dla warunków, w jakich powstają nasunięcia i odpowiedzialne w związku z tym za bardziej położe położenia powierzchni nasunięć (Dadlez & Jaroszewski, 1994, s. 127). Angelier (1994) podaje, że odchylenie od pionu w trakcie powstawania wielkoskalowych nasunięć jest na ogół małe i nie przekracza 10° . Trójskośna symetria zrekonstruowanego pola naprężeń może być albo pierwotna, albo wynikać z niedoskonałości metody lub nieprecyzyjnie dobranych wartości kątów rotacji. Za wychylenie układu naprężeń na etapie fałdowań płaszczowinowych mogła być odpowiedzialna sama obecność granitoidowego batolitu (por. Dadlez & Jaroszewski, 1996, s. 118) lub też położonej na północny-zachód od analizowanego obszaru depresji Goryczkowej-Jawora (Kotanski, 1961), z którą mogłyby wiązać się lokalnie skośne w stosunku do zasadniczego (bardziej zachodnie) kierunku transportu tektonicznego, a o których można wnioskować m.in. na podstawie diagramów lineacji (ryc. 2Cb–e) czy rys ślizgowych na połączonych lustrach wyspy Goryczkowej (Burchart, 1963). Innym czynnikiem odpowiedzialnym za względną niejednorodność uzyskanych wyników, wykazaną na histogramach fluktuacji a najlepiej czytelną w metodzie P–B–T (por. ryc. 3Bc i 3Cc), może być częściowe zazębienie się w czasie nasunięć płaszczowinowych i udokumentowanej badaniami paleomagnetycznymi rotacji poziomej. Jego potwierdzeniem mógłby być fakt, że uśredniony kierunek rys ślizgowych na zrotowanych lustrach (154° — ryc. 2Ca) nie jest prostopadły do biegów uskoków (90 – 100° — ryc. 2Cb), co mogło by wskazywać na nierównoczesność powstania powierzchni zniszczenia i lineacji (powierzchnie starsze od rys — uskoki wtórne). Zakładając nakładanie się w czasie fałdowań i rotacji można uznać, że rekonstrukcja po dwóch rotacjach (ryc. 2C i 3C) odpowiadałaby początkowej fazie fałdowań, a po rotacji w płaszczynie pionowej — końcowej (ryc. 2B i 3B). Mogłoby to oznaczać, że kierunek kompresji alpejskiej w trakcie nasunięć płaszczowinowych zmieniał się z NNW–SSE na N–S. W toku dalszych badań należałoby wnikliwiej rozpatrzyć wzajemną zależność fałdowań płaszczowinowych i rotacji poziomej: czy zmieniał się kierunek kompresji, czy też w stałym polu naprężeń zachodziła rotacja pozioma bloku tatrzańskiego.

Literatura

ALEKSANDROWSKI P. 1987 — Od struktur ślizgowych do układów naprężeń: przegląd metod. *Prz. Geol.*, 35: 521–524.
 ANGELIER J. 1979 — Determination of the mean principal directions of stress for given fault population. *Tectonophysics*, 56: T17–T26.
 ANGELIER J. 1994 — Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. [In:] P.L. Hancock (ed.), *Continental deformation*: 53–100.
 ANGELIER J. & GOGUEL J. 1979 — Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 288: 307–310.
 ANGELIER J. & MECHLER P. 1977 — Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et enséismologie: la méthode des diédres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, VII, 19: 1309–1318.
 BAC-MOSZASZWILI M. 1995 — Diversity of Neogene and Quaternary tectonic movements in Tatra Mountains. *Folia Quater.*, 66: 131–144.
 BAC-MOSZASZWILI M., BURCHART J., GŁAŻEK J., IWANOW A., JAROSZEWSKI W., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., RONIEWICZ P., SKUPIŃSKI A. &

WESTFALEWICZ-MOGILSKA E. 1979 — Mapa geologiczna Tatr Polskich. *Wyd. Geol.*
 BAC-MOSZASZWILI M., IRAKLI L. P., GAMKERLIDZE J. P., JAROSZEWSKI W., SCHROEDER E., STOJANOV S. & TZANKOV T. V. 1981 — Thrust zone of the Križna nappe at Stoły in the Tatra Mts (Poland). *Stud. Geol. Pol.*, 68: 61–71.
 BAC-MOSZASZWILI M., JAROSZEWSKI W. & PASSENDORFER E. 1984 — W sprawie tektoniki Czerwonych Wierchów i Giewontu w Tatrach. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 52: 67–88.
 BURCHART J. 1963 — Uwagi o kierunkach luster tektonicznych w obrębie skał krystalicznych wyspy Goryczkowej. *Acta Geol. Pol.*, 13: 27–40.
 BURCHART J. 1972 — Fission-track age determination of accessory apatite from the Tatra Mts, Poland. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 15: 418–422.
 DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. Warszawa.
 GRABOWSKI J. 1997a — Paleomagnetic results from the cover (High-Tatric) units and nummulitic Eocene in the Tatra Mts (Central West Carpathians, Poland) and their tectonic implications. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67: 13–23.
 GRABOWSKI J. 1997b — New paleomagnetic data from Fatricum and Hronicum in the Tatra Mts (Poland) further evidences for Cretaceous remagnetization in the Central West Carpathians. *Prz. Geol.*, 45: 1074.
 GRABOWSKI J., NARKIEWICZ K. & POPRAWA P. 1999 — Pierwsze wyniki badań paleomagnetycznych i paleotermicznych (CAI) najwyższych jednostek reglowych w Tatrach Polskich. *Prz. Geol.*, 47: 153–158.
 GROCHOCKA-PIOTROWSKA K. 1979 — Fotointerpretacja struktur nieciągłych w masywie granitoidowym polskiej części Tatr Wysokich. *Acta Geol. Pol.*, 20: 365–411.
 HOEPPENER R. 1955 — Tektonik im Schiefergebirge. *Geol. Rdsch.*, 44: 26–58.
 JAEGER J.C. & N. W. COOK 1979 — *Fundamentals of rocks mechanics*. Science Paperbacks, London.
 JANÁK M. 1994 — Variscan uplift of the crystalline basement, Tatra Mts, Central West Carpathians: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating of biotyt and P–T–t paths. *Geol. Carpath.*, 45: 239–300.
 JAROSZEWSKI W. 1961 — Opracowanie krystalinikum Tatr. *Biul. Geol. UW*, 1: 120–139.
 JAROSZEWSKI W. 1965 — Budowa geologiczna górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, 15: 429–490.
 JAROSZEWSKI W. 1982 — Hydrotectonic phenomena at the base of the Križna nappe, Tatra Mts. [In:] M. Mahel' (ed.), *Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone*: 137–148.
 KRÁL J. 1977 — Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, 28: 269–276.
 KOTAŃSKI Z. 1961 — Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, 11: 187–476.
 KOVČÁ M., KRÁL J., MÁRTONE E., PLAŠIENKA D. & UHER P. 1994 — Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic sedimentary and structural data. *Geol. Carpath.*, 45: 83–96.
 LEFELD J. 1997 — Tektogeneza Tatr. Cykl alpejski. [In:] Lefeld J. & Gaździcki A. (red.), *Przew. 68 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Zakopane 2–4.11.1997: 16–21.
 OZIMKOWSKI W. 1991 — Geologia fliszu podhalańskiego w ujęciu fotointerpretacyjnym. *Biul. Geol. UW*, 32: 93–120.
 PIOTROWSKA K. 1997 — Cios, spēkania ścięciowe i uskoki w trzonie granitoidowym polskich Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, 45: 904–907.
 PIOTROWSKI J. 1978 — Charakterystyka mezostrukturalna głównych jednostek tektonicznych w przekroju Doliny Kościeliskiej. *Stud. Geol. Pol.*, 55: 1–190.
 PLAŠIENKA D. 1996 — Mid-Cretaceous (120–80 Ma) orogenic process in the Central Western Carpathians: brief review and interpretation of data. *Slovak Geol. Mag.*, 3–4: 319–324.
 PUTIŠ M. 1992 — Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *Geol. Carpathica*, 43: 369–379.
 SIMPSON C. 1986 — Determination of movement sense in mylonites. *Jour. Geol. Educatn.*, 34: 246–261.
 SPANG J.H. 1972 — Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 467–472.
 SPERNER B., OTT R. & L. RATSCHBACHER 1993 — Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation. *Computers & Geosciences*, 19: 1361–1388.
 SPERNER B. 1996 — Computer programs for the kinematic analysis of brittle deformation structures and the Tertiary evolution of the Western Carpathians (Slovakia). *Tübingen Geowiss. Arb.*, A, 27: 1–81.
 TURNER F. J. 1953 — Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *Am. J. Sc.*, 251: 276–298.
 WALLACE R. E. 1951 — Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.*, 59: 118–130.