

# **PRZYPUSZCZALNY ZWIĄZEK PRZEBIEGU INTRUZJI MAGMY MIESZANEJ Z ROZWOJEM STRUKTUR NIECIĄGŁYCH W SKAŁACH METAMORFICZNYCH MASYWU STRZELIŃSKIEGO (DOLNY ŚLĄSK)**

**Stanisław Achramowicz & Marek Lorenc**

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

Achramowicz, S. & Lorenc, M., 1986. Inferred genetic connection between mixed-type magmatic intrusion development and formation of faults in metamorphic cover: example of Strzelin massif (Lower Silesia, Poland). (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 56: 73–108. Kraków.

**Abstract:** The article presents an attempt at establishing a genetic connection between the development of Hercynian granitoid intrusion and the formation of disjunctive structures in its metamorphic cover. The granitoid part of the massif was found to consist of tonalitic intrusion including dioritic autoliths and of somewhat younger granitic intrusion including dioritic, tonalitic and double autoliths. Mobilization of the acid melt was due to two injections of basic magma into the chamber of the granitic magma. Fractures, hydraulic breccias, and three systems of faults and thrusts occur in the metamorphic rocks of the cover. Their origin was related to repeated injections and intrusions of magma. The oldest system was formed during the later Late Visean and before Stephanian was twice rejuvenated during the formation of the younger systems.

**Key words:** mixed-type intrusion, autoliths, hydraulic fracturing, fault systems, Strzelin massif, Lower Silesia, Poland.

**Abstrakt:** Artykuł zawiera próbę wykazania istnienia związku genetycznego między rozwojem intruzywnych granitoidów hercyńskich a powstaniem struktur nieciągłych w skałach metamorficznych osłony masywu strzelińskiego. Stwierdzono, że część granitoidowa masywu składa się z intruzji tonalitowej zawierającej autolity diorytowe i z nieco młodszej intruzji granitowej z autolitami diorytowymi, tonalitowymi i podwójnymi. Mobilizacja stopu kwaśnego była wywołana dwukrotną iniekcją magmy zasadowej do zbiornika magmy granitowej. W skałach metamorficznych osłony występują spękania, brekcje hydrauliczne oraz trzy zespoły uskoków i nasunięć. Powstanie ich było wywołane kolejnymi iniekcjami i intrudowaniem magm. Najstarszy z zespołów powstał w wyższej części późnego wizenu i uległ przed stefanem dwukrotnemu odmłodzeniu podczas formowania się zespołów młodszych.

## **WSTĘP**

Masyw strzeliński — jedna z głównych jednostek geologicznych bloku przed-sudeckiego — zajmuje obszar położony między dolinami rzek Krynki na wschodzie i Oławy na zachodzie oraz miejscowościami Strzelin na północy i Doboszowice na południu (Fig. 1). Masyw ten zbudowany jest głównie z hercyńskich granitoidów,

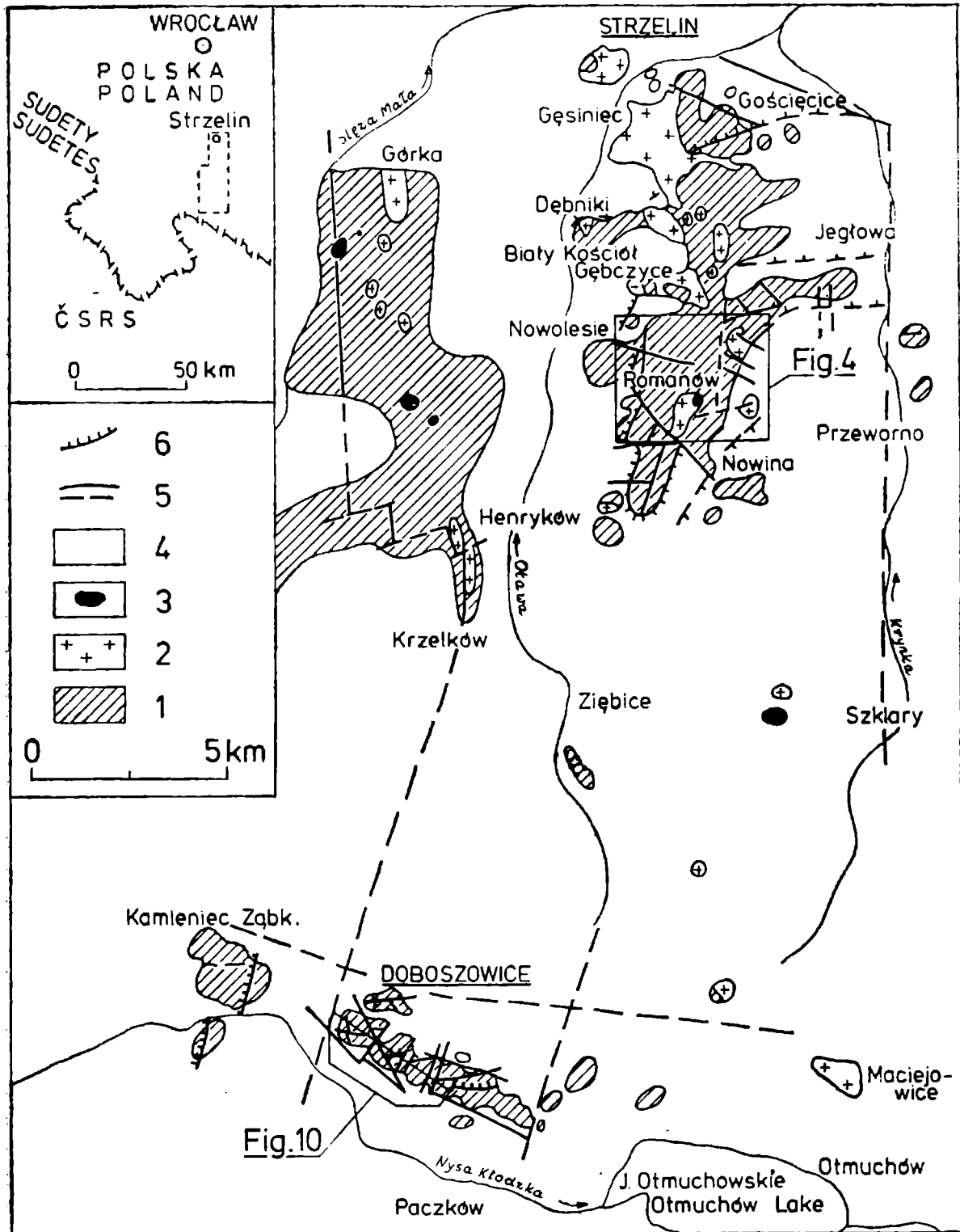


Fig. 1. Szkicowa mapa geologiczna masywu strzelińskiego i jego metamorficznej osłony według Oberca (1966, 1972) i Wójcika (1968), z uzupełnieniami autorów. 1 – skały metamorficzne, 2 – granitoidy, 3 – bazalty, 4 – osady kenozoiczne, 5 – uskoki stwierdzone (linie ciągłe) i przypuszczalne (linie przerywane), 6 – nasunięcia

Fig. 1. Geological sketch-map of the Strzelin massif and its metamorphic cover after Oberc (1966, 1972) and Wójcik (1968), modified. 1 – metamorphic rocks, 2 – granitoids, 3 – basalts, 4 – Cenozoic deposits, 5 – faults recognized (solid lines) and inferred (dashed lines), 6 – overthrusts

pozostałą część stanowią skały osłony metamorficznej, zaliczone przez Oberca (1966) do dwu różnych wiekowo serii skalnych: proterozoicznej i dewońskiej.

W obrębie granitoidowej części masywu strzelińskiego występują skały drobno- i średnioziarniste, których punkty projekcyjne na trójkącie klasyfikacyjnym Q-A-P mieszczą się w polach granitu, granodiorytu, tonalitu, monzodiorytu kwarcowego i diorytu (Fig. 2). W głównej mierze są to skały zupełnie bezkierunkowe i tylko w niewielu miejscach można zaobserwować słabą kierunkowość zaznaczającą się zgodnym ułożeniem blaszek biotyту. Powstanie tego typu tekstury należy wiązać z ruchem postępującą ku górze magmy tuż przy kontakcie ze skałami osłony metamorficznej.

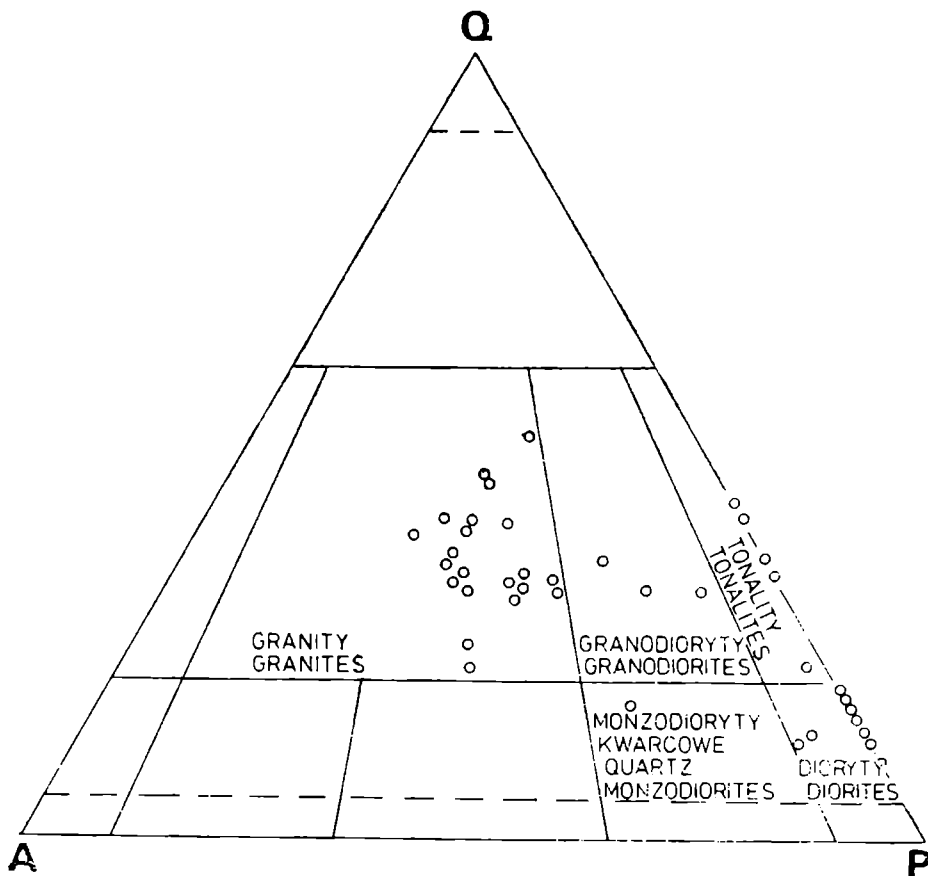


Fig. 2. Trójkąt klasyfikacyjny Q-A-P granitoidów strzelińskich

Fig. 2. Systematic position of Strzelin granitoids in the Q-A-P classification triangle

Bardzo charakterystyczną cechą granitoidów strzelińskich jest wyraźny cios, którego orientacja w trzech płaszczyznach pokrywa się z powierzchniami *L*, *S*, *Q* wyróżnionymi przez Cloosa (1921). Tworzą one układ w przybliżeniu prostokątny. Powierzchnie *L* są prawie poziome. Spękania podłużne *S* są pionowe i biegną w kierunku WSW-ENE. Szczeliny systemu *Q* biegną w kierunku NNW-SSE, równoległe do osi głównych wystąpień granitoidów. Rozwarte szczeliny tych spękań stanowiły ujście dla produktów pomagmowych (aplity, pegmatyty). W dalszych etapach rozwoju masywu stanowiły one jeden z systemów powierzchni ślizgowych. Widoczne są na nich rysy zanurzające się ku SSW. Na pewnym etapie rozwoju

tektonicznego obszaru tensja powodująca drożność spękań systemu  $Q$  ustąpiła miejsca kompresji. Fakt ten może być pomocny w rozwiązywaniu zagadnienia zjawisk kinetycznych osłony towarzyszących zjawiskom magmowym.

Przedstawione powyżej dane o klasyfikacji granitoidów (Fig. 2) oraz spostrzeżenia natury tektonicznej odnoszą się wyłącznie do tych partii granitoidów strześlińskich, które można obserwować bezpośrednio w odsłonięciach. Tym też problemom poświęcono dużo uwagi w literaturze z lat pięćdziesiątych i sześćdziesiątych (m. in. Borkowska, 1956, 1959; Oberc, 1966; Wójcik, 1968; Bereś, 1969).

Z budowy geologicznej masywu strześlińskiego wynika, że w odróżnieniu od części południowej, mającej charakter typowej intruzji, jego część północna należy do bardzo płytkiej strefy peryferycznej, gdzie granit wdzierał się pojedynczymi, grubymi żyłami w obręb skał gnejsowych (Borkowska, 1959; Bereś, 1969). Nie wywołał on żadnych zmian kontaktowych, czego powodem była jego stosunkowo niska temperatura krystalizacji, w granicach 300–450°C (Borkowska, 1972, 1973), i bliski granitowi skład mineralny skał intrudowanych. Należy przypuszczać, że najgłębsza część tej intruzji znajduje się na południu, głęboko pod osłoną skał metamorficznych. Istnieją pewne dane pozwalające korelować lokalne, drobne wystąpienia granitu w okolicach Maciejowic z granitoidami strześlińskimi (Borkowska, 1959). Przyjmuje się także, że wyraźne wydłużenie masywu strześlińskiego wraz z jego ewentualną południową prolongacją mogło być uzależnione od istnienia w skałach osłony dużej dysjunkcji przebiegającej południkowo (Cloos, 1922) lub głębokiej strefy dyslokacyjnej.

Dysjunkcja ta nie jest notowana na mapach geologicznych, jednak na jej przypuszczalne istnienie może wskazywać obecność dużych wykartowanych uskoków południkowych w skałach osłony metamorficznej (Wójcik, 1968; Oberc, 1966). Jednym z uskoków przypuszczalnej strefy dyslokacyjnej Cloosa (1922) może być uskok Krynki, przebiegający w metamorfiku wschodniej osłony (Fig. 1). Zdaniem Oberca (1966) jest to uskok zrzutowo-przesuwczy, którego skrzydło wschodnie zostało zrzucone i przemieszczone ku S o około 2 km. Geologicznym wskaźnikiem istnienia tego uskoku jest powierzchniowy i przestrzenny układ jednostek tektonicznych (Oberc, 1972). Morfologicznym wskaźnikiem istnienia tej nieciągłości w podłożu jest południkowy bieg rzeki Krynki i jej skręt ku NW w miejscu interferencji omawianego uskoku z uskokiem Sienic. Podobnie w części zachodniej osłony granitu południkowy bieg rzeki Oławy i na znacznych odcinkach Ślęzy Małej może wskazywać na istnienie dyslokacji w podłożu. Na linii Oławy Oberc (1972) wyznaczył granicę pierwotnej niezgodności pomiędzy warstwami z Jęglowej a serią proterozoiczną. W części południowej rejonu badań, po stronie zachodniej tej granicy leżą łupki łuszczkowe okolic Kamieńca Ząbkowickiego, a na wschód od niej rozciągają się gnejsy Doboszowic; obie wychodnie rozdziela szeroka dolina. Pod jej aluwiami, w pobliżu wychodni gnejsów przebiega przypuszczalnie dyslokacja (Wójcik, 1968).

Na odcinku Krzelków—Górka występuje dyslokacja południkowa przerzucona kilkoma młodszymi uskokiemi o biegu SW-NE, które przesuwają ją ku zachodowi o około 6 km od pierwotnego biegu (Fig. 1). Znamienny pozostaje fakt,



że wzdłuż tej dyslokacji występują mylonity obok mylonitycznych łupków łyszczykowych. Natomiast w okolicy Krzelkowa znaczona są mylonity i skataklazowane gnejsy warstewkowo-oczkowe (Wójcik, 1968). Należy podkreślić, że wydłużone południkowo wystąpienie granitów strzebińskich w okolicy Górki (Wojnar, 1977) leży w sąsiedztwie omawianej dyslokacji. Jej kierunek powtarzają drobne, ciągnące się ku S, wystąpienia granitów i wychodni bazaltów trzeciorzędowych (Fig. 1). Na tej podstawie można wnosić o związku plutonizmu, a następnie wulkanizmu z tym uskokiem. Stanowi on starą, głęboką i często odmładzaną dyslokację, wykorzystaną przez magmę granitową w okresie hercyńskim, a następnie przez magmę bazaltową w trzeciorzędzie.

W świetle badań Oberca (1966) w całej osłonie masywu strzebińskiego istnieją, poza wymienionymi, przynajmniej dwa zespoły uskoków. Jeden z nich biegnie w przybliżeniu równoleżnikowo, drugi wykazuje stały kierunek NW-SE. Generalnie uskoki te są, zdaniem cytowanego autora, starsze od trzeciorzędu, a najprawdopodobniej późnowarwarszawskie.

W niniejszym artykule autorzy przedstawiają próbę korelacji przypuszczalnych zjawisk magmowych z przebiegiem kataklazy w osłonie intruzji. Korelacja taka wydaje się wskazywać na czynniki endogeniczne związane z rozwojem intruzji granitoidowej jako na bezpośrednią przyczynę powstania pewnych charakterystycznych zespołów uskoków w skałach osłony dachowej.

Autorzy dziękują Prof. dr. hab. Jerzemu Donowi i Dr. Jerzemu Mroczkowskiemu za cenne dyskusje i krytyczne uwagi.

## CHARAKTERYSTYKA SKAŁ MAGMOWYCH

Najbardziej typową skałą magmową masywu strzebińskiego jest granit biotytowy, którego głównymi składnikami są: kwarc, skaień potasowy, plagioklaz i biotyt oraz akcesorycznie występujące: chloryt, apatyt, cyrkon, tlenki żelaza i kalcyt.

Kwarc tworzy ziarna ksenomorficzne, wykazujące faliste lub plamiste wygaszanie światła. Sporadycznie spotyka się niewielkie ziarna subautomorficzne o spokojnym wygaszaniu, tworzące wrostki w skałeni potasowym.

Skaień potasowy reprezentowany jest przez mikroklin lub mikropertyt mikroklinowy, wykształcony w dużych ziarnach o wyraźnej siatce polisyntetycznych zbliźniaczeń. Dość powszechnym zjawiskiem jest występowanie myrmekitu na granicy ziarn mikroklinu i plagioklazu. Ze sposobu wykształcenia wynika, że myrmekit ten tworzył się jeszcze przed krystalizacją mikroklinu.

Plagioklaz jest zawsze wykształcony w postaci automorficznych lub rzadziej subautomorficznych tabliczek, zbliźnionych najczęściej według prawa albitowego; znacznie rzadsze są zbliźnienia peryklinowe i karlsbadzkie. Ponadto plagioklasy wykazują na ogół budowę pasową, przy czym centrum kryształów zawiera około 20–25% anortytu, natomiast części zewnętrzne — 13–15%. Cechą charakterystyczną jest nieznaczna serycytyzacja wewnętrznych części ziarn, której towarzyszy krystalizacja drobniutkich i nieregularnie wykształconych ziarenek kalcytu.

Kolejnym głównym składnikiem granitu jest biotyt, tworzący dobrze wykształcone blaszki, których brzegi prostopadłe do łupliwości często bywają nieregularnie postrzępione. Rozmieszczenie biotyty w tle skalnym jest bezładne; niekiedy drobne blaszki tego minerału tworzą pojedyncze wrostki w mikroklinie. Wszystkie blaszki odznaczają się wyraźnym pleochroizmem w odcieniach:  $\alpha$  — słomkowożółty,  $\beta = \gamma$  — ciemnobrunatny. W biotycie bardzo często spotyka się izometryczne wrostki apatyty i cyrkonu, przy czym wokół tych drugich tworzą się silne pola pleochroiczne. Znaczna część biotyty jest dotknięta procesem chlorytyzacji, prowadzącym w skrajnych przypadkach do całkowitego zastąpienia ływczyku przez pennin, z równoczesną krystalizacją nieprzezroczystych grudek tlenków żelaza.

Opisany powyżej granit jest, jak już wspomniano wcześniej, odmianą najbardziej typową dla masywu strzelińskiego. Istnieją jednak również inne odmiany granitu, występujące tylko lokalnie, których obecność wskazuje na złożony charakter procesów wglębnych, zaznaczony tutaj znacznym zróżnicowaniem się intrudującej magmy. Najbardziej odbiegające składem od typowego granitu strzelińskiego są odmiany występujące na szczycie Gromnika (392,6 m n.p.m.), w rejonie Gębczyc i w Białym Kościele (Fig. 1, 4).

Granit ze szczytu Gromnika jest skałą drobnoziarnistą, różniącą się od granitu strzelińskiego jaśniejszą barwą i bardziej drobnoziarnistą strukturą. Równie istotną różnicę stanowi obecność muskowitu w ilości nie przekraczającej 1%. ływczyk ten tworzy równoległe zrosty z biotytym lub też pojawia się wewnątrz plagioklazów, kosztem których najprawdopodobniej wzrastał.

W okolicach Gębczyc występuje granit również drobnoziarnisty, w którym udział biotyty i muskowitu jest prawie równy (po około 1%). Charakterystyczną cechą tej odmiany granitu jest lokalne występowanie sferycznych, ciemnych utworów o średnicy kilku centymetrów, otoczonych jasną obwódką. Formy te zbudowane są głównie z kwarcu i plagioklazu ( $An_{28}$ ) oraz dużej ilości strzępiastych blaszek biotyty, muskowitu i chloryty. Dość istotnym minerałem jest tu biotyt, który w odróżnieniu od występującego w zasadniczej masie skały ( $\alpha$  — słomkowożółta,  $\beta = \gamma$  — ciemnobrunatna), odznacza się wyraźnie zielonymi barwami pleochroicznymi ( $\alpha$  — jasnozielona,  $\beta = \gamma$  — ciemnozielona). Cechą charakterystyczną omawianych nodul jest brak mikroklinu, którego udział ilościowy w granicie przekracza 30%. Z kolei jasna obwódka pozbawiona jest zupełnie biotyty, a w zewnętrznych jej partiach pojawia się andaluzyt, tworząc drobne ziarenka wewnątrz muskowitu, kosztem którego — zdaniem Beresia (1969) — przypuszczalnie wzrastał.

W rejonie Białego Kościoła występuje granit drobnoziarnisty i nieco jaśniejszy niż w Strzelinie, chociaż jest to, podobnie jak opisana poprzednio, odmiana dwuływczykowa; ilościowy udział biotyty i muskowitu jest tu nieco większy (po około 3%). W granicie tym, odsłaniającym się długą wychodnią o przebiegu N-S, występują liczne kry gnejsowe, w których powierzchni foliacji zorientowane są tak samo, jak w obrębie właściwej osłony metamorficznej. Ponadto w odmianie tej powszechnie przerastanie się ziaren znacznie utrudnia odtworzenie sekwencji krystalizacji i zacierania ewentualne struktury konsolidacyjne. Sytuacja taka pozwala przypuszczać, że tego typu granity mogły powstać na skutek homogenizacji i granityzacji gnejsów

(Oberc, 1966; Morawski, 1973). Przyjmując takie założenie należałoby sądzić, że zawarte w takim granicie kry gnejsowe reprezentują enklawy typu skialitów.

Ogólna analiza petrograficzna enklaw występujących we wszystkich granitoidach strzelińskich (Lorenc, 1981) wykazała, że poza skialitami, stwierdzonymi tylko w granicie z Białego Kościoła, są to głównie ksenolity skał metamorficznych osłony oraz enklawy o składzie tonalitu lub diorytu. Problem genetycznej klasyfikacji enklaw ma — w odniesieniu do typowych granitoidów strzelińskich — bardzo istotne znaczenie w aspekcie interpretacji procesów, stanowiących zasadniczy temat niniejszego opracowania. Pomijając szczegółowe opisy i genetyczną interpretację ksenolitów skał metamorficznych (Lorenc, 1984a), największą uwagę należy skupić na grupie enklaw skał magmowych (Lorenc, 1984b).

Opierając się na zebranych obserwacjach można stwierdzić, że enklawy skał magmowych wykazują kilka bardzo charakterystycznych cech, a mianowicie:

- a) kształt najczęściej owalny,
- b) barwę ciemniejszą niż skały otaczającej,
- c) ziarno drobniejsze niż skały otaczającej,
- d) zasadowość większą niż skały otaczającej,
- e) teksturę bezładną lub ofitową.

Cechy te pozwalają na zaliczenie tego typu enklaw do grupy autolitów (*sensu* Holland, 1900), czyli enklaw homeogenicznych (*sensu* Lacroix, 1893), zwanych też inkluzjami komagmowymi (Cantagrel *et al.*, 1984). Według bardziej szczegółowych klasyfikacji, po uwzględnieniu cech strukturalno-teksturalnych, są to autolity pleziomorficzne, rzadziej synformiczne (Lacroix, 1893), a pod względem składu mineralnego — antylogiczne (*sensu* Ryka & Maliszewska, 1982).

Badane autolity są w większości formami niewielkimi, osiągającymi zaledwie kilka do kilkunastu centymetrów; znacznie rzadziej spotyka się enklawy wielkości około 20 cm, a już sporadycznie przekraczające 1 m średnicy. W znacznej większości kontakty omawianych enklaw z otaczającym je granitem są ostre i pozbawione wyraźniejszych stref reakcyjnych (Pl. I: 1). Spotyka się także enklawy otoczone obwódką leukokratyczną od strony granitu lub też wykazujące przykontaktową koncentrację minerałów ciemnych po stronie przeciwnej (Pl. I: 2; Pl. II: 1). Rzadko notowane były enklawy częściowo zasymilowane przez granit, wykazujące kontakty typu dyfuzyjnego.

Problemy występowania autolitów i ich petrograficznego zróżnicowania, związane z niejednorodną budową geologiczną głębszych partii masywu strzelińskiego, stały się łatwiejsze do wytłumaczenia po uzyskaniu do badań prób pochodzących z wierceń prowadzonych przez Kombinat Geologiczny „Zachód” we Wrocławiu (obecnie Przedsiębiorstwo Geologiczne i Przedsiębiorstwo Robót Wiertniczych). Wiercenia te zlokalizowane, między innymi, w okolicach Gęsińca, Gościęcic, Dębnik, Białego Kościoła i Gębczyc, pod niewielką warstwą zwietrzliny lub pod cienką osłoną gnejsów, natrafiły na granodioryty oraz stosunkowo duże masy tonalitu (powierzchniowe wystąpienie tonalitu znane jest z kamieniołomu w Gęsińcu — Lorenc, 1981). W niektórych wierceniach, na głębokości około 100 m zostały stwierdzone także znacznych rozmiarów ciała bardziej zasadowe, reprezentujące dioryty

kwarcowe i hornblendowe (Lorenc & Lewczuk, 1981). Równocześnie w bezpośrednim sąsiedztwie tych skał stwierdzono w granitach obecność znacznej liczby autolitów oraz różnie zorientowanych bloków skał gnejsowych (Pl. II: 2, 3).

Interpretując zebrany materiał w świetle współczesnej literatury można stwierdzić, że obecność autolitów jest charakterystyczna tylko dla granitoidów intruzywnych, a sama ich obecność świadczy ponadto o pewnym udziale magmy zasadowej w mobilizacji stopu kwaśnego (Blake *et al.*, 1965; Didier, 1973; Taylor, 1976; Pitcher, 1978, 1979; Didier *et al.*, 1982; Cantagrel *et al.*, 1984). Genetycznie zaś enklawy te należy wiązać z zasadową magmą, która dała syngenetyczne dajki lub pojedyncze, gabro-diorytowe ciała występujące w dennych partiach intruzji.

Odnosząc powyższą interpretację do sytuacji geologicznej w masywie strzelińskim, należy także wspomnieć o wzajemnych relacjach pomiędzy poszczególnymi odmianami skał magmowych. Otóż na podstawie materiału badawczego, uzyskanego przede wszystkim ze wspomnianych już wierceń, stwierdzono, że w generalnym ujęciu bardziej zasadowe partie intruzji są przecinane przez skały coraz to kwaśniejsze. Tak więc granodioryt cięty jest przez żyły granitowe, tonalit przez granit i granodioryt, a skały diorytowe — przez wszystkie pozostałe. Warto także wspomnieć, że miejscami spotyka się stopniowe przejścia między granitami i granodiorytem, czego nie stwierdzono w przypadku odmian bardziej zasadowych. Ponadto duże bloki diorytowe występują najczęściej w obrębie tonalitu, podczas gdy tonalitowe obecne są wyłącznie w granicie. Wręcz identyczna jest sekwencja występowania drobnych autolitów, które zawsze są bardziej zasadowe od skały otaczającej. Klasycznym zaś przykładem tego typu zależności jest obecność w granicie autolitów podwójnych, tzn. tonalitowych, zawierających wewnątrz starszy autolit diorytowy. W takim przypadku, podobnie jak w przypadkach opisywanych wcześniej, wzajemne kontakty autolitu wewnętrznego z zewnętrznym oraz zewnętrznego z granitem są zawsze ostre (Pl. I: 1).

Przedstawione powyżej następstwo odmian skał magmowych oraz charakter kontaktów między nimi implikują cykliczny, pulsacyjny rozwój masywu, a także wskazują na następujące po sobie intruzje dwu magm.

## TEKTONIKA

W skałach metamorficznych południowo-zachodniej osłony granitoidów strzelińskich (okolice Doboszowic) autorzy przeprowadzili obserwacje strukturalne i szczegółowe badania petrograficzne skał kataklastycznych. Z obserwacji tych, a także z niepublikowanych materiałów pierwszego z autorów (S. A.) wynika, że w osłonie granitoidów strzelińskich istnieją co najmniej cztery różnowiekowe zespoły uskoków i nasunięć. Struktury te powstały w wyniku złożonego procesu deformacji kataklastycznej. Była ona wielokrotna i odbywała się na różnych etapach tektoniczno-metamorficznego rozwoju górotworu. Uwidacznia się to w sposobie i stopniu zaawansowania przemian strukturalnych w poszczególnych etapach deformacji nieciągłej oraz jakościowym i ilościowym zróżnicowaniu rekrytalizacyjnego przekształcania powstałych wówczas produktów kruszenia. Każdy z etapów zaznaczył się

powstaniem zespołu uskoków. W szczelinach uskokowych rozwinęły się wówczas brekcje i mylonity. W różnym stopniu uległy one rekrystalizacji. Obok nie zmienionych brekcji i mylonitów występują brekcje o zrekrystalizowanym, kwarcowo-skaleniowym spoiwie, myloblastyty i blastomylonity. Zdaniem autorów, zaawansowanie tych przemian można uważać za wskaźnik pomocny przy ustalaniu sekwencji deformacji kataklastycznej. Dodatkowym kryterium oceny była interferencja stref deformacyjnych oraz, co jest szczególnie ważne, ponowienie ruchu wzdłuż istniejących uskoków w czasie formowania się uskoków młodszego zespołu.

Uskoki strefy dyslokacyjnej Cloosa (1922), których istnienie nadal jest tylko przypuszczalne, powinny stanowić (w razie istnienia) zespół najstarszy. Wniosek taki został tutaj przyjęty dla porządku, wobec braku dowodów pozwalających odrzucić hipotezę Cloosa. Na jej korzyść wydaje się przemawiać omówiona wcześniej sytuacja geologiczna rejonu Górka—Krzelków (Fig. 1). Znaczne zakrycie terenu przez osady trzecio- i czwartorzędowe uniemożliwia pewne, kartograficzne stwierdzenie omawianych uskoków. W części północnej i środkowej masywu dodatkowo jest to niemożliwe z uwagi na fragmentaryczne wystąpienia skał stropowej okrywy intruzji, spowodowane ich zniszczeniem i wyruszeniem przez granitoidy.

Przeprowadzone badania nie wykazały, ani też nie nasunęły podejrzeń istnienia starych linii tektonicznych o biegu innym niż południkowy. W związku z tym uskoki strefy dyslokacyjnej Cloosa zostały przez nas zaliczone do zerowego zespołu struktur nieciągłych w masywie strzelińskim. Należy je uznać za przedintruzywne, ponieważ istnienie utworzonej przez nie strefy dyslokacyjnej miało ułatwić migrację magmy granitowej oraz zdecydować o południkowym wydłużeniu formującego się ciała magmowego (Cloos, 1922). Jak zaznaczono wyżej, nieciągłości tego zespołu noszą ślady ponawiania ruchów.

W związku z powyższymi uwagami, uskoki i nasunięcia stwierdzone przez autorów podczas prac kartograficznych i dające się uwidocznić na mapie można uznać za syn- i postintruzywne. Zostały wyróżnione cztery różnowiekowe zespoły (*I*, *II*, *III*, *IV*). Trzy z nich (*I*, *II*, *III*) są przypuszczalnie synintruzywne. Powstały one współcześnie z intruzją, lecz rozwinęły się w znacznie wyższym poziomie, w obrębie skał osłony. Na podstawie wyżej wymienionych przesłanek strukturalnych i petrograficznych stwierdzono, że w grupie struktur synintruzywnych najstarsze są uskoki zespołu *I*, a najmłodsze uskoki zespołu *III*. Czwarty zespół jest postintruzywny i odpowiada formowaniu się rowów tektonicznych strefy Paczków—Kędzierzyn, których rozwój rozpoczął się pod koniec miocenu i trwa do dziś (Dyjur *et al.*, 1978).

Zespół *I* tworzą uskoki o biegu NW-SE, normalne i odwrócone, strome (Fig. 3). Strukturalnie należą one do brzeźnych stref fleksurowo-uskokowych, znaczących skłony kopuły formującej się intruzji. Szczeliny tego zespołu są wąskie i wypełnione myloblastytem, ponieważ powstałe podczas deformacji mylonity zostały zupełnie zrekrystalizowane (Pl. III: 1). Rekrystalizacja odbywała się w warunkach znacznych naprężeń kierunkowych (obecność oczek i pasm zrekrystalizowanego skalenia i kwarcu) i, przypuszczalnie, przypadła na schyłek metamorfizmu regionalnego, kiedy to w deformowanych seriach trwała jeszcze blasteza skaleni potasowych. Uskoki omawianego zespołu są najlepiej rozwinięte w sąsiedztwie południowo-za-

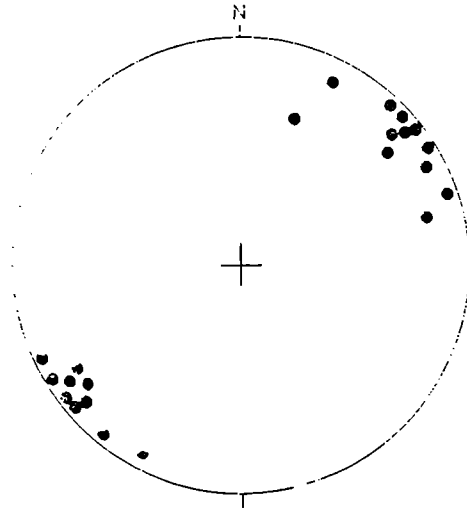


Fig. 3. Orientacja uskoku zespołu I (dolna półkula siatki Schmidta), okolice Doboszowic  
 Fig. 3. Orientation of fault system I (Schmidt net, lower hemisphere), Doboszowice area

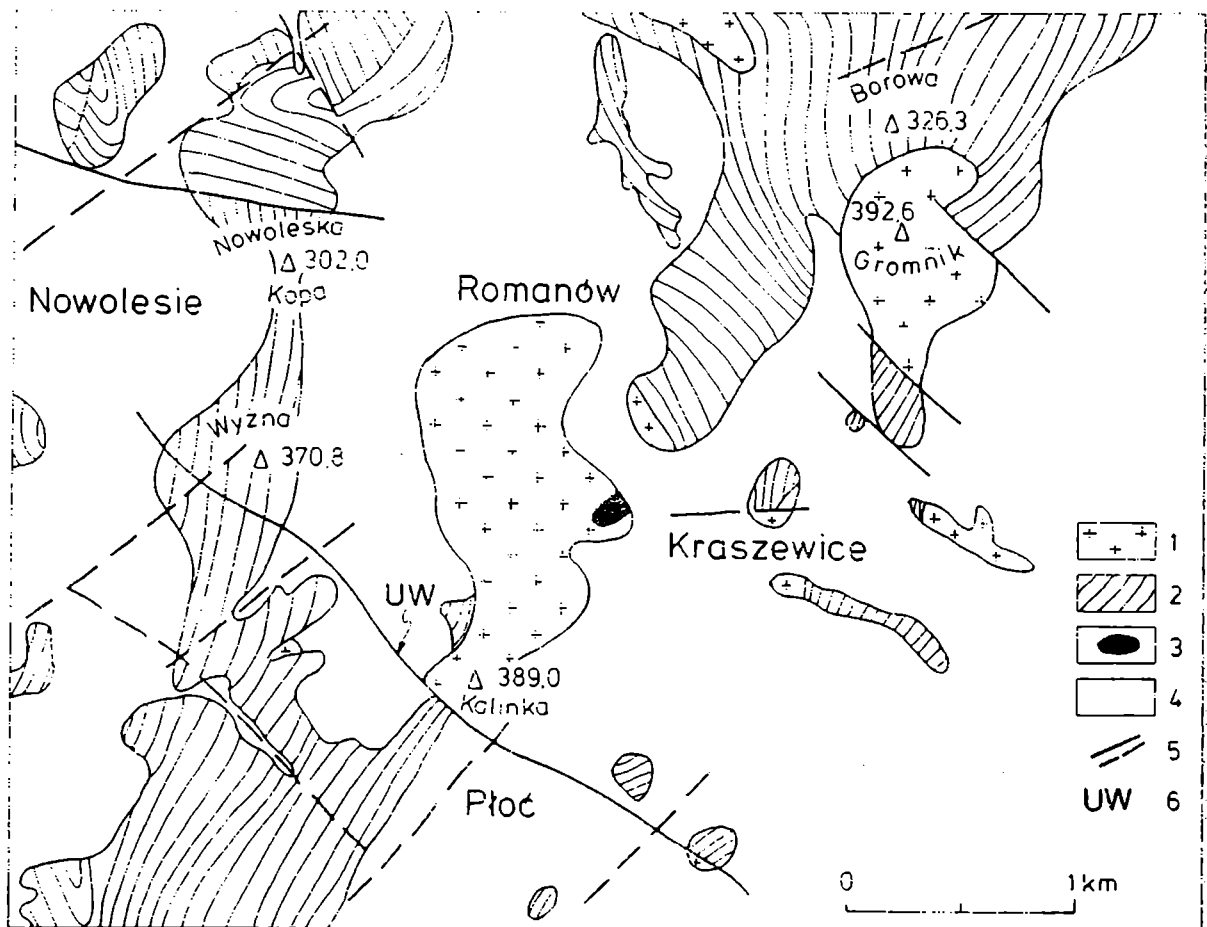


Fig. 4. Szkic geologiczny środkowej części masywu strzeleńskiego według Oberca (1966) z uzupełnieniami autorów. 1 – granitoidy, 2 – skały metamorficzne, 3 – bazalty, 4 – osady kenozoiczne, 5 – uskoki, 6 – uskok Wyznej

Fig. 4. Geological sketch-map of central part of Strzelin massif after Oberca (1966), modified. 1 – granitoids, 2 – metamorphic rocks, 3 – basalts, 4 – Cenozoic deposits, 5 – faults, 6 – Wyzna fault

chodniego skłonu fleksury brzeżnej (okolice Doboszowic) i w centralnej części masywu (okolice Romanowa), (Fig. 1). Pod względem strukturalnym stanowią one zespół jednorodny, z wyjątkiem uskoku Wyżnej (Fig. 4), który ma falisty przebieg (Oberc, 1966). Reorientacja jego biegu jest spowodowana interferencją uskoku młodszego zespołu II, o biegu SW-NE.

Na podstawie przesłanek strukturalnych można przypuszczać, że uskoki zespołu I są wcześniejsze nieco lub równoległe z wczesnymi fazami rozwoju mieszanej intruzji. Interesująca pod tym względem jest sytuacja geologiczna rejonu wzgórza Gromnik (392,6). Uskok północny deformuje SE kontakt intruzyjny granitoidów i skał osłony. Równocześnie, dosyć szybko, gaśnie on w obrębie granitoidów i kontakt NW pozostaje niezdeformowany (Fig. 4). Sytuacja taka może być zinterpretowana jako wynik ruchów uskokowych skał osłony podczas wdzierania się w nie magmy o zróżnicowanym składzie. Synchroniczność obu zjawisk jest, jak się wydaje, zupełnie możliwa. Geologia wzgórza Gromnik przypomina sytuację we wschodniej części rejonu jeziora Bucks w Kalifornii (Hietanen, 1973), gdzie uskoki powstały w czasie intrudowania magmy w skały osłony (Fig. 5). Na związek uskoku z działalnością magmową wskazał Noakes (1957, *vide* Jaroszewski, 1980) i Oen Ing Soen (1970). Deformowanie nieciągłe skał osłony i wcześniej powstałych partii ciała granitoidowego podczas intrudowania magmy tego samego cyklu zostało zasygnali-

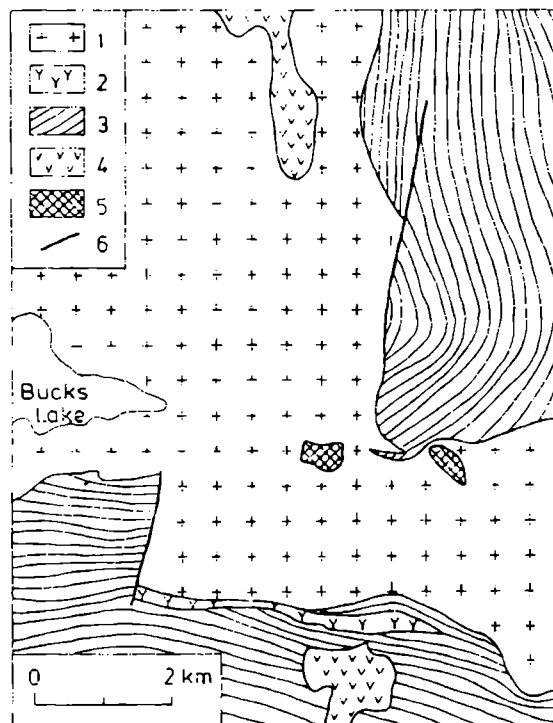


Fig. 5. Zgeneralizowany fragment mapy geologicznej rejonu jeziora Bucks (według: Hietanen, 1973). 1 — dioryty kwarcowe z biotytem i hornblendą, 2 — gabra, 3 — skały osłony metamorficznej, 4 — andezyty, 5 — bazalty, 6 — uskoki

Fig. 5. Part of schematic geological sketch-map of Bucks Lake region (from Hietanen, 1973). 1 — hornblende-biotite quartz diorite, 2 — gabbro, 3 — rocks of the metamorphic cover, 4 — andesite, 5 — basalt, 6 — faults

zowane przez Pitchera (1978) i Barriere'a (1977). Proces ten znajduje uzasadnienie w pulsacyjnym mechanizmie rozwoju ciał intruzywnych (Blake *et al.*, 1965). Został on stwierdzony również w granitoidach strzelińskich (Lorenc, 1981, 1984b). Powyższe uwagi pozwalają na prawdopodobne ustalenie relacji czasowych pomiędzy tworzeniem się uskoków systemu *I* i przebiegiem zjawisk magmowych regionu.

Przypuszczalnie istnieje również możliwość datowania uskoków zespołu *I*. Brak zupełnej pewności ich datowania wynika z zastosowanej tutaj metody pośredniej, ponieważ w masywie strzelińskim i jego otoczeniu nie występują odpowiednie do datowania serie osadowe. W tym celu, po zestawieniu wyników terenowych prac kartograficznych, autorzy wykorzystali spostrzeżenie o istniejącym podobieństwie strukturalnym pomiędzy strefą fleksurowo-uskokową przy południowo-zachodniej krawędzi bloku sowiogórskiego, która była przedmiotem badań Pacholskiej (1978, 1980) i strefą fleksurowo-uskokową w rejonie Doboszowic (Fig. 6). Obie

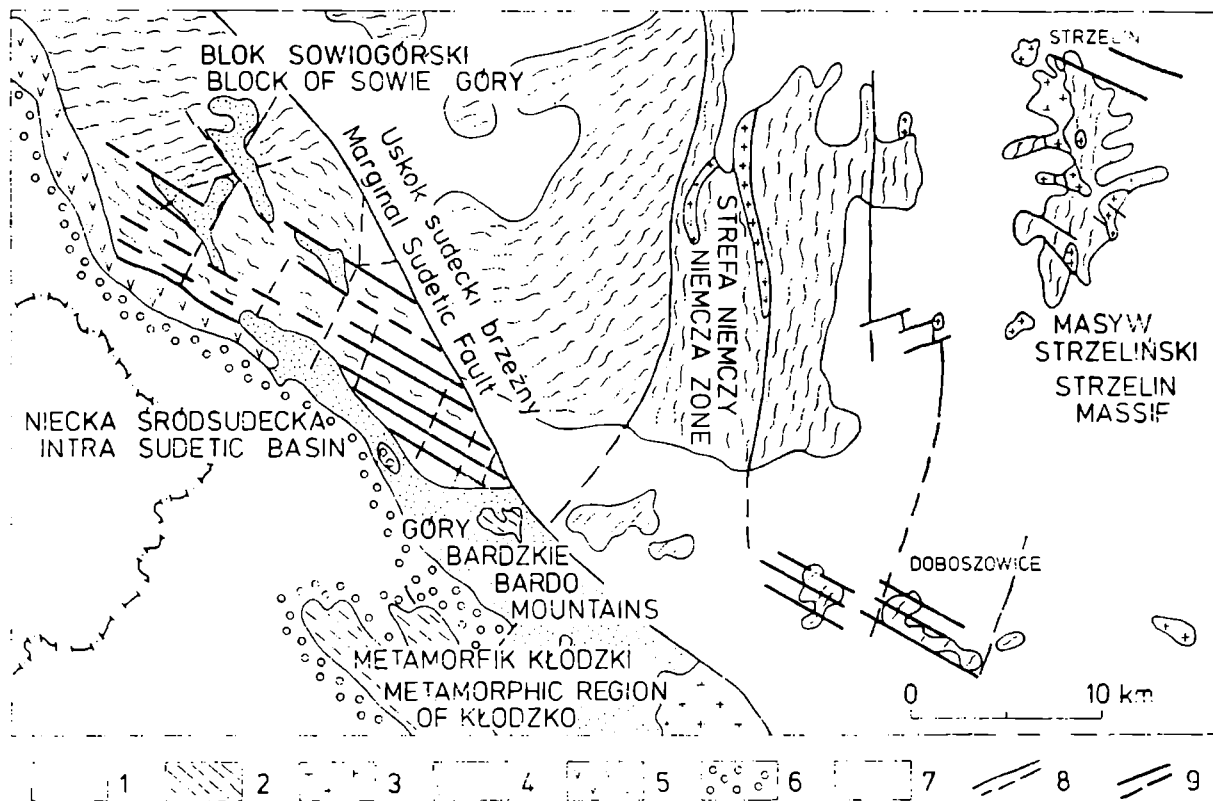


Fig. 6. Zgeneralizowany szkic geologiczny Sudetów Środkowych i ich przedpola; według mapy geologicznej Dolnego Śląska 1:200 000 (1967), uzupełniony według Oberca (1966), Grochońskiego (1967), Wójcika (1968) i Pacholskiej (1978), z uzupełnieniami autorów. 1 – skały metamorficzne i zasadowe skały magmowe, 2 – zmetamorfizowane skały staropaleozoiczne, 3 – granitoidy, 4 – skały osadowe dolnego karbonu, 5 – skały osadowe górnego karbonu, 6 – utwory permu, 7 – osady kenozoiczne, 8 – uskoki stwierdzone i przypuszczalne (ogólnie), 9 – uskoki stref fleksurowo-uskokowych

Fig. 6. Schematic geological map of Central Sudetes and Fore-Sudetic Block; after Geological Map of Lower Silesia 1:200 000, modified according to Oberc (1966), Grochoński (1967), Wójcik (1968), Pacholska (1978), and the authors. 1 – metamorphic and basic rocks, 2 – metamorphosed old Palaeozoic rocks, 3 – granitoids, 4 – Lower Carboniferous sedimentary rocks, 5 – Upper Carboniferous sedimentary rocks, 6 – Permian strata, 7 – Tertiary and Quaternary deposits, 8 – faults recognized and inferred (in general), 9 – faults of flexure-fault zones



strefy rozwinęły się na skłonie fleksury, ich uskoki mają jednakowy bieg, są strome, inwersyjne w pierwszym, normalne i inwersyjne w drugim przypadku. Różni je stopień rozdrobnienia skał w szczelinach uskoków oraz stopień rekrystalizacyjnego przekształcenia produktów kruszenia. Jednak różnice te dają się łatwo wytłumaczyć odmiennymi w obu przypadkach warunkami fizycznymi, jakie towarzyszyły deformacji. Istotnym podobieństwem obu stref jest stwierdzone odmładzanie ich uskoków (por. uwagi dalej w tekście i spostrzeżenia Pacholskiej, 1978, 1980). Podobieństwo omawianych stref fleksurowo-uskokowych jest podstawą przyjętej tutaj hipotezy, że powstały one równocześnie jako jedna strefa tektoniczna, w przeszłości ciągła, a rozdzielona i przemieszczona w wyniku późniejszych ruchów tektonicznych. Na podstawie badań Pacholskiej (1978, 1980) strefa fleksurowo-uskokowa przy krawędzi południowo-zachodniej bloku sowiogórskiego powstała w wyższej części późnego wizenu. W okolicach Woliborza (struktura bardzka) na najniższych osadach namuru leżą zlepieńce stefanu. Taka sekwencja osadów i znaczna redukcja namuru jest tu spowodowana erozją przedstefańską wywołaną ponowną aktywnością tektoniczną w omawianej strefie. Zdaniem cytowanej autorki, zespół uskoków o przebiegu SW-NE i NNW-SSE, przesuwały tę strefę, jest od niej znacznie młodszy. W świetle wymienionych wyżej faktów autorzy przyjęli, na zasadzie hipotezy, że uskoki zespołu I w masywie strzezińskim powstały pod koniec wizenu i były odmładzane przed stefanem. W takim ujęciu czasowo i przyczynowo mogą być związane z intruzją granitoidów strzezińskich.

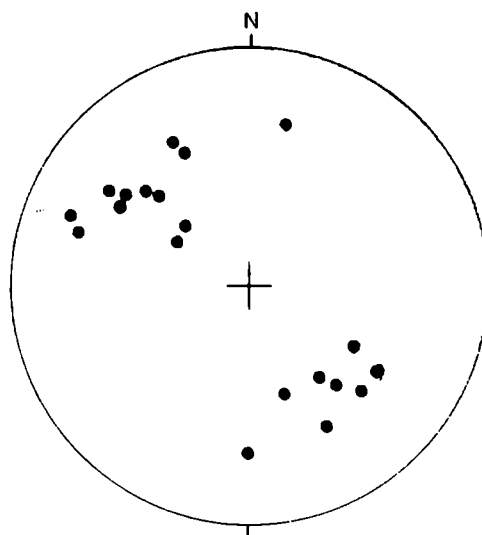


Fig. 7. Orientacja uskoków zespołu II (dolna półkula siatki Schmidta), okolice Doboszowic

Fig. 7. Orientation of fault system II (lower hemisphere, Schmidt net), Doboszowice area

Zespół II składa się z inwersyjnych uskoków sprzężonych i komplementarnych o średnich kątach upadu i biegu w kierunku NE-SW do NEE-SWW (Fig. 7). Uskoki te grupują się w dwa zespoły o przeciwnych kierunkach zapadania, tworząc w zasadzie system; jedynie dla porządku autorzy określili je terminem zespół zakładając, że chodzi tutaj o wyróżnienie genetyczne, a nie o wykazanie ich geometrycznego zróżnicowania. Częstość ich występowania jest niewielka. Szczeliny uskokowe tego zespołu są wypełnione słabo zrekrystalizowanymi brekcjami i blastomylonitami,

ponieważ wywołane deformacją brekcje i mylonity uległy tylko częściowej rekrytalizacji. Nieznacznej regeneracji uległy kwarc, roztarte łuszczyki, a sporadycznie skałen potasowy. Uskoki omawianego zespołu są młodsze od uskoków zespołu *I*, gdyż przecinają je i powodują ich przemieszczania. Spowodowały one, jak już wspomniano, zmianę biegu uskoku Wyżnej (Fig. 4), należącego do zespołu *I*. W okolicy położonej na północ od wzgórza Gromnik zostało stwierdzone przesunięcie uskoków zespołu *I* na uskoku zespołu *II* (Wójcik, 1968; patrz także Fig. 1). Na północ od Krzelkowa uskoki te tworzą zespół schodkowy i przecinają południkową dyslokację — przedintruzyjną *sensu* Cloos (1922), (Fig. 1). Widoczne jest tutaj przesunięcie południkowo biegnącej żyły granitoidu. Fakt ten dowodzi, że uskoki zespołu *II* powstały po zajęciu przez magmę kwaśną szczelin południkowych i są młodsze od najstarszych faz rozwoju intruzji.

Uskoki zespołu *III* biegną południkowo z odchyleniem ku NNE w części południowo-zachodniej obszaru badań, a ku NNW w jego części środkowej i północnej. W odróżnieniu od poprzednich charakteryzują je szerokie szczeliny uskokowe, wypełnione brekcjami okruchowymi, w których brak przejawów rekrytalizacji. Oprócz stref brekcji występują zgodnie zorientowane szczeliny wypełnione kwarcem mlecznym. Odpowiadają one utworom żyłowym w szczelinach *Q* granitu.

Niezależnym wskaźnikiem potwierdzającym przedstawioną sekwencję deformacji kataklastycznej jest ponowienie ruchu wzdłuż uskoków powstałych wcześniej. Ponowienie ruchu na uskokach zespołu *I* prawdopodobnie było spowodowane pojawieniem się ruchów tektonicznych prowadzących do powstania uskoków zespołu *II*, a następnie uskoków zespołu *III*. Ponowna deformacja objawiła się istnieniem stref blastomylonitu (Pl. III: 2) lub mylonitu (Pl. III: 3) w obrębie myloblastów lub brekcji o zrekrytalizowanym, kwarcowo-skaleniowym spoiwie. Ponowienie deformacji na uskokach zespołu *II* nastąpiło po wykształceniu się w ich szczelinach częściowo zrekrytalizowanych brekcji i blastomylonitów i objawia się obecnością stref mylonitów (Pl. IV: 1). Zjawisko to czasowo odpowiada okresowi formowania się uskoków i nasunięć zespołu *III*. Ponadto miały miejsce przynajmniej trzy nasilenia wzrostu nacisków tangencjalnych podczas formowania się nasunięć z W ku E i z SW ku NE (zespół *III*). Dowodzi tego trójdzielność stref powstałych wówczas mylonitów (Pl. IV: 2). Mylonit, który powstał w czasie pierwszej fazy był rozciągany podczas faz następnych. Ponowna kataklaza obejmowała jedynie część jego strefy.

Wyżej zostały opisane strukturalne przejawy następujących po sobie deformacji ścięciowych i odkształceń nieciągłych wynikających ze wzajemnego przemieszczania się bloków utworzonych po powstaniu uskoków. Oprócz nich w skałach metamorficznej osłony granitoidów strzebińskich autorzy stwierdzili obecność przejawów strukturalnych pękania hydraulicznego (Pl. V: 1, 2). Jest to deformacja ekstensyjna (por. Jaeger, 1962, 1963; Secor, 1965; Phillips, 1972). Z uwagi na to i ze względu na powszechnie znaną niższą wytrzymałość skał na rozciąganie niż na ścinanie, deformacja ekstensyjna mogła wyprzedzać powstawanie uskoków i mogła odbywać się w tym samym polu naprężeń. Wyniki badań autorów wskazują, że brekcjonowanie hydrauliczne odbyło się przynajmniej dwukrotnie i za każdym razem wyprzedzało powstawanie odpowiedniego zespołu uskoków.

Po raz pierwszy zjawisko hydraulicznego brekcjonowania miało miejsce przed wykształceniem się uskoków zespołu *I* i przed rozpoczęciem blastezy skaleni potasowych w skałach osłony (Pl. V: 3). Powstały wówczas charakterystyczne mikrospękania widoczne obecnie w ziarnach plagioklazów i kwarcu. W skale występują lokalne zagęszczenia tych struktur, w wyniku czego powstały gniazda mikrobrecji hydraulicznych pierwszej generacji. W miejscach szczególnie intensywnej deformacji spękania tensyjne zatarły granice pierwotne ziarn. Przebiegająca tam specyficzna dezagregacja ziarn mineralnych doprowadziła do powstania „piasku” kwarcowo-plagioklazowego (Pl. VI: 1), (por. Fyfe *et al.*, 1978). Charakterystyczne jest, że podziarna nie zostały wyruszone z miejsca. Późniejsza rekrytalizacja kwarcu i blasteza skaleni potasowych spowodowały częściową cementację mikrobrecji pierwszej generacji. Ścinanie i kierunkowy charakter rekrytalizacji doprowadziły do powstania struktur oczkowych, zbudowanych z fragmentów tych mikrobrecji, otoczonych pasmami kwarcu i skaleni potasowych (Pl. VI: 1).

Wszystkie spękania powstałe podczas hydraulicznego pęknięcia są wypełnione wodorotlenkami żelaza. W badanych skałach mineraloid ten zawsze towarzyszy przejawom deformacji przebiegającej przy udziale roztworów. Może on wskazywać na autochtoniczne pochodzenie roztworów. W tym miejscu mogły to być roztwory uwalniane podczas reakcji metamorficznych w skałach, których melanosom obfitował w łyszczyki (por. Mason, 1978; Paquet *et al.*, 1981).

Po pierwszym brekcjonowaniu hydraulicznym, a następnie zapoczątkowanej blastezie skaleni potasowych, miała miejsce deformacja skał w strefach uskoków zespołu *I*. Powstały wówczas mylonity z drobnymi okruchami kwarcu, skaleni potasowych i, co jest szczególnie ważne, plagioklazów, w których były spękania tensyjne. Rekrytalizacja produktów kruszenia polegała na blastezie kwarcu i mikroklinu. W wyniku tego część okruchów plagioklazów została otoczona przez skałę potasową (Pl. VI: 2). Miało to miejsce przed powstaniem uskoków zespołu *II*.

Drugi raz hydrauliczne pęknięcie skał osłony odbyło się po zakończeniu blastezy skaleni potasowych i ustaniu rekrytalizacji kwarcu. Deformacja ta objawia się rozwojem spękań ekstensyjnych, które objęły wcześniej zdeformowane ekstensyjnie i wyoczkowane plagioklazy oraz otaczające je pasma kwarcu i mikroklinu (Pl. VI: 1, 3). W wyniku tego powstały mikrobrecje hydrauliczne drugiej generacji. Są one rozwinięte na niewielką skalę i przeważnie nałożone na mikrobrecje pierwszej generacji. Nie zaobserwowano żadnych przejawów cementacji podziarn tego typu deformacji. W związku z powyższym drugie brekcjonowanie hydrauliczne musiało wystąpić po wygaśnięciu słabej już rekrytalizacji kwarcu prowadzącej do powstania blastomylonitów w szczelinach uskoków zespołu *II*. Najprawdopodobniej wyprzedziło ono powstanie uskoków zespołu *III*.

### PRZYPUSZCZALNY MODEL PRZEBIEGU INTRUZJI

Obecność enklaw homeogenicznych (autolitów *sensu* Holland, 1900) w granitoidach strzelińskich jest istotnym wskaźnikiem magmowego pochodzenia tychże granitoidów (Lorenc, 1984b). Jak już wspomniano wcześniej, w tonalicy enklawy

te reprezentowane są wyłącznie przez skały diorytowe, podczas gdy w granicie oprócz diorytów kwarcowych i hornblendowych są to także tonality. We wszystkich przypadkach autolity wykazują kilka bardzo charakterystycznych cech, z których najważniejsze to: zaokrąglony kształt, ciemna barwa, bardzo drobne ziarno, zasadowość większa niż skały otaczającej, ostry kontakt z otoczeniem oraz tekstura typowo magmowa.

Istnieje wprawdzie w literaturze kilka hipotez dotyczących genezy tego typu enklaw, jednakże zdaniem autorów tylko jedna z nich uwzględnia i tłumaczy wszystkie podane wyżej cechy. Jest to teoria iniekcji proporcjonalnie niewielkiej ilości magmy zasadowej w obręb strefy lub zbiornika z lepłą magmą kwaśną o znacznie niższej temperaturze. Pogląd taki przyjmuje wielu autorów (m. in. Blake *et al.*, 1965; Didier & Lameyre, 1969; Eichelberger, *vide* Peck & Wones, 1980, s. 453), którzy ponadto mechanizm powstawania okrągłych i drobnoziarnistych autolitów porównują z mechanizmem tworzenia się law poduszkowych przy zasadowych wylewach podmorskich. Dokładny przebieg takiego procesu oraz wytłumaczenie poszczególnych, typowych cech autolitów przedstawiono już przy omawianiu petrogenyzy enklaw z masywu strzelińskiego (Lorenc, 1981, 1984b). Wspomnieć można jedynie, że nawet mała ilość gorącej magmy zasadowej po dostaniu się w obręb zbiornika z nieco chłodniejszą i lepłą magmą kwaśną, rozpadając się na różnej wielkości „krople”, ulega szybkiemu stygnięciu, dostarczając tym samym znacznej ilości ciepła magmie kwaśnej. W wyniku tego procesu, przy równoczesnym wzroście ciśnienia, magma kwaśna staje się mobilna, tworzą się w niej prądy konwekcyjne i, po przekroczeniu warunków utrzymujących stabilność poprzedniego układu, zaczyna migrować ku górze, asymilując skały stropu i wykorzystując, powstałe na skutek kompresji pionowej, zluźnienie skał otaczających (Sparks *et al.*, 1977).

Przyjmując przedstawiony powyżej mechanizm, otrzymuje się wyjaśnienie obecności okrągłych, bardziej zasadowych i drobnoziarnistych enklaw o bardzo ostrych kontaktach z otaczającym je granitoidem. Mechanizm ten tłumaczy również istnienie różnicy składu mineralnego i skał otaczających. Iniekująca magma gabrowa w obrębie lepkiej magmy granitowej ulegała stopniowemu zakwaszeniu przyjmując skład diorytu. Zjawisko to miało miejsce jeszcze przed jej zakrzepnięciem w formie pojedynczych enklaw. Jednocześnie nowo powstała, mobilna magma granitowa niosąc w sobie plastyczne jeszcze enklawy diorytowe intrudowała w skały wyżejległe asymilując je i ulegając stopniowej kontaminacji. Proces ten trwał na tyle długo, że zanim intruzja zestaliła się i temperatura jej spadła na tyle, że przestała reagować ze skałami osłony, zdążyła ulec tak znacznej kontaminacji, iż skład jej zmienił się stopniowo z granitowego na zbliżony do tonality.

Cały przedstawiony powyżej proces można byłoby przyjąć jako zakończony w przypadku intruzji tonalityowych z autolitami diorytu. Najczęściej jednak intruzje takie utworzone są z granodiorytu lub granitu, jak w przypadku masywu strzelińskiego. W takiej sytuacji, aby uzyskać wytłumaczenie obecności dużej ilości granitu zawierającego petrograficznie różne autolity, należy przyjąć ponowną mobilizację magmy kwaśnej, która przebijając się przez wcześniejszą nieco intruzję zasadniczo tonalityową porywała w formie enklaw plastyczne jeszcze jej fragmenty, niekiedy

zawierające wewnątrz autolity diorytowe. W omawianym granicie występują także autolity wyłącznie diorytowe, wprawdzie mineralogicznie identyczne ze stwierdzonymi w tonalicie, ale o nieco drobniejszym ziarnie, a poza tym już przez sam fakt obecności w granicie — przypuszczalnie nieco młodsze. Taką sytuację można wytłumaczyć przyjmując powtórny iniekcję magmy zasadowej. Wówczas mechanizm powtórzy się, z tym że kolejna mobilna magma granitowa intrudując w obręb granitu i tonalitu powstałego podczas poprzedniej iniekcji i niosąc w sobie do tej strefy już tylko pojedyncze enklawy diorytowe, nie ulegnie tak silnej kontaminacji jak poprzednio i jako czysto granitowa wydostanie się ponad poprzednią intruzję porywając po drodze także i jej fragmenty.

W ten sposób przedstawiałby się przypuszczalny model powstania intruzji mieszanej, zbudowanej zasadniczo z granitu, ale w głębszych partiach zawierającej dość znaczne ilości skał bardziej zasadowych. Wyjaśniona byłaby w ten sposób także obecność w poszczególnych odmianach granitoidów różnych autolitów skał zawsze bardziej zasadowych, w tym także autolitów „podwójnych”, czyli zawierających wewnątrz kolejne, bardziej zasadowe autolity.

Do wyjaśnienia pozostawałoby jeszcze bezpośrednie sąsiedztwo autolitów i ksenolitów skał gnejsowych i to nie tylko w strefach bezpośredniego kontaktu z osłoną, ale także na większych głębokościach (Lorenc, 1981, 1984a, b). Przyjmując przedstawiony już model tworzenia się intruzji mieszanej należy spodziewać się, że zarówno podczas podnoszenia się intruzji zasadniczo tonalitowej, jak i nieco późniejszej granitowej w skałach metamorficznej osłony nad stropem intruzji musiały tworzyć się deformacje nieciągłe. Deformacje te równocześnie umożliwiały korozję osłony dachowej, a tym samym jej subsydencję i stopniowe zanurzanie się w magmie zarówno dużych kier skał metamorficznych, jak i pojedynczych, drobnych ksenolitów. Dalszy przebieg procesów można przypuszczalnie wiązać z działalnością prądów konwekcyjnych, dzięki którym ksenolity były wchłaniane w głębsze poziomy magmy, a autolity wynoszone do stref płytszych.

### **PRZYPUSZCZALNY ZWIĄZEK KATAKLASTYCZNEJ DEFORMACJI SKAŁ OSŁONY Z INTRUZJĄ MAGM**

W świetle wyników badań petrograficznych granitoidów masywu strzebińskiego (Lorenc, 1981; Lorenc & Lewczuk, 1981) oraz niepublikowanych jeszcze wstępnych danych zebranych przez pierwszego z autorów (S. A.), dotyczących skał kataklastycznych ich metamorficznej osłony, pojawia się możliwość sformułowania związku przyczynowo-skutkowego kinetycznych zjawisk magmowych w zbiorniku magmowym i zjawisk kataklastycznych w skałach stanowiących osłonę formującej się intruzji. Słuszność przedstawionego wyżej modelu powstawania intruzji mieszanej, jak się wydaje, uzasadniają wyniki szczegółowych badań petrograficznych granitoidów i enklaw w nich zawartych (Lorenc, 1981, 1984a, b). Wynikający stąd cykliczny rozwój intruzji, polegający na iniekcji i pulsacji magm, był przyczyną kilkakrotnych zmian pola naprężeń w skałach dachowej i bocznej osłony. Dotyczy

to ścisłej kolejności i kierunków działania sił wypiętrzających osłonę i kolejności generowania nacisków tangencjalnych podczas subsydencji dachu.

Wyjściowe dla przeprowadzonych poniżej rozważań nad magmą i tektoniczną (kataklastyczną) ewolucją masywu strzelińskiego w okresie hercyńskim były dwa zespoły faktów geologicznych oraz wypływające z nich wnioski i przypuszczenia. Jeden zespół obejmował dane dotyczące petrogenetycznej charakterystyki skał magmowych masywu. Drugi zespół grupował dane o tektonice nieciągłej jego skał metamorficznych. Dla zgromadzenia tych zespołów danych autorzy, zajmując się oddzielnymi dziedzinami, zastosowali metody badawcze właściwe opracowywanym przez siebie zagadnieniom. Oddzielnie więc został ustalony przypuszczalny model rozwoju intruzji. Również niezależnie na podstawie kryteriów strukturalno-teksturalnych i petrograficznych został ustalony wieloetapowy przebieg kataklastycznej deformacji skał osłony.

W przypadku rozważań nad powstaniem intruzji pojawiła się konieczność udzielenia odpowiedzi na pytanie o skutki kinetycznych zjawisk magmowych wywołane w skałach osłony, ponieważ w nich dochodziło do zmiany wielkości i kierunków działania naprężeń. Natomiast podczas badania skał kataklastycznych zachodziła konieczność wnioskowania o warunkach mechanicznych powstawania stref deformacyjnych poszczególnych systemów nieciągłości oraz poszukiwania przyczyn przemian strukturalnych. Z zestawienia kolejnych faz rozwoju intruzji i etapów deformacji kataklastycznej wynika przypuszczenie o istnieniu między nimi ścisłej korelacji. Na związek powstawania uskoków z działalnością magmą w podłożu wskazują Noakes (1957, *fide* Jaroszewski, 1980) i Oen Ing Soen (1970). Podobnie Kents (1964) w pulsacji magmy rozwijających się batolitów upatruje przyczyny lokalnych zaburzeń tektonicznych i powstania brekcji. Z lokalną ruchliwością pionową powodowaną magmatyzmem lub halokinezą wiąże się powstanie różnorodnych zespołów uskoków (Jaroszewski, 1980).

W obszarze objętym kinetycznym oddziaływaniem magm nastąpił znaczny wzrost naprężeń. Podnoszenie lub subsydencja dachu generowały w nim naprężenia ścinające, które doprowadziły do powstania stromych uskoków normalnych lub odwróconych. W stropie wypiętrzanego dachu, obok ścinających, pojawiły się naprężenia rozciągające. Poza tym, w wyniku pojawienia się dodatkowego obciążenia, pochodzącego od intrudującej magmy, nastąpił wzrost ciśnienia roztworów w przestrzeniach porowych skał osłony. Można przypuszczać, że był on spowodowany sprężystym zaciskaniem porów. W wyniku tego zjawiska, po spełnieniu warunków mechanicznych i hydraulicznych, określonych przez Jaegera (1963), Secora (1965) i Phillipsa (1972), mogły rozwinąć się szczeliny ekstensyjne. Jest to hydrauliczne pęknięcie. Lokalne zagęszczenia tak powstałych spękań prowadziły do powstania różnego kształtu gniazd mikrobrecji hydraulicznych. Tak więc z przekroczeniem wytrzymałości skał na ścinanie wiąże się obecność geometrycznie regularnych stref przemian kataklastycznych, natomiast wzrost ciśnienia roztworów ponad wytrzymałość skał na rozciąganie objawia się obecnością nieregularnych obszarów mikrobrecji hydraulicznych.

Efektom petrograficznym pierwszej iniekcji magmy zasadowej do zbiornika

magmy kwaśnej są stwierdzone autolity diorytowe w tonalicie. Jej przejawem strukturalnym w skałach osłony są, jak się wydaje, mikrobreczki hydrauliczne pierwszej generacji (Fig. 8). Wyrzuciły one powstanie uskoku zespołu *I*. Najpierw miały miejsce odkształcenia ekstensyjne, a następnie ścięciowe. Deformacja ścięciowa powodowała wyodrębnienie się części ośrodka skalnego i ich wzajemne przemieszczenie, natomiast mikrobreczki hydrauliczne powstały bez udziału czynnika kinetycznego (ruchu fragmentów osłony względem siebie). Wystarczył na to przyrost obciążenia w postaci impulsu mechanicznego, idącego od zbiornika z magmą. Powstała w ten sposób fala naprężeń, prawdopodobnie stosunkowo szybko objęła

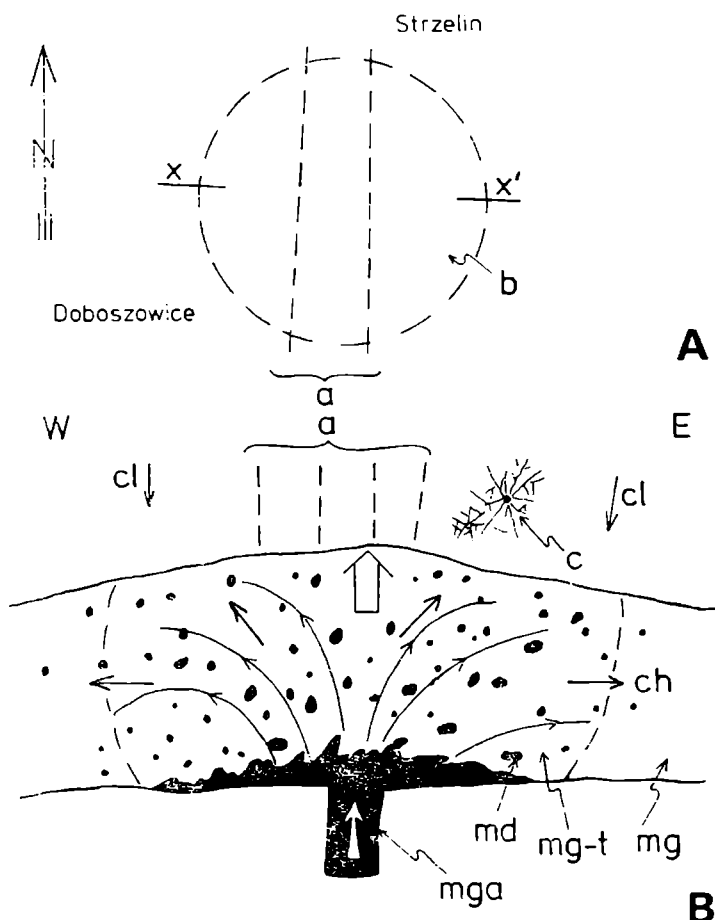


Fig. 8. Pierwsza iniekcja magmy bazaltowej w obręb magmy granitowej. *A*: *a* – plan przebiegu przypuszczalnej strefy dyslokacyjnej według Cloosa (1922), *b* – przypuszczalna granica obszaru podwyższonego ciśnienia roztworów zawartych w skałach i zasięgu hydraulicznego brekcjowania, *x-x'* – linia przekroju. *B*: przekrój: *a* – strefa dyslokacyjna, *c* – hydrauliczne brekcjowanie skał osłony dachowej, *cl* – ciśnienie litostatyczne, *ch* – ciśnienie hydrauliczne magmy, *mg* – magma granitowa, *md* – magma diorytowa, *mga* – magma bazaltowa, *mg-t* – magma o składzie pośrednim granitowo-tonalitowym

Fig. 8. First injection of basaltic magma into granitic magma. *A*: *a* – plan of dislocation zone according to Cloos (1922), *b* – inferred limits of the area of increased pressure of solutions in cover rocks and extent of the hydraulic fracturing, *x-x'* – line of cross-section. *B*: cross-section; *a* – dislocation zone, *c* – hydraulic fracturing of roof cover rocks, *cl* – lithostatic pressure, *ch* – hydraulic pressure of magma, *mg* – granitic magma, *md* – dioritic magma, *mga* – basaltic magma, *mg-t* – mixed granite-tonalite magma

swoim oddziaływaniem skały osłony. Tempo przyrostu w nich naprężeń było przypuszczalnie duże, bo tylko takie doprowadzić mogło do deformacji ekstensyjnej w obecności roztworów, jeżeli istniała możliwość ich odsączenia od skały. Możliwość taka istniała, ponieważ skały pozornie nieporowate, do których intuicyjnie zaliczyć można badane skały osłony, wykazują przepuszczalność wystarczająco wysoką (por. Hubbert & Rubey, 1959), aby zawarte w nich roztwory mogły swobodnie przemieszczać się w miarę wzrostu gradientu hydraulicznego (por. Fyfe *et al.*, 1978). W związku z powyższym słuszne wydaje się istnienie powiązań genetycznych między pierwszą iniekcją magmy zasadowej do zbiornika magmy kwaśnej i pierwszą generacją mikrobrekcji hydraulicznych w skałach osłony metamorficznej.

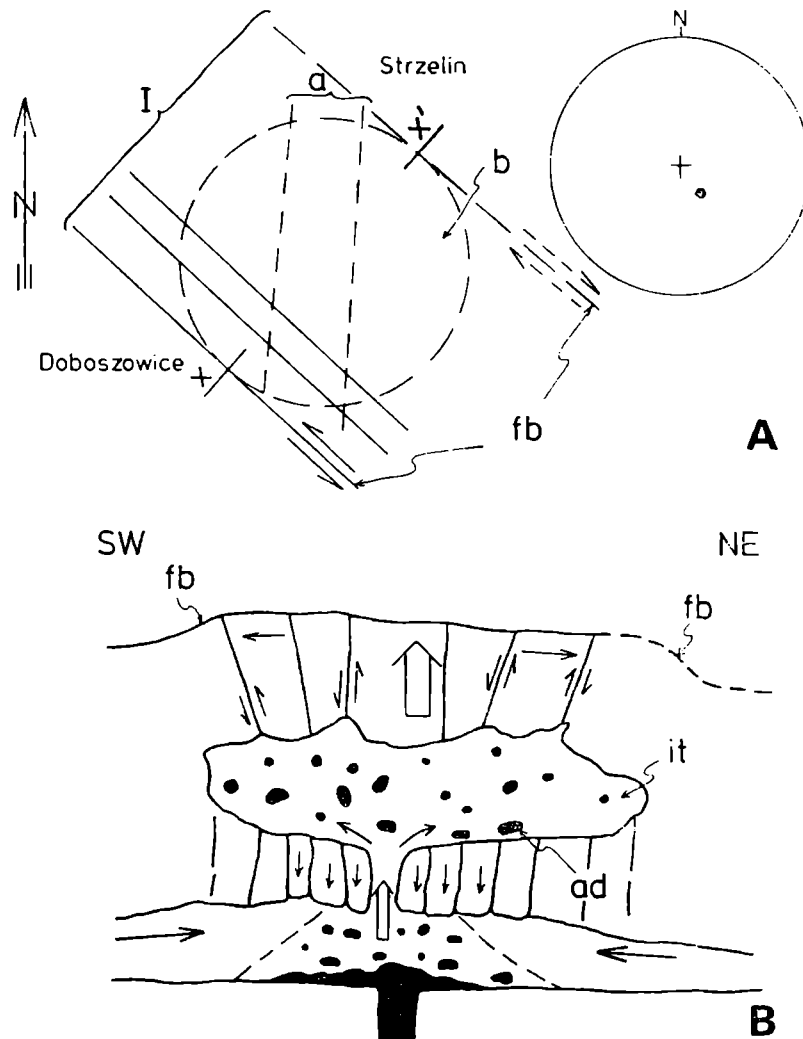


Fig. 9. Formowanie się intruzji tonalitowej. *A*: plan przebiegu stwierdzonej (SW) i przypuszczalnej (NE) fleksury brzeżnej (*fb*) o charakterze zrzutowo-przesuwczym oraz uskoków zespołu *I*; *a* – przypuszczalna strefa dyslokacyjna według Cloosa (1922), *b* – obszar podnoszony, *x–x'* – linia przekroju; po prawej stronie diagram orientacji przypuszczalnego kierunku podnoszenia skał osłony dachowej (rzut na dolną półkulę siatki Schmidta). *B*: przekrój; *it* – intruzja tonalitowa, *fb* – fleksura brzeżna, *ad* – autolity diorytowe

Fig. 9. Formation of tonalitic intrusion. *A* – plan of recognized (SW) and inferred (NE) marginal flexure (*fb*) of a strike and dip slip nature and of fault system *I*; *a* – inferred dislocation zone according to Cloos (1922), *b* – elevation area, *x–x'* – line of cross-section; on the right – orientation of inferred direction of the roof cover rocks uplift (lower hemisphere, Schmidt net). *B* – cross-section; *it* – tonalitic intrusion, *fb* – marginal flexure, *ad* – dioritic autoliths



Iniekcja magmy zasadowej poprzedziła powstanie magmy mieszanej i jej intruzję ku górze. Formująca się intruzja zasadniczo tonalitowa podnosiła skały osłony dachowej. Powstały wówczas uskoki zespołu *I*, biegnące w kierunku NW-SE, wchodzące w skład brzeżnych stref fleksurowo-uskokowych (Fig. 9). Skłon fleksury południowo-zachodniej został stwierdzony w trakcie prac terenowych prowadzonych przez autorów tego artykułu (Fig. 10), natomiast istnienie fleksury północno-wschodniej jest przypuszczalne. W pobliżu SW skłonu fleksuralnego bieg foliacji w gnejsach uległ reorientacji z kierunku SW-NE do kierunku NW-SE, a w skrajnych przypadkach do W-E. Nastąpiła równoczesna reorientacja lineacji ziarna z kierunku  $210-220^{\circ}/18^{\circ}$

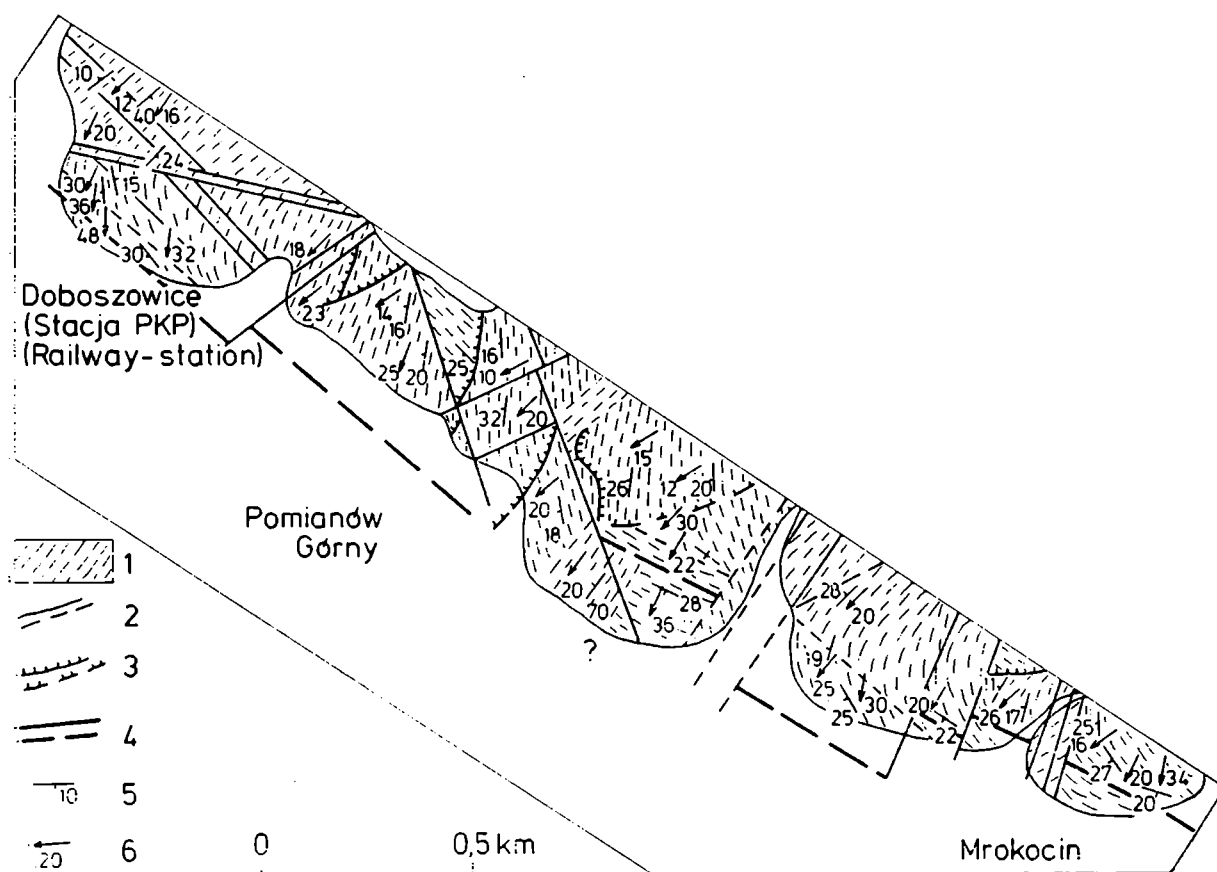


Fig. 10. Mapa geologiczna fragmentu południowo-zachodniej części osłony granitu strzelińskiego, strefa fleksurowo-uskokowa. 1 – gnejsy, 2 – uskoki stwierdzone i przypuszczalne, 3 – nasunięcia stwierdzone i przypuszczalne, 4 – oś fleksury brzeżnej stwierdzona i przypuszczalna, 5 – bieg i upad foliacji, 6 – bieg i upad lineacji ziarna

Fig. 10. Geological map of SW part of the Strzelin massif cover. Flexure-fault zone. 1 – gneisses, 2 – faults recognized and inferred, 3 – overthrusts recognized and inferred, 4 – axis of flexure recognized and inferred, 5 – orientation of foliation, 6 – orientation of grain lineation

do  $160^{\circ}/60^{\circ}$  w skrajnym przypadku. W miejscu, gdzie powierzchnia foliacji przechodzi w powierzchnię ślizgową, zanika lineacja ziarna, a pojawiają rysy ślizgowe (Fig. 11). Kierunek reorientacji foliacji i lineacji wskazuje na zrzutowo-przesuwczy charakter tej struktury. Jej skrzydło zrzucone zostało przemieszczone ku SE. Brak jest danych pozwalających tutaj ocenić wielkość przesuwu. Przesunięcie poziome

ku SE południowo-zachodniego skrzydła uskoku Wyżnej, należącego do zespołu *I*, zostało ocenione przez Oberca (1966) na ponad 0,5 km. Strukturalnie stwierdzony sposób reorientacji, jak się wydaje, wskazuje na skośne działanie sił wypiętrzających skały osłony. Magma dźwigając je naciskała od dołu z SE stromo w górę ku NW (Fig. 9A).

Z kolei korozja dachu i, w miarę stygnięcia magmy, jego stopniowa subsydencja wywołały powstanie pola kompresji tangencjalnej w kierunku NW-SE, a w związku z tym doprowadziły do powstania odwróconych uskoków sprzężonych i komplementarnych zespołu *II* (Fig. 2) oraz odmłodzenia uskoków zespołu *I*. Jeżeli potraktujemy uskoki zespołu *II* jak serię par powierzchni odwrotnych (Ramsay, 1962), możliwe jest przeprowadzenie ich mechanicznej interpretacji. Oś naprężenia po-

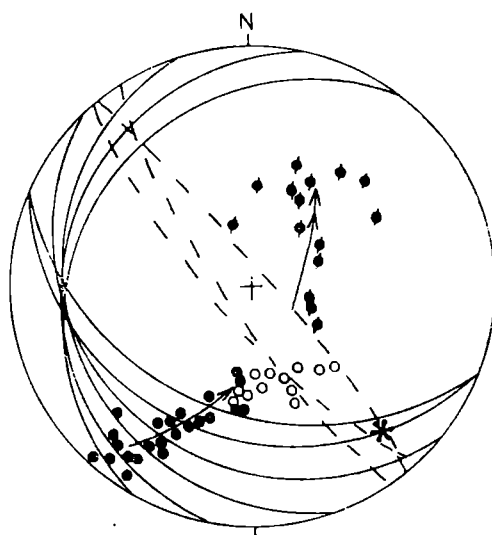


Fig. 11. Diagram lineacji (pełne kółka) zdeformowanej na skłonie fleksury zrzutowo-przesuwczej; stacja kolejowa Doboszowice. Dolna półkula siatki Schmidta; puste kółka — rysy ślizgowe, przekreślone pełne kółka — bieguny powierzchni foliacji, linie przerywane — uskoki zespołu *I*, linie ciągłe — zrotowana foliacja gnejsów, strzałki pojedyncze — kierunek rotacji lineacji ziarna, strzałki podwójne — kierunek rotacji foliacji, gwiazdka — oś fleksury

Fig. 11. Diagram showing orientation of lineation (solid circles) deformed in flexural zone; railway station Doboszowice. Lower hemisphere, Schmidt net; hollow circles — fault striae, stroked circles — foliation, dashed lines — fault system *I*, solid lines — rotated foliation, single arrow — direction of rotation of grain lineation, double arrow — direction of rotation of foliation, asterisk — flexure axis

średniego  $\sigma_2$  odpowiada krawędzi przecięcia powierzchni uskokowych i zapada łagodnie ku SW. Osie naprężeń najmniejszego  $\sigma_3$  i największego  $\sigma_1$  pokrywają się z dwusiecznymi kątów dwuściennych utworzonych przez powierzchnie uskokowe (Fig. 12). Oś naprężeń największych pokrywa się z kierunkiem nacisków tangencjalnych.

Jest to stan napięcia właściwy płytkim piętom strukturalnym i obszarom o znacznej ruchliwości pionowej (Jaroszewski, 1980). Pod względem mechanicznym stanowi

on przykład układu kompresyjnego. Układy takie mogą być wywołane lokalną lub regionalną ruchliwością pionową mas skalnych, polegającą na ich wydzwiganiu lub kolapsacji. Podczas wydzwigania, oprócz obszarów ścinania, powstają obszary

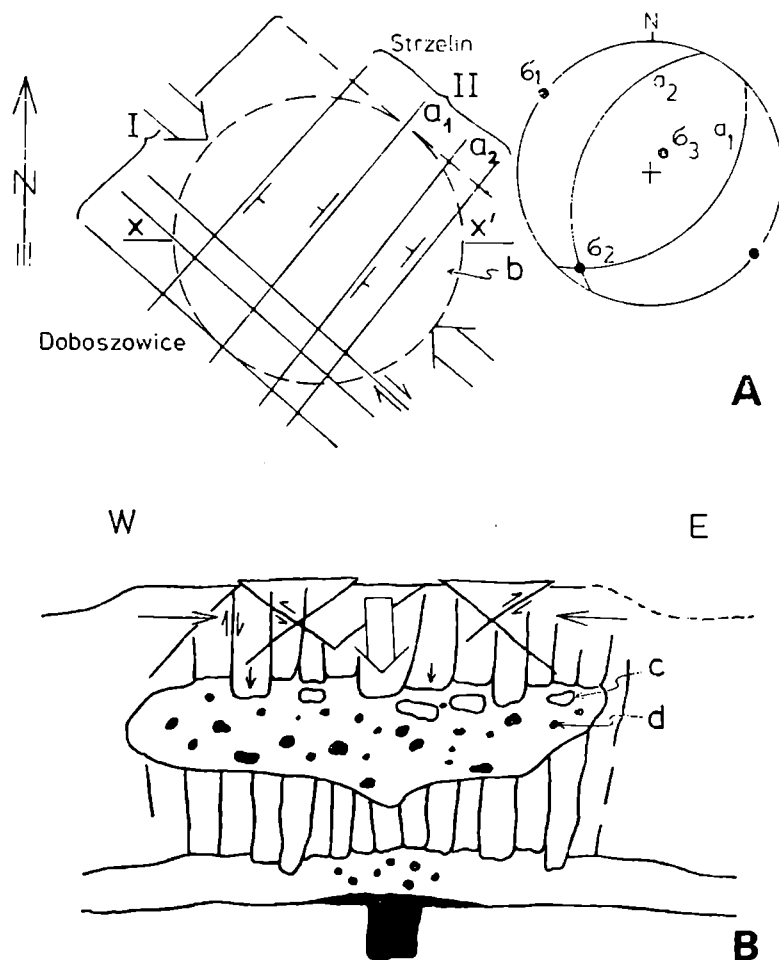


Fig. 12. Powstanie stabilnego zbiornika i krzepnięcie intruzji tonalitowej. *A*: plan przebiegu uskózków zespołu *II* oraz orientacja nacisków tangencjalnych (duże strzałki);  $a_1$ ,  $a_2$  – uskoki sprzężone i komplementarne zespołu *II*, *b* – obszar subsydencji dachu, strzałki małe – ponowienie ścięć wzdłuż uskózków zespołu *I*,  $x-x'$  – linia przekroju. *B*: przekrój; *c* – ksenolity skał osłony w obrębie intruzji tonalitowej, *d* – autolity diorytowe, strzałki poziome – kierunek kompresji wywołanej subsydencją dachu

Fig. 12. Formation of stabile chamber and solidification of tonalitic intrusion. *A*: plan of faults of system *II* and orientation of tangential forces (large arrows);  $a_1$ ,  $a_2$  – conjugate faults of system *II*, *b* – area of roof subsidence, small arrows – repetition of shearing along faults of system *I*,  $x-x'$  – line of cross-section. *B*: cross-section; *c* – xenoliths of the cover rocks in tonalitic intrusion, *d* – dioritic autoliths, horizontal arrows – direction of compression during subsidence of the roof

rozciągania i grupują się one w grzbietowych partiach wypiętrzonych skał (Michalew, 1973, *vide* Jaroszewski, 1980). Takie zróżnicowanie naprężeń wynika z dążenia do skrócenia warstw leżących w brzeżnych częściach strefy wypiętrzania (uskoki odwrócone, łagodnie nachylone) i z niedoboru powierzchni okrywy w cen-

tralnej części (rozciąganie — normalne uskoki sprzężone). Należy odróżnić kolapsację obszaru niewypiętrzonego od kolapsacji obszaru wcześniej wypiętrzonego. W pierwszym przypadku (ubytek mas podścielających dany poziom strukturalny) pojawią się naprężenia rozciągające (niedobór powierzchni), a jedynie w górnej części centrum obszaru będzie działało ściskanie. Powstaną wówczas sprzężone uskoki normalne, a w centrum połogie uskoki odwrócone lub niewielkie nasunięcia (Fig. 13A). W drugim przypadku, w wyniku nadmiaru powierzchni wytworzy się kompresja. W takich warunkach utworzą się sprzężone uskoki odwrócone, a w strefach brzeżnych mogą powstać małe nasunięcia ku osi zapadającego się obszaru (Fig. 13B).

Z trzech rozpatrzonych możliwych przypadków tylko jeden warunkuje równoczesne istnienie odwróconych uskoków sprzężonych, brak uskoków normalnych oraz działanie nacisków poziomych. Warunki takie spełnione są podczas subsydencji obszaru wcześniej wypiętrzonego. Na podstawie zgodności tego modelu

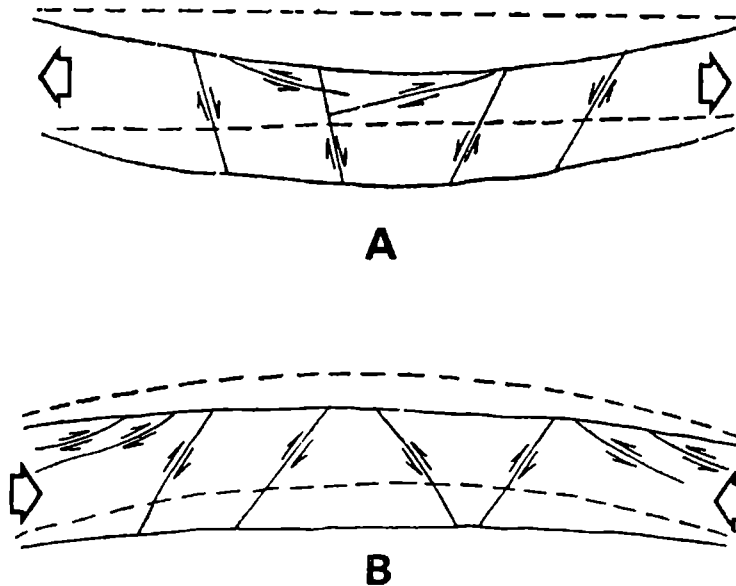


Fig. 13. Schemat powstawania uskoków i nasunięć podczas subsydencji w obszarze niewypiętrżonym (A) i w obszarze wcześniej wypiętrżonym (B)

Fig. 13. A scheme of the orientation of faults and overthrusts during subsidence of unelevated (A) and earlier elevated (B) areas

z zespołem zaobserwowanych faktów geologicznych można przyjąć, że subsydencja dachu powstałej intruzji była bezpośrednią przyczyną powstania uskoków zespołu II.

Druga intruzja, granitowa, była poprzedzona ponowną iniekcją magmy zasadowej, co w osłonie objawiło się powstaniem hydraulicznych brekcji spękanio-owych drugiej generacji (Fig. 14). Są one rozwinięte na niewielką skalę, a fakt ten znajduje uzasadnienie w znacznym już wówczas udrożnieniu ośrodka skalnego powstałymi uskokami zespołu I i II. Migracja intruzji granitowej ku górze mogła być przyczyną powstania dużych południkowych uskoków zespołu III (Fig. 15)

o szerokich szczelinach wypełnionych brekcjami okruszowymi (ponowne i bardzo znaczne podnoszenie dachu). Kolejna subsydencja objawiła się ponowieniem ruchu wzdłuż uskoków zespołu II oraz powstaniem znacznych nacisków tangencjalnych w kierunku W-E do SW-NE (Fig. 16), które były przyczyną tworzenia się licznych,

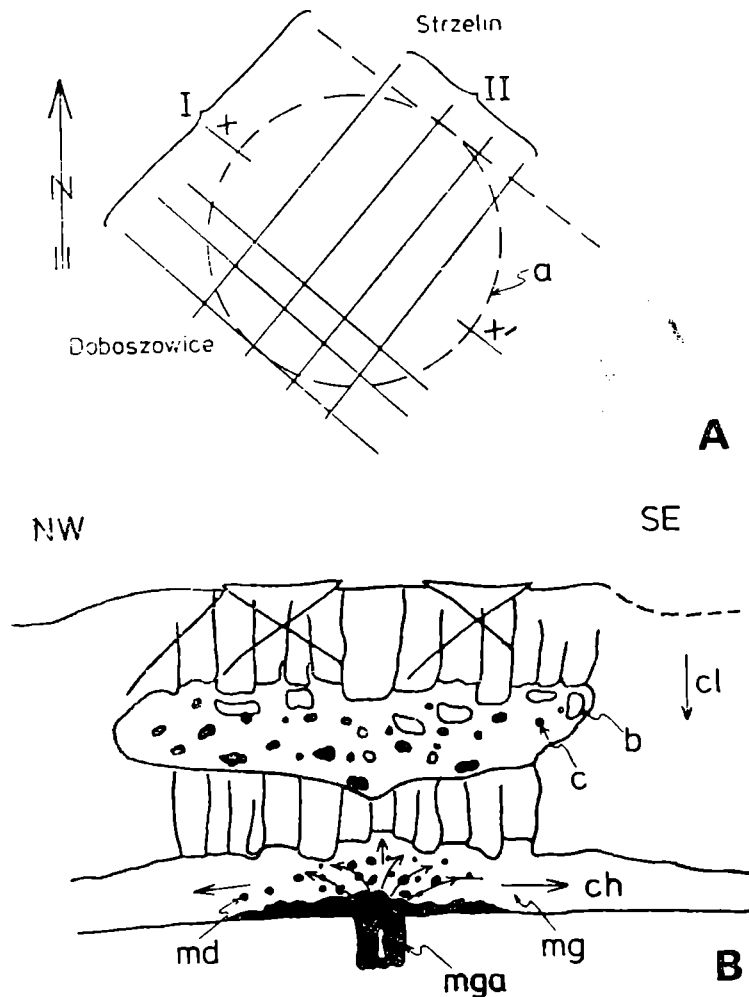


Fig. 14. Druga iniekcja magmy bazaltowej w obręb magmy granitowej. *A*: schematyczny plan obszaru Strzelin–Doboszowice; *a* – przypuszczalny obszar podwyższonego ciśnienia roztworów oraz hydraulicznego brekcjowania skał osłony, powstanie spękaniaowych brekcji hydraulicznych drugiej generacji, *x–x'* – linia przekroju. *B*: przekrój; *b* – ksenolity skał osłony, *c* – autolity diorytowe, *cl* – ciśnienie litostaticzne, *ch* – ciśnienie hydrauliczne, *mg* – magma granitowa, *md* – magma diorytowa, *mga* – magma bazaltowa

Fig. 14. Second injection of basaltic magma into granitic magma. *A*: schematic plan of Strzelin--Doboszowice area; *a* – inferred area of increased solution pressure in cover rocks and of hydraulic fracturing, development of hydraulic fracture breccias of second generation, *x–x'* – line of cross-section. *B*: cross-section; *b* – xenoliths of cover rocks, *c* – dioritic autoliths, *cl* – lithostatic pressure, *ch* – hydraulic pressure, *mg* – granitic magma, *md* – dioritic magma, *mga* – basaltic magma

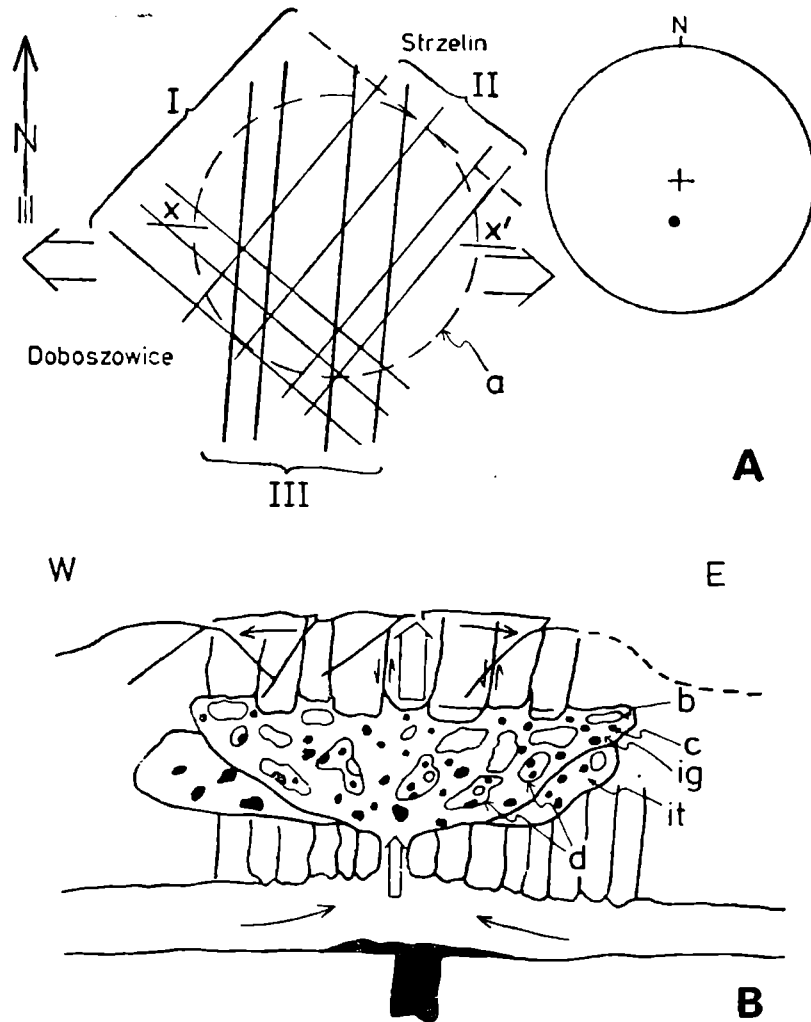


Fig. 15. Formowanie się intruzji granitowej. *A*: plan przebiegu uskoków zespołów *I–III* oraz kierunku działania sił rozciągających (duże strzałki); *a* – przypuszczalny zasięg podnoszenia skał osłony; po prawej stronie diagram orientacji kierunku wznoszenia się intruzji granitowej (rzut na dolną półkulę siatki Schmidta). *B*: przekrój: *ig* – intruzja granitowa, *it* – intruzja tonalitowa, *b* – ksenolity skał metamorficznych, *c* – autolity diorytowe w granicie, *d* – autolity tonalitowe z enklawami diorytu i ksenolitami skał osłony tkwiące w granicie (autolity „podwójne”); strzałki poziome – kierunek działania sił rozciągających

Fig. 15. Formation of granitic intrusion. *A*: plan of fault systems *I–III* and of tension forces orientations (large arrows); *a* – inferred extent of elevation of cover rocks; on the right – diagram showing orientation of raising direction of granitic intrusion (Schmidt net, lower hemisphere). *B*: cross-section: *ig* – granitic intrusion, *it* – tonalitic intrusion, *b* – xenoliths of metamorphic rocks, *c* – dioritic autoliths within granite, *d* – tonalitic autoliths with enclosures of diorite and xenoliths of cover rocks (“double” autoliths), occurring together in granite; horizontal arrows – direction of tension forces

lecz niewielkich nasunięć. W strefach nasunięć stwierdzono trzy generacje mylonitów, co dowodzi trójdzielności ostatniego etapu przemian kataklastycznych. Ta wielodzielność mogła być spowodowana kilkakrotnym podnoszeniem i zapadaniem się dachu lub, co wydaje się bardziej prawdopodobne, stopniowym, skokowym jego osiadaniem w miarę krzepnięcia intruzji.

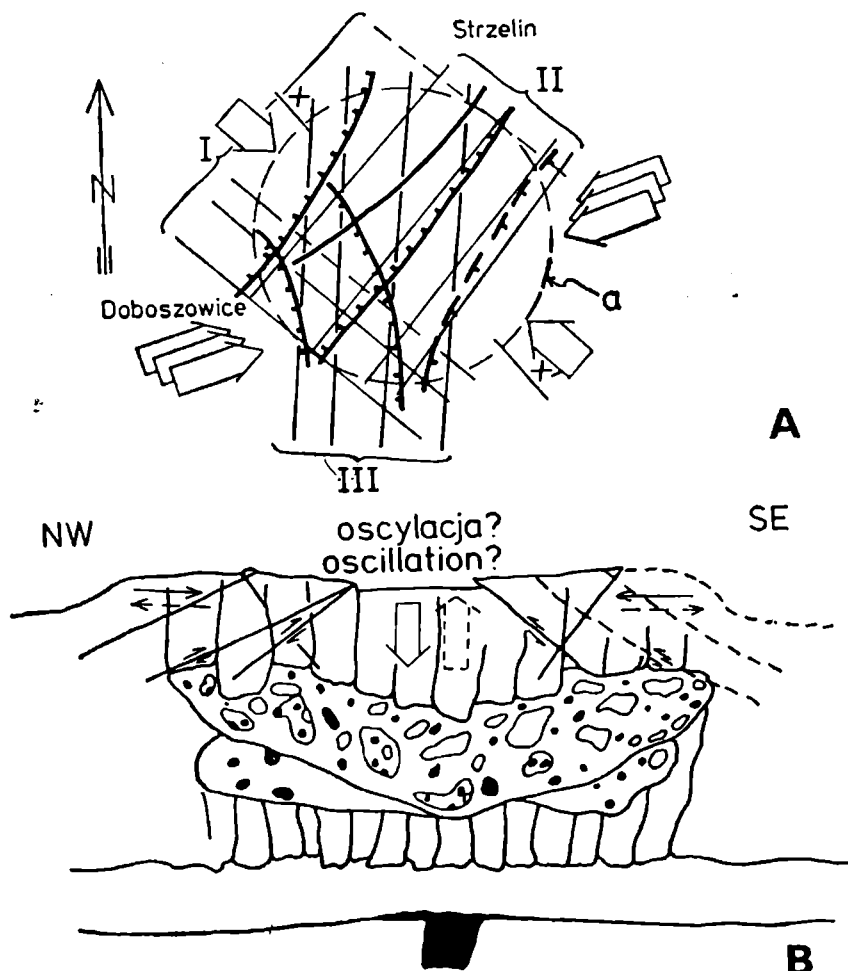


Fig. 16. Końcowy etap rozwoju i krzepnięcie intruzji mieszanej. *A*: plan przebiegu uskoków zespołów *I–III* oraz nasunięć ku osi intruzji; strzałki – kierunek działania tangencjalnych nacisków wywołujących nasunięcia, strzałki potrójne – kierunek ponawiania ruchu wzdłuż nasunięć z SW ku NE, *a* – granice subsydencji skał osłony dachowej. *B*: przekrój

Fig. 16. Final stage of development and solidification of mixed-type intrusion. *A*: plan of fault systems *I–III* and of overthrusts directed towards the intrusion axis; arrows – directions of horizontal movements, triple arrows – direction of repetition of movement along overthrusts from SW to NE, *a* – extent of subsidence of roof rocks. *B*: cross-section

## PODSUMOWANIE

Kolejne etapy rozwoju intruzji strzelińskiej i kataklazy skał metamorficznej osłony przypuszczalnie przedstawiają się następująco:

### Cykl *A*

1. Iniekcja magmy zasadowej i jej „rozpylenie” w magmie granitowej. Powstanie magmy wtórnej o składzie granodiorytu. Wzrost temperatury i ciśnienia oraz powstanie prądów konwekcyjnych unoszących autolity ku górze. Nagły wzrost ciśnienia roztworów w skałach osłony i powstanie hydraulicznych brekcji spękaniaowych pierwszej generacji (Fig. 8). Zjawiska te miały miejsce przypuszczalnie w późnym wizenie.

2. Migracja intruzji ku górze, powstanie stabilnego zbiornika i tworzenie się skontaminowanej magmy o składzie zbliżonym do tonalitu na skutek korozji oraz asymilacji. Powstanie w skałach osłony dachowej uskoków zespołu *I* oraz brzeżnych fleksur zrzutowo-przesuwczych, świadczących o podnoszeniu dachu nie w kierunku pionowym, lecz stromo w górę z SE ku NW (Fig. 9). Powyższe miało przypuszczalnie miejsce w wyższej części późnego wizenu.

3. Zamknięcie dolnego kanału doprowadzającego i ustanie ruchów tektonicznych w osłonie dachowej. Rekrystalizacja produktów kruszenia i powstanie myloblastytów.

4. Pochłanianie skał osłony, korozja dachu, częściowe powiększanie się intruzji i kontaminacja magmy. Spadek temperatury i ciśnienia, subsydencja dachu. Powstanie uskoków zespołu *II* na skutek zapadania się stropu intruzji (Fig. 12). Ponownienie ruchu na uskokach zespołu *I*.

5. Rekrystalizacja produktów kruszenia i powstanie blastomylonitów.

#### Cykl *B*

6. Druga iniekcja magmy zasadowej i jej „rozpylenie” w magmie granitowej. Uaktywnienie mobilnej magmy granitowej. Wzrost temperatury i ciśnienia oraz powstanie prądów konwekcyjnych. Ponowna migracja autolitów ku górze. Powstanie hydraulicznych brekcji spękaniowych drugiej generacji (Fig. 14).

7. Ponowna migracja intruzji ku górze. Przecinanie i rozrywanie skał pierwszej intruzji oraz zawartych w nich bloków diorytowych przez magmę granitową, co prowadzi do powstania autolitów „podwójnych”. Słaba kontaminacja i asymilacja. Podnoszenie dachu i powstanie uskoków zespołu *III*. Drugie ponownienie ruchu na uskokach zespołu *I* (Fig. 15). Prawdopodobnie zjawiska te miały miejsce tuż przed stefanem.

8. Końcowy etap rozwoju intruzji mieszanej. Spadek ciśnienia i temperatury, subsydencja skał osłony dachowej i odmłodzenie uskoków zespołu *II*. Krystalizacja plutonu i powstanie nasunięć (Fig. 16).

#### LITERATURA CYTOWANA — REFERENCES

- Barriere, M., 1977. *Le complexe de Ploumanac'h (massif Armoricaïn)*. Brest, 291 pp.
- Bereś, B., 1969. Petrography of granite of the environments of Strzelin. *Arch. Miner.*, 28 (2): 5–105.
- Blake, D. H., Elewell, R. W. D., Gibson, I. L., Skelhorn, R. R. & Walker, G. P. L., 1965. Some relationship resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 121: 31–41.
- Borkowska, M., 1956. Granite from Strzelin, Lower Silesia, Poland, and associated crystalline rocks. *Arch. Miner.*, 19 (1): 17–35.
- Borkowska, M., 1959. Granitoidy kudowskie na tle głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. On the granitoids of Kudowa, as compared with the main types of the acid intrusions of the Sudetic Mts and Sudetic Foreland. *Arch. Miner.*, 21(2): 229–378.
- Borkowska, M., 1972. Feldspars of some variscan granitoids of Eastern Lower Silesia and their crystallization conditions. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Géol. Géogr.*, 20 (3): 175–186.
- Borkowska, M., 1973. Variscan granitoids of the Sudetes and their foreland. In: *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie. La guide à XV-e Session de l'AZOPRO*. Wyd. Geol. Warszawa, pp. 29–44.



- Cantagrel, J. M., Didier, J. & Gourgaud, A., 1984. Magma mixing: origin of intermediate rocks and "enclaves" from volcanism to plutonism. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35: 63–76.
- Cloos, H., 1921. *Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge*. Sammlung Vieweg. Braunschweig.
- Cloos, H., 1922. *Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze*. Berlin. 107 pp.
- Didier, J., 1973. *Granites and their enclaves*. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- Didier, J. & Lameyre, J., 1969. Interpretation du gisement et des enclaves des roches granitiques dans le Massif Central Français. *C. R. Acad. Sci.*, 268: 1468–1469.
- Didier, J., Duthou, J. L. & Lameyre, J., 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Volc. Geoth. Res.*, 14: 125–132.
- Dyjur, S., Dendewicz, A., Grodzicki, A. & Sadowska, A., 1978. Neogeńska i staroplejstocenińska sedimentacja w obrębie stref zapadliskowych rowów Paczkowa i Kędzierzyna. The Neogene and old-Pleistocene sedimentation in the Paczków and Kędzierzyn graben zones, Southern Poland. *Geol. Sudetica*, 13 (1): 31–62.
- Fyfe, W. S., Price, N. J. & Thompson, A. B., 1978. *Fluids in the Earth's Crust*. Elsevier, Amsterdam, 384 pp.
- Grocholski, W., 1967. Tektonika Gór Sowich. Structure of the Sowie Mts. *Geol. Sudetica*, 3: 181–249.
- Hietanen, A., 1973. Geology of the Pluga and Bucks Lake quadrangles, Butte and Pluman Counties, California. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 731: 66 pp. Washington.
- Holland, T. H., 1900. The charnockite series, a group of archaean hypersthenic rocks in peninsular India. *Geol. Surv. India Mem.*, 28 (2): 215–218.
- Hubbert, M. K. & Rubey, W. W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Pt. I, Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 70: 115–166.
- Jaeger, J. C., 1962. *Elasticity, fracture and flow*. Methuen, London, 208 pp.
- Jaeger, J. C., 1963. Extension failures in rocks subject to fluid pressure. *J. Geophys. Res.*, 68: 6066–6067.
- Jaroszewski, W., 1980. *Tektonika uskoków i fałdów*. Wyd. Geol., Warszawa, 360 pp.
- Kents, P., 1964. Special braccias associated with hydrothermal developments in the Andes. *Econ. Geol.*, 59: 1551–1563.
- Lacroix, A., 1893. *Les enclaves roches volcaniques*. Protat, Mâcon, 770 pp.
- Lorenc, M., 1981. *Petrogeneza enklaw w masywie granitoidowym Strzelina*. Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych PAN, Warszawa (praca doktorska, niepublikowana – unpublished), 168 pp.
- Lorenc, M., 1984a. Petrogeneza ksenolitów w granitoidach strzelińskich. Petrogenesis of xenoliths in the Strzelin granitoids. *Geol. Sudetica*, 18 (2): 133–163.
- Lorenc, M., 1984b. Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzelińskich. Endogenous enclosures (autoliths) as evidence of magmatic origin of the Strzelin granitoids. *Geol. Sudetica*, 19 (1): 75–95.
- Lorenc, M. & Lewczuk, L., 1981. On the occurrence of quartz diorites in the northern part of the Strzelin granitoid massif, Lower Silesia. *Bull. Acad. Pol. Sci., Terre*, 29 (3): 199–209.
- Mason, R., 1978. *Petrology of the metamorphic rocks*. George Allen and Unwin, London/Thomas Murly, Boston–Sydney. 254 pp.
- Morawski, T., 1973. Granity masywu Strzelin–Żulowa. *Kwart. Geol.*, 17: 924–925.
- Oberc, J., 1966. Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. Geology of crystalline rocks of the Wzgórz Strzelińskie hills, Lower Silesia. *Stud. Geol. Polon.*, 20: 107 pp.
- Oberc, J., 1972. Sudety i obszary przyległe. In: W. Pożaryski (ed.), *Budowa geologiczna Polski*, 4 (2), *Tektonika*. Wyd. Geol., Warszawa, 307 pp.
- Oen Ing Soen, 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Min.*, 81: 271–298.
- Pacholska, A., 1978. Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich.

- On the tectonic breccias at southern edge of the Sowie Góry gneiss block. *Geol. Sudetica*, 13 (1): 41–63.
- Pacholska, A., 1980. Rozwój brekcji tektonicznych i osadowych dolnego karbonu przy południowej krawędzi bloku sowiogórskiego. Development of tectonic and sedimentary braccias of Lower Carboniferous age at southern margin of the Sowie Góry block. In: T. Gunia (ed.), *Rozwój struktury bardzkiej w świetle nowych badań stratygraficznych, sedimentologicznych i tektonicznych. Development of the Bardo Structure (Sudetes) on the basis of the stratigraphical, sedimentological, and tectonical investigations. Materiały Konferencji Terenowej, Srebrna Góra 20–21 września 1980*. Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław, pp. 61–70.
- Paquet, J., Francois, P. & Nedelec, A., 1981. Effect of partial melting on rock deformation: experimental and natural evidences on rocks of granitic composition. *Tectonophysics*, 78: 545–565.
- Peck, D. L. & Wones, D. R., 1980. Origin and evolution of granitic magmas. *Geology*, 8 (9): 452–453.
- Phillips, W. J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *J. Geol. Soc., London*, 128: 337–355.
- Pitcher, W. S., 1978. The anatomy of batholith. *J. Geol. Soc. London*, 135: 157–182.
- Pitcher, W. S., 1979. The nature, ascent and emplacement of granite magmas. *J. Geol. Soc. London*, 136: 627–662.
- Ramsay, J. G., 1962. The geometry of conjugate fold systems. *Geol. Mag.*, 99 (6): 516–526.
- Ryka, W. & Maliszewska, A., 1982. *Słownik petrograficzny*. Wyd. Geol., Warszawa, 403 pp.
- Secor, D. T., 1965. Role of fluid pressure in jointing. *Amer. J. Sci.*, 263 (8): 633–646.
- Sparks, S. R. J., Sigurdson, E. & Wilson, L., 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267 (5609): 315–318.
- Taylor, W. P., 1976. Intrusion and differentiation of granitic magma at high level of the crust: the Puscao Pluton, Lima Province, Peru. *J. Petrol.*, 17 (2): 194–218.
- Wojnar, B., 1977. Petrografia granitu z Górkki Sobockiej na bloku przedsudeckim. The petrography of granites of Górkka Sobocka (Fore–Sudetic Block). *Pr. Geol. Miner.*, 6: 139–156.
- Wójcik, L., 1968. The Strzelin granitoid massif and its cover. Granitoidowy masyw strzeliński i jego osłona. *Biul. Inst. Geol.*, 227: 121–141.

### Summary

## INFERRED GENETIC CONNECTION BETWEEN MIXED-TYPE MAGMATIC INTRUSION DEVELOPMENT AND FORMATION OF FAULTS IN METAMORPHIC COVER: EXAMPLE OF STRZELIN MASSIF (LOWER SILESIA, POLAND)

Stanisław Achramowicz & Marek Lorenc

### INTRODUCTION

The Strzelin massif is one of the main geological units of the Fore-Sudetic Block. It is situated between Strzelin and Doboszowice (Fig. 1). It is mainly built of Hercynian granitoids, the remaining part is a metamorphic cover, attributed by Oberc (1966) to two rock units of different age: Proterozoic and Devonian ones.

Cyclicity in development of the magmatic rocks of the massif was established on grounds of petrographical studies of the Hercynian Strzelin granitoids and their

enclaves (Lorenc, 1981, 1984a, b; Lorenc & Lewczuk, 1981). Independent structural research realised in the same time by the first author within the metamorphic cover of the granitoids, coupled with petrographic analysis of cataclastic rocks occurring in this cover. The present paper presents an attempt at determining connection between the magmatic and cataclastic processes in the Strzelin massif.

### GRANITIDS AND THEIR ENCLAVES

The most common and typical rock in the northern part of the massif is biotite granite (Fig. 2). Only locally occur other kinds of granitoids, e.g. lighter and finer-grained granite from Gromnik Hill, bimicaceous granite from Gębczyce or tonalite from Gęsiniec. Quite different kind of granitoid is represented by the granite from the village of Biały Kościół that, according to the opinion of Oberc (1966), was likely formed by homogenization of gneisses and their anatexis mobilization.

Gneiss xenoliths are common in all types of granitoids of the Strzelin massif, derived from the roof and walls of the intrusion (Lorenc, 1984a). Less common are round or ellipsoidal enclaves of igneous rocks, always finer-grained and more basic than granitoid (Lorenc, 1984b). Such enclaves have been described by Holland (1900) as autoliths, i.e. enclaves of igneous rocks genetically connected with the host granitoid.

Apart of the above mentioned typical characteristics of autoliths, remarkable is their distribution within granitoids. Generally they are scattered irregularly and occur either as single bodies or as their accumulations. The greatest concentration of autoliths was observed by the authors at the top gallery of the Granite Mine in Strzelin (Pl. I: 1, 2) and in some borehole samples from the vicinity of Gościęcice (Pl. II: 1–3). In both places autoliths occur together with gneiss xenoliths, which indicates upward migration of the former within the intrusive body.

Noteworthy is also the orientation of autoliths. In granite lacking any directional texture the autoliths are almost spherical, while in portions having fluidal texture, they are ellipsoidal and elongate parallel to the directional feature of the host rock. Such a situation indicates that during movements of magma the enclosed autoliths still underwent plastic deformations.

It appears from the data discussed that the presence of enclaves, especially autoliths, may be very helpful in explaining the origin of the host granitoids. It is possible to suppose that if some group of enclaves show features of typical igneous rocks, with genetic relationships to the host granitoid, then the granitoid itself must be also a rock of igneous origin. Such interpretation seems to be also acceptable for the Strzelin granitoids. Moreover, distribution of discussed enclaves in granitoids and the presence of double-autoliths indicate a two-stage development of magmatism in the considered area. These stages have been initiated by two injections of basic magma into a chamber of considerably cooler acid one, that caused an increase in pressure and temperature and consequently an upward migration of tonalitic magma and later granitic one. Both tonalitic and granitic intrusions caused appearance of adequate dislocations within the cover rocks.

### FAULTS AND THRUSTS IN COVER ROCKS OF DIFFERENT AGE

Four fault and thrust systems were distinguished in the cover rocks. Three of them (*I, II, III*) are considered as synintrusive. This system *IV* is related to the formation of horsts and grabens of the Paczków—Kędzierzyn zone, which started at the end of Miocene and continues until now (Dyjur *et al.*, 1978). Lacking the evidence against the hypothesis of Closs (1922) on the existence of preintrusive meridional fault system, the hypothetical faults of this system are considered as system *O*.

Fault system *I* comprises normal and reverse faults striking NW-SE (Fig. 3). They originated in cover rocks during the intrusion of magma. This is indicated by the geological situation of the Gromnik hill area (Fig. 4, *cf.* Fig. 5). Mylonitites occurring in fault fissures (Pl. III: 1) were deformed during later stages of structural development of the area; blastomylonite zones then formed (Pl. III: 2), and still later — mylonite zones (Pl. III: 3). Structurally the faults belong to marginal flexure-fault zones. Basing on structural similarities between the flexure-fault zone in the area of Doboszowice and the flexure-fault zone at the southern margin of the Sowie Góry block (see Pacholska, 1978, 1980), they are considered as originally forming one tectonic structure (Fig. 6). Consequently the system *I* faults were considered by the authors as formed during the later part of the Late Visean. The faults of this system are in temporal and causal connection (*cf.* Noakes, 1957, *fide* Jaroszewski, 1980; Oen Ing Soen, 1970; Kents, 1964) with the early stages of the intrusion.

The younger system *II* comprises inverse conjugate and complementary faults with mean dip and strike towards NE-SW to NEE-SWW (Fig. 7). They deform and displace the faults of the inferred system *O* (Fig. 1) and of system *I* (Fig. 4). Fault fissures in this system contain blastomylonites with mylonite zones developed due to repetitive deformation (Pl. IV: 1).

The faults of system *III* are meridional. In contrast to the earlier systems they are characterized by wide fault fissures filled with breccias, lacking recrystallization phenomena. Thrust faults of this system display tripartite nature of mylonite zones (Pl. IV: 2).

It was established that hydraulic fracturing occurred twice in the cover rocks (Pl. V: 1, 2). For the first time it occurred before the formation of the system *I* faults and before the beginning of the blastese of potassium feldspars (Pl. V: 3; Pl. VI: 1, 2). At that time hydraulic breccias of the first generation formed, with their characteristic appearance of quartz-plagioclase "sand" (Pl. VI: 1), (*cf.* Fyfe *et al.*, 1978). For the second time the hydrofracturing occurred after the termination of potassium feldspar blastese and of the quartz recrystallization (Pl. VI: 3).

### MODEL OF THE INTRUSION DEVELOPMENT

The presence of the homeogenic enclaves (autoliths *sensu* Holland, 1900) indicates magmatic origin of the Strzelin granitoids (Lorenc, 1984b). Petrographic and physical characteristics of the enclaves were used to determine the mode of the pluton formation. The distinction and characterization of the individual stages of the pluton formation was based on the mutual relations between the granitoid varieties and their enclaves.

The earlier described petrographic and physical features of the homeogenic enclaves are explained and justified by a theory basing on injection of a small quantity of basic magma into acid one (e.g. Blake *et al.*, 1965; Didier & Lameyre, 1969; Didier, 1973). This theory compares the mechanism of the autolith formation to the mechanism of pillow lava formation during submarine basic lava flows.

The presented results permit suggestion that the Strzelin intrusion formed as a result of two successive injections of basic magma into viscous granitic magma (possibly of anatectic origin). The hot basic magma upon its injection into the somewhat cooler acidic magma, disintegrated into "drops" of various size, is rapidly cooled supplying significant amounts of heat to the acidic magma. As a result of this process, coupled with increase in pressure, the acidic magma becomes more mobile, convection currents originate within it; when the boundary conditions of the system stability are surpassed, the magma starts migrating upwards assimilating the cover rocks, and exploits fractures resulting from vertical compression (Sparks *et al.*, 1977).

After the first injection, the gabbro magma was partly acidized before its solidification in individual enclaves, changing its composition into dioritic one. The already mobile granitic magma underwent successive contamination and assimilation, resulting in increased basicity at the moment of the intrusion solidification. The differences in chemical composition between the granite magma and cover rocks on one side, and the basic magma on the other resulted in modification of the composition of the former towards the tonalite type. Thus, as a result of the process proposed, a generally tonalitic intrusion was formed, including diorite autolithes.

The second intrusion of the gabbro magma resulted again in mixing of magmas and mobilization of the acidic magma. The rising second intrusion penetrated through the earlier tonalitic intrusion and included its fragments as still plastic enclaves, sometimes with dioritic autoliths inside. In this way the "double" autoliths were formed. The degree of chemical contamination of the acidic magma, penetrating through the intrusion of the composition close to that of tonalite, was insignificant and for this reason the second intrusion was formed as a purely granitic one, including all possible varieties of autoliths.

This is the inferred model of the origin of mixed-type intrusion built mainly of granite, but containing in its deeper parts significant amounts of more basic rocks.

#### THE SEQUENCE OF EVENTS

The inferred stages of the Strzelin intrusion development and the cataclasis of the metamorphic cover rocks are:

##### Cycle A

1. Injection of basic magma and its "spraying" within the granitic magma. Formation of secondary magma of granodiorite composition. Increase in temperature and pressure and formation of convection currents carrying autoliths upwards. Sudden increase in pressure of solutions in the cover rocks and formation of hydro-

fracture breccias of the first generation (Fig. 8). These phenomena probably occurred during the Late Viséan.

2. Upward movement of the intrusion (Fig. 9), formation of stable chamber and formation of contaminated magma of composition close to that of tonalite, due to corrosion and assimilation. Formation, in the rocks of the roof cover, of fault system *I* and of marginal flexure-fault zones (Fig. 10), dip-and-strike slip in character (Fig. 11), indicating that roof uplift was not vertical but steeply upwards from SE to NW (Fig. 9). This probably took place during the later part of the Late Viséan.

3. Closure of the lower feeding channel and cessation of the tectonic movements in the roof cover. Recrystallization of the fracturing products and formation of mylonites.

4. Assimilation of cover rocks, corrosion of the roof, partial increase in intrusion dimensions and contamination of magma (Fig. 12). Decrease in temperature and pressure. Roof subsidence. Formation of system *II* faults due to the collapse of the intrusion roof (Fig. 13). Rejuvenation of movements on system *I* faults.

5. Recrystallization of brecciation products and formation of blastomylonites.

#### Cycle B

6. Second injection of basic magma and its "spraying" within the granite magma. Activation of the mobile granitic magma. Increase in temperature and pressure and formation of convection currents. Repeated upward migration of autoliths. Formation of the second generation of hydrofracture breccias (Fig. 14).

7. Repeated upward movement of the intrusion. Dissection and rupture of tonalite and diorite blocks within it, by the granitic magma, resulting in formation of "double" autoliths. Weak contamination and assimilation. Uplift of the roof and formation of system *III* faults. Another rejuvenation of movement on system *I* faults (Fig. 15). These phenomena probably took place shortly before the Stephanian.

8. Final stage of the mixed-type intrusion. Decrease in pressure and temperature. Subsidence of the roof cover rocks and rejuvenation of system *II* faults. Crystallization of the pluton and formation of thrust faults (Fig. 16).

### OBJAŚNIENIA PLANSZ — EXPLANATIONS OF PLATES

#### Plansza — Plate I

1 — Autolity tonalitowe (jaśniejsze), diorytowe (ciemniejsze) oraz podwójny w granicie strzeleńskim

Tonalite autoliths (light), diorite autoliths (dark) and double enclosure in Strzelin granite

2 — Autolit diorytu kwarcowego oraz ksenolity gnejsu drobnowarstewkowego i warstewkowo-soczewkowego w granicie strzeleńskim. Zarówno granit, jak i zawarte w nim enklawy przecięte są młodszą żyłką aplitową. Widoczne podkoncentrowanie składników ciemnych w obrębie autolitu przy kontakcie z granitem i żyłką aplitową. W ksenolitach gnejsowych obwódki takie nie występują

Quartz-diorite autolith and xenoliths of fine-layered gneiss and laminated gneiss in granite

from Strzelin. Both granite and enclosures are cut by younger aplitic vein. Note concentration of dark minerals in autolith near its contacts with granite and with aplitic vein. Such concentrations are absent in gneiss xenoliths

## Plansza — Plate II

- 1 — Ostry kontakt diorytu kwarcowego (autolit) z granitem. Widoczna wąska strefa koncentracji biotyту. Jeden nikol. Pow. 25×  
Sharp contact between quartz-diorite (autolith) and granite. Visible narrow zone of biotite concentration. One nicol. 25×
- 2 — Autolity diorytowe w tonalicie z Gościęcic. Rdzeń wiertniczy, głęb. 28 m  
Diorite autoliths in tonalite from Gościęcice. Borehole sample, depth 28 m
- 3 — Kontakt drobnoziarnistego tonalitu z granitognejsem. W tonalicie widoczne autolity diorytu kwarcowego. Rdzeń wiertniczy z Gościęcic, głęb. 29 m  
Contact between fine-grained tonalite and granite-gneiss. Note autoliths of quartz-diorite within tonalite. Borehole sample from Gościęcice, depth 29 m

## Plansza — Plate III

- 1 — Myloblastyt. Szczelina uskoku zespołu *I*. Łom przy stacji kolejowej Doboszowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 60×  
Myloblastite. Fault system *I* fissure. Quarry near railway station Doboszowice. Crossed nicols. 60×
- 2 — Myloblastyt z fragmentem strefy blastomylonitu (*b*) i strefami mylonitu (*m*). Doboszowice. Jeden nikol. Pow. 15×  
Myloblastite with a part of blastomylonitic zone (*b*) and with mylonitic zones (*m*). Doboszowice. One nicol. 15×
- 3 — Myloblastyt przecięty strefami mylonitu. Doboszowice. Jeden nikol. Pow. 15×  
Myloblastite crossed by mylonitic zones. Doboszowice. One nicol. 15×

## Plansza — Plate IV

- 1 — Strefy mylonitu w blastomylonicie ze szczeliny uskoku zespołu *II*. Nikole skrzyżowane. Pow. 25×  
Mylonitic zones in blastomylonite from fault system *II* fissure. Crossed nicols. 25×
- 2 — Trzy generacje mylonitu. Nasunięcie zespołu *III*. Jeden nikol. Pow. 15×  
Three generations of mylonite. Overthrust of fault system *III*. One nicol. 15×

## Plansza — Plate V

- 1 — Struktura ekstensyjna w skałach osłony powstała przy udziale roztworów. Przestrzeń porową i radialnie biegnące szczeliny wypełnia wodorotlenek żelaza. Jeden nikol. Pow. 15×  
Extensional structure in cover rocks formed in presence of fluids. Pore and radial fractures are filled by Fe-oxides. One nicol. 15×
- 2 — Struktura ekstensyjna przecięta strefą brekcji. Jeden nikol. Pow. 15×  
Extension structure crossed by zone of breccia. One nicol. 15×
- 3 — Hydrauliczna mikrobrecja pierwszej generacji. Rejon Doboszowic. Nikole skrzyżowane. Pow. 60×  
Hydraulic microbreccia of first generation. Doboszowice region. Crossed nicols. 60×

## Plansza — Plate VI

- 1 — Hydrauliczna mikrobrecja pierwszej generacji z nałożonymi spękaniem drugiego brekcjowania hydraulicznego (strzałka). Przy pierwszym brekcjowaniu powstał „piasek” plagioklazowo-kwarcowy (lewa część zdjęcia). Takie fragmenty skały zostały wyoczkowane i oto-

czone przez pasma kwarcu. Uległy one spękanii podczas drugiego pękania hydraulicznego. Jeden nikol. Pow. 40×

Hydraulic microbreccia of first generation with visible fractures of second hydraulic fracturing (arrow). Note presence of plagioclase-quartz "sand" formed during first deformation (left part of photo). Such fragments of rocks were taken to augen and surrounded by quartz ribbons. They were fractured during second hydraulic fracturing. One nicol. 40×

- 2 — Okruch plagioklazu ze spękaniami pochodzenia hydraulicznego otoczony przez skałę potasowy. Całość tworzy okruch w szczelinie uskoku zespołu II. Nikole skrzyżowane. Pow. 40×

Chip of plagioclase with hydraulic fractures, surrounded by K-feldspar. The whole is a chip in fissure of fault system II. Crossed nicols. 40×

- 3 — Drugie brekcjowanie hydrauliczne. Deformacji ulega oczko plagioklazu i pasmo kwarcu zrekrystalizowanego po pierwszym brekcjowaniu hydraulicznym (patrz Pl. VI: 1). Widoczne są struktury z rozpuszczania w plagioklazu, mniej w kwarcu. Jeden nikol. Pow. 40×

Hydraulic fracturing of second generation. Augen of plagioclase and quartz ribbon recrystallized after first hydraulic fracturing are failed (*cf.* Pl. VI: 1). Dissolution structures are better visible in plagioclase than in quartz. One nicol. 40×



