

REKONSTRUKCJA PALEONAPRĘŻEŃ ZWIĄZANYCH Z INTRUZJĄ HERCYŃSKICH GRANITOIDÓW MASYWU STRZELINA NA PODSTAWIE ANALIZY STRUKTUR DYLATACYJNEGO ODKSZTAŁCENIA ODŚRODKOWEGO

Stanisław Achramowicz

*Instytut Nauk Geologicznych PAN, Pracownia Geologii Sudetów,
ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław*

Achramowicz S., 1994. Rekonstrukcja paleonaprężeń związanych z intruzją hercyńskich granitoidów masywu Strzelina na podstawie analizy struktur dylatacyjnego odkształcenia odśrodkowego. Paleostresses in country rocks to the Strzelin granitoids from the analysis of dilational centrifugal structures, SW Poland. (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 63: 265 – 332.

A b s t r a c t: In metamorphic country rocks to the Strzelin-Żulova granitoids two generations of specific dilational centrifugal microstructures have been found. They are represented by sun-like and broom-like structures, older and younger respectively. The older microstructures developed subsequently to the regional metamorphic peak due to temperature rise timed after the D₃ folding but before the formation of the domainal S₃ foliation. The younger microstructure set developed after D₄ event during another temperature rise recorded well by a late cordierite blastesis. Both the temperature rises, subsequent to the regional metamorphic peak, were caused by an emplacement of the Hercynian granitoid magma. A centrifugal microstructure consists of tension fissures disposed radially around local deformational centre occupied by metamictic allanite, solid solutions of Fe- and Ti-oxides, and incomplete quartz-chlorite-limonite pseudomorphs after biotite. Such centres are not inclusions. Exothermic chemical reactions connected with an increase of the miscibility of those oxides, dehydration of Fe-hydroxides and regeneration of the structure of the metamictic allanite, were all responsible for the initiation of the dilational centrifugal deformation. Temperature rose then up to 300° (350) - 390°C. Radial distribution of the mikrofractures developed under control of the external stress field. It follows from the analysis of effective stresses that the radial fractures intersect along the line coinciding with σ_1 axis of the external principal stresses. The method of reconstructing the paleopositions of σ_2 σ_3 planes and σ_2 and σ_3 stress axes has been proposed. It allowed to reconstruct the attitudes of the regional paleostress field during both older and younger periods of dilational deformation and to estimate the amount and sense of rotation of the metamorphic rocks from the time of formation of the sun-like microstructures till the cessation of the regional tectonic events. In that time the Strzelin-Doboszowice region was domed as the whole due to intrusion of a granitoid magma, which resulted in the formation of the Ziębice dome. Its eastern portion is hidden beneath Cenozoic deposits, but the western part is well exposed and outlined by the reconstructed orientation of the paleostresses. The most intense dynamic and kinematic influence of the emplacing granitoid upon the country rock came from the geometrical centre of the dome

(region E of Ziębice). It is concluded that the recognized dilational microstructures and their comprehensive relation to the external stress field enables deciphering of the principal paleostress orientation. The centrifugal deformation in the country rocks to the Strzelin-Żulova granitoid massif took place under regional uplift and decompression, and was triggered by a two-fold temperature rise connected with the emplacement of the granitoid magma in its present setting due to the northwestward migration along a steep path from deeper magma chamber located to the southeast.

Key words: paleostress, metamorphic rocks, granitoids, centrifugal structures, dilation, dilational centrifugal deformation, Fore-Sudetic Block, Sudetes Mts, SW Poland.

Manuscript received: May 1993, accepted 7 March 1994

Abstrakt: W skałach metamorficznych szeroko pojętej osłony granitoidów strzelińskich powszechnie występują dwie generacje mikrostruktur powstałych w wyniku dylatacyjnego odśrodkowego deformowania skał. Reprezentują je słoneczkowe struktury odśrodkowe (starsze) oraz miotłkowe struktury odśrodkowe (młodsze). Struktury starsze powstały po głównej fazie metamorfizmu regionalnego, w związku ze wzrostem temperatury, po fałdowaniu D₃, ale przed powstaniem już tylko strefowo rozwniętego złupkowania rekrytalizacyjnego S₃. Młodsza generacja struktur odśrodkowych powstała po fałdowaniu D₄ w wyniku kolejnego wzrostu temperatury, objawiającego się między innymi blastezą późnego kordierytu. Przyczyną dwukrotnego wzrostu temperatury już po głównej fazie metamorfizmu regionalnego były intruze hercyńskiej magmy granitoidowej. Struktury odśrodkowe są złożone ze szczelin tensyjnych ułożonych radialnie dookoła centrów deformacji, w których występują: metamiktyczny allanit, stałe roztwory tlenków Fe i Ti lub częściowe, kwarcowo-chlorytowo-limonitowe pseudomorfozy po biotycie. Centra struktur nie są inkluzjami. Bezpośrednią przyczyną zainicjowania deformacji odśrodkowej w mikroobszarach wokół takich centrów były egzotermiczne reakcje chemiczne związane ze wzrostem mieszalności stałych roztworów tlenków Fe i Ti, dehydroksylacją wodorotlenków żelaza oraz regeneracją struktury metamiktycznego allanitu. Odbływały się one w temperaturach 300° (350°) - 390°C. Naprężenia zewnętrzne kontrolowały ułożenie szczelin radialnych dylatacyjnych struktur odśrodkowych. W świetle przedstawionej analizy naprężeń szczeliny radialne przecinają się wzdłuż krawędzi odpowiadającej osi σ_1 zewnętrznego pola naprężeń panującego w czasie deformacji. Ustalono sposób rekonstrukcji płaszczyzny σ_2 σ_3 oraz osi σ_2 i σ_3 . Na tej podstawie zrekonstruowano regionalne pole naprężeń z okresu pierwszej i drugiej deformacji odśrodkowej. Ustalono również wielkości i kierunki rotacji skał w okresie od pierwszej dylatacyjnej deformacji odśrodkowej od zaniku fałdowania, rekrytalizacji i rotacji, aż do zaniku teklogenezy regionu. W tym czasie obszar Strzelin-Doboszowice był stopniowo wypiętrzany w związku z formowaniem się masywu granitoidowego, w wyniku czego powstała megastruktura antyklinalna – kopuła Ziębic. Jej część wschodnia jest przykryta osadami kenozoiku. Z geometrycznego centrum kopuły (rejon na E od Ziębic) pochodziły najbardziej intensywne dynamiczne i kinematyczne oddziaływania na osłonę. Dylatacyjne odśrodkowe deformowanie skał przebiegało w warunkach regionalnej dekompresji, równoczesnego dwukrotnego wzrostu temperatury wywołanego lokowaniem się w wyższych poziomach skorupy granitoidowych magm przemieszczanych stromo od SE ku NW.

WSTĘP

Obszar badań zajmuje SE część Bloku Przedsudeckiego i rozciąga się od Strzelina na północy do Paczkowa na południu (Fig. 1). Obejmuje on rozległe wystąpienia skał metamorficznych strefy niemiecko-kamienieckiej, rejonu Doboszowice oraz cały metamorfik Wzgórz Strzelińskich, w który intrudowały granitoidy masywu Strzelin-Żulova. Przedmiotem tego opracowania są osobliwe mikrostruktury deformacyjne polegające na radialnym rozprzestrzenieniu spękań od punktowych ośrodków, odkryte w gnejsach okolic Doboszowice i

nazwane strukturami eksplozywnymi (Achramowicz, 1986). Dalsze ich badania wykazały, że są to struktury o regionalnym rozprzestrzenieniu, które mogą być wykorzystane do analiz tektonicznych. W szczególności mogą one być podstawą rekonstrukcji regionalnego pola paleonaprężeń oraz ustalania wielkości i kierunku rotacji skał. W związku z takim zastosowaniem badanych struktur analizowane były próby i szlify orientowane, a pomiary strukturalne prowadzone były w szlifach na stoliku uniwersalnym.

W badaniach wykorzystałem również archiwalną kolekcję prób i szlifów skał metamorficznych z obszaru Wzgórz Strzelińskich, zgromadzoną przez Dr Barbarę Wojnar.

Opracowanie oparte jest na wynikach badań zawartych w pracy doktorskiej pt. „Mikrostruktury deformacyjne skał metamorficznych obszaru Strzelin-DOBOSZOWICE”, wykonanej pod kierunkiem Doc. dr Heleny Dziedzic, a obejmującej wyniki cyklu badań przeprowadzonych w ramach międzyresortowego tematu MR I 16 Geodynamika obszaru Polski, finansowanego przez Polską Akademię Nauk.

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

LITOLOGIA

Skały metamorficzne osłony granitoidów strzelińskich są reprezentowane przez bardzo urozmaiconą serię skalną, jak dotąd niemą paleontologicznie. Wskazywano jednak na litologiczne podobieństwo epizonalnych ogniów kwarcytowych metamorfizmu strzelińskiego i Sudetów Wschodnich, gdzie były one biostratygraficznie datowane na dolny dewon (Römer, 1865 *vide* Oberc, 1966) potwierdzony późniejszymi badaniami Chłupáča (1975, 1989). Na tej podstawie ogłoszono pogląd, że metamorficzna osłona granitoidów strzelińskich zawiera skały dolnodewońskie (Bederke, 1935; Meister & Fischer, 1935). Dopiero Teisseyre *et al.* (1957) przypuścił istnienie w tym rejonie również skał starszych, nawet prekambryjskich. W związku z powyższym w podziale litostratygraficznym (Oberc, 1966) seria metamorficzna omawianego rejonu składa się z kompleksu prekambryjskiego i dewońskiego.

Według tego podziału kompleks starszy zawiera w swoim składzie różnorodne odmiany łupków (łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcowe, dwulyszczykowe, grafitowe; kwarcytów (z różną zawartością grafitu); marmurów (monomineralnych i z zawartością grafitu), a także amfibolity, skały wapniowo-krzemianowe oraz paragnejsy (Oberc, 1966; Wójcik, 1968b; Wojnar, 1979). Zdaniem Oberca (1966, 1968, 1975) obecna łupkowa część starszego kompleksu stanowi relikty po parakinematycznej granityzacji staroassyntyjskiej, w wyniku której powstały paragnejsy. Wcześniejsi badacze (Cloos, 1920, 1922; Behr, 1921; Meister & Fischer, 1935) uważali te paragnejsy, a szczególnie granitognejsy, za skały magmowe, które uległy zgnejszowaniu.

Młodszy kompleks metamorficzny, określany jako warstwy z Jęglowej

(Oberc, 1966; Chmura, 1967) reprezentują kwarcyty, łupki kwarcytowe i serycytowe, fyllity oraz zmetamorfizowane skały okruchowe o składzie arkoz, szarogłazów i zlepieńców polimiktycznych.

Skały obu kompleksów zostały strukturalnie i mineralogicznie przekształcone w czasie tego samego polifazowego, progresywnego metamorfizmu regionalnego (Wojnar, 1979). W oparciu o wyniki optycznych i rentgenograficznych badań mikroteksturalnych Wojnar (1979) ustaliła, że ewolucja strukturalna wszystkich skał metamorficznych (tzw. starszego i młodszego kompleksu) masywu strzebińskiego przebiegała w tym samym procesie tektonicznym. Wydaje się jednak prawdopodobne, że depozycję serii jełłowskiej poprzedził proces tektoniczny starszy od opisanego przez Wojnar (1979; w druku), obejmujący deformacje i metamorfizm starszej serii suprakrustalnej i zakończony intrudowaniem w nią przedwaryscyjskich granitoidów (starszy granit *sensu* Cloos, 1920).

Metamorfik Doboszowic to głównie gnejsy o dość monotonnym teksturalnym i mineralnym wykształceniu, którym towarzyszą łupki i amfibolity. Najbardziej rozpowszechnione są gnejsy warstewkowe, drobno- i średnioziarniste. Odmiana ta stopniowo przechodzi w słabiej rozpowszechnione gnejsy laminowane i sporadycznie występujące gnejsy oczkowe i warstewkowo-oczkowe, a wszystkie razem będące zmylonityzowanymi granitami. Pod względem składu mineralnego gnejsy bloku Doboszowic dzielą się na kilka charakterystycznych grup. Najbardziej rozpowszechnione są gnejsy dwulyszczykowe. Wśród nich sporadycznie występuje odmiana, w której łyszczykom towarzyszy granat. W środkowej i wschodniej części tego rejonu wśród gnejsów dwulyszczykowych pojawiają się przewarstwienia gnejsów biotytowo-hornblendowych i biotytowo-hornblendowo-granatowych oraz gnejsy muskowitowo-granatowe. Sporadycznie występują tutaj jasne gnejsy o znikomym udziale łyszczyków, a złożone z kwarcu, skaleni i granatów. Udział granatów jest w nich tak znaczny (20 - 25% obj.), że skała mezoskopowo upodabnia się do granulitu. W Chałupkach (Fig. 1) występują gnejsy z dystenem, ortoklazem i muskowitem. Odmiana ta dokumentuje wyżejściśnieniowy etap metamorfizmu regionalnego.

Gnejsom towarzyszą łupki, wśród których dominują odmiany jedynie łyszczykowe (zachodnia część bloku Doboszowic), rzadsze zaś są łupki łyszczykowe z granatami i łupki łyszczykowe z granatami i staurolitem (część środkowa i wschodnia). Podrzędnie w obrębie amfibolitów występują łupki chlorytowe i aktynolitowe znamionujące diaforezę (Rembocha, 1968).

Amfibolity występują tylko w środkowej i wschodniej części rejonu. Tworzą one rozległe wychodnie (zob. Cymerman, 1986; Cymerman & Jerzmański, 1987) lub drobne wkładki wśród gnejsów i w tym przypadku biegną w kierunku NWW-SEE. Istnieją odmiany amfibolitów bezgranatowych, z granatami oraz z granatami i piroksenem (okolice Mrokocina, Fig. 1). Ta ostatnia odmiana została tutaj rozpoznana jako ortoamfibolit z czytelnym jeszcze protolitem o składzie i strukturze gabra. Historia metamorficznej ewolucji tej skały przez

etap wysokociśnieniowy (eklogit) i późniejszą retrogresję w facji amfibolitowej (do zieleńcowej?) jest przedmiotem prowadzonych obecnie badań we współpracy z Dr M. Schliestedtem z Instytutu Mineralogii Uniwersytetu w Hannoverze oraz z Dr A. Muszyńskim z Instytutu Geologii UAM w Poznaniu. Wyniki tych badań będą przedmiotem odrębnego opracowania.

Metamorfik niemiecko-kamieniecki reprezentuje seria różnorodnych łupków z podrzędnymi ilościami gnejsów, wapieni krystalicznych, skał wapiowo-krzemianowych, kwarcytów oraz amfibolitów. Cała ta sekwencja skalna była uważana za litostratygraficzny odpowiednik serii strońskiej Łądko-Śnieżnika (Meister & Fischer, 1935) i paralelizowana ze starszym kompleksem metamorficznym masywu strzelińskiego (Oberc, 1960). Łupki są wykształcone w odmianie dwułyteczkowej, fengitowej i zawierają granat, staurolit oraz andaluzyt (Dziedzicowa, 1985), a lokalnie, w okolicy Kamieńca Ząbkowickiego (Fig. 1) paragenzie tej towarzyszy dysten, przypuszczalnie starszy od andalazytu (Dziedzicowa, 1987). Gnejsy tkwiące wśród łupków w postaci przewarstwień reprezentują odmiany jasne, drobnoziarniste (tzw. gnejsy leptytowe). W odróżnieniu od nich odmiany tworzące większe, wyspowate wychodnie na wschód od południka Górki (Wójcik, 1968c) są wykształcone jako warstewkowe i warstewkowo-oczkowe gnejsy biotytowe.

Cechą charakterystyczną omawianego rejonu jest obecność kwaśnych metawulkanitów o składzie chemicznym ryolitów (Dziedzicowa, 1966, 1973b, 1974). Skały te tworzą wychodnie o biegu południkowym na linii Wojślawice - Stolec.

SEKWENCJA DEFORMACJI

Pierwsze syntetyczne opracowanie tektoniki skał masywu strzelińskiego podaje Oberc (1966). Natomiast pełną mezoskopową analizę strukturalną wraz z ustaleniem sekwencji zjawisk deformacji i rekrytalizacji zawierają opracowania Wojnar (1979; w druku) oraz Dziemiańczuka & Wojnar (1984). Badacze ci ustalili, że skały tzw. starszego oraz młodszego kompleksu metamorficznego były fałdowane równocześnie i zarejestrowały struktury trzech etapów deformacji. Wniosek ten potwierdziły wyniki badań petrotektonicznych (Wojnar, op. cit.) ujawniające zgodne schematy przestrzennej orientacji osi optycznych kwarcu i biegunów płaszczyzn łupliwości łyszczyków w skałach reprezentujących oba kompleksy.

Fałdy pierwszej generacji F_1 są reliktoowo zachowane w postaci izolowanych przegubów i fragmentów skrzydeł. Są one prawie izoklinalne i śródfoliacyjne. Osie fałdów F_1 i lineacja, L_1 mineralna, rzadziej intersekcyjna S_1/S_0 , biegną zgodnie lecz zmiennie w skali Wzgórz Strzelińskich (Fig. 1). W ich części północnej dominują kierunki NE-SW i średnie zapady ku NE, a w części południowej dominują biegi NW-SE i W-E oraz łagodne zanurzanie się tych struktur ku E i SE. W etapie D_1 powstała penetratywna foliacja S_1 utworzona przez zgodną, kierunkową rekrytalizację większości minerałów głów-

nej fazy metamorfizmu regionalnego, wyznaczonej paragenезą ortoklaz + sylimanit w łupkach łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych oraz kalcyt + diopsyd w skałach wapniowo-krzemianowych (Wojnar, 1979; w druku).

Fałdy F_2 wykazują zmienną geometrię, zależną od rodzaju deformowanej skały. W gnejsach, łupkach i skałach wapniowo-krzemianowych są to fałdy ściśnięte, asymetryczne pochylone lub obalone, a w wapieniach z Przeworna również dysharmonijne. W kwarcytach i łupkach kwarcowo-łyszczykowych serii jęglowskiej fałdy F_2 są szerokopromienne, w nielicznych przypadkach wykazują geometrię fałdów załomowych. Zgodnie z powierzchniami osiowymi fałdów F_2 powstał kliważ spekaniaowy, a w laminach bogatych w łyszczyki powstało złupkowanie S_2 . Lineacja L_2 ma postać słabego gufrażu, intersekcji S_1/S_2 , a wyjątkowo jest ona wykształcona jako lineacja mineralna związana z rekrytalizacją łyszczyków i kwarcu. Struktury liniowe etapu D_2 biegną N-S (NNE-SSW) i zanurzają się łagodnie ku N lub S.

Trzeci etap deformacji reprezentują fałdy szerokopromienne, otwarte, powstałe w warunkach znacznego już usztywnienia skał. Osie F_3 wykazują zmienne kierunki biegu: W-E, ESE-WNW, SE-NW.

Metamorfik Doboszowic przeszedł wieloetapową deformację fałdową i zawiera różnowiekowe zespoły struktur fałdowych, lineacji i złupkowań rekrytalizacyjnych. Najstarszy etap deformacji w tym rejonie dokumentują fragmentarycznie zachowane powierzchnie foliacji oraz relikty symilarnych lub koncentrycznych, asymetrycznych fałdów leżących. Struktury te występują rzadko i wykazują zmienną orientację. Są one zacierane przez młodsze ścinania i rekrytalizacje. Deformacje etapu D_1 są czytelne tylko w niektórych partiach krystaliniku Doboszowic i tylko tych, które są fragmentami osłony pierwotnie intrudowanej przez gruboziarniste granitoidy przedwaryscyjskie. Dowodzi tego rozpoczynanie się sekwencji odkształceń w grubooczkowych ortognejsach (mylonity powstałe z gruboziarnistych granitoidów) dopiero od etapu D_2 .

Etap D_2 polegał na podatnym uskokowaniu normalnym ku SW i SWW, któremu towarzyszyło powstanie foliacji mylonitycznej S_2 , lineacji ekstensyjnej L_2 łagodnie zanurzającej się ku SW oraz asymetrycznych klastów i struktur typu S-C II dokumentujących ścinanie w tym kierunku. Podczas tego etapu powstały fałdy F_2 asymetryczne o asymetrii SW i o osiach łagodnie zanurzających się ku NW i NWW.

Etap D_3 zaznaczył się intensywnym ścinaniem w reżimie nasuwczym z NWW i NW ku SEE i SE. Powstały wówczas fałdy F_3 pochylone, asymetryczne o asymetrii SE i o geometrii fałdów symilarnych. Lokalnie powstały połogie nasunięcia ku SE i strefowo rozwinęło się strome złupkowanie rekrytalizacyjne S_3 . Powstała wówczas lineacja mineralna łagodnie skierowana ku NW oraz intersekcyjna S_2/S_3 również łagodnie skierowana ku SW lub NE. U schyłku etapu D_3 , być może już w czasie formowania się złupkowania S_3 doszło do rozwoju połogich stref przesuwczych w wyniku ścinania z intensywnym odkształceniem rotacyjnym z kierunku SSW ku NE. Ścinanie to na-

łożyło się na połągą foliację S_2 i lokalnie strefowo zatarło więźbę skały z etapu D_2 . Strefy gnejsów o tak przebudowanej więźbie są stosunkowo wąskie, ale przy ich poługim zapadzie ku SSW i SW tworzą liczne i szerokie wychodnie i dają złudzenie znaczącego ich udziału dynamicznego w tektonicznym rozwoju regionu. Kinematyka transpresji wywołującej deformację etapu D_3 , a w szczególności jego schyłek zgadza się z kinematyką wynikającą z rotacji całego bloku Doboszowic po pierwszej dylatacyjnej deformacji odśrodkowej (patrz rozdział: regionalna interpretacja wyników badań).

W etapie D_4 strome strefy złupkowania S_3 uległy sfałdowaniu w szeroko-promienne i koncentryczne fałdy leżące. Lokalnie z foliacji S_2 i S_1 rozwinęły się fałdy załomowe o asymetrii SW. Ich powierzchnie osiowe podkreśla klaważ krenulacyjny zapadający ku NE pod kątem 30 - 40°. Dokumentuje on późne uskokowanie odwrócone przemieszczające partie wewnętrzne kopuły Ziębic (patrz: wnioski) ku jej peryferiom jeszcze przed zanikiem synintruzywnego wypiętrzenia.

W południowej części metamorfiku niemczańsko-kamienieckiego, odsłoniętego w okolicy Kamieńca Ząbkowickiego (Fig. 1), sekwencja zdarzeń tektonicznych odpowiada sekwencji ustalonej w gnejsach Doboszowic, szczególnie w odniesieniu do deformacji etapów D_1 - D_3 . Natomiast etap D_4 zaznaczył się lokalnym i strefowym rozwojem złupkowania w wyniku normalnego uskokowania ku SWW oraz intensywniejszym rozwojem fałdów załomowych o siach łagodnie zanurzających się ku NNW i N oraz o powierzchniach załomowych średnio zapadających ku E do NE wskazujących na oddziaływanie późnego ścinania ku W i SWW w reżimie nasuwczym.

Pozostała część strefy łupków niemczańsko-kamienieckich była przedmiotem badań Dziedzicowej (1966, 1970, 1973a, 1975, 1979, 1980, 1985, 1987). W świetle wyników tych badań etap D_1 zaznaczył się powstaniem izoklinalnych i stojących fałdów F_1 o południkowo biegnących osiach. Równolegle do ich powierzchni osiowych powstała foliacja S_1 , dobrze zachowana w leptytach, a w łupkach zatarła przez późniejsze rekrytalizacje. W etapie drugim foliacja S_1 została sfałdowana w symetryczne i rozwarte fałdy F_2 o subhoryzontalnych powierzchniach osiowych obok nich powstały również fałdy asymetryczne o asymetrii W lub E. Równolegle do powierzchni osiowych rozwinęło się penetratywne złupkowanie rekrytalizacyjne S_2 , łagodnie zapadające ku W i WNW. Lineacji mineralnej L_2 towarzyszy intersekcyjna S_1/S_2 i drobny gufraż. Lineacja i osie fałdów etapu D_2 w okolicy Kobyła Głowa-Ruszkowice biegną południkowo i zanurzają się łagodnie ku N lub S. Na północ i na południe od tego obszaru bieg zmienia się na SW-NE i wzrasta kąt zanurzania ku SW. W etapie D_3 powstały asymetryczne fałdy symilarne o wycienionych długich skrzydłach i o asymetrii SE. Osie tych fałdów leżą subhoryzontalnie i biegną południkowo w okolicy Kobyła Głowa-Ruszkowice, skąd na południe skręcają ku SW i stromieją, a na północ skręcają ku NE bez wyraźnego wzrostu kąta zanurzania. Osiom F_3 towarzyszy drobny gufraż. W etapie D_4 powstały fałdy symilarne z przejściem do koncentrycznych, asymetryczne o asy-

metrii SW. Towarzyszą im fałdy załomowe. Osie fałdów F_4 i gufraż L_4 biegną poprzecznie do starszych struktur i zanurzają się w granicach $30 - 40^\circ$ ku NW i NWW. Powierzchnie osiowe S_4 rzadko podkreśla kłiważ spękaniowy lub krenulacyjny wskazujący na uskokowanie odwrócone i nasuwanie z NNE i NE ku SW.

CHARAKTERYSTYKA DYLATACYJNYCH MIKROSTRUKTUR ODŚRODKOWYCH

W różnych typach i odmianach skał metamorficznych rejonu badań występują mikrostruktury deformacyjne o geometrii odpowiadającej strukturom odśrodkowym z gnejsów Doboszowic (Achramowicz, 1986). Wzajemne ich podobieństwo oraz prawdopodobnie identyczna geneza wskazuje, że są to struktury o regionalnym rozprzestrzenieniu. W rejonie przeprowadzonych badań te osobliwe mikrostruktury dokumentują pewne zjawisko regionalne, jakiemu uległy skały szeroko pojętej osłony metamorficznej granitoidów strzelińskich.

W ujęciu geometrycznym dylatacyjna struktura odśrodkowa jest formą izolowaną, złożoną z zespołu mikroszczelin ułożonych radialnie i koncentrycznie względem mikroobszaru, którym jest owalna pseudomorfoza wypełniona ciemnobrunatną i kryptokrystaliczną substancją, obecnie często wykazującą cechy optyczne wodorotlenków żelaza. Oprócz tak wyglądających części centralnych struktur odśrodkowych, trudnych do pewnej mikroskopowej identyfikacji i wcześniej uznanych za nagromadzenia wodorotlenków żelaza (Achramowicz, 1986) liczne są przypadki, gdy substancja wypełniająca pseudomorfozę wyraźnie prześwieca płamiście (Pl. I: 1), jest koloru brunatno-żółtego w różnych odcieniach, nie wykazuje pleochroizmu, a dwójłomność jej jest niska aż do pojawienia się cech substancji izotropowej włącznie. Szczególną cechą takich pseudomorfoz jest ich częściowe (Pl. III: 1) lub zupełne obrastanie przez epidot (Pl. I: 2). Powyższe cechy optyczne i współwystępowanie z epidotem wskazują, że w takich przypadkach minerałem wypełniającym centrum struktury był i jest allanit (zob. Winchell & Winchell, 1951; Borkowska & Smulikowski, 1973). Obecnie minerał ten występuje w stanie metamiktycznym i z powodu ciemnych barw własnych i izotropizacji jest trudny do pewnej mikroskopowej identyfikacji, a rolę minerału wskaźnikowego pełni epidot. Pełne studium mineralogiczne składu oraz typu przeobrażeń i warunków PT, w jakich się one dokonały w obrębie części centralnych struktur odśrodkowych będzie przedmiotem oddzielnego opracowania. Metody optyczne okazały się wystarczające dla stwierdzenia, że w skałach metamorficznych strefy Gromnik-Skalnik (środkowy rejon obszaru badań, Fig. 1) część struktur odśrodkowych zawiera w swoich centrach stałe roztwory Fe i Ti w postaci ilmenitu i hematytu, częściowo obecnie zastąpione przez wodorotlenki. Kształt centralnych części struktur odśrodkowych jest owalny, rzadko kolisty (Pl. I-V), ich wymiary wahają się w przedziale 0.5 - 1.5 mm, a brzegi najczę-

ściej są nierówne.

Tworzące część zewnętrzną struktury odśrodkowej szczeliny radialne gasną w miarę oddalania się od centrum i mają wygląd klasycznie rozwiniętych szczelin tensyjnych. Rozpoczynają się one na powierzchni ograniczającej centrum struktury, biegną na ogół prostoliniowo i gasną w obrębie przyległych ziarn mineralnych. Omawiane szczeliny w zasadzie nie dostosowują się do istniejących w skale nieciągłości (granice ziarn i inne). Ilość szczelin w strukturze zmienia się w szerokich granicach i może wynosić kilka lub kilkanaście (Pl. II: 2, 3), a nawet około 40. Długości ich również są zmienne i wynoszą 0.3 - 1.7 mm. W przypadku konkretnej struktury większość jej szczelin radialnych ma podobną długość. We wszystkich przypadkach szczeliny te są zabliźnione (Pl. I: 2) lub wypełnione substancją wtórną, optycznie odpowiadającą wodorotlenkom żelaza.

Szczeliny koncentryczne występują rzadko. W obrazie mikroskopowym widoczne są w postaci bardzo wąskich, zwartych nieciągłości przecinających jedno lub kilka ziarn. Są to szczeliny wielokrotne (Pl. II: 1), równo oddalone od powierzchni ograniczającej część centralną. Najczęściej występują szczeliny odwzorowujące tylko część długości okręgu (Pl. II: 2, 3; Pl. III: 1; Pl. IV: 2; Pl. V: 1, 2).

W badanych skałach metamorficznych istnieją dwa typy morfologiczne struktur odśrodkowych różniące się ułożeniem szczelin radialnych. Jeden z nich to struktury, których szczeliny biegną radialnie w zakresie kąta pełnego dookoła centrum – są to słoneczkowe struktury odśrodkowe (Pl. I, II, IV). Do drugiego typu należą struktury, których szczeliny biegną radialnie w zakresie kąta ostrego – są to miotłkowe struktury odśrodkowe (Pl. III: 2). Rozwarcie ramion tego kąta, wyznaczanego przez szczeliny brzeżne w strukturze, jest zmienna i waha się od 30° do 85°.

Cechą charakterystyczną dylatacyjnych struktur odśrodkowych dobrze dokumentującą mechanizm ich powstania jest sposób odkształcenia ziarn mineralnych otaczających centralną część struktury. W nich właśnie rozwinęły się szczeliny radialne i koncentryczne. Oprócz tego ziarna, głównie kwarcu i skaleni w gnejsach i łupkach, noszą znamiona odkształceń dynamicznych, które można śledzić nawet poza zasięgiem szczelin radialnych. Minerale te posiadają dobrze rozwinięte pasma deformacyjne (deformation bands) biegnące równoległe do brzegu części centralnej struktury i równocześnie prostopadłe do szczelin tensyjnych. Na ogół są one zaznaczone bardzo łagodnie (Pl. IV: 1), ale występują też mocno rozwinięte aż do wielokrotnych intensywnych pasm deformacyjnych przeradzających się w szczeliny koncentryczne (Pl. IV: 2). Szczeliny radialne przecinają pasma deformacyjne bez przemieszczeń.

Deformowanie odśrodkowe w otaczających ziarnach kwarcu spowodowało powstanie pasm deformacyjnych stycznych i prostopadłych, rzadko skośnych do powierzchni granicznej części centralnej struktury, (Achramowicz, 1986; fig. 1). W przypadku, gdy dwa niezależne centra struktur stanowiły inkluzje w jednym ziarnie kwarcu, wokół nich powstały jednakowo zorientowane ob-

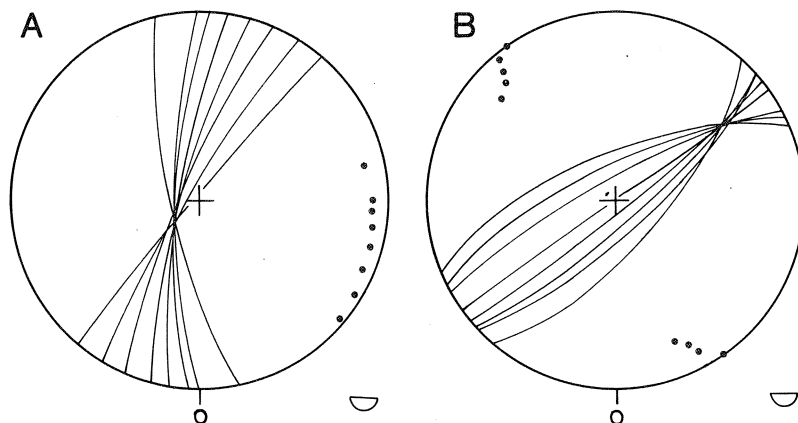


Fig. 2 Diagram orientacji szczelin radialnych słoneczkowej (A) i miotłkowej (B) struktury odśrodkowej

Diagram of orientations of radial fissures of the sun-like (A) and broom-like (B) centrifugal structures

wódki dwójłomne (Pl. V: 1). Często stopień odkształcenia ziarn kwarcu przylegających do centrum struktury jest tak silny, że pasma deformacyjne są wielokrotne i ułożone na współśrodkowych okręgach, przy czym mogą one być oddalone lub zgrupowane tuż przy granicy deformowanego kwarcu z częścią centralną struktury (Pl. V: 2).

W skali próby struktury odśrodkowe są formami izolowanymi w taki sposób, że skutki odśrodkowego odkształcania skały są ograniczone do mikroobszaru o średnicy 1 - 4 mm (Pl. VI: 1). Brak przejawów wzajemnego oddziaływania na siebie sąsiadujących struktur w czasie ich powstawania. W przypadku, gdy struktury takie są położone blisko siebie i zasięg ich szczelin radialnych częściowo się pokrywa (Pl. II: 1), mają one jednakowo zorientowane szczeliny.

Stałą cechą geometryczną struktur odśrodkowych jest dążenie ich szczelin radialnych do przecięcia się wzdłuż jednej krawędzi (Fig. 2). W nielicznych przypadkach rozrzut położenia szczelin był znaczny i przekraczał 10° . Przypadki te były eliminowane z dalszego toku badań. W omawianych badaniach zastosowana była metoda pomiaru orientacji szczelin poszczególnych struktur w szlifie na stoliku uniwersalnym.

STRUKTURY ODŚRODKOWE NA TLE ZJAWISK REGIONALNYCH

Szerokie rozprzestrzenienie, powtarzalność cech geometrycznych, a co za tym idzie jednokrotna geneza struktur odśrodkowych wskazują, że można je uznać za struktury wszędobylskie. W takim rozumieniu wywołujące je zjawi-

ska dylatacyjnego deformowania odśrodkowego było zjawiskiem regionalnym w sensie geologicznym i ma swoje miejsce w sekwencji innych zjawisk regionalnych w obszarze badań. Jednak ustalenie tego miejsca jest niezwykle trudne ze względu na to, że dylatacyjne struktury odśrodkowe nie są penetrujące (*sensu* Turner & Weiss, 1963) nawet w skali szlifu mikroskopowego. W tle skały uwiadcniają się one punktowo w postaci izolowanych mikroobszarów i posiadają niewielki zasięg szczelin radialnych, co utrudnia wykorzystanie metody intersekcji do ustalenia następstw zjawisk metamorficznych i deformacji odśrodkowej.

STRUKTURY ODŚRODKOWE A METAMORFIZM

W gnejsach okolic Strzelina słoneczkowe struktury odśrodkowe są młodsze od kwarcu, plagioklazów i starszego skalenia potasowego, natomiast starsze od mikroklinu. Występujące tutaj miotłkowe struktury odśrodkowe powstały po częściowej chlorytyzacji biotytu, a ich szczeliny przecinają kwarc, plagioklasy i mikroklin o słabo wykształconej kratce bliźniaczej, tworzący duże i czyste ziarna. Najpełniejszy obraz relacji struktur odśrodkowych do etapów metamorfizmu regionalnego pochodzi ze skał wapniowo-krzemianowych, łupków łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcowych i kwarcytów środkowej i południowej części masywu strzelińskiego.

Szczeliny radialne słoneczkowych struktur odśrodkowych przecinają tutaj kwarc, kalcyt, skalenie potasowe bez kratki mikroklinowej, które według Wojnar (1979) reprezentują generację II, amfibole, oraz diopsyd. W łupkach razem ze skaleniem II przecinany jest syllimanit. Powstanie słoneczkowych struktur odśrodkowych prawdopodobnie wyprzedzało na ogół pojawienie się w tych skałach mikroklinu (III generacja).

Miotłkowe struktury odśrodkowe powstały po częściowej chlorytyzacji biotytu występującego w laminach z syllimanitem. Struktury te są również młodsze od mikroklinu.

W gnejsach dwułyszczykowych z Bożnowic (Fig. 1) szczeliny radialne słoneczkowych struktur odśrodkowych przecinają kwarc oraz liczne i dobrze wykształcone plagioklasy (An_{10}), które zdaniem Wojnar (1979) reprezentują generację II tego minerału. Omawiane struktury powstały tutaj przed pojawieniem się kwarcu III generacji, który wypiera plagioklaz II. Miotłkowe struktury odśrodkowe powstały tutaj po blastezie mikroklinu.

W metamorfiku niemczańsko-kamienieckim zarówno słoneczkowe jak i miotłkowe struktury odśrodkowe są młodsze od powierzchni S_2 i są młodsze od staurolitu, andalazytu i granatu powstających syntektonicznie z S_2 (Dziedzicowa, 1979; 1987). Wydaje się, że słoneczkowe struktury odśrodkowe są również młodsze od młodszego andalazytu i towarzyszącego mu syllimanitu, których blasteza sięgała okresu formowania się fałdów F_3 i powierzchni S_2 (Dziedzicowa 1979; 1987). W omawianym rejonie słoneczkowe struktury od-

środkowe są młodsze od kwarcu, plagioklazu i ortoklazu lecz starsze od mikroklinu. Szczeliny radialne miotłkowych struktur odśrodkowych biegną skośnie lub prostopadle do lamin S_2 i przecinają kwarc, plagioklaz, ortoklaz oraz drobne, interstycjalne ziarna mikroklinu.

W zachodniej i środkowej części wychodni metamorfiku Doboszowic słoneczkowe struktury odśrodkowe powstały przed blastezą mikroklinu, gdyż jego blasty, o słabo wykształconej kratce bliźniaczej, wzrastając, zacierały szczeliny tensyjne. Co więcej, wrostki kwarcu i plagioklazów w takich blastach skalenia potasowych zachowują pęknięcia wypełnione wodorotlenkami żelaza.

We wschodniej części metamorfiku Doboszowic słoneczkowe struktury odśrodkowe powstały po blastezie mikroklinu. Granica tak wyróżnionych części wychodni przebiega wzdłuż zachodnich peryferii wsi Chałupki (Fig. 1). Miotłkowe struktury odśrodkowe w całym metamorfiku Doboszowic są młodsze i powstały po blastezie mikroklinu i po częściowym rozpadzie biotyту (Pl. III: 2), który ulega odbarwieniu i jest zastępowany kwarcowo-chlorytowo-limonitowym agregatem.

STRUKTURY ODŚRODKOWE A DEFORMACJE FAŁDOWE

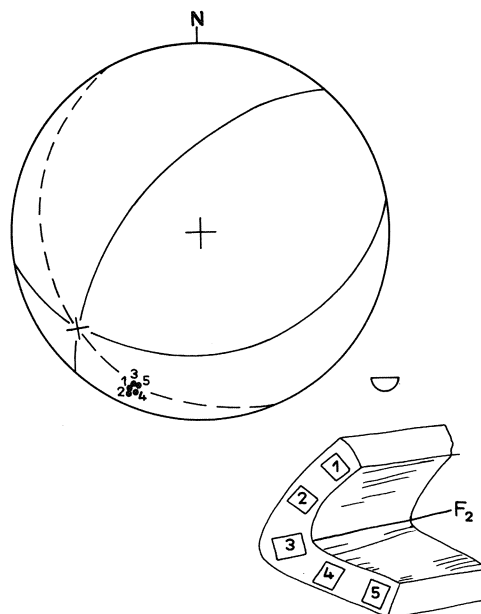
Określenie relacji takich zjawisk jak fałdowanie i dylatacyjne deformowanie odśrodkowe możliwe jest w sposób pośredni. Polega on na ustaleniu położenia krawędzi przecięcia szczelin tensyjnych struktur odśrodkowych w obu skrzydłach fałdu względem jego osi. Gdy fałd jest młodszy, krawędzie, będące tutaj odpowiednikami struktur liniowych, zachowują się jak starsza lineacja zdeformowana przez młodszy fałd ze zginania. Na diagramie ułożą się one na kole małym, którego środkiem jest oś fałdu. Gdy fałd jest starszy w obu jego skrzydłach przestrzenna orientacja krawędzi powinna być identyczna. Uznając deformację odśrodkową za zjawisko bardzo krótkotrwałe ogólna możliwość synchroniczności obu struktur jest dość niewielka. Przypadek zgodnej orientacji osi fałdu i krawędzi przecięcia szczelin tensyjnych struktur odśrodkowych, nie stwierdzony w badanych skałach, lecz geometrycznie możliwy, jest przykładem sytuacji nierozwiązywalnej wyżej opisaną metodą.

Zarówno w metamorfiku strzelińskim jak i niemczańsko-kamienieckim słoneczkowe struktury odśrodkowe powstały po wykształceniu się powierzchni S_2 . Analogicznie relacja ta przedstawia się w metamorfiku Doboszowic, gdzie struktura S_2 jest starsza od słoneczkowych struktur odśrodkowych, ale struktura S_3 jest od nich młodsza. Dowodem tego są ich relikty w strefach rekrytalizacyjnego złupkowania S_3 (Pl. VI: 2).

W całym obszarze badań słoneczkowe struktury odśrodkowe są młodsze od powierzchni S_2 , ale równocześnie nie wykazują związku z nagromadzeniami chlorytowo-limonitowymi tworzącymi się kosztem biotyту, który bierze udział w budowie tych powierzchni. Wskazuje to, że omawiane struktury są

Fig. 3 Relacja dylatacyjnego deformowania odśrodkowego (młodsze) do fałdowania etapu D₂ (starsze) w gnejsach okolic Doboszwic. Krzyżyk – oś fałdu F₂; linie ciągłe – ślady jego skrzydeł; linia przerywana – ślad powierzchni osiowej; kropki z numerami 1 - 5 – krawędzie przecięcia szczelin radialnych słoneczkowych struktur odśrodkowych w odpowiednich sektorach (szlifach) zaznaczonych na profilu fałdu

Relation of the dilational centrifugal deformation (younger) to the folding of the D₂ stage (older) in the gneisses near Doboszwice. Cross-axis of F₂ fold; solid line – limbs of F₂ fold; dashed line – axial plane of F₂ fold; dots with numbers – intersection of radial fractures of the sun-like centrifugal structures in the corresponding sectors observed in thin sections marked on the fold profile



starsze od zmian retrogresywnych prowadzących do wspomnianego wyżej odbarwienia i rozpadu biotyту. Z tego wynika, że słoneczkowe struktury odśrodkowe są starsze od miotłkowych. Niezależnie wniosek taki nasuwa ich relacja do blastezy mikroklinu.

W oparciu o wyniki metody pośredniej ustaliłem czas powstawania słoneczkowych struktur odśrodkowych w stosunku do fałdowania skał. W całym obszarze ustalenia takie były możliwe jedynie sporadycznie. Nie mniej jednak, uznając fałdowanie w poszczególnych etapach (D₁ - D₄) za zjawiska regionalne, uzyskane wyniki można uważać za reprezentatywne dla całego obszaru badań. Słoneczkowe struktury odśrodkowe są młodsze od fałdów F₂ w całym obszarze badań. Potwierdzają to wyniki badań mezoskopowego fałdu F₂, pochodzącego z gnejsów Doboszwic a zrotowanego w czasie fałdowania etapu D₃. W obu jego skrzydłach krawędzie przecięcia szczelin tensyjnych słoneczkowych struktur odśrodkowych wykazują prawie identyczną orientację (Fig. 3). Przy podobnych kątach zanurzenia się różnica biegu osi fałdu i krawędzi wynosi 30°.

Podobnie jest w fałdzie megaskopowym F₂ z gnejsów wschodnich okolic Strzelina. W próbach pobranych z obu skrzydeł fałdu krawędzie przecięcia szczelin tensyjnych słoneczkowych struktur odśrodkowych mają zbliżoną orientację. Zanurzają się one ku NW w granicach 10°, podczas gdy oś fałdu jest skierowana ku N pod kątem 40° (Fig. 4).

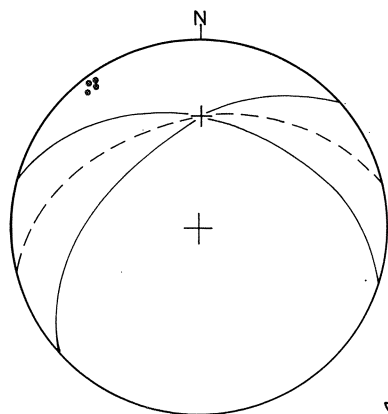


Fig. 4 Fig. 4. Relacja dylatacyjnego deformowania odśrodkowego do fałdowania etapu D₂ w gnejsach wschodnich okolic Strzelina. Jednakowa orientacja krawędzi przecięcia szczelin radialnych słoneczkowych struktur odśrodkowych (*kropki*) z obu skrzydeł makroskopowego fałdu F₂ (*krzyżyk*) wskazuje, że fałdowanie to było starsze od deformowania odśrodkowego. Pozostałe objaśnienia jak na figurze 3

Relation of the dilational centrifugal deformation to D₂ folding in gneisses of the eastern vicinity of Strzelin. Equal orientation of intersection edges of radial fissures of the sun-like centrifugal structures (*dots*) from both limbs of a macroscopic fold F₂ (*cross*) indicates that the folding was older than the centrifugal deformation. Remaining explanations as to Figure 3

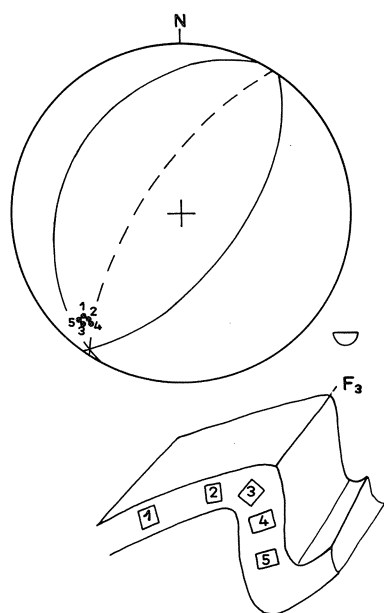


Fig. 5 Relacja dylatacyjnego deformowania odśrodkowego (młodsze) do fałdowania etapu D₃ (starsze) w gnejsach okolic Doboszowice. Pozostałe objaśnienia jak na Fig. 3

Relation of the dilational centrifugal deformation (younger) to the D₃ stage folding (older) in the gneisses near Doboszowice. Remaining explanations as to Figure 3

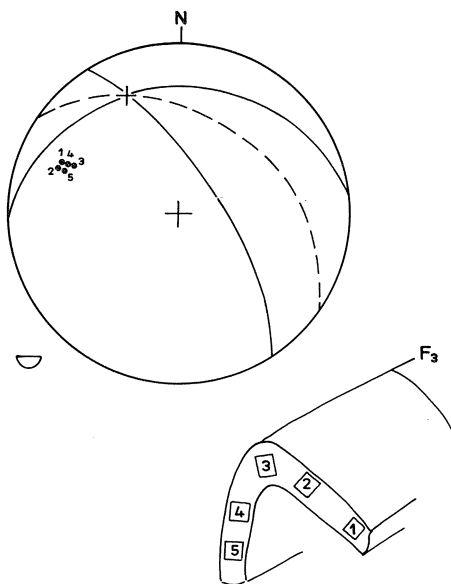


Fig. 6 Relacja dylatacyjnego deformowania odśrodkowego (młodsze) do fałdowania etapu D₃ (starsze) w skalach wapieniowo-krzemianowych wzgórza Rokitki. Pozostałe objaśnienia jak na Fig. 3

Relation of the dilational centrifugal deformation (younger) to the D₃ stage folding (older) in the calc-silicate rocks of Rokitki hill. Remaining explanations as to Figure 3

Z podobnej analizy mezoskopowych fałdów F_3 z gnejsów okolic Doboszowic i skał wapniowo-krzemianowych metamorfiku strzelińskiego wynika, że struktury słoneczkowe są młodsze od F_3 (Fig. 5, 6).

STRUKTURY ODŚRODKOWE A USKOKI

W obszarze Strzelin-Doboszowice występują trzy generacje uskoku, czasowo i przyczynowo przypuszczalnie związanych z rozwojem intruzji granitoidów strzelińskich (Achramowicz & Lorenc, 1986). Uskoki I generacji są strome, normalne lub odwrócone o biegu NW-SE. Do II generacji należą średnio pochylone uskoki inwersyjne o biegu NE-SW, a do III generacji strome uskoki południkowe. Powstawaniu szczelin uskokowych poszczególnych generacji towarzyszyło tworzenie się w skałach licznych, drobnych i równoległych stref kruszenia. Na podstawie intersekcji takich stref i szczelin tensyjnych struktur odśrodkowych ustaliłem ich względne następstwo.

Struktury odśrodkowe są starsze od uskoku I generacji (Pl. I: 1). Przemieszczenie bywa tutaj nieznaczne, a produkty kruszenia uległy zupełnej rekrystalizacji.

INTERPRETACJA ZJAWISKA DYLATACYJNEGO ODŚRODKOWEGO DEFORMOWANIA SKAŁ

W świetle przeprowadzonych badań struktur odśrodkowych można sądzić, że są one wynikiem zjawiska, dla którego proponuję termin: dylatacyjna deformacja odśrodkowa (dilational centrifugal deformation) wcześniej opisana jako deformacja odśrodkowa (centrifugal deformation, Achramowicz, 1986).

Nasilenie odkształceń plastycznych w bezpośrednim sąsiedztwie centralnej części struktury oraz radialny układ gasnących szczelin tensyjnych wskazuje, że są one właśnie wynikiem odkształcenia postępującego od centrum struktury na zewnątrz. Skutki takiego deformowania są lokalne, ograniczone jedynie do niewielkich, izolowanych mikroobszarów (Pl. VI: 1). Tym niemniej wszystkie struktury odśrodkowe w próbie lub w szlifie mają identyczne cechy geometryczne: słoneczkowe struktury odśrodkowe mają jednakowo zorientowane krawędzie przecięcia szczelin tensyjnych, a miotłkowe struktury odśrodkowe mają jednakowo zorientowane zarówno krawędzie przecięcia szczelin jak i płaszczyzny dwusieczne kąta utworzonego przez brzożne szczeliny tensyjne w strukturze. W każdym mikroobszarze deformowanie przebiegało niezależnie od pozostałych, a mimo to łączy je genetyczne i strukturalne podobieństwo.

Przytoczone fakty świadczą o równoczesnym oddziaływaniu naprężeń należących do dwóch odrębnych grup. Jedna z nich obejmuje naprężenia wewnętrzne, ograniczone do centrum przyszłej struktury odśrodkowej i oddziałujące na zewnątrz, czyli na przylegające ziarna mineralne. Naprężenia te

były odpowiedzialne za powstanie szczelin radialnych i plastyczną deformację otaczających minerałów. Druga grupa to naprężenia zewnętrzne względem struktury, wywołane w ośrodku skalnym przez ciśnienie litostatyczne i/lub siły tektoniczne. Naprężenia te kontrolowały przebieg deformacji i sposób ułożenia w przestrzeni powstających szczelin radialnych.

Naprężenia wewnętrzne to ciśnienia porowe (p) oraz styczne naprężenie rozciągające (σ_p). Działanie ciśnienia porowego znajduje potwierdzenie w odśrodkowym charakterze odkształcenia i było wywołane ekspansją centralnej części struktury (zauważ przyrost długości linii zamykającej centrum struktury o sumę rozwartości szczelin radialnych – plansze I-VI; por. Achramowicz, 1986: fig. 4). Działanie naprężenia stycznego do powierzchni zamykającej część centralną wynika z tensyjnego charakteru szczelin radialnych (por. Irwin, 1960). Naprężenia te zostały wzbudzone w wyniku ekspansji części centralnej struktury odśrodkowej, która zostanie omówiona dalej.

Z natury naprężeń wewnętrznych wynika, że ich położenie w przestrzeni w różnych punktach powierzchni ograniczającej centrum struktury było różne; ciśnienie p działało prostopadłe do niej, a σ_p stycznie (por. Green II, 1984, fig. 2). Natomiast położenie w tych punktach głównych naprężeń zewnętrznych było jednakowe. O powstaniu szczelin tensyjnych struktur odśrodkowych decydowały naprężenia czynne wzbudzone w tych punktach powierzchni ograniczającej, w których szczeliny te zostały zainicjowane. W poniższej analizie geometrycznej naprężenia takie określam mianem lokalnych naprężeń czynnych.

GEOMETRYCZNA ANALIZA NAPRĘŻEŃ

Analiza naprężeń została przeprowadzona przy pewnych uproszczeniach wynikających z faktu, że rozważane zjawisko dylatacyjnej deformacji odśrodkowej skał przebiegało w ośrodku rzeczywistym, czyli nieizotropowym i niejednorodnym.

Rozpatrywane relacje naprężeń i odkształceń dotyczą mikroobszaru wyznaczonego zasięgiem szczelin radialnych struktury. Mikroobszar taki składa się z kilku lub kilkudziesięciu ziarn różnych minerałów, dlatego trudno uznać go za ośrodek jednorodny i izotropowy (por. Teisseyre *et. al.*, 1983, str. 261). Uwzględniając to, że ośrodek był rzeczywisty oraz to, że w czasie i w przestrzeni następowały w nim zmiany własności mechanicznych, sprężystych, termicznych i dynamicznych zamierzony tutaj opis zjawiska należałoby przeprowadzić z zastosowaniem cząstkowych równań różniczkowych (np. Woroszył, 1984: zagadnienie wybuchu w kuli o promieniu r , str. 161-165) lub skomplikowanego rachunku macierzowego (Kisiel, 1973). Te sposoby opisu zjawiska dylatacyjnego deformowania odśrodkowego skał ze względu na specyficzny aparat analizy matematycznej i wyraźną odrębność zagadnienia pozostawiam jako problem otwarty, w moim przekonaniu godny rozwiązania, ponieważ może ujawnić nieznane w tektonice wzajemne zależności różnych

własności ośrodka i stopień wpływu ich zmian na badane zjawisko. Co prawda istnieje w tektonice pogląd, że nie ma innego sposobu prowadzenia ścisłych studiów niż wykorzystywanie, na zasadzie przenoszenia, ogólnych prawidłości dotyczących ciał izotropowych i jednorodnych na ciała nieizotropowe i niejednorodne (Jaroszewski, 1980, str. 28) i uzupełnianie takich wyników analizą wpływu niejednorodności i anizotropii. Dotychczas natura rzeczy wymuszała takie postępowanie, które może być zmienione wobec zaistniałego postępu w technice komputerowej.

Radialne szczeliny struktur odśrodkowych reprezentują typ szczelin rozryw (sensu Irwin, 1960). Tworzą się one, gdy brzegi szczeliny oddalają się od siebie w kierunku prostopadłym do jej powierzchni. Równocześnie wiadomo, że szczelina rozwiera się prostopadle do kierunku najmniejszego czynnego naprężenia głównego, gdy stanie się ono naprężeniem rozciągającym, a jego wartość przewyższy wytrzymałość skały na rozciąganie (Hubbert & Willis, 1957). Tak więc w każdym punkcie powierzchni ograniczającej centralną część przyszłej struktury istniał lokalny stan naprężeń czynnych. Ich osie główne zmieniały położenie od punktu do punktu. Nie wnikając jeszcze w zagadnienia przyczyny deformacji i jej przebiegu, bazując na powyższych danych oraz na wyżej omówionych uproszczeniach analitycznych można ustalić formuły opisujące lokalne czynne naprężenia główne.

W tym celu niech dana będzie część centralna struktury odśrodkowej i zewnętrzne, całkowite naprężenia główne, tworzące prostokątny układ współrzędnych XYZ¹ (Fig. 7). W dowolnym punkcie powierzchni ograniczającej centrum struktury wprowadźmy lokalny układ współrzędnych xyz¹, taki którego oś y jest równoległa do kierunku wektora ciśnienia porowego w tym punkcie, a osie x i z pokrywają się z kierunkami naprężenia rozciągającego. Czynne naprężenia główne w układzie lokalnym (xyz) są następujące:

$$\sigma_{ey} = (\sigma_{2y} + \sigma_{3y}) - p \quad [1]$$

$$\sigma_{ex} = (\sigma_{2x} + \sigma_{3x}) - \sigma_p \quad [2]$$

$$\sigma_{ez} = (\sigma_1 - \sigma_p) \quad [3]$$

gdzie:

$\sigma_{ey/x,z/}$ – naprężenie czynne wzdłuż osi y (x,z)

$\sigma_{2y/x/}$ – składowa pośredniego całkowitego naprężenia głównego zewnętrznego na osi y(x)

$\sigma_{3y/x/}$ – składowa najmniejszego całkowitego naprężenia głównego zewnętrznego na osi y(x)

σ_1 – największe całkowite naprężenie główne zewnętrzne

σ_p – wewnętrzne naprężenie rozciągające

p – ciśnienie porowe

¹ Symbole XYZ i xyz oznaczają osie układów współrzędnych zastosowanych w tym artykule, nawiązując do oznaczeń używanych w geometrii analitycznej i nie oznaczają odkształceń i osi elipsoidu odkształceń stosowanych w geologii strukturalnej.

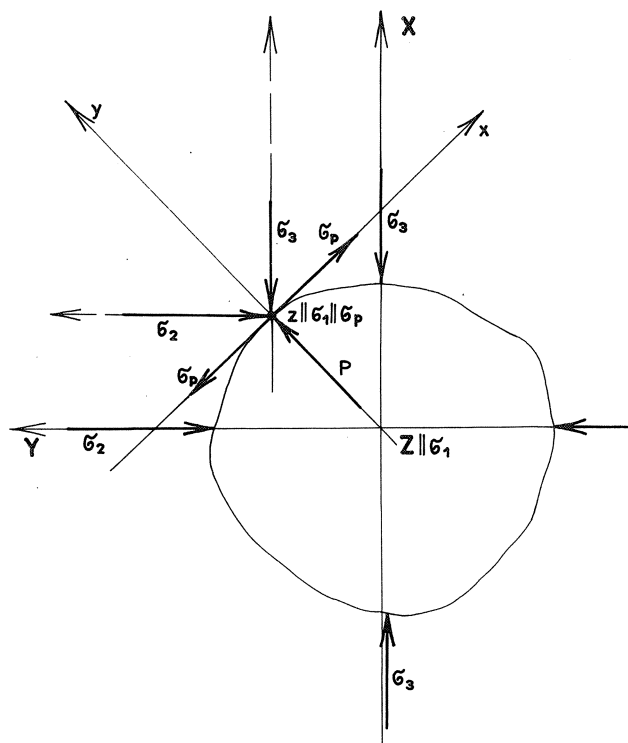


Fig. 7 Naprężenia zewnętrzne (σ_1 , σ_2 , σ_3) i wewnętrzne (p , σ_p) na brzegu centralnej części struktury odśrodkowej przed powstaniem szczelin radialnych. XYZ – ogólny układ współrzędnych, xyz – lokalny układ współrzędnych

External stresses (σ_1 , σ_2 , σ_3) and internal stresses (p , σ_p) on the boundary of the central part of a centrifugal structure prior to formation of radial fractures. XYZ – universal coordinate system, xyz – local coordinate system

Warto tutaj zaznaczyć, że w układzie XYZ (Fig. 7) wartości czynne naprężeń głównych w dalszym ciągu są definiowane jako różnica odpowiedniego naprężenia całkowitego i ciśnienia porowego. Jest to zgodne z dotychczasowymi poglądami w tektonice o roli roztworów czyli składnika ośrodka skalnego cechującego się hydrostatycznym oddziaływaniem na otoczenie, w procesach powstawania spękań (Hubbert & Willis, 1957; Secor, 1965, 1968; Phillips, 1972; Fyfe *et al.*, 1978). Warunki [1], [2], [3] zostały ustalone dla punktu leżącego na powierzchni granicznej w przekroju części centralnej struktury płaszczyzną prostopadłą do osi 1. W punkcie tym szczelina tensyjna powstanie, gdy naprężenie σ_{ex} spełni warunek minimum:

$$-\sigma_{ex} = R \quad [4]$$

(znak "–" oznacza rozciąganie), przy równoczesnym spełnieniu warunku, aby największe naprężenie czynne nie przekraczało wartości $+3R$ (Secor, 1965).

W dalszym ciągu niech dana będzie część centralna struktury odśrodkowej. Stycznie do jej powierzchni, w każdym jej punkcie działa wewnętrzne naprężenie rozciągające, a prostopadle ciśnienie porowe. W skale panuje trójosiowy stan naprężeń zewnętrznych. Dla ilustracji część centralną struktury porównajmy do kuli ziemskiej. Niech przez jej bieguny przechodzi oś naprężeń σ_1 , a osie σ_2 i σ_3 tworzą płaszczyznę równikową. Rozpatrzmy wielkości lokalnych naprężeń czynnych w płaszczyźnie $\sigma_1 \sigma_2$, gdy punkt obserwacyjny zajmie położenie;

a) biegunowe – $p \parallel \sigma_1$, (Fig. 8)

b) równikowe – $p \perp \sigma_1$, (Fig. 9)

c) pośrednie – p skośne do σ_1 , (Fig. 10)

Ad. a. W położeniu biegunowym osie lokalnego układu współrzędnych $x y z$ pokrywają się z osiami układu XYZ w taki sposób, że oś y pokrywa się z kierunkiem działania ciśnienia porowego, oś x i z pokrywają się z naprężeniem σ_p . Główne naprężenia czynne w układzie $x y z$ są następujące:

$$\sigma_{ey} = \sigma_1 - p \quad [5]$$

$$\sigma_{ex} = \sigma_3 - \sigma_p \quad [6]$$

$$\sigma_{ez} = \sigma_2 - \sigma_p \quad [7]$$

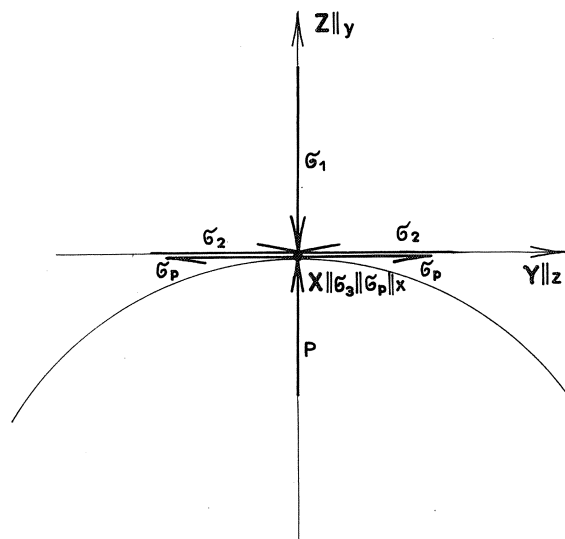


Fig. 8 Naprężenia zewnętrzne ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) i wewnętrzne (p, σ_p) na brzegu centralnej części struktury odśrodkowej przed powstaniem szczelin radialnych. Analizowany punkt położony biegunowo względem naprężenia σ_1 . XYZ – ogólny i $x y z$ – lokalny układ współrzędnych

External stresses ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) and internal stresses (p, σ_p) on the boundary of the central part of a centrifugal structure prior to formation of radial fractures. Analysed point lies in the polar position in relation to σ_1 stress XYZ – universal, and $x y z$ – local coordinate systems

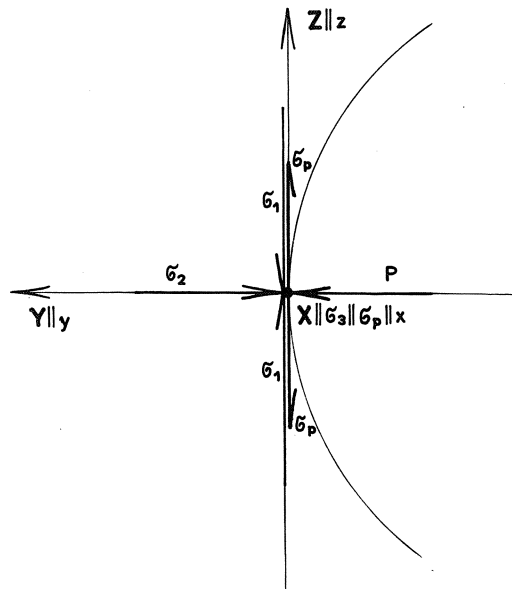


Fig. 9 Objaśnienia jak na Fig. 8. Analizowany punkt w położeniu równikowym względem naprężenia σ_1

Explanations as to Fig. 8. Analysed point is in the equatorial position in relation to σ_1 stress

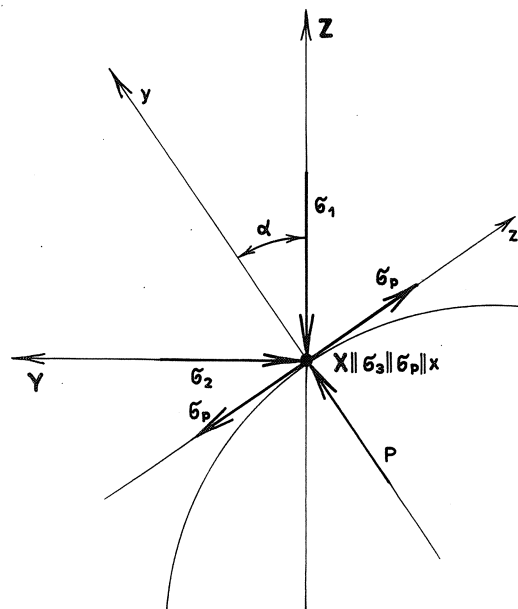


Fig. 10 Objaśnienia jak na Fig. 8. Analizowany punkt w położeniu pośrednim względem σ_1

Explanations as to Fig. 8. Analysed point is in the intermediate position in relation to σ_1

Ad. b. W położeniu równikowym punktu obserwacyjnego główne naprężenia czynne w układzie lokalnym są następujące:

$$\sigma_{ey} = \sigma_2 - p \quad [8]$$

$$\sigma_{ex} = \sigma_3 - \sigma_p \quad [9]$$

$$\sigma_{ez} = \sigma_1 - \sigma_p \quad [10]$$

Ad. c. Gdy punkt obserwacyjny zajmie położenie pośrednie tzn. oś y układu lokalnego zostanie odchylona od osi Z w płaszczyźnie pionowej $\sigma_1 \sigma_2$ o kąt α ($0 < \alpha < 90$), lokalne czynne naprężenia główne są następujące:

$$\sigma_{ey} = \sigma_1 \cos \alpha + \sigma_2 \sin \alpha - p \quad [11]$$

$$\sigma_{ex} = \sigma_3 - \sigma_p \quad [12]$$

$$\sigma_{ez} = \sigma_1 \sin \alpha + \sigma_2 \cos \alpha - \sigma_p \quad [13]$$

Z powyższych przypadków wynika, że zmiana położenia układu lokalnego (xyz) względem układu ogólnego (XYZ) nie wywołuje zmiany wielkości naprężenia czynnego σ_{ex} . Jest ono stałe w zakresie $0 \leq \alpha \leq 90$ i zależy od naprężeń całkowitych σ_3 i σ_p .

W momencie spełnienia warunku [4] w każdym punkcie obserwacyjnym (Fig. 8, 9, 10) zacznie krzewić się ta sama szczelina. Pokrywa się ona z płaszczyzną $\sigma_1 \sigma_2$, a w przekroju równikowym ujawnia się w postaci gasnącej szczeliny rozrywu, której brzegi rozsunięły się w kierunku osi x układu lokalnego. Na tej podstawie można wnosić, że w obrębie słoneczkowej struktury odśrodkowej wszystkie szczeliny radialne powstały w ten sposób i każda z nich zarejestrowała położenie płaszczyzny $\sigma_1 \sigma_2$ w tym momencie. Jest to możliwe, gdy układ naprężeń zewnętrznych jest następujący:

$$\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 \quad [14]$$

bądź też różnica pomiędzy σ_2 i σ_3 jest na tyle niewielka, że nie ujawnia się nierównomiernym rozmieszczeniem szczelin wokół centrum struktury. Natomiast jeżeli główne całkowite naprężenia zewnętrzne spełniają warunek:

$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 \quad [15]$$

to wówczas teoretycznie powinna powstać jedna szczelina rozrywu. W rzeczywistości nigdzie nie zaobserwowałem normalnie wykształconego centrum, od którego odchodziłaby tylko jedna gasnąca szczelina. Występują natomiast miotłkowe struktury odśrodkowe, identyczne, aczkolwiek niekompletne, w porównaniu ze słoneczkowymi strukturami odśrodkowymi (Pl. IV, V). Ta niekompletność jest wynikiem różnicy we wzajemnych stosunkach wielkości całkowitych głównych naprężeń zewnętrznych w czasie tworzenia się słoneczkowych i miotłkowych struktur odśrodkowych.

Aby udowodnić tę tezę zakładam, że część centralna znajduje się w trójosiowym polu naprężeń zewnętrznych spełniających warunek [15]. Dany jest ogólny (XYZ) i lokalny (xyz) układ współrzędnych oraz punkty obserwacyjne M i N leżące na powierzchni granicznej w płaszczyźnie równikowej ($\sigma_2 \sigma_3$),

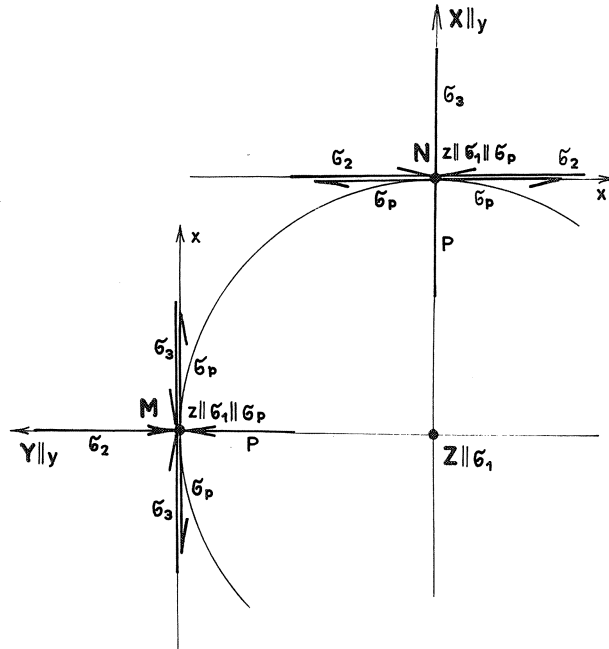


Fig. 11 Objaśnienia jak na Fig. 8. Analizowane punkty M i N leżą na brzegu centralnej części struktury odśrodkowej, w płaszczyźnie równikowej ($\sigma_2 \sigma_3$) względem naprężenia σ_1

Explanations as to Fig. 8. Analysed points M and N lie on the boundary of the central part of a centrifugal structure, in the equatorial plane ($\sigma_2 \sigma_3$) in relation to the σ_1 stress

(Fig. 11). W punkcie M główne czynne naprężenia w układzie xyz mają wartość:

$$\sigma_{ey} = \sigma_2 - p \quad [16]$$

$$\sigma_{ex} = \sigma_3 - \sigma_p \quad [17]$$

$$\sigma_{ez} = \sigma_1 - \sigma_p \quad [18]$$

W punkcie N mają one wartość:

$$\sigma_{ey} = \sigma_3 - p \quad [19]$$

$$\sigma_{ex} = \sigma_2 - \sigma_p \quad [20]$$

$$\sigma_{ez} = \sigma_1 - \sigma_p \quad [21]$$

Wraz ze zmianą położenia lokalnego układu współrzędnych zmienia się wartość naprężeń czynnych od punktu M do N. Biorąc pod uwagę tylko położenie czynnych naprężeń lokalnych względem centrum struktury, powstanie szczeliny rozrywu może wywołać σ_{ex} lub σ_{ez} . Ale biorąc pod uwagę ich wielkości według powyższych warunków mamy, że naprężenie σ_{ez} jest największe i dąży do zaciśnięcia hipotetycznej szczeliny w płaszczyźnie $\sigma_{ey} \sigma_{ex}$. Wobec tego do powstania szczeliny może doprowadzić tylko naprężenie σ_{ex} .

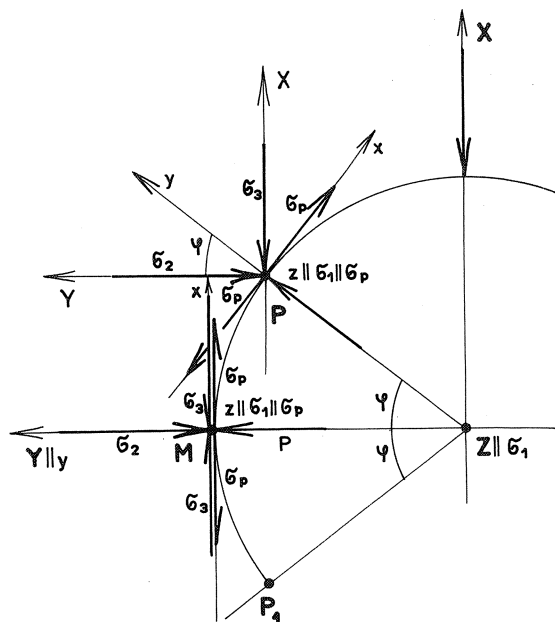


Fig. 12 Objaśnienia jak na Fig. 8. Analizowane punkty M, P i P₁ leżą na brzegu centralnej części struktury odśrodkowej, w płaszczyźnie równikowej ($\sigma_2 \sigma_3$) względem naprężenia σ_1 . Znaczenie kąta jest wyjaśnione w tekście

Explanations as to Fig. 8. Analysed points M, P and P₁ lie on the boundary of the central part of a centrifugal structure, in the equatorial plane ($\sigma_2 \sigma_3$) in relation to the σ_1 stress. The meaning of the angle is explained in the text

Uwzględniając warunki [17] i [20] widać, że naprężenie to szybciej osiągnie wartość niszczącą w punkcie M niż N. W rozpatrywanym polu całkowitych naprężeń zewnętrznych pomiędzy tymi punktami przebiega granica obszaru dozwolonego dla rozwoju szczelin rozrywu i obszaru zabronionego.

Kontynuując dowód przyjmijmy pomiędzy punktami M i N taki punkt P, który jest odchylony od punktu M o kąt φ (Fig. 12). Z powyższych ustaleń wartości σ_{ex} mamy, że dla $\varphi = 0^\circ$ spełniony jest warunek [17], a dla $\varphi = 90^\circ$ zachodzi warunek [20]. Wobec tego dla $0^\circ < 90^\circ$ mamy:

$$\sigma_3 - \sigma_p < \sigma_{ex} < \sigma_2 - \sigma_p \quad [22]$$

Zgodnie z warunkiem [2] naprężenie σ_{ex} w punkcie P ma wartość:

$$\sigma_{ex} = \sigma_2 \sin \varphi + \sigma_3 \cos \varphi - \sigma_p \quad [23]$$

Niech dalej punkt P leży na granicy obszaru dozwolonego dla rozwoju szczelin rozrywu. Oznacza to, że w tym punkcie może utworzyć się ostatnia szczelina z tych, które mogą być zainicjowane na łuku od M do P. Druga szczelina brzeżna utworzy się w punkcie P₁, który w płaszczyźnie równikowej jest odchylony od M również o kąt φ lecz w przeciwną stronę niż P.

W momencie zainicjowania szczeliny rozrywu w punkcie M i P równo-

cześniej musiał być spełniony warunek [4]. W związku z tym można porównać wartości naprężeń σ_{ex} w tych punktach. Z warunku [17] i [23] otrzymujemy:

$$\sigma_3 - \sigma_p = \sigma_2 \sin \varphi + \sigma_3 \cos \varphi - \sigma_p \quad [24]$$

Z równania [24] ustalmy graniczną wartość kąta φ w tym celu przekształćmy to równanie

$$\sigma_2 \sin \varphi + \sigma_3 \cos \varphi - \sigma_3 = 0$$

$$\sigma_3 (\cos \varphi - 1) = -\sigma_2 \sin \varphi$$

$$\cos \varphi - 1 = -\frac{\sigma_2}{\sigma_3} \sin \varphi$$

po pomnożeniu obu stron tego równania przez $-\frac{1}{2}$ otrzymujemy:

$$\frac{1 - \cos \varphi}{2} = \frac{1}{2} \frac{\sigma_2}{\sigma_3} \sin \varphi$$

po uwzględnieniu zależności:

$$\frac{1 - \cos \varphi}{2} = \sin^2 \frac{\varphi}{2}$$

oraz

$$\sin \varphi = \sin 2 \frac{\varphi}{2}$$

otrzymujemy

$$\sin^2 \frac{\varphi}{2} = \frac{1}{2} \frac{\sigma_2}{\sigma_3} \sin 2 \frac{\varphi}{2}$$

a dalej wiedząc że:

$$\sin 2 \frac{\varphi}{2} = 2 \sin \frac{\varphi}{2} \cos \frac{\varphi}{2}$$

otrzymujemy

$$\sin^2 \frac{\varphi}{2} = \frac{1}{2} \frac{\sigma_2}{\sigma_3} 2 \sin \frac{\varphi}{2} \cos \frac{\varphi}{2}$$

a dalej

$$\sin \frac{\varphi}{2} = \frac{\sigma_2}{\sigma_3} \cos \frac{\varphi}{2}$$

z czego ostatecznie wynika, że:

$$\operatorname{tg} \frac{\varphi}{2} = \frac{\sigma_2}{\sigma_3} \quad [25]$$

Równanie [25] dowodzi prawdziwości tezy, że jedynie różnica we wzajemnych stosunkach wielkości całkowitych głównych naprężeń zewnętrznych

podczas deformacji odśrodkowej decydowała o tym, jaka struktura odśrodkowa powstanie. Gdy $\sigma_2 = \sigma_3$, to zgodnie z równaniem [25] $\varphi = 2 \arctg 1$, a stąd $\varphi = 90^\circ$, co oznacza, że w każdym punkcie powierzchni granicznej może być zainicjowana szczelina rozrywu. W rezultacie tego powstanie słoneczkowa struktura odśrodkowa. Gdy $\sigma_2 > \sigma_3$ wówczas $\varphi = 2 \arctg k$, gdzie $k > 1$, a stąd $\varphi < 90^\circ$, co oznacza istnienie obszaru wzbronionego dla rozwoju szczelin tensyjnych. W takim przypadku powstanie struktura "niekompletna" w porównaniu ze słoneczkową strukturą odśrodkową; będzie to miotłkowa struktura odśrodkowa. Równanie [25] można uznać za fundamentalną formułę analityczną opisującą zjawisko dylatacyjnej deformacji odśrodkowej.

POCHODZENIE ENERGII DEFORMACJI

Ostateczne ustalenie bezpośredniej przyczyny wywołującej powstanie struktur odśrodkowych w skałach metamorficznych obszaru Strzelin-Doboszowice będzie możliwe po zakończeniu prowadzonych obecnie szczegółowych badań mineralogicznych nad składem części centralnych tych struktur. Istniejące już wyniki takich badań uzyskane metodami mikroskopii optycznej dają podstawę do wstępnych interpretacji genetycznych. Możliwe są do wykorzystania tutaj ustalenia, że struktury odśrodkowe są związane z allanitem metamiktycznym, stałymi roztworami tlenków Fe i Ti (ilmenit i hematyt), które są częściowo nietrwałe, również produktami postępującego rozpadu biotyту zastępowanego przez kwarc, chloryt i ilmenit. Oprócz tego istotnym faktem ustalonym w toku badań jest powstanie badanych struktur u schyłku metamorfizmu regionalnego, lecz przed lub w trakcie regionalnego podgrzania, które stworzyło możliwość blastezy późnego kordierytu (Oberc-Dziedzic, 1988). Nie można pominąć faktu, że odśrodkowe deformowanie odbyło się w osłonie metamorficznej granitoidów i dokonało (patrz rozdział: regionalna interpretacja wyników badań) przed zanikiem dynamicznego oddziaływania intrudujących magm hercyńskich.

Z drugiej strony istniejąca literatura mineralogiczna i petrologiczna dostarcza szeregu rozwiązań mechanicznych możliwych do zastosowania w badanym przypadku. Jednym z nich jest polimorfizm, ściślej przejście wysokociśnieniowej fazy minerału (np.: koesyt, dysten) w fazę niskociśnieniową (odpowiednio: kwarc, syllibmanit) w warunkach retrogresji. Objętość fazy niskociśnieniowej jest wyższa od wyjściowej. Wywołało to powstanie szczelin radialnych i intensywnych plastycznych odkształceń dookoła minerałów polimorficznych (np.: Smith, 1984, fig. 1). Deformacja taka oczywiście została wywołana mechanizmem odśrodkowym i strukturalnie jest identyczna z opisywaną z obszaru Strzelin-Doboszowice. Szczególnie podkreślam, że łączy je mechanizm i podobieństwo morfologiczne struktur a nie przyczyna deformacji, ponieważ w badanym obszarze nie zostały stwierdzone przemiany polimorficzne, a jedynie przemiany fazowe.

Szerokie możliwości interpretacyjne wynikają z prac opisujących skutki

mechaniczne w postaci obwódek dwójłomnych i szczelin radialnych jakie powstały w naturalnych i eksperymentalnych układach różnorodnych par minerałów typu: inkluzja - ziarno, które wspólnie przeszły zmianę warunków PT (Berman & Simon, 1955; Rosenfeld & Chase, 1961; Devore, 1969; Rosenfeld, 1969; Bruner, 1984). W tych przypadkach rozważane są wzajemne relacje zmian ściśliwości i rozszerzalności par minerałów wywołane zmianami ciśnienia i temperatury. Z anizotropii tych wielkości dla poszczególnych minerałów tworzących układ (Suppe, 1985) oraz z ich wzajemnych różnic wynika lokalny wzrost naprężeń wywołujących odkształcenia dookoła inkluzji. W tych przypadkach mechanizm odkształceń również był odśrodkowy, a deformacja nastąpiła w momencie, gdy chwilowe ciśnienie ekspandującej inkluzji przekroczyło ciśnienie otoczenia i było niszczące z punktu widzenia mechaniki ciała stałego.

Opisana w tym artykule dylatacyjna deformacja odśrodkowa była skutkiem rzeczywistej ekspansji części centralnej struktury odśrodkowej, czego dowodzi wzrost długości linii ograniczającej centrum o sumę szerokości radialnych szczelin tensyjnych oraz zanikanie odkształceń w miarę oddalania się od centrum (por. Pl. I - VI). Możliwości interpretacji przyczyny tej ekspansji są następujące:

(1) wzrost naprężeń wewnętrznych wskutek regeneracji struktury metamiktycznego allanitu i wydzielenia z jego sieci wcześniej przyjętej wody (Borkowska & Smulikowski, 1973). Zjawisko to odbyło się po podgrzaniu i mogło wywołać znaczny wzrost naprężeń wewnętrznych przy względnie stałych wartościach naprężeń zewnętrznych, co prowadziło do wzrostu objętości mikroobszaru zajętego przez allanit;

(2) przemiany fazowe związane ze wzrostem mieszalności hematytu i ilmenitu w temperaturze 350° - 390°C, a wcześniej (300° - 350°C) dehydroksylacją uwodnionych związków żelaza, obie przebiegające w warunkach regionalnego podgrzania (starszego: Wojnar, 1979; w druku, i młodszego: Oberc-Dziedzic, 1988) mogły być przyczyną znacznego wzrostu naprężeń wewnętrznych i dążenia części centralnej potencjalnej struktury odśrodkowej do zwiększenia objętości.

ZJAWISKO DYLATACYJNEJ DEFORMACJI ODŚRODKOWEJ NA TLE ZNANYCH PROCESÓW NISZCZENIA PĘKANIOWEGO.

Dylatacyjna deformacja odśrodkowa a teoria zniszczenia Griffitha

Griffith (1921, 1924) wykazał, że ze wszystkich szczelin elementarnych ulegających rozwarciu w warunkach trójosiowego ściskania najłatwiej uruchomić rozwój tych, które są odchylone od płaszczyzny σ_1 σ_2 o pewien kąt γ (Fig. 13). Mogą one wydłużać się w dowolnym miejscu w skale, o ile będą zorientowane tak, że z kierunkiem największej kompresji utworzą kąt nie większy niż γ . Równocześnie muszą to być szczeliny prostopadłe, względnie

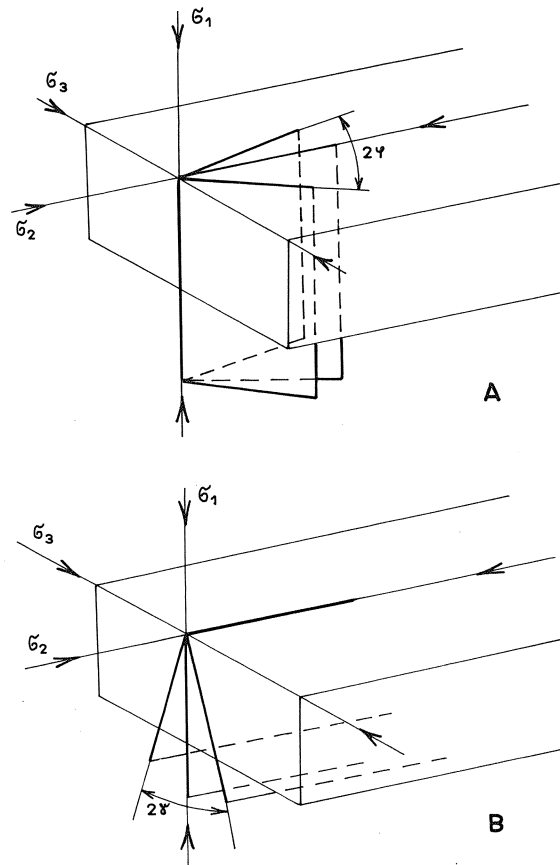


Fig. 13 Położenie szczelin tensyjnych w stosunku do osi głównych naprężeń zewnętrznych (σ_1 , σ_2 , σ_3) przy dylatacyjnym deformowaniu odśrodkowym (A) i przy ekstensji według teorii Griffith'a (B)

Position of tension fractures in relation to axes of principal external stresses (σ_1 , σ_2 , σ_3) during dilatational centrifugal deformation (A) and during extension according to Griffith theory (B)

zorientowane pod kątem $90^\circ - \gamma$ do płaszczyzny $\sigma_1 \sigma_3$.

Zjawisko ekstensyjnego rozwierania szczelin elementarnych Griffitha jest wywołane siłami zewnętrznymi, bez udziału sił wewnętrznych, przeto nie może doprowadzić do powstania izolowanych struktur o powtarzalnych cechach geometrycznych. Może ono natomiast wywołać w skale powstanie szczelin zorientowanych tak, że bieguny w rzucie na płaszczyznę $\sigma_1 \sigma_3$ diagramu zbiorczego teoretycznie ułożą się na jego obwodzie, przetną się wzdłuż osi σ_2 i wyznaczają kąt 2γ (Fig. 13B, 14A). Zupełnie podobne diagramy orientacji szczelin rozrywu dają miotłkowe struktury odśrodkowe (Fig. 13A, 14B). Bieguny szczelin wyznaczają tutaj kąt 2ϕ , rzutowanie odbywa się na płaszczyznę $\sigma_2 \sigma_3$, szczeliny przecinają się wzdłuż osi σ_1 i wchodzi w skład jednej struktury deformacyjnej. Tworzą one lokalny, powtarzalny i ściśle określony

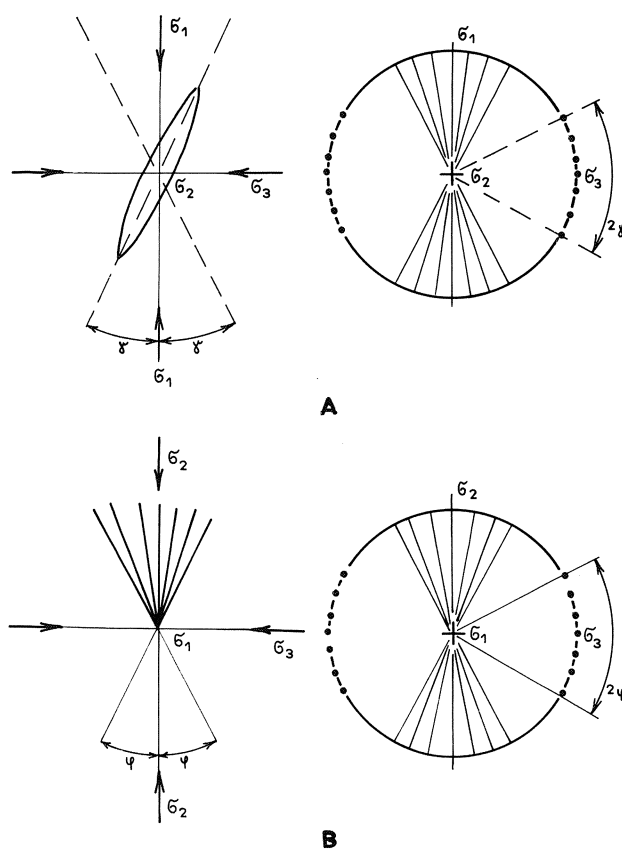


Fig. 14 Różnica pomiędzy teoretycznie zestawionym diagramem szczelin ekstensyjnych według teorii Griffith'a (A), a diagramem rzeczywistym szczelin tensyjnych miotłkowej struktury odśrodkowej (B). Pozostałe objaśnienia w tekście

Difference between the theoretically compiled diagram of extensional fractures according to Griffith theory (A) and the real diagram of tension fractures of a broom-like centrifugal structure (B). Remaining explanations in the text

układ przestrzenny. Wspomniane wyżej podobieństwo jest więc pozorne. Różnica polega na tym, że szczeliny tensyjne dylatacyjnej deformacji odśrodkowej mogą powstać przed deformacją ścięciową w skale, ale nie mogą jej ułatwić w przeciwieństwie do pęknięcia ekstensyjnego w modelu Griffitha, gdzie szczeliny elementarne wyprzedzają ścinanie i mogą koncentrować się w strefie przyszłego ścięcia (Brace, 1960; Brace & Bombolakis, 1963).

Deformacja odśrodkowa a pękanie hydrauliczne

Wyjaśnienie mechanizmu zjawiska pęknięcia hydraulicznego oparte jest na spostrzeżeniu, że naprężenie czynne normalne do szczeliny wypełnionej roztworem jest równe różnicy całkowitego naprężenia normalnego działającego

w tym kierunku i ciśnienia roztworu (Hubbert & Willis, 1957). Identyczny warunek na naprężenie czynne uzyskał Jaeger (1962) oraz Secor (1968), przyjmując za Griffithem (1921) istnienie szczelinek elementarnych i zakładając, że są one całkowicie wypełnione roztworem pod ciśnieniem. Rozwój szczelin w procesie hydraulicznego pęknięcia jest cykliczny (Fyfe *et al.*, 1978), a przy dylatacyjnym deformowaniu odśrodkowym jednorazowy. Szczeliny pęknięcia hydraulicznego zajmują położenie równoległe do płaszczyzny głównej $\sigma_1 \sigma_2$. Podobnie jak w modelu Griffitha, w omawianym tutaj modelu Secora (1968) istnieje możliwość rozwarcia szczelinki elementarnej, której płaszczyzna jest odchylona najwyżej o kąt graniczny α od płaszczyzny $\sigma_1 \sigma_2$. Przy stałych wartościach całkowitych naprężeń zewnętrznych i określonej wartości ciśnienia roztworu łatwiej rozewrzeć szczelinę prostopadłą do płaszczyzny $\sigma_2 \sigma_3$ i odchyloną od płaszczyzny $\sigma_1 \sigma_2$ najwyżej o kąt α , niż szczelinę prostopadłą do płaszczyzny $\sigma_1 \sigma_3$ i odchyloną o kąt α od płaszczyzny $\sigma_1 \sigma_2$. Wartość graniczna kąta α zależy od wielkości naprężeń $\sigma_2 \sigma_3$, co uzyskamy prowadząc analizę naprężeń identycznie jak dla warunku [25].

TEKTONICZNE ZNACZENIE STRUKTUR ODŚRODKOWYCH

Struktury odśrodkowe mogą być źródłem szeregu informacji, które można wykorzystać w badaniach tektonicznych. W obrębie każdej struktury odśrodkowej szczeliny tensyjne tworzą ściśle określony, powtarzalny układ przestrzenny. Na podstawie typu morfologicznego struktury można scharakteryzować trójosiowe pole naprężeń zewnętrznych, w jakim ona powstała. Podstawą takiego wnioskowania jest wyżej przedstawiona geometryczna analiza naprężeń. Słoneczkowe struktury odśrodkowe powstały w dwuosowym stanie naprężeń głównych: $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$, a miotełkowe struktury odśrodkowe powstały w trójosiowym stanie naprężeń $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Dodatkowo na podstawie wielkości kąta utworzonego przez szczeliny brzeżne miotełkowych struktur odśrodkowych można wnioskować o względnej różnicy pomiędzy naprężeniami σ_2 i σ_3 (warunek [25]). W dalszej konsekwencji okoliczność ta może być podstawą następującego wniosku tektonicznego: jeżeli deformacja odśrodkowa wywołująca powstanie struktur miotełkowych przebiegała w określonym etapie tektonicznym w całym regionie, to uwzględniając wpływ ciśnienia lito-statycznego, można przypuszczać, że struktury o większym kącie rozwarcia szczelin brzeżnych tworzyły się w głębszych partiach skorupy lub bliżej frontu oddziaływań dynamicznych.

W przestrzennym ułożeniu szczelin tensyjnych struktury odśrodkowej zarejestrowana jest informacja o tym, jak były zorientowane osie główne naprężeń zewnętrznych w momencie zainicjowania deformacji. Wniosek ten jest oparty na wynikach geometrycznej analizy naprężeń działających podczas odśrodkowego deformowania skał. Wykazałem, że mechanizm odśrodkowy może spowodować powstanie szczelin rozrywu tylko takich, które są prostopadłe

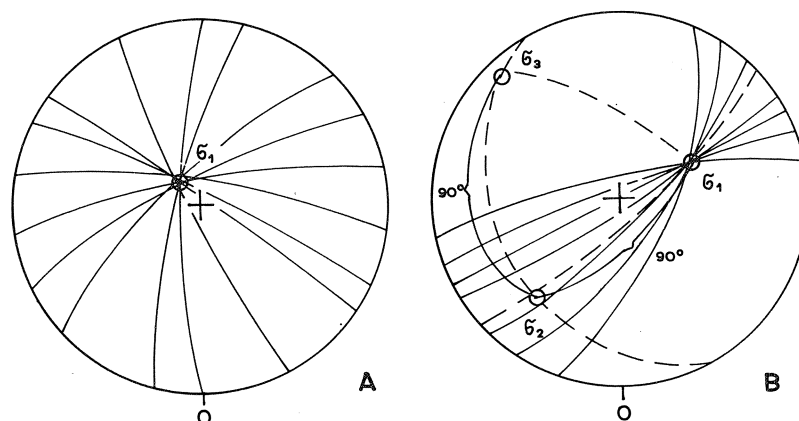


Fig. 15 Sposób ustalania położenia osi głównych naprężeń zewnętrznych (σ_1 , σ_2 , σ_3) na podstawie diagramu orientacji szczelin tensyjnych słoneczkowej (A) i miotłkowej struktury odśrodkowej (B)

The way of determination of axes of principal external stresses (σ_1 , σ_2 , σ_3) on the basis of the diagram of orientation of tension fractures of a sun-like centrifugal structure (A) and a broom-like centrifugal structure (B)

do płaszczyzny $\sigma_2 \sigma_3$ i równoległych do płaszczyzny $\sigma_1 \sigma_2$ lub odchylonych od niej najwyżej o kąt φ (warunek [16] - [21] oraz [25]). Wobec tego radialne szczeliny tensyjne struktur odśrodkowych tworzą wspólną krawędź przecięcia, która odpowiada osi naprężenia σ_1 . Wykorzystując te dane w przypadku każdej struktury odśrodkowej można ustalić orientację osi głównych naprężeń zewnętrznych. Z diagramu szczelin radialnych struktur słoneczkowych można odczytać tylko położenie osi σ_1 i płaszczyzny $\sigma_2 \sigma_3$ (Fig. 15A). Natomiast z diagramu szczelin radialnych struktury miotłkowej można odczytać położenie wszystkich osi głównych naprężeń zewnętrznych. Krawędź przecięcia szczelin odpowiada osi σ_1 . Oś σ_2 jest prostopadła do osi σ_1 i leży w płaszczyźnie symetrii kąta dwuściennego wyznaczonego przez szczeliny brzeżne w strukturze. Oś σ_3 jest prostopadła do pozostałych (Fig. 15B).

W takim ujęciu struktury odśrodkowe stwarzają w tektonice okazję do podjęcia próby odtworzenia przestrzennej orientacji osi naprężeń głównych, jakie istniały w skałach ulegających dylatacyjnej deformacji odśrodkowej.

REGIONALNE ZNACZENIE STRUKTUR ODŚRODKOWYCH

OMÓWIENIE WYNIKÓW BADAŃ

Przestrzenne ułożenie szczelin radialnych struktur odśrodkowych jest zależne od stanu naprężeń głównych pola zewnętrznego, w jakim przebiegało odśrodkowe deformowanie skały. W związku z tym struktury odśrodkowe zarejestrowały położenie osi głównych naprężeń zewnętrznych z czasu defor-

macji, które można zrekonstruować według zasad omówionych w poprzednim rozdziale. W takim ujęciu są to osie paleonaprężeń zrekonstruowane dla deformowanego mikroobszaru skały. Z zestawienia wyników rekonstrukcji przeprowadzonych dla struktur z jednego szlif, a następnie próby i zespołu prób z odsłonięcia wynika duża zgodność uzyskanych orientacji osi głównych paleonaprężeń. Błąd tych wyników nie przekracza błędu metody: pomiar orientacji szczelin na stoliku uniwersalnym (por. Volbrecht *et al.*, 1991), zestawienie pomiarów na siatce Schmidta, reorientacja do układu geograficznego. Naprężenia zrekonstruowane dla całego obszaru Strzelin-Doboszowice dały mapę paleonaprężeń (Fig. 16).

Orientacja osi głównych paleonaprężeń zewnętrznych

Zasadniczą cechą punktowo odtworzonych w poszczególnych mikroobszarach pól paleonaprężeń zewnętrznych jest to, że ich osie główne nie wykazują dowolnego, chaotycznego ułożenia. Dotyczy to zarówno osi ustalonych na podstawie słoneczkowych (starszych) jak i miotełkowych (młodszych) struktur odśrodkowych. W obu przypadkach obrazy przestrzennego ułożenia osi naprężenia największego (σ_I) są sobie podobne, wykazują konsekwentną zmienność i podporządkowanie regionalnym czynnikom syn- i postgenetycznym względem badanych struktur dylatacyjnego odkształcenia. Generalnie w całym obszarze Strzelin-Doboszowice bieg osi σ_{II} (słoneczkowe struktury odśrodkowe) i σ_{III} (miotełkowe struktury odśrodkowe) jest radialny.

Osie σ_{II} wykazują konsekwentne radialne ułożenie w rejonach brzeżnych obszaru badań, a punkt ich zbieżności wypada w rejonie wschodnim obszaru, na równoleżniku Ziębic (Fig. 16). W rejonie centralnym, w pobliżu pojawiających się wychodni granitoidów ułożenie tych osi odbiega od powyższego układu radialnego lecz w dalszym ciągu jest regularne. Na peryferiach obszaru osie σ_{II} zanurzają się na zewnątrz od punktu przecięcia linii ich biegów i tworzą w ten sposób charakterystyczny układ rozbieżny. W tych przypadkach charakterystyczna jest zależność wielkości kąta zanurzania się osi σ_{II} od odległości miejsca obserwacji od punktu przecięcia wszystkich osi. Cecha ta szczególnie wyraźnie zaznacza się na bloku Doboszowic. Wszystkie osie σ_{II} są tutaj skierowane ogólnie ku SW. W części wschodniej kąty ich zanurzania się są większe niż w części zachodniej. Równocześnie z tą zmianą zaznacza się niewielka, ale konsekwentna zmiana azymutu biegu osi. Na wschodzie (okolice Lipnik, Fig. 16) azymut wynosi $245^\circ - 250^\circ$, a kąt zanurzania 43° . W kierunku zachodnim wartości te maleją stopniowo i w okolicy Goleszowa azymut wynosi około 220° , a kąt zanurzania tylko $10 - 12^\circ$.

Wzdłuż zachodniej granicy obszaru badań (Stolec-Chwałęcín, Fig. 16) również zmienia się azymut biegu i wielkość kąta zanurzania się osi σ_{II} . W tym przypadku wartości te wzrastają w miarę oddalania się od punktu zbieżności. Na południu (okolice Stolca) azymut biegu osi wynosi 260° , a kąt zanurzania waha się w przedziale $5 - 8^\circ$. Na północy (okolice Chwałęcína)

azymut biegu σ_{II} wynosi 315° , a kąt sięga 19° .

Wzdłuż północnej granicy obszaru badań brak wystarczającej ilości danych, które uprawniałyby do pewnego ustalenia charakteru zmian omawianych cech. Można jedynie przypuszczać, że w kierunku NE od Chwałęcina jeszcze wzrasta azymut i kąt zanurzania, a następnie kąt maleje natomiast azymut dalej rośnie i osiąga przedział NNW. Do takiego wnioskowania częściowo upoważniają dane z okolicy Strzelina. W skałach metamorficznych na W od miasta oś σ_{II} ma orientację $330^\circ/20^\circ$. Natomiast w rejonie wschodnim miasta, po południowej stronie szosy prowadzącej w kierunku Jegłowej, oś σ_{II} ma orientację $340^\circ/12^\circ$.

W północno-wschodniej części obszaru badań, od Kuropatnika po Przeworno, osie σ_{II} biegną w kierunku NE-SW. W okolicy Kuropatnika mają one orientację $200/8^\circ$. W kierunku SE przy podobnym azymucie biegu (30°) osie σ_{II} zanurzają się ku NE, a kąt zanurzania wzrasta od 24° w okolicy Jegłowej do 34° w Przewornie.

W centralnym i wschodnim rejonie obszaru badań orientacja osi σ_{II} zmienia się w szerokich granicach. Bardzo wyraźna jest rytmiczność zmian. Uwidacznia się ona na linii łączącej punkty: Kryształowa Góra-Jegłowa-wzgórze Rokutki-Gromnik-wzgórze Skalnik. Celowo oddzielnie przeanalizujemy azymuty i kierunki oraz wartości kątów zanurzania się osi σ_{II} w tych punktach.

Od Kryształowej Góry po wzgórze Rokutki zaznacza się typowy układ rozbieżny osi σ_{II} . Polega on na radialnym biegu osi zanurzaniu się na zewnątrz od punktu ich przecięcia. W tym przypadku punkt przecięcia linii biegów osi σ_{II} nie pokrywa się z punktem wynikającym z położenia osi tej generacji w rejonach brzeżnych obszaru. Wartość kąta zanurzania się osi σ_{II} maleje od Przeworna i Kryształowej Góry po wzgórze Rokutki.

Na południe od Gromnika zaznacza się zbieżny układ osi σ_{II} . Polega on na radialnym biegu osi i zanurzaniu w kierunku punktu ich przecięcia. Wartość kąta zanurzania osi maleje od Skalnika (22°) w kierunku Gromnika (5°).

Na odcinku od południowych rejonów Gromnika do wzgórza Rokutki następuje zmiana kierunku zanurzania się osi σ_{II} . Wobec tego następuje tutaj przejście od układu zbieżnego do rozbieżnego. Spostrzeżenie to jest prawdziwe pod warunkiem istnienia ciągłych zmian położenia osi σ_{II} . Zasygnalizowany tutaj problem może być wyjaśniony na etapie szczegółowych badań z zastosowaniem metody opisanej w tym opracowaniu.

Osi σ_{III} w całym obszarze badań wykazują radialne ułożenie. W zarysie ogólnym odwzorowują one ułożenie osi σ_{II} (Fig. 16). Różnica polega na tym, że układ osi młodszych (σ_{III}) jest mniej zaburzony, a przez to jego sens strukturalny jest bardziej klarowny. Dotyczy to tak brzeżnych jak i centralnych rejonów obszaru. Niezależnie od miejsca położenia punktu obserwacji uzyskane wyniki pomiarów miotekowych struktur odśrodkowych są ze sobą spójne. We wszystkich odtworzonych tam lokalnych naprężeniach zewnętrznych osie naprężenia największego (σ_{III}) układają się wzdłuż linii radialnych, które zbiegają się w części wschodniej obszaru, na równoleżniku Ziębic.

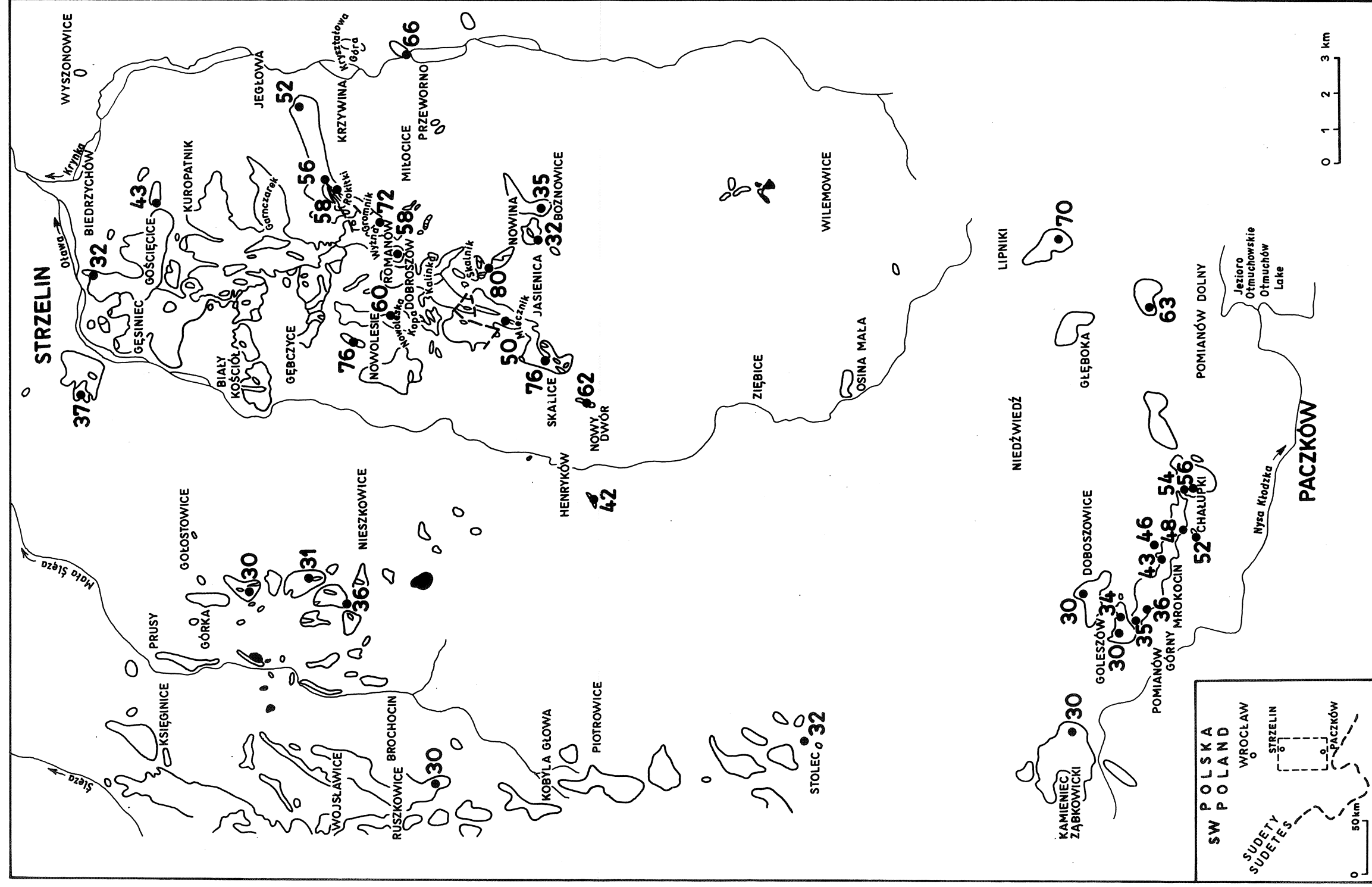


Fig. 17 Mapa regionalnej zmienności wartości kąta rozwarcia miotekowych struktur odśrodkowych w obszarze Strzelin - Paczków

Rozpatrując kierunki zanurzania się osi σ_{1II} łatwo zauważyć, że w przeważającej części tworzą one układy zbieżne. Natomiast regionalna zmienność wartości kątów zanurzania się tych osi nie wyróżnia się w sposób szczególny, z wyjątkiem bloku Doboszowic. W jego części wschodniej (okolice Lipnik) oś σ_{1II} zanurza się ku SSW pod kątem 12° . Na odcinku Lipniki-Chałupek kierunek zanurzania się tych osi zmienia się na przeciwny, a azymut nieco wzrasta ($50/10^\circ$). Od okolic Chałupek ku zachodowi następuje stopniowy wzrost wartości kąta zanurzania i azymutu. W rezultacie takiego trendu zmian w okolicy Goleszowa osie σ_{1II} zanurzają się ku NEE pod kątem 34° . Zmienność ta jest wyjątkowo interesująca w odniesieniu do zmienności analogicznych cech w orientacji osi σ_{1I} na bloku Doboszowic.

Zmienność kąta rozwarcia miotłkowych struktur odśrodkowych

Z przeprowadzonych pomiarów wynika duża zmienność wartości kąta utworzonego przez szczeliny brzeżne miotłkowych struktur odśrodkowych. Wartości te zmieniają się w przedziale $30 - 80^\circ$ i są najwyższe w miejscach położonych w pobliżu punktu zbieżności linii biegów osi σ_{1II} . Jest to wyjątkowo dobrze widoczne na bloku Doboszowic (Fig. 17). Idąc ze wschodu na zachód wartość kąta maleje z 70° (Lipniki) do 30° (Goleszów, Doboszowice, Kamieniec Żąbkowicki). W rejonie wschodnim i centralnym obszaru, od Jegłowej po Nowy Dwór występują miotłkowe struktury odśrodkowe, których szczeliny brzeżne tworzą kąty o wartości przekraczającej 50° , a często wahające się w przedziale $70 - 80^\circ$. Jedynie w okolicy Bożnowic występują struktury miotłkowe o anomalnych kątach rozwarcia szczelin brzeżnych, osiągających tylko $32 - 35^\circ$. W rejonie północnym i zachodnim występują struktury o kątach w granicach 30° .

Regionalna zmienność kąta rotacji poziomej

Kąt rotacji poziomej skał metamorficznych w analizowanym obszarze należy do cech bezpośrednio mierzalnych. Jego ustalenie jest interpretacyjne i oparte na analizie położenia osi σ_1 ustalonych po pomiarzeniu struktury słoneczkowej i miotłkowej, przy czym obie struktury występują w tej samej próbie lub odkrywcę. Kąt rotacji poziomej odzwierciedla składową poziomą rotacji złożonej, jakiej uległy skały w danym miejscu w czasie od pierwszej do drugiej deformacji odśrodkowej. Ustalenia te są oparte na założeniu, że w wymienionym przedziale czasu nie uległo zmianie położenie osi głównych naprężeń zewnętrznych panujących w tym miejscu. Wobec tego całość wyводу oparta jest na następującym rozumowaniu: jeżeli w danym miejscu mogła powstać najpierw słoneczkowa, a następnie miotłkowa struktura odśrodkowa i, w świetle przyjętego założenia, każda z nich zarejestrowała kierunek osi σ_1 , a obecnie osie σ_{1I} i σ_{1II} nie pokrywają się, to pomierzony na mapie kąt pomiędzy nimi jest kątem, o jaki skała uległa rotacji w poziomie po pierwszej,

a przed drugą deformacją odśrodkową.

Jeżeli prawdziwe jest powyższe założenie, to równocześnie z odczytaniem wartości kąta rotacji poziomej skały możliwe jest ustalenie względnego kierunku rotacji. Jest to kierunek, w jakim odchyliła się skała, zawierająca już w swoim wnętrzu słoneczkową strukturę odśrodkową, od kierunku działania największego naprężenia zewnętrznego w wyżej wymienionym przedziale czasu. Położenie osi tego naprężenia przy końcu analizowanego etapu rotacji skały zarejestrowała miotłkowa struktura odśrodkowa. Po jej powstaniu rotacja mogła trwać nadal w tym samym kierunku. Kierunek rotacji poziomej został ustalony względem osi σ_{III} .

Podobnie można odtworzyć kąt rotacji pionowej, ale wymaga to dalszych założeń i ustaleń, od których zależy wynik ostateczny. Na obecnym etapie badań ustalenia te mogłyby być obarczone błędami, a ponadto nie są konieczne dla przeprowadzenia wstępnej interpretacji regionalnej.

W skali całego obszaru badań kąt i kierunek rotacji poziomej został określony tylko w tych miejscach, w których równocześnie występowały słoneczkowe i miotłkowe struktury odśrodkowe. Mimo ograniczonej ilości odpowiednich obserwacji wstępnie można już scharakteryzować regionalną zmienność kąta i kierunku rotacji poziomej. Najmniejsze wartości kąta zarejestrowano w południowo-zachodnim i zachodnim rejonie obszaru badań (Fig. 18). Interesujący rozkład tych cech ujawnił się na bloku Doboszowic oraz w rejonie centralnym i wschodnim.

We wschodniej części bloku Doboszowic kąt rotacji poziomej osiąga wartość 26° (okolice Lipnik) i w kierunku zachodnim maleje do 10° (okolice Mrokocina). Na tym odcinku kierunek rotacji jest stały ku SE. Od Mrokocina ku zachodowi następuje zmiana kierunku rotacji na NW. Równocześnie kąt rotacji najpierw wzrasta do 23° w Pomianowie Górnym, a następnie ponownie maleje i w okolicach Goleiszowa osiąga wartość 15° (Fig. 18).

Podobnie interesujący rozkład zmienności kątów i kierunków rotacji istnieje w strefie od Jegłowej poprzez wzgórze Rokitki, Gromnik, Skalnik do Bożnowic. Generalnie w miarę przesuwania się ku południowi kąt rotacji wzrasta od 13° do 40° , natomiast kierunki rotacji są sobie parami przeciwne (Fig. 18). Tak pozornie zawiły obraz daje się stosunkowo prosto zinterpretować.

W obecnym stanie zaawansowania badań nie można z całą pewnością ustalić wartości kąta rotacji i jej kierunku dla skał odsłoniętych w rejonie Henrykowa i Nowego Dworu.

REGIONALNA INTERPRETACJA WYNIKÓW BADAŃ

Wyniki genetycznej interpretacji zjawiska odśrodkowego deformowania skał, a także postać fizyczna struktur odśrodkowych sugeruje, że tworzyły się one szybko w rezultacie nagłego wzrostu naprężeń wewnętrznych. Na podstawie jednakowych relacji czasowych deformacji odśrodkowej do wybranych zjawisk regionalnych w tak rozległym obszarze badań można sądzić, że stru-

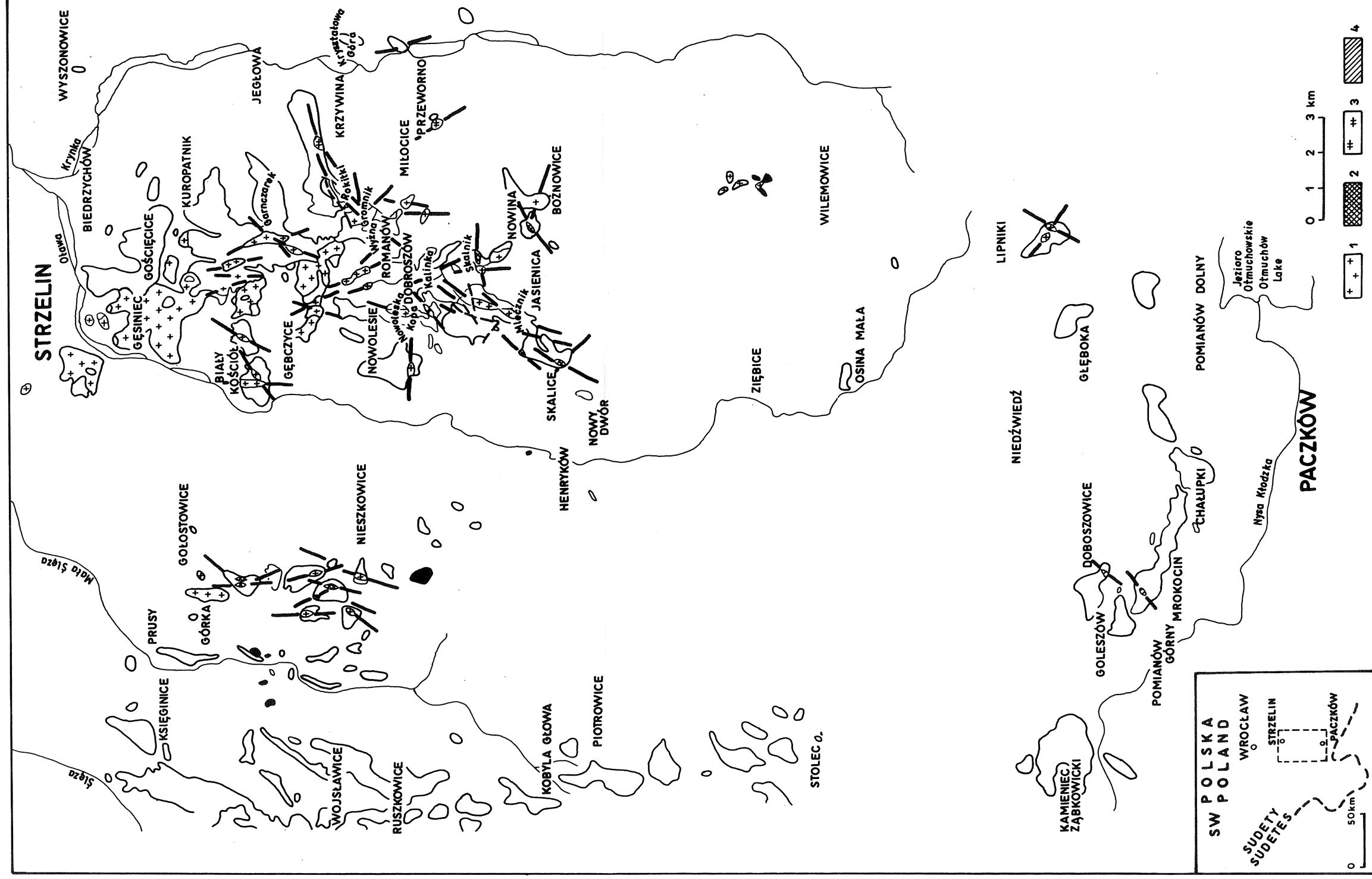


Fig. 19 Mapa żyłowych wystąpień skał magmowych cyklu waryscyjskiego i żył kwarcowych w obszarze Strzelin - Paczków. 1 - granitoidy, 2 - pegmatyty, 3 - aplity, 4 - żyły kwarcu

Map of dike occurrences of magmatic rocks of the Variscan cycle and quartz veins in the Strzelin - Paczków area. 1 - granitoids; 2 - pegmatites; 3 - aplites; 4 - quartz veins

ktury odśrodkowe, tak starsze, jak i młodsze lokalnie tworzyły się szybko po głównej fazie metamorfizmu regionalnego oraz po etapach najintensywniejszych deformacji fałdowych (D_2 i D_3) i, w sensie czasu geologicznego, równocześnie w całym obszarze. W takim rozumieniu struktury odśrodkowe rejestrowały chwilowe stany zaawansowania innych zjawisk oraz chwilowe charakterystyki jakościowe i ilościowe pola naprężeń. Uwzględniając istnienie dwóch generacji badanych struktur mamy możliwość precyzyjnego ustalenia rodzaju i wielkości zmian tektonicznych i petrograficznych w okresie od pierwszej do drugiej deformacji odśrodkowej i dokładnie ustalić pozycję struktur odśrodkowych w sekwencji takich zjawisk regionalnych jak: metamorfizm, fałdowanie, powstawanie uskoków.

W pierwszym etapie odśrodkowego deformowania skał (Cd_1 ; centrifugal deformation, Achramowicz, 1986) powstały słoneczkowe struktury odśrodkowe. W całym obszarze badań są one młodsze od blastezy minerałów typomorficznych głównej fazy progresywnego metamorfizmu regionalnego. W skali obszaru zaznacza się jedynie różnica w czasie ich pojawienia się w stosunku do postępującego frontu najmłodszej feldspatyzacji potasowej, a być może i w stosunku do najmłodszej rekrystalizacji kwarcu i serycytu. Najmłodsza feldspatyzacja potasowa objawia się blastezą czystych ziarn mikroklinu.

We wschodniej części bloku Doboszowice minerał ten jest starszy od słoneczkowych struktur odśrodkowych, a w części zachodniej młodszy od nich. Jeżeli powstanie słoneczkowych struktur odśrodkowych było aktem krótkotrwałym i równoczesnym na całym bloku, to granica wynikająca z tak różniących się pomiędzy sobą jego części odpowiada zasięgowi frontu blastezy mikroklinu w czasie pierwszej deformacji odśrodkowej. Front ten przemieszczał się w kierunku zachodnim i w momencie pierwszej deformacji odśrodkowej sięgał południka Chałupek.

W zachodnim rejonie obszaru badań, po okolicie Nieszkowice, mikroklin jest starszy od słoneczkowych struktur odśrodkowych, a dalej ku zachodowi jest od nich młodszy i występuje w niewielkiej ilości. Natomiast w rejonie centralnym i wschodnim obszaru, w stosunku do pierwszej deformacji odśrodkowej mikroklin jest starszy w części południowej (Skalice, Bożnowice, Dobroszów), a młodszy w części północnej (Romanów, Kuropatnik, Strzelin). Przy zastrzeżeniu jak dla bloku Doboszowice można przyjąć, że w momencie powstawania słoneczkowych struktur odśrodkowych blasteza mikroklinu była zaawansowana na południu tego rejonu, a jej front rozszerzał się ku północy i nie sięgnął jeszcze okolic Romanowa. Po tej deformacji feldspatyzacja na południu mogła nadal przebiegać i rozszerzać się. Częściowym potwierdzeniem tego poglądu są wyniki badań petrograficznych przeprowadzonych przez Wojnar (1979), która podkreśla większy udział i pełniejsze wykształcenie mikroklinu w skałach strefy Mlecznika (Skalice, Dobroszów) niż strefy Wyżnej (Romanów), (por. też Dziemiańczuk & Wojnar, 1984).

Z zestawienia przebiegu granic feldspatyzacji mikroklinowej w poszczególnych rejonach wynika, że jej front postępował z SE ku NW. Zjawisko to

wykazuje wybitne ukierunkowanie regionalne w skali badanego obszaru; rozprzestrzeniało się ono ku NW z rejonu wschodniego, leżącego na równoleżniku Ziębic, a być może wykraczającego poza wschodnią granicę obszaru. W takim ujęciu interpretacyjnym najmłodszą feldspatyzację potasową można wiązać z oddziaływaniem emanacji od intrudujących magm granitoidowych cyklu waryscyjskiego.

W czasie powstawania miotłkowych struktur odśrodkowych (Cd_2) mikroklin był już wykształcony również w okolicach Doboszowic i Kamieńca Żabkowickiego, w całym rejonie zachodnim, a także w okolicach Strzelina. W świetle powyższych zastrzeżeń można uważać, że najmłodszą feldspatyzacja potasowa rozpoczęła się przed pierwszą deformacją odśrodkową i objęła tylko część badanego obszaru. Po tej deformacji feldspatyzacja trwała nadal i przed drugą deformacją odśrodkową objęła już cały obszar badań, prawdopodobnie wykraczając poza jego granice.

Analizowaną deformację odśrodkową można odnieść do progresywnych i retrogresywnych etapów metamorfizmu regionalnego. Pierwszą retrogresję ciśnienia i temperatury w regionie dokumentuje powstanie fibromuskowitu posyllimanitowego oraz ograniczenie mieszalności Fe_2O_3 i FeTiO_3 (Dziemianczuk & Wojnar, 1984). W dalszej kolejności, mogła nastąpić hydratacja hematytu i przynajmniej częściowe powstanie getytu. Retrogresja nastąpiła po głównej fazie metamorfizmu regionalnego (Wojnar, 1979). Następujący po tym wzrost temperatury doprowadził do niepełnej już regeneracji ilmenitu w wyniku dehydratacji getytu i wzrostu mieszalności ilmenitu i hematytu. Zjawisko to przebiegało w temperaturze około 400°C i towarzyszyło mu powstanie syllimanitu II, turmalinu II, mikropertytu ortoklazowego i andaluzytu (Wojnar, w druku). Współwystępowanie syllimanitu i andaluzytu w rejonie strzelińskim jest możliwe (Wojnar, 1979; Dziemiańczuk & Wojnar, 1984), ale jego sposób występowania chaotyczny i nie związany z kierunkową więźbą skał wskazuje na późniejsze krystalizowanie. Temu wzrostowi temperatury może odpowiadać starsza deformacja odśrodkowa. Miała ona miejsce po powstaniu fałdów F_2 i F_3 ale przed rozwojem stromych stref ścinania S_3 tworzących się w warunkach na granicy podatnej i kruchej deformacji, kiedy kruszone plagioklasy, granaty i starszy kwarc są obrastane przez młodszy kwarc i mikroklin, teksturę kierunkową nadaje skale głównie jasny łyszczyk.

Drugą retrogresję warunków PT w regionie można wiązać z wygasaniem metamorfizmu regionalnego po powstaniu fałdów F_4 . W tym czasie niestabilny zaczyna być biotyt, a wśród produktów jego rozpadu zawsze występują wodorotlenki żelaza. Również przy takich częściowych pseudomorfozach po biotycie powszechnie rozwinięte są miotłkowe struktury odśrodkowe. Znikający metamorfizm regionalny manifestuje się już tylko lokalną i słabą rekrytalizacją kwarcu, albitu i jasnego łyszczyka w strefach ścinania tworzących powierzchnie S_4 w skałach rejonów brzeżnych obszaru badań. W rejonie centralnym doszło wówczas do chaotycznej rekrytalizacji fibrolitu, łyszczyków i skaleni i to tylko w przegubach najmłodszych fałdów (Wojnar, w druku).

Młodsza deformację odśrodkową (Cd_2) można korelować z ponowną progresją ciśnienia i temperatury. Ten wzrost temperatury mógł być związany z nasilającym się oddziaływaniem strumienia ciepłego od wysoko już uplasowanych intrudujących magm granitoidowych i może odpowiadać okresowi blastezy kordierytu, która w regionie jest młodsza od wszystkich innych przemian związanych z metamorfizmem regionalnym (Oberc-Dziedzic, 1988).

Bardzo charakterystyczne jest tutaj dwukrotne powtórzenie się retrogresji i progresji warunków PT. Na obecnym etapie badań trudno jest oszacować wpływ ciśnienia na zainicjowanie deformacji odśrodkowej. Można natomiast wyrazić przypuszczenie, że kolejne wzrosty temperatury odegrały rolę zasadniczą w taki sposób, że powodowały regenerację struktury metamiktycznej allanitów, dehydroksylację wodorotlenków żelaza, wzrost mieszalności stałych roztworów tlenków Fe i Ti. Są to reakcje egzotermiczne, przebiegające w temperaturze (300°) 350° - 390°C . Towarzyszyło im wydzielanie ciepła i wzrost objętości, a to powodowało wzrost naprężeń wewnętrznych, bezpośrednio odpowiedzialnych za zainicjowanie deformacji odśrodkowej.

Regionalna analiza struktur odśrodkowych stwarza możliwość poznania paleodynamicznej i paleokinematycznej ewolucji obszaru badań poczynając od czasu pierwszej odśrodkowej deformacji skał regionu. Podstawą takiej analizy jest wcześniejsze ustalenie, że struktury odśrodkowe zarejestrowały położenie przynajmniej osi σ_1 naprężeń, jakie panowały w miejscu i w czasie tworzenia się struktur. O paleokinematyce świadczy zmiana położenia tych osi w czasie i w przestrzeni. Pierwotne położenie osi σ_1 w obszarze badań jest nieznane. Jednak wiedząc o tym, że zjawisko odśrodkowego deformowania przebiegało u schyłku tektono-metamorficznej ewolucji regionu – w okresie trwającego wypiętrzania, skorelowanego z intrudowaniem późno- lub postorogenicznych magm granitoidowych, (Jarmołowicz-Szulc, 1986), bez większego błędu można przyjąć, że w części centralnej obszaru osie σ_1 były skierowane stromo do powierzchni ziemi i że kąt ten malał w miarę oddalania się ku rejonom brzeżnym obszaru. Taki przedrotacyjny układ naprężeń odpowiada modelowi Hafnera (1951), który analizował rozkłady naprężeń i odkształceń w nadkładzie wznoszącego się podłoża. Najbardziej prawdopodobne jest, że naprężenia tworzyły układy o symetrii przynajmniej jednoskośnej, jeśli nie trójskośnej, którą można uznać za typową dla obszarów formujących się brachyantyklin lub wysadów solnych (Jaroszewski, 1980). W skali regionu istotne jest jeszcze ustalenie położenia lokalnych osi σ_1 w momencie powstania struktur odśrodkowych. Istnieją dwie możliwości. Osie te mogły tworzyć układ monoklinalny lub zbieżny w jakimś punkcie. Na podstawie obecnego, porotacyjnego położenia tych osi w obszarze badań sądzę, że pierwotnie tworzyły one układ zbieżny. Świadczy o tym ich orientacja w strefie Krysztalowa Góra-Jęglowa-Rokitki-Gromnik-Skalnik (Fig. 16), w której skały metamorficzne wykazują wysoki stopień przeobrażeń metamorfizmu regionalnego i kontaktowego (południowa część strefy). Znalazły się one w zasięgu intensywnych oddziaływań termicznych, a więc i dynamicznych, intruzji. Na tym

niewielkim odcinku skały uległy tak silnej rotacji, że osie σ_{1I} tworzą układ rozbieżny (część północna) i zbieżny (część południowa). W obu przypadkach osie ułożone są radialnie, a o charakterze tworzonego układu decyduje wielkość rotacji (Fig. 16, 18). Jeśli zrotowaną część osłony porównamy do płyty lub bloku, który został wyruszony z bliżej nieznanego położenia, to, z pewnym uproszczeniem, można sądzić, że obecnie radialny układ osi σ_1 świadczy o ich wyjściowym radialnym ułożeniu. Gdyby część północna omawianej strefy była słabiej zrotowana, to należałoby się spodziewać tutaj układu zbieżnego osi σ_{1I} . Wówczas byłyby one skierowane ku SE części obszaru, podobnie jak osie σ_1 w rejonach brzeżnych (Fig. 16). Obecnie brak dowodów na poparcie tezy, że w wyniku zginania tej hipotetycznej płyty pierwotnie monoklinalny układ osi został przetransponowany w zbieżny. Obszar pierwotnej zbieżności osi σ_{1I} i σ_{1II} znajduje się w SE części analizowanego regionu i leży na równoleżniku Ziębic. Z tego kierunku postępowała najmłodsza feldspatyzacja potasowa, a śledząc uskoki systemu I (Achramowicz & Lorenc, 1986) z tego rejonu ku NW odbywał się ruch przesuwczy. Jest to rejon szczególnie dla rozwoju całego obszaru Strzelin-Doboszowice. W granicach obszaru badań (Fig. 1) przypuszczalnie mieści się jedynie część tego rejonu, a pozostały jego fragment leży dalej na wschodzie.

Dochodzimy tutaj do bardzo ważnego momentu w regionalnej interpretacji badanego zjawiska, a mianowicie do zagadnienia znaczenia ułożenia osi σ_{1I} i σ_{1II} . Obecne ich położenie znacznie odbiega od wywnioskowanego położenia pierwotnego. Można sądzić, że sytuacja jest wynikiem wychylenia skał metamorficznych po pierwszej, a także po drugiej deformacji odśrodkowej. Wychylenie jest najbardziej prawdopodobnym efektem kinematycznym możliwym w osłonie intruzji tworzącej regionalną strukturę kopułową (patrz dalej).

Osie σ_{1I} wykazują wyższy stopień reorientacji niż osie σ_{1II} . Śledząc tylko położenie osi σ_{1I} i σ_{1II} można zauważyć, że centrum kinetycznego oddziaływania, w wyniku którego skały zrotowały, leży na wschód od Ziębic, częściowo poza granicą obszaru. Siłą sprawczą rotacji prawdopodobnie była inwazja magmy rozwijającej się intruzji granitoidowej. Magma przemieszczała się stromo w górę z SE ku NW. Na taki jej ruch wskazują wielkości i kierunki poziomego wychylenia skał (Fig. 18). Kierunek ruchu magmy był stały przez cały czas formowania się intruzji. Świadczy o tym podobny styl reorientacji najpierw osi σ_{1I} , a następnie σ_{1II} . W związku z tym można również sądzić, że przez cały czas formowania się intruzji nie uległo zmianie jakościowej regionalne pole naprężeń. Powstająca intruzja nadała ostateczny styl tektoniczny skałom osłony, które znalazły się w zasięgu jej dynamicznego oddziaływania.

Regionalny układ przestrzenny osi σ_1 wskazuje na istnienie megaskopowej struktury antyklinalnej o charakterze kopuły lub brachyantykliny. W granicach obszaru badań mieści się jedynie połowa tej megastruktury. Jej pozostała część rozciąga się dalej na wschód i ukrywa pod litą pokrywą osadów kenozoicznych. Wyinterpretowana megastruktura przekracza granice głównych jednostek tektonicznych bloku przedsudeckiego w dotychczasowym, umow-

nym jego podziale (Oberc, 1972).

Jeżeli formowanie się megastruktury zostało zapoczątkowane przed powstaniem słoneczkowych struktur odśrodkowych, to etap ten nie jest udokumentowany strukturalnie. Chociaż pewnym przejawem mezostrukturalnym działania stromo skierowanych nacisków odpowiadających regionalnemu wypiętrzeniu kopułowemu może być system fałdów leżących: w łupkach niemczańsko-kamienieckich rozpoznany jako F_2 (Dziedzicowa, 1975), a w gnejsach bloku Doboszowic odpowiadający generacji F_4 (zafałdowane strefy złupkowania S_3). Pełna dokumentacja historii rozwoju kopuły rozpoczęła się po pierwszej deformacji odśrodkowej. Sytuacją wyjściową był wówczas układ osi σ_{II} radialny i zbieżny ku głębszym strefom skorupy w rejonie na E od Ziębic. Były one skierowane ku ognisku magmowemu, z którego zmobilizowana magma parła ku NW. Tempo podnoszenia się magmy było większe niż tempo kontaminacji chemicznej i mechanicznej napotkanych po drodze skał. W związku z tym doszło właśnie do dźwigania skał osłony ku górze i rozpychania ich na boki w wyniku czego powstała struktura antyklinalna.

Najsilniejszej rotacji uległy skały leżące najbliżej ogniska magmowego i te, które znalazły się u czoła mas magmy przemieszczającej się stromo w górę ku NW. W tych miejscach osie σ_{II} i σ_{III} wykazują największe odchylenie od wynioskowanego ułożenia pierwotnego. Do takich miejsc należy wschodnia część bloku Doboszowic, okolice Przeworna i Jegłowej, a przede wszystkim strefa od Skalic po wzgórze Rokitki.

Najbardziej klarowny obraz rotacji skał metamorficznych mamy na bloku Doboszowic (Fig. 16). Jego część wschodnia uległa podniesieniu i odchyleniu ku SW z nieznacznym skręceniem ku E zgodnie z ruchem wskazówek zegara. Po pierwszej deformacji odśrodkowej blok Doboszowic uległ tak znacznemu wychyleniu, że osie σ_{II} zmieniły kierunek zanurzania generalnie z NE na SW. Wielkość kąta ich zanurzania maleje ku zachodowi, co świadczy, że część wschodnia została wyniesiona wyżej niż zachodnia. Po drugiej deformacji odśrodkowej utrzymał się ten sam kierunek rotacji, przy czym tylko w okolicy Lipnik osie σ_{III} zmieniły kierunek zanurzania z NE na SW. W pozostałej części rejonu zanurzają się one ku NE, a kąt ich zanurzania jest najmniejszy na wschodzie a największy na zachodzie. Zmiana kierunku rotacji poziomej osi σ_{II} względem osi σ_{III} na odcinku od Mrokocina do Pomianowa Górnego wymaga dalszych badań.

Oprócz orientacji osi σ_{II} i σ_{III} świadczącej o wykazanym wyżej kierunku i wielkości rotacji skał w omawianym rejonie istnieją inne przesłanki, które wnioski te potwierdzają. Należy do nich następstwo typów morfologicznych struktur odśrodkowych oraz zmiana wielkości kąta pomiędzy szczelinami brzeżnymi miotłkowymi struktur odśrodkowych. Pojawienie się najpierw słoneczkowych, a potem miotłkowych struktur odśrodkowych świadczy o tym, że pierwsza dylatacyjna deformacja odśrodkowa odbyła się głębiej, przy dwuosiowym stanie naprężeń zewnętrznych ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$), natomiast druga dylatacyjna deformacja odśrodkowa przebiegała płycej, przy trójosiowym sta-

nie naprężeń ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Taka zmiana relacji wielkości względnych naprężeń głównych wskazuje na wypiętrzenie górotworu po pierwszej, a przed drugą deformacją.

O tym, że stopień wypiętrzenia był różny dla zachodniej i wschodniej części bloku Doboszowic świadczy zmienność kąta pomiędzy szczelinami brzeżnymi miotłkowych struktur odśrodkowych (Fig. 17). Z warunku [25] wynika, że im mniejsza różnica względna pomiędzy naprężeniami σ_2 i σ_3 , tym kąt ten jest większy. Jeżeli w ustaleniu się konfiguracji i wartości naprężeń obok naciskającej magmy decydującą rolę odgrywało ciśnienie litostatyczne, to można sądzić, że wraz ze wzrostem głębokości i zbliżaniem się do ogniska magmowego malała różnica pomiędzy σ_2 i σ_3 . W związku z tym miotłkowe struktury odśrodkowe tworzące się głębiej i bliżej ogniska magmowego były bardziej rozwarłe niż te z nich, które powstawały płycej. Śledząc obecnie w jednym poziomie intersekcyjnym zmienność kątów rozwarcia miotłkowych struktur odśrodkowych można sądzić, że po ich powstaniu nastąpiło silniejsze wypiętrzenie tej części bloku, w której kąty są większe. Zatem wschodnia część bloku Doboszowic uległa silniejszemu wypiętrzeniu niż zachodnia. Należy podkreślić pełną zgodność tych wniosków z wynikami uzyskanymi z przeprowadzonej wyżej analizy orientacji osi σ_{II} i σ_{III} oraz kierunków i wielkości rotacji poziomej. Przy wystarczającej ilości obserwacji w pozostałych rejonach obszaru badań można przeprowadzić podobną interpretację ewolucji paleokinetycznej.

Skały rejonu zachodniego po pierwszej deformacji odśrodkowej zostały uniesione od wschodu tak, że osie σ_{II} , prawdopodobnie łagodnie zanurzone ku E i SE, zmieniły kierunek zanurzania odpowiednio na W i NW, a równocześnie na linii Stolec-Ruszkowice (Fig. 16) uległy niewielkiemu skręceniu ku N. W strefie ciągnącej się od Ruszkowic ku północy skały uległy skręceniu ku SW, na co wskazuje rotacja pozioma w rejonie Górki i Nieszkowic. Wzdłuż zachodniej granicy obszaru, idąc ku N rotacja pionowa była coraz silniejsza mimo rosnącej odległości od wyinterpretowanego centrum oddziaływań kinetycznych na osłonę. Jest to wynikiem zbliżania się do kierunku NW, wzdłuż którego dynamiczne oddziaływanie było największe (oś brachy-antykliny?).

W rejonie północnym i wschodnim skały zostały uniesione w górę z SW ku NE i skrócone lekko w kierunku NW zgodnie z ruchem wskazówek zegara. przypuszczam, że szczegółowe badania w tej części obszaru będą w stanie wyjaśnić przyczynę zaniku rotacji poziomej na odcinku od Kuropatnika do Strzelina. Obecnie można podkreślić istnienie wyjątkowo słabej rotacji pionowej w okolicy Strzelina i brak tutaj rotacji poziomej. Dynamiczne oddziaływanie magmy, mimo bliskości dużych wychodni granitoidów, dotarły tutaj późno i były stosunkowo słabe. Śledząc zmiany kąta rozwarcia miotłkowych struktur odśrodkowych na linii Przeworno-Strzelin można uważać, że pionowe wydźwignięcie skał było największe w Przewornie i stopniowo malało w kierunku NNW. Interesująco przedstawia się zmiana tego kąta w kierunku

prostopadłym do powyższego, czyli na linii Jegłowa-Gromnik. Na tej podstawie można przyjąć, że pionowe wyniesienie skał było większe przy Gromniku i malało w kierunku NE. W centralnym rejonie obszaru, od Skalic po Nowolesie i południowe okolice Gromnika skały zostały uniesione mocno w górę z SE ku NW i skrócone ku NE w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara. W tym rejonie rotacja pionowa osi σ_{II} i σ_{III} była na tyle niewielka, że nie doszło do zmiany kierunku ich zanurzania się. Można więc sądzić, że dominowało tutaj wynoszenie nad bocznym rozpychaniem. Sytuację taką możemy uznać za typową dla części centralnych osłony dachowej. Częściowym potwierdzeniem wniosku, że w obecnym poziomie intersekcji mamy tutaj skały położone niegdyś głębiej, jest najsilniej zaawansowana rekryształizacja u schyłku etapu D₃ (fibrolit, łyszczyki). Oprócz tego Wojnar (1979, w druku) wskazała, że wzrost stopnia metamorfizmu regionalnego w obszarze strzelińskim był skierowany z N ku S lub z NE ku SW, z czym powyższe przypuszczenie pozostaje w zgodzie.

Nagła zmiana wielkości kąta rozwarcia miotłkowych struktur odśrodkowych na odcinku od Bożnowic po Skalniki sugeruje, że między tymi punktami przebiega nieciągłość, wzdłuż której skały okolic Skalnika uległy znacznemu wypiętrzeniu. Nieciągłość ta nie może należeć do uskoków zrzutowo-przesuwczych systemu I, o biegu NW-SE (Achramowicz & Lorenc, 1986). Przypuszczam, że jest to nieciągłość starsza, biegnąca tutaj NE-SW, jedna z wielu na tym terenie, a należąca do nie zbadanego systemu uskoków koncentrycznych, których powstanie wiązałbym z formowaniem się megastruktury. Teza ta wymaga podjęcia szczegółowych badań strukturalnych. Przy większym zagęszczeniu punktów obserwacji należy się spodziewać, że izolinie wartości kąta rozwarcia miotłkowych struktur odśrodkowych wskażą bieg uskoków koncentrycznych. Przy obecnym stanie zaawansowania badań i wstępnej interpretacji, której celem jest jedynie zasygnalizowanie zakresu możliwości wykorzystania struktur odśrodkowych do badań regionalnych, można przypuścić, że izolinie te przebiegają łagodnym łukiem od okolic Gromnika do Skalic i układają się koncentrycznie. Tylko tak biegnące hipotetyczne linie oddzielają w tym rejonie bloki o zbliżonych wartościach kąta rozwarcia miotłkowych struktur odśrodkowych (Fig. 17).

Pierwsza linia, idąc od wschodu, oddziela Bożnowice od bloku Skalnika (kąty o wartości 72 - 80°), który ciągnie się po południowe okolice Gromnika i gaśnie na tym wystąpieniu granitoidów. Druga linia biegnie podobnym łukiem od Mlecznika i mija Wyżną od strony SE. Odcina ona blok o niższej wartości kąta (50 - 58°). Następna nieciągłość prawdopodobnie przebiega przez Romanów, jest równoległa do poprzednich i sięga wschodnich okolic Skalic. W obrębie wydzielonego w ten sposób bloku wartości kątów są znowu wyższe (60 - 72°). Pomiędzy Nowoleską Kopą a Nowolesiem można spodziewać się następnej nieciągłości koncentrycznej, na NW od której kąt osiąga wartość 76°.

Tak wyodrębnione bloki o łukowatym przebiegu uległy klawiszowemu

przemieszczeniu podczas wznoszenia osłony ku NW. Dlatego w obecnej intersekcji występują duże zmiany wartości kąta rozwarcia miotłkowych struktur odśrodkowych wzdłuż kierunku NW-SE. Zmiany tego kąta w obrębie każdego z hipotetycznych bloków, czyli wzdłuż kierunków SW-NE są mniejsze i mogą wynikać z różnicy w stopniu wydźwignięcia na ich przeciwnych końcach. W takim ujęciu uskoki koncentryczne zapadają stromo ku E i SE.

Zarówno wyinterpretowana megastruktura antyklinalna jak i hipoteza dotycząca istnienia i sposobu formowania się uskoków koncentrycznych znajduje potwierdzenie w niektórych faktach geologicznych ujawniających się w odsłonięciach i w obrazie kartograficznym obszaru badań. Należy podkreślić, że wcześniejsze badania geologiczne, a strukturalne w szczególności, prowadzone przez geologów niemieckich, a potem polskich, nie ujawniły istnienia w tym obszarze megastruktury antyklinalnej. Jedynie Oberc (1966) donosi o istnieniu lokalnej kopuły Dobroszowa, w jądrze której lokuje granity Kalinki (op. cit., tablica XXIII). Podobna pozycja przypisywana jest granitoidom Gromnika. W pierwszym przypadku na istnienie struktury antyklinalnej skał osłony ma głównie wskazywać obecność izolowanego wystąpienia granitoidów, mniej zaś sytuacja strukturalna w otaczających je skałach metamorficznych. Zlokalizowanie granitoidów w jądrze kopuły sugeruje jej synintruzywny charakter.

Ostatnio Oberc-Dziedzic (1989, 1991) wskazała na istnienie w krystaliniku strzelińskim kopuły termicznej związanej z metamorfizmem waryscyjskim, którego centrum znajdowało się w okolicy Skalic. Zdaniem cytowanej autorki na istnienie kopuły termicznej wskazuje nasilenie migmatytyzacji i tworzenie się magmy anatektycznej w jej jądrze oraz, wykazany wcześniej przez Wojnar (1979) i Dziemiańczuka & Wojnar (1984) zonalny, wysokotemperaturowy i średniociśnieniowy metamorfizm regionalny. Przesłanki te pozostają w zgodzie z zawartymi w tej pracy wynikami badań wskazującymi na istnienie tektonicznej kopuły w rejonie Strzelin-Paczków. W obszarze centralnym kopuły tektonicznej, w obecnej intersekcji, znalazły się nie tylko migmatyty Skalic (jądro kopuły termicznej – według Oberc-Dziedzic, 1989) ale również migmatyty Lipnik (wschodnia część bloku Doboszowic). Wyływa stąd wniosek o możliwości rozszerzenia zasięgu kopuły termicznej *sensu* Oberc-Dziedzic (1989) na południe (por. Oberc-Dziedzic, 1989: fig. 1) i uznania podporządkowania jej przejawów czynnikom tektonicznego wypiętrzania.

Analiza regionalna mezostruktur wykazuje istnienie pewnych trendów strukturalnych w skali mega. Najbardziej klarowny obraz uzyskujemy śledząc orientację powierzchni S_2 (jest to powierzchnia metamorficzna o regionalnym rozprzestrzenieniu na bloku przedsudeckim) oraz lineacji i osi fałdów etapu D_2 i D_3 (Fig. 1). Prześledźmy, jak zmienia się orientacja tych struktur w brzeżnych rejonach obszaru badań. Wzdłuż zachodniej granicy powierzchnie S_2 konsekwentnie zmieniają swoje położenie odwzorowując megakopułę. I tak w okolicy Doboszowic i Kamieńca Ząbkowickiego zapadają one ku SW, w okolicy Stolca już ku SWW, a dalej ku N biegną N-S i zapadają ku W. Od

okolic Ruszkowic ku północy powierzchnie te zmieniają bieg na NE-SW przy zapadzie NW i większym kącie upadu. W okolicy Strzelina powierzchnie S_2 skierowane są dosyć stromo ku NNW i N, a idąc dalej ku wschodowi azymut ich zapadu zmienia się na NNE i NE (Wyszonowice). W rejonie centralnym obszaru orientacja omawianych powierzchni jest bardziej zawiła.

Śledząc orientację struktur liniowych D_2 i D_3 zauważmy, że w południowo-zachodniej części obszaru (Doboszowice, Kamieniec Żąbkowicki) struktury te tworzą ze sobą kąt w granicach $30 - 40^\circ$ i zanurzają się odpowiednio ku SWW i SSW (Fig. 1). Idąc ku północy przez okolice Stolca w kierunku Kobylej Głowy widzimy, że kąt pomiędzy tymi strukturami maleje do zera, a zanurzają się one bardzo łagodnie ku N lub S. Od okolic Ruszkowic i Wojstawic kąt pomiędzy strukturami D_2 i D_3 ponownie wzrasta i zmienia się ich bieg na NNE-SSW do NE-SW, podobnie jak powierzchnie S_2 . W rejonie centralnym omawiane struktury zorientowane są dosyć chaotycznie, jednak należy zwrócić uwagę na zmianę ich położenia na odcinku Rokitki-Krzywina. Przechodząc od Wzgórza Rokitki w kierunku wschodnim zmienia się bieg struktur D_2 i D_3 z kierunku N-S na NE-SW, oraz zmienia się kąt zanurzania. Jednocześnie struktury liniowe D_2 są skierowane bardziej ku NE lub NEE podczas gdy struktury D_3 są odchylone ku północy (por. Oberc, 1975). Takie wzajemne położenie tych struktur i kierunek ich zanurzania generalnie ku NE można zestawzić z ich położeniem w rejonie Doboszowic i Kamieńca Żąbkowickiego. Z porównania tego wynika przypuszczenie, że oba rejony leżą na przeciwstawnych skłonach megastruktury o charakterze kopuły. Do analogicznego wniosku skłania porównanie położenia powierzchni S_2 w tych rejonach i wzdłuż całej zachodniej granicy obszaru. Przeczy to istnieniu tutaj regionalnej struktury określonej jako elewacja Przeworna o biegu W-E (Oberc, 1966; 1972). Podobnie Dziemiańczuk i Wojnar (1984) na podstawie wyników analizy struktur mezoskopowych uznali za wątpliwe istnienie elewacji Przeworna w obszarze Wzgórz Strzezińskich.

Powyższa analiza potwierdza istnienie megastruktury antyklinalnej, której rozwój wywołał reorientację mezostruktur etapu D_2 i D_3 . Czas formowania się tej megastruktury był jednak dłuższy. Prawdopodobnie została ona zainicjowana w etapie D_2 , kiedy to działała transtensja w kierunku SW-NE, która wywołała normalne uskokowanie podatne w kierunku SW, dobrze udokumentowane w rejonie południowym obszaru badań. W głębszych poziomach skorupy rozpoczął się wówczas ruch magm granitoidowych ku górze. W etapie D_3 działała prawoskrętna transpresja, początkowo powodująca intensywne fałdowanie i nasuwanie ku SE i SEE, a później zastępująca te odkształcenia prawoskrętnym ścinaniem przesuwczym. Warunki paleodynamiczne i paleokinematyczne ustalone na podstawie mezostruktur etapu D_3 są zgodne z tymi, jakie wynikają z analizy dylatacyjnych struktur odśrodkowych. Starsze struktury odśrodkowe powstały po fałdowaniu D_3 , ale przed rozwojem prawoskrętnych stref przesuwczych tego etapu. Tę właśnie prawoskrętną rotację skał osłony formującej się intruzji zdążyły zarejestrować słoneczkowe struktury

odśrodkowe – zmieniło się bowiem położenie osi σ_{II} w stosunku do położenia osi σ_{III} , dedukowanych z powstałych po fałdowaniu D_4 , miotłkowych struktur odśrodkowych. Jest to wyraźnie czytelne na bloku Doboszewic oraz w rejonie NW obszaru badań (Fig. 18). Struktury odśrodkowe zarejestrowały też długotrwałe wypiętrzenia; silniejsze w rejonach bliższych centrum formującej się megastruktury, słabsze w jej strefach brzeżnych. Zapis ten dotyczy tak zmiany pola naprężeń z dwuosiowego na trójosiowe, jak i rotacji osi paleonaprężeń. Podobnie mezofałdy i powierzchnie ścinania dokumentują długotrwałe wypiętrzenia regionu. Najstarszy zapis tego procesu jest związany z etapem D_2 , a następny i bardzo intensywny wiąże się z D_4 . Szczególnie z etapu D_4 pochodzą liczne przesłanki strukturalne dokumentujące wypiętrzenia, o którym tak dobitnie świadczą struktury dylatacyjnego deformowania odśrodkowego. Najpierw w wyniku pionowego skracania powierzchnie S_3 zostały sfaldowane w koncentryczne, szerokopromienne, leżące fałdy F_4 . Następnie w brzeżnych rejonach formującej się megastruktury antyklinalnej powstały strefy ścinania w reżimie nasuwczym, skierowane na zewnątrz. W gniejsach bloku Doboszewic powstały wówczas najmłodsze fałdy załomowe o asymetrii SW, w okolicy Kamieńca Ząbkowickiego powstały podobne fałdy o asymetrii SWW i W, a dalej ku północy w łupkach niemczańsko-kamienieckich powstały fałdy o asymetrii SW. W rejonie NW obszaru badań powstały w tym czasie dosyć intensywne, położe nasunięcia z SE ku NW, będące tutaj przejawami najmłodszego ścinania, które można uznać za ścinanie nasuwcze u czoła formującej się intruzji.

W odniesieniu do nasunięcia ramzowskiego² w obszarze Strzelin-Paczków (Oberc, 1968) jego powstanie można wiązać z transpresją prawoskrętną etapu D_3 , szczególnie z jego fazą starszą, polegającą na intensywnym fałdowaniu i nasuwaniu ku SE i SEE. Analiza dylatacyjnych struktur odśrodkowych wykazała, że na tę regionalną strefę nasuwczą nałożyła się synintruzywna megastruktura antyklinalna.

W obrazie kartograficznym obszaru badań ujawnia się pewien szczególnie sposób ułożenia żyłowych wystąpień skał magmowych (Fig. 19). Są to przede wszystkim granitoidy, aplity i pegmatyty. Wschodnie tych skał odzwierciedlają dwa systemy szczelin, które zostały zajęte przez magmę lub roztwory pomagmowe. Szczeliny jednego systemu biegną radialnie i dążą do przecięcia w rejonie wschodnim obszaru, na równoleżniku Ziębic. Szczeliny drugiego systemu są koncentryczne i mają środek w miejscu przecięcia szczelin radialnych. Cecha ta oraz podobieństwo w wypełnieniu szczelin wskazują na istnienie pomiędzy nimi związku genetycznego. W wielu miejscach krzyżują się one ze sobą jak struktury równorzędne, co dowodzi ich synchroniczności (Gromnik, okolice wzgórza Rokitki, zachodnie okolice wzgórza Garnczarek). Powstały one w czasie formowania się synintruzywnej megakopuły waryscyj-

² Rozumianego tutaj jako jedno z wielu nasunięć tworzących strefę nasunięć moldanubskich, powodujących transport płaszczowinowy podłoża moldanubskiego sensu lato ku E na kompleks morawsko-śląski.

skiej; ściślej generowanie tych szczelin wiązałbym z etapem zaawansowanego już wypiętrzenia osłony przez intrudującą magmę, ale przed zapoczątkowaniem ruchu przesuwczego na uskokach systemu I o biegu NW-SE. Wskazuje na to budowa geologiczna rejonu Jasienica-Romanów-Nowolesie (Fig. 1). Występuje tutaj system żył granitoidowych w szczelinach koncentrycznych. Na równoleżniku Skalnika jedna z nich jest przecięta uskokiem NW-SE, którego skrzydło NE (wiszące) uległo przesunięciu ku NW o ponad 1 km. Rozrwana żyła granitoidu uległa przemieszczeniu ku NW i z kierunku NE-SW odchyłona ku N. Obecnie jest ona widoczna na wzgórzu Nowoleska Kopa i na południe od niego. W strefie Skalice-Romanów-Krzywina występuje najczęściej żył w systemie szczelin koncentrycznych. Przypuszczam, że żyły te odwzorowują szczeliny odwróconych uskoków koncentrycznych, wzdłuż których skały osłony zostały podzielone na omówione wcześniej bloki o łukowatym przebiegu i różniące się wielkością kąta rozwarcia miotłkowych struktur odśrodkowych.

Czas i mechanizm formowania się takich uskoków pozostaje w zgodzie z wyinterpretowaną wcześniej paleodynamiczną i paleokinetyczną ewolucją obszaru.

Szczeliny uskoków koncentrycznych są klinowate; węższe u szczytu i rozszerzające się w kierunku zapadu. Szczelina o takiej geometrii odślania się na S od Skalic, w dużym, zarzuconym łomie. Jest ona klinowata, wypełniona granitoidem z ksenolitami łupków biotytowych i jest zorientowana 130/45 (azymut kierunku zapadania i kąt upadu). Inne żyły koncentryczne w tej strefie są skierowane ku E lub SE. Takie stosunki przestrzenne wskazują na istnienie podobieństwa intruzji badanego obszaru i postorogenicznej intruzji Ava w Finlandii (Ehlers & Bergman, 1984).

WNIOSKI

Celem przedstawionego opracowania nie było dążenie do rozwiązania budowy geologicznej i rozwoju regionalnego skał metamorficznych w badanym obszarze, a jedynie ustalenie stopnia przydatności i sposobu wykorzystania dylatacyjnych struktur odśrodkowych w badaniach regionalnych. Jednakże, dla pełnego zobrazowania znaczenia tych struktur w regionalnych badaniach tektonicznych została wykazana zbieżność, a często tożsamość wyników ich analizy z wynikami uzyskanymi na drodze klasycznej analizy mezostruktur etapu D₂ - D₄ (str. 306-308). Z przeprowadzonych analiz struktur odśrodkowych wynika, że są one cennym obiektem tektonicznym w badaniach regionalnych zmierzających do rekonstrukcji paleodynamicznych i paleokinetycznych. O przydatności tej decyduje powszechność ich występowania, przypuszczalnie krótki czas tworzenia się w skale, istnienie różnowiekowych generacji oraz to, że w czasie rotacji skał geometria tych struktur nie ulegała zmianie. Jednak najważniejszy jest wyinterpretowany tutaj sens tektoniczny

struktur odśrodkowych. Wykazałem, że każda struktura zarejestrowała jakościowe i ilościowe cechy zewnętrznego pola naprężeń, w jakim się tworzyła. Typ morfologiczny struktury zależał od stanu tych naprężeń. Odmiana starsza, nazwana słoneczkową strukturą odśrodkową, powstała w polu naprężeń $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$, natomiast odmiana młodsza, nazwana miotłkową strukturą odśrodkową, powstała w polu naprężeń $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. O orientacji osi naprężeń głównych pola zewnętrznego informuje przestrzenny układ szczelin tensyjnych danej struktury odśrodkowej. W przypadku obu odmian omawianych struktur kra- wędź przecięcia szczelin tensyjnych odpowiada osi σ_1 . Przy czym miotłkowe struktury odśrodkowe pozwalają odtworzyć położenie również osi σ_2 i σ_3 .

Analitycznie wykazałem, że obie odmiany morfologiczne struktur odśrodkowych są wynikiem tego samego zjawiska. Jest to zjawisko odśrodkowego dylatacyjnego deformowania skał (ang. centrifugal deformation, Achramowicz, 1986). Różni się ono od wszystkich znanych dotychczas modyfikacji genetycznych powstawania spękań. Cykliczność odśrodkowego dylatacyjnego deformowania wydaje się tutaj korelować z wcześniej stwierdzonymi regionalnymi progresjami temperatury (Wojnar, 1979; Dziemiańczuk & Wojnar, 1984; Oberc-Dziedzic, 1988; Wojnar, w druku). Równocześnie mając na uwadze ustalenia, że struktury odśrodkowe tworzyły się w czasie wypiętrzania osłony metamorficznej formujących się granitoidów można sądzić, że w modelowym ujęciu było to zjawisko powstawania mikrospełnia podczas dekompresji wynikającej z wypiętrzania przy równoczesnym wzroście temperatury od intrudujących magm (Fig. 20), (por. Volbrecht *et al.*, 1991: fig. 9).

Na przykładzie badanego obszaru wykazałem możliwość ścisłego określenia pozycji odśrodkowego deformowania skał w sekwencji zjawisk tektonicznych, metamorficznych i plutonicznych. W obszarze Strzelin-Doboszowice został udokumentowany okres paleodynamicznej ewolucji regionalnej od schyłku głównej fazy progresywnego metamorfizmu do zaniku rekrytalizacji, a w odniesieniu do deformacji fałdowych okres od powstania fałdów etapu D₃ do zaniku rotacji skał. W tym okresie przebiegało konsekwentnie wypiętrzanie skał metamorficznych w wyniku nacisku zlokalizowanego na równoleżniku Ziębic i leżącego częściowo za wschodnią granicą obszaru. W ujęciu geodynamicznym jest możliwe, że to wypiętrzanie było skorelowane z intrudowaniem granitoidowych magm hercyńskich. Siły wypiętrzające działały stromo w górę z SE ku NW. Regionalne pole naprężeń powstałe w wyniku takiego wypiętrzania nie zmieniało się przynajmniej w okresie od powstania słoneczkowych struktur odśrodkowych do powstania miotłkowych struktur odśrodkowych. Na podstawie danych paleokinematycznych można wnioskować, że nie uległo ono zmianie aż do zaniku rotacji skał po fałdowaniu D₄.

Równocześnie została udokumentowana paleokinematyczna ewolucja regionu w okresie od powstania słoneczkowych struktur odśrodkowych (po głównej fazie metamorfizmu regionalnego) do zaniku rotacji skał. Pod tym względem obszar Strzelin-Doboszowice jest fragmentem megakopuły, której

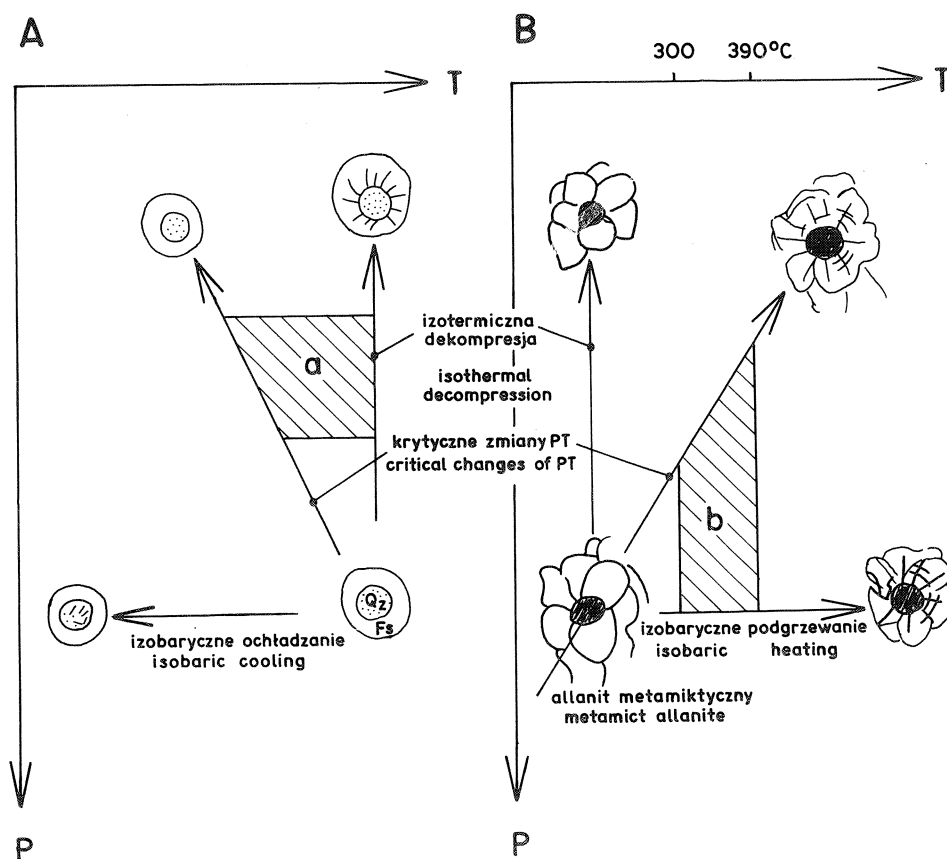


Fig. 20 Model rozwoju szczelin w wyniku oddziaływania naprężeń wewnętrznych wzbudzonych w: A – granitach podczas ich ochładzania i dekompresji jako skutek różnic ścisłości i rozszerzalności minerałów (wg Vollbrecht *et al.*, 1991: fig. 9), B – skalach metamorficznej osłony granitów podczas jej podgrzewania i dekompresji. Są one głównie skutkiem egzotermicznych przemian fazowych i/lub regeneracji struktur minerałów metamiktycznych tworzących część centralną potencjalnej struktury odśrodkowej. *Qtz* – kwarc, *Fs* – skaleń, *a* – obszar potencjalnej deformacji odśrodkowej wywołanej różnicami ścisłości i rozszerzalności par minerałów, *b* – obszar potencjalnej dylatacyjnej deformacji odśrodkowej wywołanej przemianą fazową, regeneracją struktury minerału metamiktycznego z możliwym udziałem różnic ścisłości i rozszerzalności minerałów

Model of a fissure evolution under the influence of the external stresses induced in: A – granites during their cooling and decompression as an effect of differences in compressibility and dilatibility of minerals (after Vollbrecht *et al.*, 1991: Fig. 9), B – metamorphic country rocks to granites during heating-up and decompression. They are mainly a result of exothermic phase changes and/or regeneration of structures of metamictic minerals defining the central part of a potential centrifugal structure. *Qtz* – quartz; *Fs* – feldspar; *a* – area of potential centrifugal deformation caused by differences in compressibility and dilatibility of mineral pairs; *b* – area of potential dilational centrifugal deformation caused by a phase change, regeneration of a structure of a metamictic mineral, with a possible involvement of differences in compressibility and dilatibility of minerals

druga połowa leży poza wschodnią granicą obszaru i jest przykryta przez osady kenozoiczne. Centrum tej megastruktury znajduje się na równoleżniku Ziębic, częściowo poza granicą obszaru i odpowiada miejscu najsilniejszych oddziaływań dynamicznych. Geometrycznie kopuła ta w przybliżeniu odpowiada obszarowi ograniczonemu wielokrotnymi, współśrodkowymi fotoliniami widocznymi na zdjęciach satelitarnych, z których jedna została zinterpretowana jako tzw. struktura kolistą Strzelina (Lorenc, 1987). Skały metamorficzne uległy rotacji na zewnątrz od centrum wypiętrzania.

Od początku rotacji do jej zaniku kierunki rotacji nie zmieniały się w poszczególnych rejonach obszaru badań, a sama rotacja przekraczała jego północną, zachodnią i południową granicę i nie zanika na strukturze kolistej Strzelina *sensu* Lorenc (1987), co wskazuje na późno- lub postgenetyczne pochodzenie struktur ujawnionych tutaj teledetekcyjnie.

W świetle uzyskanych wyników oddzielne jednostki tektoniczne w dotychczasowym podziale Sudetów (Oberc, 1972), jakie znalazły się w granicach obszaru badań (metamorfik niemiecko-kamieniecki, gnejsy Doboszwic, metamorfik Wzgórz Strzelińskich (razem z granitoidami) w części lub w całości należą do nadrzędnej jednostki tektonicznej o charakterze antyklinalnym, którą proponuję nazwać kopułą Ziębic. Jednostka ta powstała u schyłku orogenezy waryscyjskiej i została nałożona na regionalną strefę nasuwczą ku SEE, która powstała w etapie D₃ i może być utożsamiana ze strefą nasunięć moldanubskich.

Podziękowania

Za opiekę naukową w czasie wykonywania badań dziękuję Pani Doc. dr Helenie Dziedzic z Instytutu Nauk Geologicznych PAN. Za sugestie merytoryczne i krytyczne uwagi dziękuję recenzentom mojej pracy doktorskiej, która była podstawą niniejszego artykułu: Pani prof. dr hab. Irenie Wojciechowskiej z Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, Panu Prof. dr hab. Janowi Burchartowi z Instytutu Nauk Geologicznych PAN oraz Panu Prof. dr hab. Wojciechowi Jaroszewskiemu z Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Warszawskiego. Pragnę wyrazić swoją szczególną wdzięczność Andrzejowi Żelaźniewiczowi za wszechstronną pomoc przy przygotowaniu artykułu do druku.

LITERATURA CYTOWANA – REFERENCES

- Achramowicz, S., 1986. Natural centrifugal deformation. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 56: 419 – 426.
Achramowicz, S. & Lorenc, M., 1986. Przypuszczalny związek przebiegu intruzji magmy mieszanej z rozwojem struktur nieciągłych w skałach metamorficznych masywu strzelińskiego (Dolny Śląsk). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 56: 73 – 108.
Badura, J., 1979. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Arkusz Stolec, 1:25 000*, Warszawa.
Baraniecki, L., 1956. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, Arkusz Żąbkowice Śląskie, 1:25 000*,

Warszawa.

- Bederke, E., 1935. Verbreitung und Gliederung des Devons in den Ostsudeten. *Ztrbl. f. Min. Geol. Pal.*, 33 – 40.
- Behr, J., 1921. *Erläuterungen zur geologische Karte von Preussen, 1:25 000, Blatt Strehlen*. Berlin.
- Berman, R. & Simon, F.E., 1955. On the graphite-diamond equilibrium. *Zeitschr. Electrochemie*, 59: 333 pp.
- Borkowska, M. & Smulikowski, K., 1973. *Mineraly skałotwórcze*. Wyd. Geol., Warszawa, 477 pp.
- Brace, W. F., 1960. An extension of the Griffith theory of fracture of rocks. *Journ. Geophys. Res.*, 65: 3477 – 3480.
- Brace, W. F. & Bombolakis, E. G., 1963. A note on brittle growth in compression. *Journ. Geophys. Res.*, 68: 3709–3713.
- Bruner, W. M., 1984. Crack growth during unroofing of crustal rocks: Effects on thermoelastic behaviour and near-surface stresses. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 4167 – 4184.
- Chmura, K., 1967. Rozwój litologiczny jełgowskiej serii kwarcytowej. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 37: 301 – 338.
- Chlupáč, I., 1975. Nové nálezky fauny v metamorfovaném devonu Hrubého Jeseníku a jejich význam. *Cas. Mineral. Geol.*, 20: 259 – 271.
- Chlupáč, I., 1989. Fossil communities in the metamorphic Lower Devonian of the Hruby Jeseník Mts, Czechoslovakia. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 177: 367 – 392.
- Cloos, H., 1920. Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N.*, 81: 123p.
- Cloos, H., 1922. *Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Badenschätze*. 107 pp, Borntraeger.
- Cymerman, Z., 1986. Sekwencja deformacji skał metamorficznych z otworu wiertniczego Niedźwiedź IG 2. *Kwart. Geol.*, 30: 157–186.
- Cymerman, Z. & Jerzmański, J., 1987. Metamorfik wschodniej części bloku przedsudeckiego w okolicy Niedźwiedzia koło Ziębic. *Kwart. Geol.*, 31: 239 – 262.
- Devore, G. W., 1969. Differential thermal concentrations and compressibilities as a cause for mineral fracturing and annealing. *Contr. Geol.*, 8: 21 – 36.
- Dziedzicowa, H., 1966. Seria łupków krystalicznych na wschód od strefy Niemczy w świetle nowych badań. In: *Z geologii Ziemi Zachodnich. Sesja Nauk. XX-lecia Polskich Badań 1945–1965*, Wrocław: 101 – 120.
- Dziedzicowa, H., 1970. Przyczynek do analizy orientacji kwarcu w fałdach z krystaliniku niemczańsko-kamienieckiego. *Acta Geol. Polon.*, 20: 195 – 221.
- Dziedzicowa, H., 1973a. O orientacji kwarcu w łupkach metamorfiku niemczańsko-kamienieckiego. *Biul. Inst. Geol.*, 22: 105 – 127.
- Dziedzicowa, H., 1973b. Mineral parageneses in metamorphic bentonite deposits within the Fore-Sudetic Block. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Geogr.*, 21: 99 – 109.
- Dziedzicowa, H., 1974. O przejawach wietrzenia podmorskiego w tufoidach rejonu Niemczy. *Acta Univ. Wratisl., Biul. Inst. Geol.*, 1: 279 – 284.
- Dziedzicowa, H., 1975. Rozwój i sekwencja deformacji w strefie łupków kamieniecko-niemczańskich. In: *Przewodnik XLVII Zjazdu PTG, Świdnica, 22–25.06.1975*: 80 – 88.
- Dziedzicowa, H., 1979. Deformacja i metamorfizm we wschodnim obrzeżeniu gnejsów sowiogórskich. In: *Materiały konferencji terenowej Nowa Ruda 8–9 wrzesień 1979*: 53 – 61.
- Dziedzicowa, H., 1980. Le problème du charriage moldanubien sur la bordure orientale du massif des gneiss de Góry Sowie. *Annuary Inst. Geol. Geophys. 57, Contr. to the IGCP Project 22 "Precambrian in younger fold belts"*. Bucharest: 149 – 168.
- Dziedzicowa, H., 1985. Variscan rejuvenation of the precambrian gneisses along the eastern margin of the Góry Sowie massif, Fore-Sudetic Block. *Krystalinikum*, 18: 7 – 27.
- Dziedzicowa, H., 1987. Rozwój strukturalny i metamorfizm we wschodnim obrzeżeniu gnejsów Gór Sovich. *Acta Univ. Wratisl., Prace Geol. Miner.*, 10: 221 – 249.
- Dziemiańczuk, K. & Wojnar, B., 1984. Mineralizacja tytanomagnetytowa i ilmenitowo-hematytowa w rozwoju metamorficzno-strukturalnym kompleksu łupkowo-kwarcytowego południowej czę-

- ści masywu Strzelina. *Geol. Sudetica*, 18: 79 – 105.
- Ehlers, C. & Bergman, L., 1984. Structure and mechanism of intrusion of two postorogenic granite massifs, southwestern Finland. In: *Precambrian tectonics illustrated*, (Kroner A., Greiling R. Ed.) Stuttgart: 173 – 190.
- Fyfe, W. S., Price, N. J. & Thompson, A. B., 1978. *Fluids in the Earth's crust*. Elsevier, Amsterdam, 384 pp.
- Green II, H. W., 1984. "Pressure solution" creep: Some causes and mechanisms. *Journ. Geophys. Res.*, 89: 4313 – 4318.
- Griffith, A. A., 1921. The phenomena of rupture and flow in solids. *Roy. Soc. Lond. Phil. Trans.*, Ser. A., 221: 163 – 198.
- Griffith, A. A., 1924. The theory of rupture. *Intern. Congress for Applied Mechanics, 1st, Delft, Proceedings*, 55 – 63.
- Hafner, W., 1951. Stress distributions and faulting. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 62: 373 – 398.
- Hubbert, M. K. & Willis, D. G., 1957. Mechanics of hydraulic fracturing. *Am. Inst. Min. Metall. Eng. Trans.*, 210: 153- 166, Discussion: 167 – 168.
- Irwin, G. R., 1960. Fracture mechanics. Structural mechanics. *Proc. 1st Symposium on Naval Structural Mechanics*: 557- 591.
- Jarmołowicz-Szulc, K., 1986. Geochronologia intruzji waryscyjskich. In: *Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl kaledońsko- waryscyjski. Sesja 17-18.11.1986*, Wrocław: 39 – 41.
- Jaeger, J. C., 1962. *Elasticity, fracture and flow*. 2nd ed. Methuen, London, 212 pp.
- Jaroszewski, W., 1980. *Tektonika uskoków i fałdów*. Wyd. Geol., Warszawa. 360 pp.
- Jerzmański, J., 1957. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Arkusz Strzelin, 1:25 000*, Warszawa.
- Kisiel, I., 1973. *Reologia skał - podstawy naukowe*. Ossolineum, Wrocław. 228 pp.
- Lorenc, M., 1987. Struktury koliste wokół hercyńskich masywów granitoidowych /Strzelin, Kłodzko-Złoty Stok, Żulowa/. Interpretacja zdjęcia satelitarnego Landsat. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 57: 107 – 124.
- Meister, E. & Fischer, G., 1935. *Geologische Übersichtskarte von Deutschen Abteilung Preussen und Nachbarländer. Blatt Schweidnitz, 1:200 000*.
- Oberc, J., 1960. Podział geologiczny Sudetów. *Prace Inst. Geol.*, 30: 309 – 354.
- Oberc, J., 1966. Geologia krystaliniku Wzgórz Strzebińskich. *Studia Geol. Polon.*, 20: 9 – 189.
- Oberc, J., 1968. Granica między strukturą zachodnio- i wschodniosudecką. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 38: 203 – 217.
- Oberc, J., 1972. Metamorfizm Wzgórz Strzebińskich i okolic Doboszowic. In: *Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 2, Sudety i obszary przyległe*: 211 – 224.
- Oberc, J., 1975. Tektonika i rozwój wschodniej części bloku przedsudeckiego. *Przegl. Geol.*, 5: 213 – 220.
- Oberc-Dziedzic, T., 1988. Serie metamorficzne Wzgórz Strzebińskich i historia ich przeobrażeń. In: *Budowa, rozwój i surowce skalne krystaliniku strzebińskiego. Materiały sesji naukowej 14-15.10.1988*, Wrocław: 6 – 21.
- Oberc-Dziedzic, T., 1989. Metamorfizm waryscyjski Sudetów i bloku Przed- sudeckiego. *Acta Univ. Wratisl.*, 113, *Pr. Geol.-Miner.*, XVII: 115 – 138.
- Oberc-Dziedzic, T., 1991. Pozycja geologiczna granitów strzebińskich. *Acta Univ. Wratisl.*, 1975, *Pr. Geol.- Miner.*, XXIX: 295 – 324.
- Phillips, W.J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *Geol. Soc. Lond. Journ.*, 128: 337 – 359.
- Rembocha, B., 1968. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, Arkusz Paczków, 1:25 000*, Warszawa.
- Rosenfeld, J. L., 1969. Stress effects around quartz inclusions in almandine and the piezothermometry of coexisting aluminum silicates. *Am. J. Sc.*, 267: 317 – 351.
- Rosenfeld, J. L. & Chase, A. B., 1961. Pressure and temperature of crystallization from elastic effects around solid inclusions in minerals. *Am. J. Sc.*, 259: 519 – 541.
- Secor, D. T., 1965. Role of fluid pressure in jointing. *Am. J. Sc.*, 263: 633 – 646.

- Secor, D. T., 1968. Mechanics of natural extension fracturing at depth in the Earth's Crust. *Geol. Surv. Canad.*, Paper 68-52: 43 – 48.
- Smith, D. C., 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 310: 641 – 644.
- Suppe, J., 1985. *Principles of structural geology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 537 pp.
- Teisseyre, H., Smulikowski, K. & Oberc, J., 1957. *Regionalna geologia Polski, t. III, Sudety*. Kraków, 300 pp.
- Teisseyre, R., (Ed.), 1983. *Fizyka i ewolucja wnętrza ziemi*. PWN., Warszawa, część 1, 584 pp.
- Turner, F. J. & Weiss, L. E., 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York, McGraw-Hill Book Co., 545 pp.
- Vollbrecht, A., Rust, S. & Weber, K., 1991. Development of microcracks in granites during cooling and uplift: examples from the Variscan basement in NE Bavaria, Germany. *Journ. Struct. Geol.*, 13: 787 – 799.
- Walczak-Augustyniak, M., 1974. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów*, Arkusz Kondratowice, 1:25 000, Warszawa.
- Winchell, A. N. & Winchell, H., 1951. *Elements of optical mineralogy, part II: descriptions of minerals*. New York, London. 551 p.
- Wojnar, B., 1979. *Analiza teksturalna i petrologia skał metamorficznych południowej części masywu strzelińskiego*. Praca doktorska, maszynopis, 106 stron, Archiwum ING PAN, Warszawa.
- Wojnar, B., w druku, *Analiza teksturalna i petrologia skał metamorficznych południowej części masywu strzelińskiego*. *Acta Univ. Wratisl., Prace Geol. Min.*
- Woroczył, S., 1984. *Podstawowe metody rozwiązywania równań cząsteczkowych falowych*. PWN., Warszawa, 456 pp.
- Wójcik, L., 1968a. The Strzelin granitoid massif and its cover. *Bull. Inst. Geol.*, 227: 121 – 147.
- Wójcik, L., 1968b. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów*. Arkusz Kuropatnik, 1:25 000, Warszawa.
- Wójcik, L., 1968c. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów*. Arkusz Ciepłowody, 1:25 000, Warszawa.

Summary

PALEOSTRESSES IN THE COUNTRY ROCKS TO THE STRZELIN GRANITOIDS FROM THE ANALYSIS OF DILATIONAL CENTRIFUGAL STRUCTURES, SW POLAND

Stanisław Achramowicz

In the Strzelin-Paczków area of the Fore-Sudetic Block, SW Poland commonly occur medium and high grade metamorphic rocks (Fig. 1). The rocks are intruded by granitoids of Strzelin-Żulova massif. Predominating rocks are various kinds of gneisses and schists, accompanied by quartzites, calc-silicate rocks, marbles and amphibolites. These rocks contain specific, widespread deformational microstructures consisting of fractures distributed radially from centres of a dilational centrifugal deformation. These structures, first discovered in gneisses of the Doboszowice vicinity (Achramowicz, 1986), are considered in the present paper as a basis for the reconstruction of a regional

paleostress field during the centrifugal deformation period. They were also used for the reconstruction of paleokinematic characteristics in the country rock zone dynamically influenced by the emplacing Hercynian pluton.

Description of the dilational centrifugal microstructures

From a geometrical standpoint a dilational centrifugal structure is an isolated form consisting of microfractures which are radially and concentrically arranged in relation to a given microarea. The microarea is an oval pseudomorph, filled with a dark-brown, cryptocrystalline substance. Its optical features suggest that the substance is composed of iron hydroxides, however, it often contains - translucent spots (Pl. I: 1), various shades of yellow-brown colour; it often reveals lack of pleochroism, and low birefringence up to the features of an isotropic mineral. Further, such pseudomorphs are partly (Pl. III: 2) or totally overgrown by epidote (Pl. I: 2). Altogether these features suggest that such centres of centrifugal structures were once filled with metamictic allanite. In other cases the filling substances - ilmenite and hematite - are now in part substituted by iron hydroxides.

The radial fractures start at the surface of a pseudomorph, they run straight and vanish within the adjacent mineral grains. The number of radial fractures in a single structure varies from several or a dozen or so (Pl. II: 2, 3) to several dozens. Their length ranges 0.3 - 1.7 mm. The fissures are cicatrized (Pl. I: 2) or filled with iron hydroxides. Concentric fractures occur scarcely, they are narrow, compact and intersect one or several grains. These fractures are multiple (Pl. II: 1), distributed at an equal distance from the centre of the structure. The most common are structures imitating only a part of the circle perimeter (Pl. II: 2, 3; Pl. III: 1; Pl. IV: 2; Pl. V: 1, 2).

In the investigated metamorphic rocks exist two morphological types of centrifugal structures differing in the mode of arrangement of radial fractures. One of them are the sun-like centrifugal structures (Pls. I, II, IV). Their fractures are disposed radially within the round angle range. The second type are the broom-like centrifugal structures, with fractures running radially within the acute angle range (Pl. III: 2) with the opening of 30° - 80°.

A typical feature of the dilational centrifugal structures, which documents the mechanism of their formation in a brittle/ductile field, is a plastic deformation of quartz and very occasionally feldspars surrounding a pseudomorph. It is visible, as a rule, as weak deformation bands running parallelly towards the centre of the structure (Pl. IV: 1), but they are often intensive (Pl. V: 2) and turn into concentric fractures (Pl. IV: 2). Identically orientated birefringent halo occur when a centrifugal deformation happened in two places in one quartz grain (Pl. V: 1).

On the sample scale the centrifugal structures are isolated in such a way that dynamic results of a dilational centrifugal deformation are limited to a microarea with a diameter of 1 - 4 mm (Pl. IV: 1). Neighbouring structures

originated independently (Pl. II: 1). A permanent feature of centrifugal structures is a trend of their radial fractures to intersect along one line (Fig. 2).

In relation to the regional metamorphism the sun-like centrifugal structures originated after its peak, during a late blastesis of microcline. The broom-like centrifugal structures are younger, their radial fractures intersect also the late microcline, and the fractures are genetically related to partial quartz-chlorite-limonite pseudomorphs after biotite (Pl. III: 2). With regard to deformational events in the whole study area, the sun-like centrifugal structures originated after phases D₂ and D₃ of the regional succession (Figs. 3 - 6), but before the development of the S₃ schistosity along which this generation of structures has been damaged (Pl. VI: 2). On the other hand the centrifugal structures are older than the oldest brittle faults developed in the area (Pl. I: 1).

Interpretation of the phenomenon of the dilational centrifugal deformation

An increasing plastic strain in the direct neighbourhood of the central part of the dilational structures and the radial arrangement of outward vanishing tension fissures indicate that they resulted from a deformation progressing outwards from the centre of the structure. The effects of such a deformation are local, limited to small microareas (Pl. VI: 1), however, all centrifugal structures, in a polished section or a sample, reveal identical geometrical features. It means that the centrifugal deformation was caused by active inner stresses, and its course was controlled by the external stresses imposed on the whole rock.

In order to analyse these stresses let us assume that we have the central part of a centrifugal structure and total principal stresses of the external field creating the XYZ³ (Fig. 7) coordinate system. Let us introduce, in any point of the surface bounding the centre of the structure, a local coordinate system xyz³ in which the y axis is parallel to a direction of the pore-fluid pressure at that point, and the x and z axes overlap with the directions of tensile stress. Principal effective stresses in the local coordinate system xyz are as follows:

$$\sigma_{ey} = (\sigma_{2y} + \sigma_{3y}) - p \quad [1]$$

$$\sigma_{ex} = (\sigma_{2x} + \sigma_{3x}) - \sigma_p \quad [2]$$

$$\sigma_{ez} = (\sigma_1 - \sigma_p) \quad [3]$$

where:

$\sigma_{ey/x,z/}$ – effective stress along the y(x,z) axis

$\sigma_{2y/x/}$ – component of the intermediate principal external stress on the y(x) axis

$\sigma_{3y/x/}$ – component of the least principal external stress on the

σ_1 – greatest principal external stress

³ XYZ and xyz refer to coordinate systems used in this paper in agreement with analytical geometry and do not correspond to strain ellipsoid axes.

σ_p – inner tensile stress

p – pore-fluid pressure

It is worth mentioning, that in the XYZ system (Fig. 7) the effective stresses are still defined as a difference of the corresponding total stress and the pore- fluid pressure, which agrees with the current views on the role of solutions in a rock subject to fracturing (Hubbert and Willis, 1957; Secor, 1965, 1968; Philips, 1972; Fyfe *et al.*, 1978). The conditions [1], [2], [3] were established for a point lying on the boundary surface at the inter-section of the central structures with a plane normal to the σ_1 axis. In such a point a tension fissure will form when σ_{ex} stress fulfills the minimum condition:

$$-\sigma_{ex} = R \quad [4]$$

(the “-”sing means “tension”), with simultaneous fulfillment of the condition that the greatest effective stress does not exceed the value $+3R$ (Secor, 1965), which equals the tensile strength. Let us still have the central part of the centrifugal structure. Tangentially to its surface, in all its points, acts an inner tensile stress, and normally - the pore-fluid pressure. In the rock there exists a triaxial state of external stresses. To simplify, let us compare the central part of the structure to the earth's globe. Let the σ_1 stress axis run through its poles, and the σ_2 and σ_3 axes form the equatorial plane. Let us consider the values of the local effective stresses in the plane $\sigma_1 \sigma_2$ when the observation point takes the following positions:

a) polar position – $p \parallel \sigma_1$, (Fig. 8)

b) equatorial position – $p \perp \sigma_1$, (Fig. 9)

c) intermediate position – p oblique to σ_1 (Fig. 10)

Ad. a. In the polar position the axes of the local coordinates system xyz are in line with the axes of the XYZ system in such a way that the y axis is in line with the direction of action of the pore-fluid pressure, the x and the z axes are in line with the σ_p stress. The effective stresses in the xyz system are as follows:

$$\sigma_{ey} = \sigma_1 - p \quad [5]$$

$$\sigma_{ex} = \sigma_3 - \sigma_p \quad [6]$$

$$\sigma_{ez} = \sigma_2 - \sigma_p \quad [7]$$

Ad. b. In the equatorial position of the observation point the effective stresses in the local system are as follows:

$$\sigma_{ey} = \sigma_2 - p \quad [8]$$

$$\sigma_{ex} = \sigma_3 - \sigma_p \quad [9]$$

$$\sigma_{ez} = \sigma_1 - \sigma_p \quad [10]$$

Ad. c. When the observation point occupies the intermediate position, i. e., the y axis of the local system is deflected from the Z axis in the vertical $\sigma_1 \sigma_2$ plane of an angle ($0 < \alpha < 90$), the local effective stresses are as follows:

$$\sigma_{ey} = \sigma_1 \cos\alpha + \sigma_2 \sin\alpha - p \quad [11]$$

$$\sigma_{ex} = \sigma_3 - \sigma_p \quad [12]$$

$$\sigma_{ez} = \sigma_1 \sin\alpha + \sigma_2 \cos\alpha - \sigma_p \quad [13]$$

From the above presented cases it occurs that the change of position of the local system (xyz) in relation to the external system (XYZ) does not cause a change of the local effective stress σ_{ex} . It remains constant within the range $0 \leq \alpha \leq 90$ and it is dependent of total stresses σ_3 and σ_p . When the condition [4] is fulfilled in each observation point (Fig. 8, 9, 10) the same fracture starts to spread. It remains in line with the plane $\sigma_1 \sigma_2$, and it is visible in the equatorial cross-section as a vanishing tension fracture whose edges had spread towards the x axis of the local system. On this basis it can be assumed that within the sun-like centrifugal structure all radial fractures were formed in this way and each fissure registered the position of the $\sigma_1 \sigma_2$ plane at this moment. It is possible when the system of external stresses is as follows:

$$\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 \quad [14]$$

or the difference between σ_2 and σ_3 is so small that it manifests as uneven distribution of fractures around the centre of the structure. Whereas, if the main total external stresses fulfill the following condition:

$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 \quad [15]$$

then, in theory, there should form only one tension fracture. In reality the author has never observed any normally developed centre from which only one outward vanishing fracture would stem out. There appear, however, the broom-like centrifugal structures, identical but “incomplete” when compared with the sun-like centrifugal structures (Pls. IV, V). The “incompleteness” results from a difference in the mutual relations of the values of the principal external stresses during formation of the sun-like and the broom-like centrifugal structures.

In order to prove this thesis, I assume that the central point is in the triaxial field of external stresses fulfilling the condition (15). The universal (XYZ) and the local (xyz) coordinate systems and the observation points M and N lying on the boundary plane in the equatorial plane ($\sigma_2 \sigma_3$) are given (Fig. 11). In the point M the effective stresses in the xyz system have a value:

$$\sigma_{ey} = \sigma_2 - p \quad [16]$$

$$\sigma_{ex} = \sigma_3 - \sigma_p \quad [17]$$

$$\sigma_{ez} = \sigma_1 - \sigma_p \quad [18]$$

In the point N their value equals:

$$\sigma_{ey} = \sigma_3 - p \quad [19]$$

$$\sigma_{ex} = \sigma_2 - \sigma_p \quad [20]$$

$$\sigma_{ez} = \sigma_1 - \sigma_p \quad [21]$$

Together with a change of the local coordinate system changes the value of the active stress from the point M to N. Considering only the position of the local effective stresses in relation to the centre of a structure, the formation of a tension fracture may be caused by σ_{ex} or σ_{ez} . But when we take into account their value according to the above conditions, we know that the σ_{ez} stress is the greatest and aims at closing of a hypothetical fracture in the σ_{ey} σ_{ex} plane. Thus, it is only the σ_{ex} stress that can lead to the formation of the fracture. Taking into account the conditions [17] and [20] we can observe that this tension will sooner reach the failure value in the point M than in N. In the discussed field of total external stresses between these points runs a border of the allowed and the forbidden sectors for development of tension fractures. Continuing the proof, let us assume that between the points M and N exists such a point P which is deviated from M of an angle φ (Fig. 12). From the above determinations of the σ_{ex} value we know that for $\varphi = 0^\circ$ the condition [17] is fulfilled, and for $\varphi = 90^\circ$ the condition [20] is valid. Thus, for $0^\circ < \varphi < 90^\circ$ we have:

$$\sigma_3 - \sigma_p < \sigma_{ex} < \sigma_2 - \sigma_p \quad [22]$$

According to the condition (2) the stress σ_{ex} in point P has a value:

$$\sigma_{ex} = \sigma_2 \sin \varphi + \sigma_3 \cos \varphi - \sigma_p \quad [23]$$

Let the point P still lie on the border of the sector allowed for evolution of tension cracks. It means that in this point the last fracture may form of those which may be initiated on the arch sector from M to P. The second border fracture will form in the point P_1 which in the equatorial plane is diverted from M also of the φ angle but in the opposite direction than P.

At the moment of initiation of the tension fracture in the points M and P the condition (4) must have been fulfilled simultaneously. Thus, we can compare the values of σ_{ex} stress in these points. From the conditions (17) and (23) we obtain:

$$\sigma_3 - \sigma_p = \sigma_2 \sin \varphi + \sigma_3 \cos \varphi - \sigma_p \quad [24]$$

From the equation [24] we determine the border value of the φ angle. In order to do so let us transform the equation

$$\sigma_2 \sin \varphi + \sigma_3 \cos \varphi - \sigma_3 = 0$$

$$\sigma_3 (\cos \varphi - 1) = -\sigma_2 \sin \varphi$$

$$\cos \varphi - 1 = -\frac{\sigma_2}{\sigma_3} \sin \varphi$$

after multiplying both sides of the equation by $-\frac{1}{2}$ we obtain:

$$\frac{1 - \cos \varphi}{2} = \frac{1}{2} \frac{\sigma_2}{\sigma_3} \sin \varphi$$

after consideration of the dependence:

$$\frac{1 - \cos \varphi}{2} = \sin^2 \frac{\varphi}{2}$$

and

$$\sin \varphi = \sin 2 \frac{\varphi}{2}$$

we obtain

$$\sin^2 \frac{\varphi}{2} = \frac{1}{2} \frac{\sigma_2}{\sigma_3} \sin 2 \frac{\varphi}{2}$$

and further, knowing that:

$$\sin 2 \frac{\varphi}{2} = 2 \sin \frac{\varphi}{2} \cos \frac{\varphi}{2}$$

we obtain

$$\sin^2 \frac{\varphi}{2} = \frac{1}{2} \frac{\sigma_2}{\sigma_3} 2 \sin \frac{\varphi}{2} \cos \frac{\varphi}{2}$$

further

$$\sin \frac{\varphi}{2} = \frac{\sigma_2}{\sigma_3} \cos \frac{\varphi}{2}$$

from which it finally occurs that:

$$\operatorname{tg} \frac{\varphi}{2} = \frac{\sigma_2}{\sigma_3} \quad [25]$$

The equation [25] proves the validity of the thesis that it was only the difference between the mutual relations of the total values of the principal external stresses during the centrifugal deformation, which decided which centrifugal structure would form. When $\sigma_2 = \sigma_3$, then, according to the equation [25] $= 2 \operatorname{arctg} 1$, and further $\varphi = 90^\circ$, which means that at any point of the border plane a tension fracture may be initiated. The result will be the sun-like centrifugal structure. When $\sigma_2 > \sigma_3$ then $\varphi = \operatorname{arctg} k$, where $k > 1$, and further $\varphi < 90^\circ$ which means the existence of a forbidden sector area for the development of tension fractures. In such a case there will form an "incomplete" structure (when compared with the sun-like centrifugal structure); it will be a broom-like centrifugal structure. The equation [25] may be considered a fundamental analytical formula describing the phenomenon of the dilational centrifugal deformation.

According to the genetical interpretation proposed in this paper, the main cause of the older dilational centrifugal deformation (sun-like centrifugal structures) and the younger dilational centrifugal deformation (broom-like centrifugal structures) were exothermic phenomena of regeneration of allanite's metamictic structures, dehydroxylation of iron hydroxides and increase in miscibility of ilmenite and hematite. All these took place in the conditions

of regional uplift, accompanied by repeated regional heating i.e., older, after the main metamorphic phase (Wojnar, 1979; in print) and younger, corresponding with a late blastesis of cordierite (Oberc-Dziedzic, 1988). From the carried out comparisons it occurs that the dilational centrifugal deformation is a phenomenon different from opening of the Griffith (1921, 1924) elementary crack (Figs 13, 14) and it is different from hydraulic cracking.

Tectonic importance of centrifugal structures

Within each centrifugal structure, tension fractures form a strictly determined and reproducible spatial system. On the basis of the morphological type of the structure it is possible to describe the triaxial field of principal external in which it was formed. The sun-like centrifugal structures were formed in the field of external tension $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$, and the broom-like centrifugal structures were formed in the triaxial field of stress $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. The analysis of the external stresses controlling the course of dilational centrifugal deformation (conditions [16] - [25]) revealed that radial fractures of the centrifugal structures were normal to the $\sigma_2 \sigma_3$ plane and parallel to the $\sigma_1 \sigma_2$ plane or diverted from it at the most of the angle [25]. Thus, the radial tension fractures of the centrifugal structures create a common edge of intersection corresponding to the σ_1 stress axis. These data enable determination of the axis of the principal external stresses for every centrifugal structure. From the diagram of radial fractures of the sun-like structures we can only read positions of the σ_1 axis and the $\sigma_2 \sigma_3$ plane (Fig. 15A). Whereas, from the diagram of radial fractures of the broom-like structures it is possible to read the positions of principal external stresses. The edge of fissures intersection corresponds with the σ_1 axis. The σ_2 axis is normal to the σ_1 axis and lies in the symmetry plane of a dihedral angle defined by the border fractures in the structure. The σ_3 axis is normal to other ones (Fig. 15B).

Results

It was determined that spatial distribution of centrifugal structures tension fractures is a results of a controlling influence of external stresses existing in a rock undergoing a centrifugal deformation. Principal axes of these stresses, reconstructed from sun-like centrifugal structures (σ_{1I}) and broom-like centrifugal structures (σ_{1II}) create a radial arrangement over the whole area under study. The convergence point lies in the eastern part of the area, on the parallel of Ziębice (Fig. 16). In the border areas we can observe the dependence of the pitch azimuths of the σ_{1I} and σ_{1II} axes and the direction and size of the plunge angle on the distance from the place of their convergence. It is clearly visible that it was a place of dynamic influence exerted on emplacing by magma upon the country rocks. It resulted in a consequent change of the pitch azimuth of the σ_{1I} and σ_{1II} axes, from the vicinity of Lipniki to Kamie-

niec Ząbkowicki (Fig. 16). The rhythm of changes of orientation and direction of these axes becomes visible in the central area – from Kryształowa Góra to Skalnik hill. Their pairs create convergent and divergent sets. The σ_{1II} axes, despite of being younger, repeat the radial arrangement similar to that of older axes (σ_{1I}). The difference consists in the fact that the arrangement of the σ_{1II} axes is less disturbed.

In the whole study area the angle of opening of the broom-like centrifugal structures ranges $30^\circ - 80^\circ$. Its value depends on the distance of such a structure from the place of convergence of the σ_{1II} axes. It is clearly visible in the southern part (Fig. 17), where in Lipniki the opening angle of the broom-like centrifugal structures equals 70° and towards the west diminishes gradually to 30° (Doboszowice, Kamieniec Ząbkowicki). Anomalous values were observed near Bożnowice (Fig. 17).

In the cases when in the sample or outcrop occurred sun-like and broom-like centrifugal structures it was possible to determine an angle of horizontal rotation. It is the angle between the strikes of the σ_{1I} and σ_{1II} axes. It expresses the component of a composite rotation that affected rocks in a given place and time between the first and the second centrifugal deformation. The direction of the rotation was determined in relation to the σ_{1II} axes, and the assumption was made that the rocks, and not the regional stress field axes, were rotated. The lowest values of the horizontal rotation angle occur in the SW and W parts of the study area (Fig. 18). Near Lipniki the angle equals 26° and towards the west diminishes to 10° (Mrokocin), then the rotation direction reverses and the angle drops from 23° to 15° . In the central part, from Jegłowa to Bożnowice, the angle of the horizontal rotation rises from 13° to 40° and the rotation directions are in pairs opposite (Fig. 18), what is expressed in the changes of the positions of the σ_{1I} and σ_{1II} axes in this region (Fig. 16).

Interpretation of results

The dilational mikrostructures in metamorphic country rocks to the Strzeżelin granitoids developed at fast strain rate, after the main phase of the regional metamorphism and intense regional deformations (D_2 and D_3). In terms of geological time both older and younger structures formed almost simultaneously in rocks of the whole area. These centrifugal structures registered the instantaneous states of advancement of thermal processes affecting these rocks and the qualitative characteristics of the regional stress field. The dilational centrifugal deformation is considered to have been due to exothermic phase changes and regeneration of metamictic allanite. On the region scale, the two stages of dilational strain correlate with a repeated rise of the rock body temperature: at first after the main metamorphic phase (Wojnar, 1979; in print), (stage Cd_1 – formation of sun-like structures) and then during a blastesis of cordierite which is the youngest mineral in the study area (Oberc-Dziedzic, 1988), (stage Cd_2 – formation of broom-like structures). Metamorphic

rocks of the study area were subjected to strong dynamic influence exerted by the ascending Hercynian granitoid magmas with affect legible best east of Ziębice (Figs. 1, 16), partly outside the eastern border of the area. They emplacing plutonic mass heated the country rocks and created a radial distribution of σ_1 in the external paleostress system in the region. This system was first registered by sun-like centrifugal structures and then by the broom-like centrifugal structures (Fig. 16). The whole region was in the extensional tectonic regime and gradual uplift, with concurrent temperature rise due to heat coming from the intruding granitoids (Fig. 20). The dynamic influence of the intrusion in Cd₁ and Cd₂ periods caused a rotation of the country rocks. The rotation was registered by the broom-like dilational centrifugal structures.

The most clear evidence of the rotation of the metamorphic rocks is found in the southern part of the study area where the eastern portion of the Doboszowice gneissic block was uplifted and diverted towards the SW with a slight deflection towards E (Figs. 16 to 18). The strongest rotated were the rocks in the central region, close to the magma chamber. The size and directions of rotation and changes of the value of the opening angle of the broom-like centrifugal structures point to the ascending motion of magma steeply up from SE to NW.

The arrangement of paleostresses and the paleokinematics of the metamorphic rocks of the study area indicate that during intrusion the granitoid magmas allowed development of a dome-like anticlinal megastructure. Its centre lies to the E of Ziębice. An additional indicator of the dome existence is the radial and concentric distribution of granite, aplite, pegmatite and quartz veins (Fig. 19). They point to a structural linkage and thus synchronous intrusion of the granitic magmas and formation of the Ziębice dome.

OBJAŚNIENIA PLANSZ – EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza (Plate) I

- 1 — Słoneczkowa struktura odśrodkowa częściowo zatarta w wyniku kruszenia i rekrystalizacji w strefie odpowiadającej uskokom generacji I. W części centralnej widoczny jest metamiktyczny allanit plamiście przeświecający. Gnejsy warstewkowe okolic Doboszowic. Nikole równoległe
Sun-like centrifugal structure partly blurred due to crushing and recrystallization in the zone corresponding to faults of the I generation. In the central part occurs a metamict allanite with translucent spots. Banded gneiss of Doboszowice vicinity. Parallel nicols
- 2 — Słoneczkowa struktura odśrodkowa o zabliźnionych szczelinach radialnych. Część centralna struktury składa się z metamiktycznego allanitu obrosniętego przez epidot. Jasna szczelina oddzielająca allanit i epidot powstała w czasie przygotowania szlifu. Gnejsy warstewkowe. Goleszów, Nikole równoległe
Sun-like dilational centrifugal structure with healed radial microfractures. Its central part consists of metamict allanite overgrown by epidote. Bright fissure separating the allanite

from epidote has appeared during thin section production. Banded gneiss. Goleszów. Nicols parallel

Plansa (Plate) II

- 1 — Zespół słoneczkowych struktur odśrodkowych. Brak widocznych zależności strukturalnych i genetycznych pomiędzy sąsiednimi strukturami; powstały one oddzielnie, niezależnie od siebie. Dookoła największej struktury licznie powstały drobne, delikatne szczeliny koncentryczne, ułożone w wielokrotne, współśrodkowe kręgi. Gnejsy warstewkowe. Goleszów. Nikole równoległe
Set of sun-like centrifugal structures. No visible structural and genetic relationships between adjacent structures; they were formed separately, independently from one another. Around the biggest structure formed numerous, tiny, delicate concentric fractures, arranged into multiple, concentric circles. Banded gneiss. Goleszów. Parallel nicols
- 2 — Słoneczkowa struktura odśrodkowa z nielicznymi szczelinami radialnymi. Centrum struktury słabo plamiście prześwieca. Dookoła struktury widoczne są drobne, zwarte szczeliny koncentryczne (strzałki). Gnejsy warstewkowe. Goleszów. Nikole równoległe
Sun-like centrifugal structure with scarce radial fractures. The structure centre contains weakly translucent spots. Around the structure occur tiny, compact concentric fractures (arrows). Banded gneiss. Goleszów. Parallel nicols
- 3 — Słoneczkowa struktura odśrodkowa z bardzo licznymi i krótkimi szczelinami radialnymi. Widoczne są drobne szczeliny koncentryczne. Gnejsy okolic Górki. Nikole równoległe
Sun-like centrifugal structure with abundant, short radial fractures. Tiny concentric fractures are visible. Gneiss of Górka environs. Parallel nicols

Plansa (Plate) III

- 1 — Słoneczkowa struktura odśrodkowa. Część centralną struktury zajmuje metamiktyczny alanit, częściowo plamiście przeświecający. Niewielkie skupienia epidotu widoczne są na jego obrzeżu. Poniżej i w lewym dolnym rogu powstały szczeliny koncentryczne. Gnejsy warstewkowe. Goleszów. Nikole równoległe
Sun-like centrifugal structure. Central part is occupied by metamictic allanite, in part with translucent spots. Small aggregates of epidote occur on its rim. Below and in the lower left corner formed concentric fractures. Banded gneiss. Goleszów. Parallel nicols
- 2 — Miotelkowa struktura odśrodkowa powstała przy skupisku częściowo rozłożonego biotyту, kosztem którego powstał kwarc, chloryt i wodorotlenki żelaza (czarne). Gnejsy okolic Pomianowa Górnego. Nikole równoległe
Broom-like centrifugal structure formed near a cluster of a partly decomposed biotite from which formed quartz, chlorite and iron hydroxides (black). Gneiss of the Pomianów Górny environs. Parallel nicols

Plansa (Plate) IV

- 1 — Słoneczkowa struktura odśrodkowa o plamiście przeświecającym centrum. Na prawo i poniżej części centralnej struktury w ziarnie skalenia powstało słabe pasmo deformacyjne (kreski) równoległe do zarysu centrum i prostopadłe do szczelin radialnych. Gnejsy okolic Goleszowa. Nikole skrzyżowane
Sun-like centrifugal structure with translucent spots in the centre. To the right and below the central structure in the feldspar grain formed a weak deformational bands (dashes) parallel to the outline of the centre and normal to the radial fractures. Gneiss of near Goleszów. Crossed nicols

- 2 — Słoneczkowa struktura odśrodkowa. Przykład bardzo intensywnych odkształceń minerałów otaczających centrum struktury. Liczne pasma deformacyjne są współśrodkowe i lokalnie przeradzają się w szczeliny koncentryczne. Gnejsy warstewkowo-oczkowe. Pomianów Góry. Nikole skrzyżowane
- Sun-like structure. An example of very intense deformations of minerals surrounding its centre. Numerous deformation bands are concentric and in places turn into concentric fractures. Banded-augen gneiss. Pomianów Góry. Crossed nicols

Plansza (Plate) V

- 1 — Dwie słoneczkowe struktury odśrodkowe powstałe w jednym ziarnie kwarcu. Wpływ ich dynamicznego oddziaływania na kwarc jest widoczny w postaci fotoelastycznych obwódek o jednakowo zorientowanych sektorach ścińnięcia i rozjaśnienia. Ta identyczność dowodzi izotropowego oddziaływania na kwarc materii wypełniającej centra struktur (przypuszczalnie jest to mieszanina wodorotlenków żelaza). Kwarcyty okolic Nowolesia. Nikole skrzyżowane
- Two sun-like centrifugal structures formed in one quartz grain. Their dynamic influence on the quartz expressed as photoelastic rims with equally orientated sectors of darkening and lightening. This identity is a proof of isotropic influence on quartz of the matter infilling the centres of the structures (probably mixture of iron hydroxides). Quartzite of the Nowolesie environs. Crossed nicols
- 2 — Fragment słoneczkowej struktury odśrodkowej. W ziarnie kwarcu przylegającego do centrum struktury powstały bardzo intensywne odkształcenia plastyczne w formie stycznych i radialnych pasm deformacyjnych. Pasma koncentryczne przekształcają się w krótkie i zwarte szczeliny. Gnejsy warstewkowe z czynnego kamieniołomu przy stacji kolejowej Doboszowice. Nikole skrzyżowane
- Fragment of a sun-like centrifugal structure. In the quartz grain adjoining its centre very intense plastic deformations in the form of tangential and radial deformational bands. Concentric bands turn into short and compact fractures. Banded gneiss from an active quarry near the Doboszowice railway station. Crossed nicols

Plansza (Plate) VI

- 1 — Przykład rozmieszczenia i częstotliwości występowania słoneczkowych struktur odśrodkowych w skale. Każda z widocznych struktur (strzałki) powstała niezależnie od pozostałych a odśrodkowe deformowanie skały jest ograniczone do mikroobszaru wyznaczonego zasięgiem szczelin radialnych. Gnejsy warstewkowe w skarpie rzeki przy kościele w Doboszowicach. Negatyw z płytki cienkiej
- Example of distribution and frequency of occurrence of the sun-like centrifugal structures in the rock. Each of the visible structures (arrows) formed independently from the other, and the centrifugal deformation of the rock is limited to microarea marked by the range of radial fissures. Banded gneiss in the river bank near the church in Doboszowice. Negative from a thin section
- 2 — Słoneczkowa struktura odśrodkowa częściowo zatarta przez kataklazę, rozpuszczanie (strzałka) i rekrytalizację w strefie tworzącego się złupkowania S₃. Gnejsy warstewkowe. Zarzucony łom 500 m na NE od czynnego kamieniołomu przy stacji kolejowej Doboszowice. Nikole równoległe
- Sun-like centrifugal structure in part blurred by cataclasis, dissolution (arrow) and recrystallization in the zone of a developing schistosity S₃. Banded gneiss Old quarry 500 m east of the active quarry near the Doboszowice railway station. Parallel nicols

