

Mikrowięzba kwarcu i jej wykorzystanie w badaniach skał deformowanych plastycznie

Wojciech Czaplinski*

Mikrowięzba skał (ang. *microfabric*), obejmuje ich cechy powstałe w wyniku deformacji, dostrzegalne przy pomocy mikroskopu optycznego lub elektronowego (Hobbs, 1985). Należą tu:

1) mikrostruktura, tj. morfologia poszczególnych ziarn i przestrzenne relacje pomiędzy nimi, oraz wewnętrzne struktury ziarn, takie jak: podziarna, lamele dyslokacyjne i bliźniacze, ciągi inkluzji lub dyslokacje sieci krystalicznej;

2) uporządkowana przestrzennie orientacja elementów krystalograficznych minerałów, np. osi krystalograficznych, płaszczyzn bliźniaczych itd.

W artykule tym pojęcie mikrowięzby kwarcu (MK) zostanie zawężone do orientacji przestrzennej osi optycznej c tego minerału.

Zmienność orientacji przestrzennej osi optycznych różnych minerałów skałotwórczych w zależności od warunków deformacji wzbudzała zainteresowanie geologów strukturalnych (petrotektoników) od lat 20. naszego wieku (np. Sander, 1930 *vide* Fairbairn, 1949). Publikowane wtedy prace doczekały się syntezy już w latach czterdziestych (np. Fairbairn, 1949), jednak ówczesny stan wiedzy o mechanizmach deformacji kryształu pozwalał na nie wiele więcej niż opis i próby klasyfikacji rozpoznanych mikrostruktur. Przełom nastąpił dopiero w połowie lat 70., wraz z rozwojem technik badawczych i metod obróbki wyników (np. mikroskopia elektronowa, komputery) i ogólnym postępem w geologii strukturalnej. Od metod opisowych zwrócono się ku rozważaniom bardziej ścisłym, często ilościowym. Dzięki licznym pracom doświadczalnym, teoretycznym i regionalnym zbadano zależności pomiędzy warunkami deformacji a utworzoną mezo- i mikrowięzbą skał oraz rozpoznano wskaźniki kinematyczne i piezometryczne (zob. przegl. Ramsay & Huber, 1983; Hanmer & Passchier, 1991; Passchier & Trouw, 1996).

Do analizy mikrotektonicznej próbowano wykorzystać takie minerały skałotwórcze jak kwarc, skalenie, oliwin, pirokseny, węglany oraz skały solne i minerały rudne (np. Toxopeus Buiskool, 1977; Kern, 1977; Hennig-Michaeli, 1977). Obecnie na szerszą skalę bada się głównie kwarc, zarówno z powodu powszechnego występowania w skałach skorupy kontynentalnej, jak i łatwości pomiaru orientacji przestrzennej osi optycznej na stoliku uniwersalnym (co wynika z optycznej jednoosiowości tego minerału) lub innych elementów krystalograficznych (np. osi a) na goniometrze rentgenowskim.

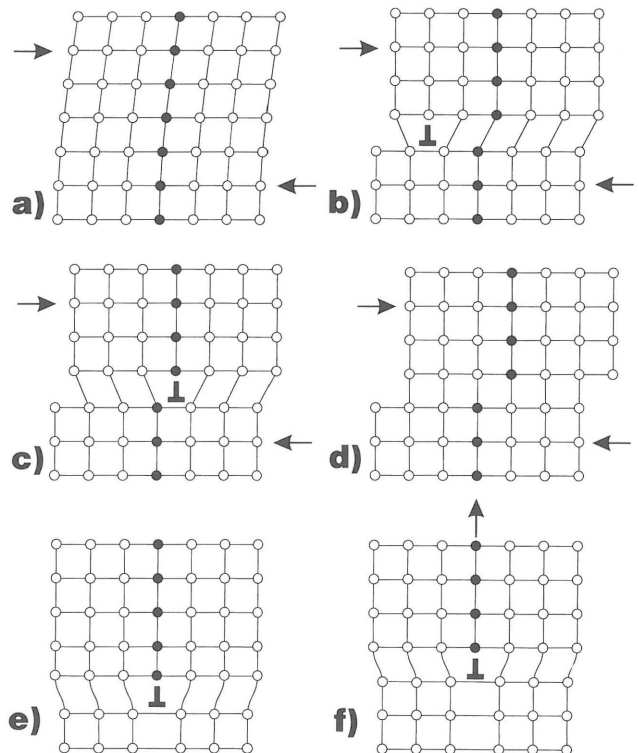
W Polsce, pomiary orientacji osi kwarcu przy okazji swoich badań wykonywali m.in. Dziedzicowa (1970, 1987), Oberc-Dziedzic (1978), Skupiński (1978), Wojnar (1995). Ich pomiary były wykonywane jednak w przekroju próbek ciętych prostopadłe do lineacji mineralnej, zgodnie z metodyką wypracowaną przez Sander (Fairbairn, 1949). Uzyskane w taki sposób obrazy mikrowięzby są wciąż cennym materiałem analitycznym, diagramy stereograficzne wyma-

gają jedynie przerotowania do równoległości z płaszczyzną XZ elipsoidy odkształcenia. Mikrowięzbę minerałów oraz kinematykę struktur przyjęto analizować w przekrojach równoległych do płaszczyzny XZ, a więc zgodnie z kierunkiem osi największego odkształcenia głównego i kierunkiem lineacji elongacyjnej. W płaszczyźnie tej leży bowiem kierunek transportu tektonicznego związanego z utworzeniem danej struktury opisanej tą elipsoidą (Nicolas, 1987).

Niniejszy artykuł wyrósł ze studium literatury i jest przeglądem podstawowych informacji dotyczących mikrowięzby kwarcu. Prace te są rozproszone w pismach specjalistycznych (głównie *Journal of Structural Geology* i *Tectonophysics*), jest więc zasadnym przybliżeniem tej problematyki szerszemu ogółowi polskich geologów.

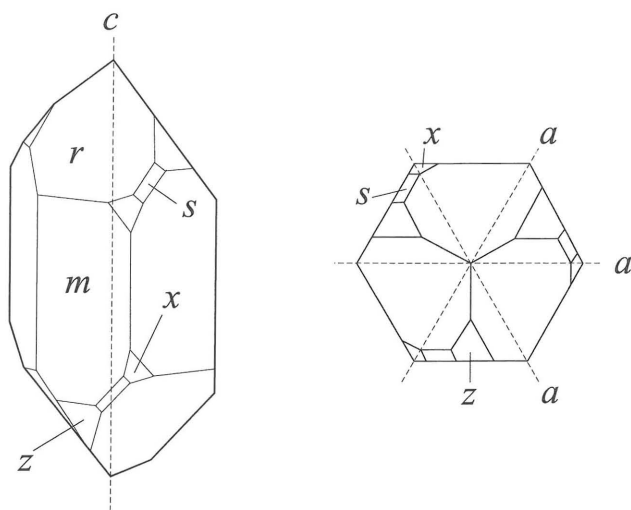
Mechanizmy powstawania mikrowięzby kwarcu

Kryształ kwarcu poddany naprężeniom może ulec deformacji plastycznej już w temperaturze nieco niższej od 300°C (Hobbs, 1968), pod warunkiem obecności choćby niewielkiej ilości cząsteczek wody usytuowanych w defektach sieci krystalicznej. „Woda”, w postaci niedopasowanych do sieci



Ryc. 1. Deformacja kryształu poprzez migrację dyslokacji: a — odkształcenie elastyczne, b — powstanie dyslokacji krawędziowej, c — przemieszczanie się dyslokacji poprzez „pełznięcie” (ang. *creep*), d — usunięcie dyslokacji i przemieszczenie części kryształu względem siebie o jedną odległość tranlacyjną, e, f — migracja dyslokacji poprzez „wspinanie” (ang. *climb*), mechanizmem przemieszczania atomów jest dyfuzja (wg Penkali, 1983 i Nicolasa, 1987)

*Zakład Geologii Sudetów ING PAN, ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław; e-mail: pansudet@pwr.wroc.pl



Ryc. 2. Elementy krystalograficzne kwarcu (prawego): m — słup heksagonalny {10T0}, r — romboedr {10T1}, z — romboedr {01T1}, x — trapezoedr trygonalny {51T1}, s — podwójna piramida trygonalna {11Z1}, c — oś optyczna c, a — osie krystalograficzne a (wg Penkali, 1983; Lawa i in., 1990)

krystalicznej kwarcu cząsteczek H₂O oraz jonów OH⁻ i H⁺, poprzez hydrolizę wiązań Si–O–Si daje efekt „osłabienia hydrolitycznego” (Blacic & Christie, 1984). Polega ono na obniżeniu wartości krytycznej naprężenia ścięciowego, po przekroczeniu której rozpoczyna się deformacja plastyczna. Deformacja zachodzi głównie poprzez poślizgi po płaszczyznach sieciowych, a te z kolei są realizowane przez migrację dyslokacji (ryc. 1). Zgodnie z warunkiem von Misesa, dla utrzymania jednorodności deformacji ośrodka krystalicznego (np. skały), w każdym kryształach powinno być aktywnych pięć niezależnych systemów poślizgów sieciowych. Większość minerałów skałotwórczych (o niskiej symetrii), ma jednak w warunkach P/T panujących w skorupie ziemskiej mniej niż pięć niezależnych systemów poślizgów sieciowych (Nicolas, 1987). W rezultacie skały są deformowane heterogenicznie, a ich spójność jest zachowana dzięki procesom dynamicznej rekrytalizacji i odnawianiu (ang. *reco-*

very) oraz innym procesom towarzyszącym deformacji: dyfuzji, rozpuszczania pod ciśnieniem, poślizgom po granicach ziarn, zbliżniaczeń i sztywnej rotacji.

Systemów poślizgów sieciowych, aktywnych w czasie deformacji, nie można określić używając wyłącznie mikroskopu optycznego ze stolikiem uniwersalnym. Konieczne jest użycie transmisyjnego mikroskopu elektronowego (TEM), który pozwala na badanie rozmieszczenia, orientacji i kierunków migracji dyslokacji sieciowych (Blacic & Christie, 1984). Bardzo jest pomocny również teksturalny gonimetr rentgenowski, za pomocą którego można uzyskać kompletne informacje o orientacji przestrzennej elementów krystalograficznych kwarcu w skale (Passchier & Trouw, 1996). Dokładne badania porównawcze skał deformowanych w warunkach eksperymentalnych i w naturalnych pozwalają pośrednio wnioskować o systemach poślizgów na podstawie rozmieszczenia i intensywności maksimów na diagramach orientacji osi c (Schmid & Casey, 1986).

Główne systemy poślizgów w kryształach kwarcu (ryc. 2) są równoległe do:

- ścian słupa heksagonalnego {m},
- ścian romboedrów dodatnich {r} i ujemnych {z},
- płaszczyzn prostopadłych do ścian słupa heksagonalnego (c).

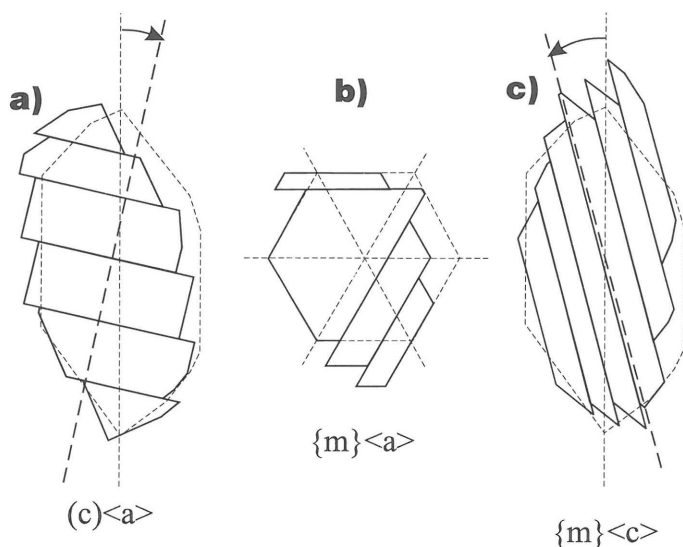
Kierunki poślizgów są równoległe do osi krystalograficznych a, rzadziej c (ryc. 3).

Dla zminimalizowania energii wewnętrznej kryształu, płaszczyzny ślizgowe mają tendencję do rotowania ku pozycji najłatwiejszego poślizgu, równoległej do atraktora więźby (Passchier & Trouw, 1996). W większości typów trójwymiarowej deformacji homogenicznej atraktor więźby jest linią lub płaszczyzną zerowej (względem zewnętrznego układu odniesienia) rotacji linii materialnych; linia materialna jest to linia składająca się z punktów materialnych, w przeciwieństwie do linii wymagowanych takich jak osie elipsoidy naprężeń. W deformowanym progresywnie obiekcie linie materialne rotują ku atraktorowi więźby, a wraz z nimi rotuje oś X elipsoidy odkształcenia oraz większość elementów więźby. W rezultacie, w danych warunkach, systemy poślizgu mogą dać na diagramach orientacji przestrzennej osi c charakterystyczne maksima (ryc. 4).

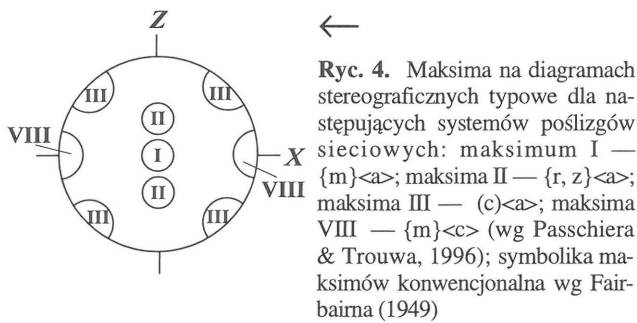
Aktywność systemów poślizgu zależy od charakterystycznej dla każdego z nich krytycznej wartości naprężenia ścięciowego (ang. *critical resolved shear stress*), która z kolei zależy od temperatury i gęstości defektów sieciowych. W ten sposób MK jest pośrednio uzależniona od warunków metamorfizmu i deformacji: temperatury, obecności fluidów, tempa deformacji (ang. *strain rate*) oraz różnicy naprężeń głównych (ang. *differential stress*). Wraz ze wzrastającą różnicą naprężeń uaktywnia się coraz więcej systemów poślizgów. Sekwencja w niskiej temperaturze jest następująca: po systemie (c) <a> uaktywnia się {m} <a>, a w końcu {r} <a>. W wysokich temperaturach: {m} <c>, {m} <a>, (c) <a> i {r} <a> (Passchier & Trouw, 1996).

Zastosowania

W mikrowięźbie kwarcu jest zapisana informacja o warunkach, w jakich się ona formowała. Można więc potencjalnie odczytać z MK mechanizm i typ deformacji, jej geometrię, wielkość odkształcenia oraz temperaturę. Czynniki te są jednak współzależne i ich izolowany wpływ jest przeważnie niemożliwy do określenia. Dobre rezultaty uzyskano stosując analizę mikrowięźby



Ryc. 3. Przykłady poślizgów sieciowych w kwarcu powodujących reorientację osi c: a — po płaszczyznach prostopadłych do ścian słupa w kierunku osi a; b — po ścianach słupa w kierunku osi a; c — po ścianach słupa w kierunku osi c. Symbolika konwencjonalna: {płaszczyzny poślizgu} <kierunek poślizgu> (wg Passchiera & Trouwa, 1996).

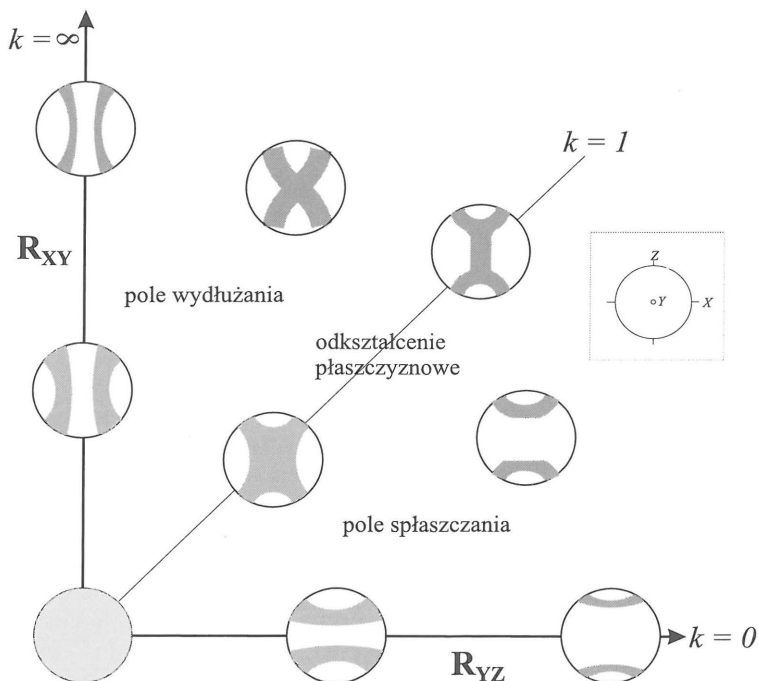


Ryc. 4. Maksima na diagramach stereograficznych typowe dla następujących systemów poślizgowych: maksima I — {m}<a>; maksima II — {r, z}<a>; maksima III — (c)<a>; maksima VIII — {m}<c> (wg Passchiera & Trouwa, 1996); symbolika maksimów konwencjonalna wg Fairbaima (1949)

kwarcu do określania geometrii i kinematyki deformacji. Stosowanie tej metody do określania temperatury deformacji daje gorsze wyniki.

Określanie geometrii i kinematyki deformacji

W tektonitach, w których brak wskaźników odkształcenia (zdeformowanych otoczków itd.), kształt końcowej elipsoidy deformacji można zrekonstruować na podstawie analizy MK. Zależności pomiędzy geometrią deformacji a MK (dla niskiego i średniego stopnia metamorfizmu) ilustruje ryc. 5. Przedstawia ona diagram Flinna (Ramsay & Huber, 1983) z nałożonymi diagramami orientacji przestrzennej osi optycznych kwarcu (Lister, 1977; Tullis, 1977). W punkcie początkowym widnieje jednorodny, przypadkowy rozkład orientacji osi c kwarcu ze skały niezdeformowanej. W identycznych warunkach temperatury i aktywności jonów OH, orientacja ta zmienia się w uporządkowaną w sposób zależny od geometrii końcowej elipsoidy deformacji. Odkształcenie płaszczynowe (ang. *plane strain*, $k = 1$) daje tzw. typ I skrzyżowanych pasów, który przechodzi w typ II w polu wydłużania ($\infty > k > 1$), a następnie przy jednoosiowym wydłużaniu ($k = \infty$) w pasy równoległe



Ryc. 5. Typy mikrowięzby kwarcu powstające w wyniku deformacji współosiowej (wg Passchiera & Trouwa, 1996)



Ryc. 6. Przykład przejścia od symetrycznego pasa typu I do pasa asymetrycznego wraz ze wzrostem składowej rotacyjnej deformacji o prawoskrętnym zwrocie ścinania (wg Schmida & Caseya, 1986)

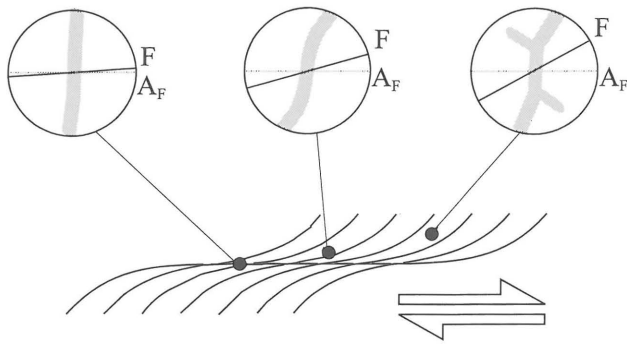
do osi Z elipsoidy deformacji. W polu spłaszczenia ($1 > k > 0$) powstają rozkłady przejściowe pomiędzy typem I skrzyżowanych pasów a małymi kołami wokół Z, zaś przy jednoosiowym spłaszczeniu ($k = 0$) tworzą się małe koła wokół osi Z. Jeżeli zamiast zespołu systemów poślizgu działają pojedyncze systemy, wtedy zamiast ciągłych pasów lub kół uzyskamy na diagramach izolowane maksima, np. w pozycji I lub III (ryc. 4).

Jeżeli geometria deformacji odbiega od współosiowej, w zależności od wielkości składowej rotacyjnej, powstać mogą formy pośrednie pomiędzy skrzyżowanymi pasami a asymetrycznym pojedynczym pasem, charakterystycznym dla ścinania prostego (ryc. 6). Nachylenie środkowego segmentu więzby względem foliacji wyznacza zwrot ścinania. Należy przy tym brać pod uwagę wzrost kąta nachylenia wraz ze wzrostem stopnia deformacji ścięciowej (ryc. 7), w centrum strefy ścinania kąt ten może osiągnąć 90° . Wynika to ze stałej wartości (90°) kąta pomiędzy centralnym segmentem więzby a atraktorem więzby (Lister & Williams, 1979). Tak więc zależność jest odwrotna niż podpowiadana przez intuicję (większa stopień odkształcenia — większe nachylenie).

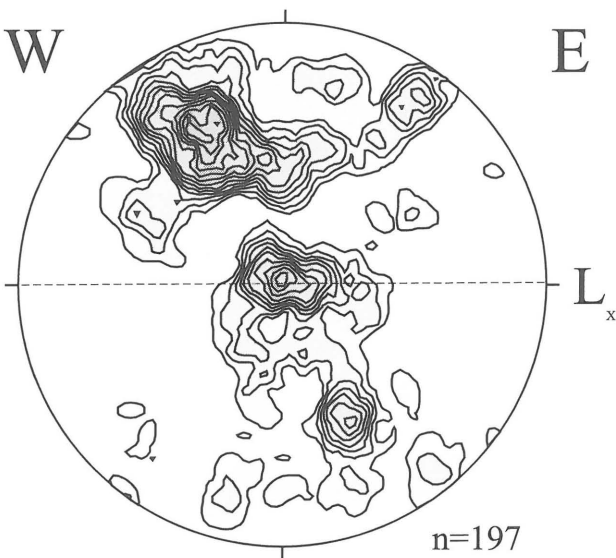
Określanie temperatury deformacji

Próbie wyskalowania więzby typu skrzyżowanych pasów przedstawił Behr (1968, *vide* Lister & Dornsiepen, 1982). Za wskaźnik temperatury przyjmuje on połówkowy kąt rozwarcia ramion skrzyżowanych pasów, mierzony od osi Z elipsoidy deformacji. Kąt ten ma wzrastać wraz ze wzrostem stopnia metamorfizmu, od 25 w przypadku fylitów facji zieleńcowej do ponad 50 dla gnejsów migmatycznych. Metoda ta nie uwzględnia jednak możliwego wpływu innych czynników: różnic w reologii i anizotropii skał, tempie deformacji i aktywności jonów OH. Wyniki, uzyskane za pomocą pomiaru kąta rozwarcia, mogą być więc obciążone błędem trudnym do oszacowania.

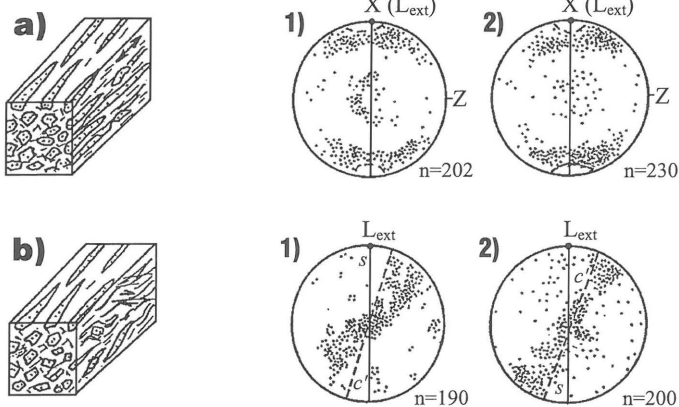
Inny sposób określenia temperatury deformacji opiera się na znajomości aktywności poszczególnych systemów ślizgowych w określonych zakresach temperatur (Schmid & Casey, 1986). W warunkach niższej facji zieleńcowej najbardziej aktywny jest system (c)<a>, dający maksima w pobliżu peryferii diagramu (maksima III na ryc. 4). Wraz ze wzrostem temperatury uaktywniają się kolejno systemy {r,z}<a> (wyższa facja zieleńcowa) i {m}<a> (niższa facja amfibolitowa), co powoduje grupowanie się maksimów bliżej środka diagramu (maksima II i I). W warunkach wyższej facji amfibolitowej i wysokiej aktywności jonów OH następuje skokowa zmiana z systemów o kierunku poślizgu a na system {m}<c>, dający maxi-



Ryc. 7. Zależność kąta nachylenia pomiędzy centralnym segmentem MK a foliacją (F) od wielkości odkształcenia; A_F — atraktor więzby (wg Passchiera & Trouwa, 1996)



Ryc. 8. Mikrowięzba kwarcu z ortognejsów Henrykowa (L_x — lineacja elongacyjna)



Ryc. 9. Orientacja osi optycznych kwarcu w ortognejsach o różnym stopniu zaawansowania deformacji mezoskopowej: a — gnejs przecikowy z lineacją elongacyjną, bez widocznych śladów dalszego odkształcenia: 1 — Zieloniec, 2 — Mostowice; b — gnejs przecikowy z lineacją elongacyjną i zespołem struktur związanych z retrogresywnym ścinaniem „góra ku NE” (wg Żelaźniewicza, 1991)

ma VIII, równoległe do lineacji elongacyjnej (Blumenfeld i in., 1986; Gapais & Barbarin, 1986). Według innych autorów zmiana ta może nastąpić już w temperaturze 550–600°C (Okudaira i in., 1995), a nawet ok. 500°C (Garbutt & Teyssier, 1991). To znaczne obniżenie temperatury uruchomienia systemu {m}<c> spowodowane jest silnym hydrolytycznym osłabieniem sieci krystalicznej kwarcu.

Ograniczenia metody

Metoda analizy MK opiera się na oczywistym założeniu, że MK odzwierciedla warunki głównej fazy deformacji kształtującej mezo- i mikrowięzbę badanej skały.

Należy jednak pamiętać o czynnikach na badaczy pałupkach związanych z właściwościami kwarcu. Duża czułość tego minerału na deformacje nawet bardzo niskotemperaturowe (~300°C) umożliwia teoretycznie sytuację, w której temperatura i (lub) tempo deformacji w deformowanej skale spadają poniżej wartości krytycznych dla wszystkich, oprócz kwarcu, minerałów skałotwórczych. Jeżeli w takim momencie zmienia się rami kinematyczne układu, sieć krystaliczna kwarcu zareaguje dynamicznie poprzez reorientację. Mezowięzba skały: foliacja, lineacja elongacyjna, wskaźniki kinematyczne typu i porfiroklastów pozostaną niezmiennione. W rezultacie mezo- i mikrowięzba będą niezgodne. W zależności od czasu trwania i intensywności takiego późnego przyrostu deformacji, niezgodność owa może mieć różny stopień: od niewielkiej rotacji MK względem mezowięzby, poprzez nałożenie nowej MK na starą (powstałą w głównym etapie deformacji) do zupełnego zatarcia starej MK przez nową. Przypadki takie przewidziano teoretycznie (Lister & Hobbs, 1980) oraz zaobserwowano w terenie (Brunel, 1980; MacCready, 1996). Wpływ późnych przyrostów deformacji w skałach mających już uporządkowaną początkową MK na rozwijającą się później MK jest wciąż słabo zbadany (Ralsler, 1990).

Przyczyną innej możliwej komplikacji jest zmiana mechanizmu deformacji w trakcie rozwoju np. mylonitycznej strefy ścinania (Wenk & Christie, 1991): w pierwszej fazie skała może być deformowana przez działanie wewnętrznych poślizgów sieciowych, potem przez dynamiczną rekrytalizację i odnawianie, a wraz z redukcją rozmiarów uziarnienia poślizgi po granicach ziarn mogą odgrywać coraz większą rolę.

Należy mieć również na uwadze problem heterogeniczności i skali deformacji, ważny w całym zakresie problematyki geologii strukturalnej (Lister & Williams, 1979). W naturalnych strefach ścinania bardzo rzadko działają skrajne warunki geometryczno-kinematyczne. Najczęściej panuje reżim tzw. ścinania ogólnego (ang. *general shearing*), będącego wypadkową ścinania prostego i czystego (np. w strefach transpresji lub transtensji). Różnice w reologii i anizotropii deformowanych skał mogą powodować rozłożenie odkształcenia na wąskie, zlokalizowane strefy ścinania prostego ograniczone domenami deformacji współosiowej (Law, 1987). Powstanie domenowej więzby jest możliwe nawet w mezo- i mikroskali, co ma znaczenie szczególnie w badaniu skał grubokrystalicznych (Fueten i in., 1991). MK z pojedynczych domen odzwierciedla jedynie lokalne warunki deformacji, których nie można automatycznie ekstrapolować na całą strefę ścinania.

Przykłady zastosowania

Ortognejs odsłonięty w izolowanym, nieczynnym łomie 1, 5 km na SW od Henrykowa jest skałą o drobnej mylonitycznej laminacji, z małymi porfiroklastami skaleni. Na powierzchni foliacji mylonitycznej widoczna jest lineacja elongacyjna. Zarówno foliacja i lineacja zapadają ku W. Mezoskopowe wskaźniki kinematyczne wskazują na ścinanie „góra ku W”. W obrazie mikroskopowym kwarc w laminach jest wydłużony, tabliczkowaty lub nieregularny. Zarówno skałenie alkaliczne, jak i plagioklasy są bardzo silnie zmienione (głównie zsercytyzowane), często aż do zatarcia zarysów ziarn, a biotyty prawie całkowicie zchlorytowane. Wskaźniki kinematyczne, głównie ryby mikowe i rzadkie porfiroklasty typu, potwierdzają kierunek ścinania „góra ku W”. Z powodu silnych zmian wtórnych, mezo- i mikroskopowe obserwacje skały nie dostarczają innych informacji.

Zarys szkieletowy MK (ryc. 8) można zinterpretować jako typ I skrzyżowanych pasów lub początek przejścia pomiędzy typem I, a małymi kołami wokół biegunów foliacji. Asymetria centralnego segmentu pasa względem foliacji wskazuje na kierunek ścinania „góra ku W”. W sumie daje to obraz ścinania ogólnego płaszczynowego ($k = 1$) lub ze składową spłaszczenia ($1 > k > 0$). Wyraźne maksima w rozkładzie orientacji osi c wskazują na dominujące w czasie deformacji kwarcu systemy poślizgów $\{m\}\langle a \rangle$ i $\{r, z\}\langle a \rangle$, co pozwala określić temperaturę deformacji na przedział: dolna facja amfibolitowa — górna facja zieleńcowa. Jak widać, za pomocą analizy MK uzyskano dodatkowo informacje dotyczące geometrii, kinematyki i temperatury deformacji.

Innym przykładem zastosowania analizy MK jest próba rozwiązania problemu deformacji ortognejsów kopuły orlicko-śnieżnickiej przedstawiona przez Żelaźniewicza (1988, 1991). Wnioskuje on wieloetapową deformację o zmiennej geometrii — granit śnieżnicki został poddany najpierw osiowemu rozciąganiu w warunkach facji amfibolitowej, w wyniku którego przekształcił się w gnejs prętowy. Dalsza deformacja miała charakter spłaszczenia, dzięki któremu część struktur prętowych przekształciła się w struktury planarne, ujęte następnie w fałdy o wergencji E/SE. Najpóźniejszym etapem było ścinanie proste (dalszy rozwój foliacji) w warunkach facji zieleńcowej, przy ogólnym transporcie ku NE.

Obrazy orientacji osi c kwarcu (ryc. 9) z gnejsów prętowych wskazują jednoznacznie na osiowe rozciąganie w warunkach wysokiej temperatury, którą przy braku dowodów na wysoką aktywność fluidów można określić na wyższą od 650°C . Gnejsy z nałożonymi strukturami planarnymi wskazującymi na ścinanie proste („góra ku NE”), wykazują w obrazie orientacji osi c pas o asymetrii zgodnej ze zwrotem ścinania wskazywanym przez asymetrię mezowięzby. Analiza MK potwierdza więc zakładany schemat ewolucji ortognejsów śnieżnickich i wzbogaca go o dane mikrostrukturalne.

Podsumowanie

Analiza mikrowięzby kwarcu jest, zdaniem autora, łatwym do opanowania, tanim i bardzo użytecznym narzędziem badawczym. Może ułatwić kompleksowe rozwiązywanie problemów z zakresu tektoniki i metamorfizmu, pod warunkiem uwzględnienia wymienionych wyżej ograniczeń. Analiza MK nie może być stosowana samodzielnie, w oderwaniu od ogólnego kontekstu mikro- i mezostrukturalnego. Konieczna jest staranna selekcja próbek, a wniosków nie powinno opierać się na analizie pojedynczych diagramów.

Autor pragnie gorąco podziękować doc. dr. hab. Andrzejowi Żelaźniewiczowi za pomoc w czasie pisania niniejszej pracy, dr. Stanisławowi Achramowiczowi za dyskusje, a dr E. Dubińskiej za krytyczne uwagi.

Literatura

- BEHR H.-J. 1968 — *Freiberger Forsch.*, 219: 33–98.
 BLACIC J.D. & CHRISTIE J.M. 1984 — *J. Geophys. Res.*, 89: 4223–4239.
 BLUMENFELD P., MAINPRICE D. & BOUCHEZ J.L. 1986 — *Tectonophysics*, 127: 97–115.
 BOUCHEZ J.-L. 1977 — *Ibidem*, 39: 51–54.
 BRUNEL M. 1980 — *Ibidem*, 64: 33–44.
 DZIEDZIC H. 1970 — *Acta Geol. Pol.*, 20: 195–221.
 DZIEDZIC H. 1987 — *Acta Univ. Wratisl.*, 788, Pr. Geol.-Miner., 10: 221–247.
 FAIRBAIRN H. W. 1949 — *Structural petrology of deformed rocks*. Addison-Wesley Publ. Co., Cambridge, Mass.
 FUETEN F., ROBIN P.Y. & STEPHENS R. 1991 — *J. Struct. Geol.*, 13: 1111–1124.
 GAPAIS D. & BARBARIN B. 1986 — *Tectonophysics*, 125: 357–370.
 GARBUTT J. M. & TEYSSIER C. 1991 — *J. Struct. Geol.*, 13: 657–666.
 HANMER S. & PASSCHIER C.W. 1991 — *Geol. Surv. Can. Pap.*, 90: 1–71.
 HENNIG-MICHAELI C. 1977 — *Tectonophysics*, 39: 255–272.
 HOBBS B.E. 1968 — *Ibidem*, 125: 357–370.
 KERN H. 1977 — *Ibidem*, 39: 103–120.
 LAW R.D. 1987 — *J. Struct. Geol.*, 9: 819–833.
 LAW R.D. 1990 — [In:] *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, R.J. Knipe & E.H. Rutter (ed.). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 54: 335–352.
 LAW R.D., SCHMID S.M. & WHEELER J. 1990 — *J. Struct. Geol.*, 12: 29–45.
 LISTER G.S. 1977 — *Tectonophysics*, 39: 51–54.
 LISTER G.S. & DORNSIEPEN U.F. 1982 — *Ibidem*, 4: 81–92.
 LISTER G.S. & HOBBS B.E. 1980 — *Ibidem*, 2: 335–370.
 LISTER G.S. & WILLIAMS P.F. 1979 — *J. Struct. Geol.*, 1: 283–297.
 MAC CREADY T. 1996 — *Ibidem*, 18: 765–776.
 NICOLAS A. 1987 — *Principles of rock deformation*. D. Reidel Publishing Co., Dordrecht.
 OBERC-DZIEDZIC T. 1974 — *Biul. Inst. Geol.*, 279: 121–197.
 OKUDAIRA T., TAKESHITA T., HARA I. & ANDO J. 1995 — *Tectonophysics*, 250: 31–46.
 PASSCHIER C. W. & TROUW R.A. J. 1996 — *Microtectonics*. Springer-Verlag.
 PENKALA T. 1983 — *Zarys krystalografii*. PWN.
 RALSER S. 1990 — *J. Struct. Geol.*, 12: 1033–1045.
 RAMSAY J.G. & HUBER M.I. 1983 — *The techniques of modern structural geology*, vol. 1. Academic Press.
 SANDER B. 1930 — *Gefügekunde der Gesteine*. Springer, Wien.
 SCHMID S.M. & CASEY M. 1986 — [In:] *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies*. *Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.*, 36: 263–286.
 SKUPIŃSKI A. 1978 — *Geol. Zb., Geol. Carpatica*, 29: 215–224.
 TOXOPEUS BUISKOOL J.M.A. 1977 — *Tectonophysics*, 39: 55–72.
 TULLIS J. 1977 — *Ibidem*, 39: 51–54.
 WENK H.-R. & CHRISTIE J.M. 1991 — *J. Struct. Geol.*, 13: 1091–1110.
 WOJNAR B. 1995 — *Acta Univ. Wratisl.*, 1633, Pr. Geol.-Miner., 46: 7–70.
 ŻELAŻNIEWICZ A. 1988 — *Geol. Rundschau*, 77: 671–682.
 ŻELAŻNIEWICZ A. 1991 — [In:] *Następstwo serii skalnych masywu Śnieżnika w świetle kartografii geologicznej, analizy strukturalnej i badań radiometrycznych*. *Mat. konf. ter.*, Łądek Zdrój 18–19 października 1991, Uniw. Wrocław.: 123–136.