

Marek LORENC\*

## ENKLAWY HOMEOGENICZNE (AUTOLITY) JAKO WSKAŹNIK MAGMOWEGO POCHODZENIA GRANITOIDÓW STRZELIŃSKICH

### SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	75
Petrografia granitoidów strzelińskich . . . . .	77
Definicja autolitów . . . . .	80
Autolity w granitoidach strzelińskich . . . . .	81
Analiza petrograficzna autolitów strzelińskich . . . . .	83
Problem genezy autolitów . . . . .	87
Układ granit-autolity . . . . .	90
Podsumowanie . . . . .	93
Literatura . . . . .	93
Endogenous enclosures (autoliths) as evidence of magmatic origin of the Strzelin granitoids — Summary . . . . .	96

### Streszczenie

W pracy przedstawiono zależności genetyczne między enklawami skał magmowych i otaczającym je granitem. Enklawy te, opisywane jako autolity, występują zarówno w przypowierzchniowych partiach granitu, jak i na większych głębokościach. Opierając się na wynikach analiz mikroskopowych wykazano także wyraźne pokrewieństwo autolitów oraz odpowiadających im skał tonalitych i diorytowych nawier-

conych w głębszych partiach masywu. W odniesieniu do sytuacji geologicznej w masywie strzelińskim przedstawiono także różne interpretacje pochodzenia autolitów. Na podstawie zebranego materiału przyjęto możliwość udziału magmy zasadowej w mobilizacji intruzji strzelińskiej, przejawiającej charakter wieloetapowej intruzji mieszanej.

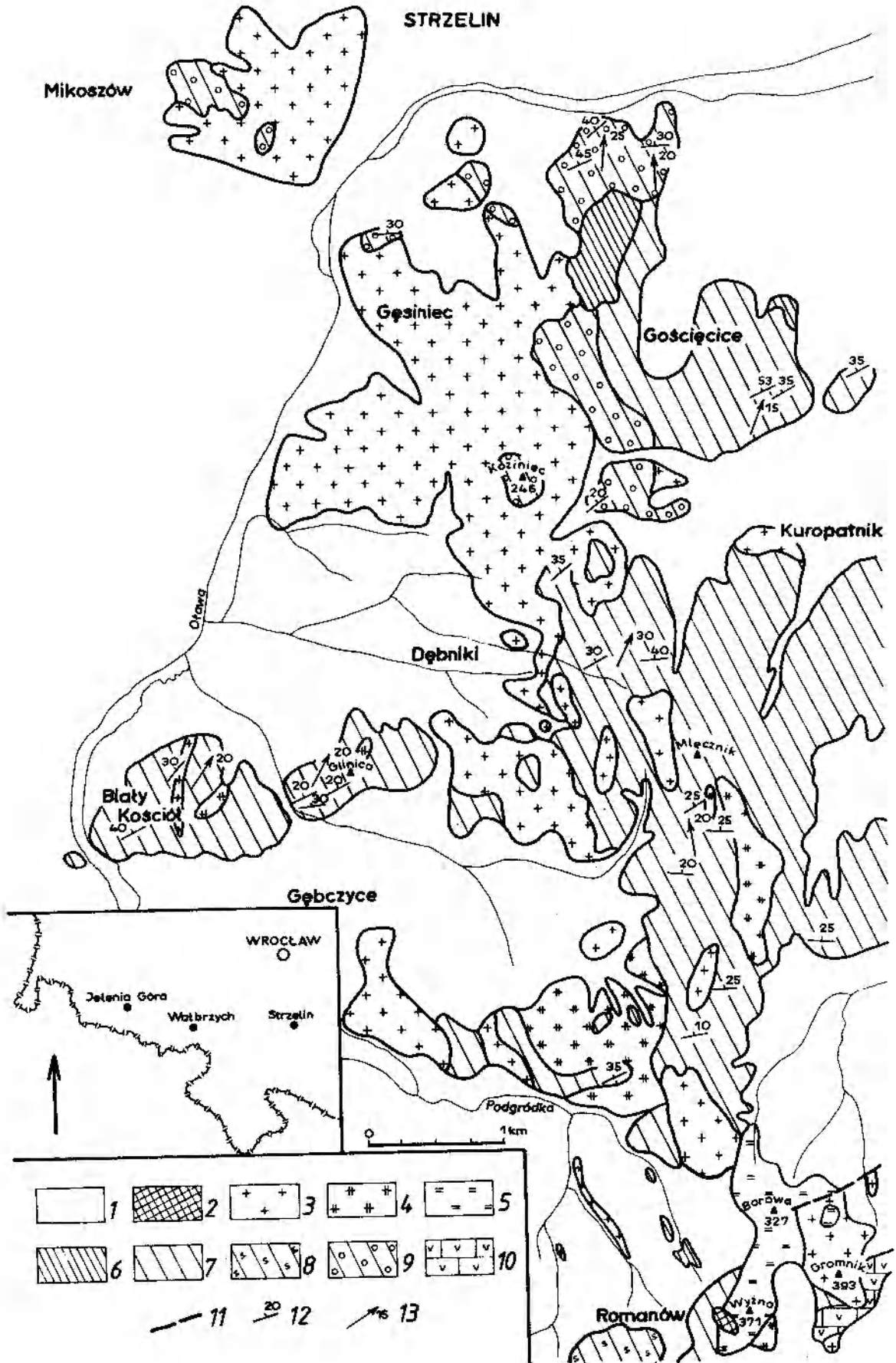
### WSTĘP

Objęty badaniami obszar, rozciągający się między Strzelinem na północy a wzgórzem Gromnik (393 m n.p.m.) na południu stanowi północną część masywu strzelińskiego, gdzie hercyńskie granitoidy odsłaniają się bezpośrednio na powierzchni bądź też płytko pod okrywą skał metamorficznych (fig. 1). Ze względu na bardzo słaby stopień odsłonięcia terenu (pola uprawne, lasy) jedynym źródłem informacji o budowie geologicznej są eksploatowane i nieczynne kamieniołomy oraz w znacznie mniejszym stopniu nieliczne i

bardzo zniszczone odsłonięcia naturalne. Ostatnio bardzo cennego materiału do badań dostarczyły wiercenia prowadzone na tym terenie przez Kombinat Geologiczny „Zachód” (Lorenc, Lewczuk 1981).

Granitoidowy masyw Strzelina zbudowany jest w głównej mierze ze średnioziarnistej odmiany granitu biotytowego (tzw. granit strzeliński), ale lokalnie pojawiają się także różne odmiany granitu dwulyszczkowego, jak np. granit ze szczytu Gromnika, granit z Gębzcyc czy granit z

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



Białego Kościoła (fig. 1). Bardzo rzadko spotyka się na tym terenie także granodioryty i tonality. Szczegółowa analiza petrograficzna wymienionych wyżej skał została już opracowana przez Borkowską (1956, 1959) i Beresia (1969).

Od roku 1979 granitoidy strzelińskie były analizowane przez autora pod kątem występowania w nich enklaw w celu określenia rodzajów skał reprezentowanych przez enklawy, a także ich przypuszczalnego pochodzenia (Lorenc 1981). W toku przeprowadzonych badań okazało się, że w granitoidach strzelińskich występują dwie zasadniczo różniące się grupy enklaw: reprezentujące skały metamorficzne oraz skały magmowe, bardziej zasadowe od granitu. W prezentowanym artykule omówione zostaną jedynie problemy dotyczące enklaw skał magmowych; petrogeniza

enklaw skał gnejsowych i amfibolowych stanowi treść oddzielnego opracowania (Lorenc, w druku).

Praca została wykonana w ramach problemu międzyre-sortowego I-16 „Geodynamika obszaru Polski”.

Pragnę serdecznie podziękować doc. dr Helenie Dziedzicowej za udzielenie rad i wskazówek w trakcie opracowywania niniejszego zagadnienia. Dziękuję również dr Antoninie Pacholskiej i dr. Jerzemu Mroczkowskiemu za cenne uwagi i liczne dyskusje podczas przygotowywania pracy oraz dr Joannie Lorencowej za przejrzyste manuskryptu i pomoc przy ostatecznym redagowaniu tekstu. Czuję się również zobowiązany do wyrażenia wdzięczności dr. Julio Saavedra Alonso z Consejo Superior de Investigaciones Cientificas w Salamance (Hiszpania) za umożliwienie przeprowadzenia badań porównawczych w rejonie Extremadura i León w Hiszpanii oraz Beira w Portugalii, bez których problem autolitów w masywie strzelińskim pozostałby nadal nie rozstrzygnięty.

## PETROGRAFIA GRANITOIDÓW STRZELIŃSKICH

W obrębie masywu strzelińskiego występują skały drobno- i średnioziarniste, których punkty projekcyjne wypadają na trójkącie klasyfikacyjnym Q-A-P (Smulikowski 1975; Dziedzicowa *et al.* 1981) w polach granitów, granodiorytów i tonalitów (fig. 2). Skały te przeważnie są zupełnie bezkierunkowe i tylko w niewielu miejscach można zaobserwować słabą kierunkowość, zaznaczającą się jedynie ułożeniem blaszek biotytu.

Bardzo charakterystyczną cechą tych skał jest wyraźny cios, którego przebieg w trzech płaszczyznach pokrywa się z powierzchniami L, S i Q wyróżnionymi przez Cloosa (1921). Jak wykazały przeprowadzone pomiary, w różnych miejscach masywu orientacja powierzchni ciosowych jest taka sama (fig. 3 i 5-7). Dość charakterystyczną powierzchnią dla granitu strzelińskiego są spękania poprzeczne Q, które pokrywają się z głównym kierunkiem wydłużenia masywu. Równocześnie powierzchnie te są powierzchniami ślizgowymi uskoków, przebiegających na całym obszarze południkowo przy zapadach głównie zachodnich. Na powierzchniach tych bardzo często obserwuje się obecność skośnych rys o zapadzie

południowym (fig. 4), wskazujących na wzajemny ruch bloków skalnych pod wpływem kompresji równoleżnikowej (Oberc 1966). Charakterystyczną cechą powierzchni Q jest również to, że właśnie one stanowiły ujście dla produktów pomagmowych, czego efektem jest obecność w granicie żył aplitowych i pegmatytowych zorientowanych w kierunku południkowym.

W składzie mineralnym granitu strzelińskiego wyróżnia się: kwarc, skałen potasowy, plagioklaz, biotyt oraz w grupie składników akcesorycznych – 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 światła, tworzące wrostki w skaleni potasowym.

Skałen potasowy reprezentowany jest przez mikroklin lub mikropertyt mikroklinowy, wykształcony w dużych ziarnach o wyraźnej siatce polisyntetycznych zbliźniczeń. Dość powszechnym zjawiskiem jest występowanie myrmekitu na granicy ziarn mikroklinu i plagioklazu. Ze sposobu wykształcenia wynika, że myrmekit ten należy

Fig. 1

Szkic geologiczny masywu granitoidowego Strzelina

1 - czwartorzęd; 2 - pegmatyty; 3 - granit; 4 - granodioryt; 5 - kwarcyt; 6 - łupki hornblendowe i amfibolity; 7 - granitognejsy; 8 - granitognejsy syllimanitowy; 9 - gnejsy słoju-oczkowe; 10 - skały wapienno-krzemianowe; 11 - uskoki; 12 - bieg i upad foliacji; 13 - upad lineacji (wg Wójcika 1968 z uzupełnieniami autora)

Geological map of the Strzelin granitoid massif

1 - Quaternary; 2 - pegmatite; 3 - granite; 4 - granodiorite; 5 - quartzite; 6 - hornblende schists and amphibolite; 7 - granite-gneiss; 8 - sillimanite granite-gneiss; 9 - layered-augen gneiss; 10 - calc-silicate rocks; 11 - faults; 12 - strike and dip of foliation; 13 - plunge of lineation (after Wójcik 1968, slightly modified)

do typu strefowego (*sensu* Misař, *fide* Dziedzicowa 1961) i tworzył się jeszcze przed krystalizacją mikroklinu.

Plagioklaz jest zawsze wykształcony w postaci automorficznych lub rzadziej subautomorficznych

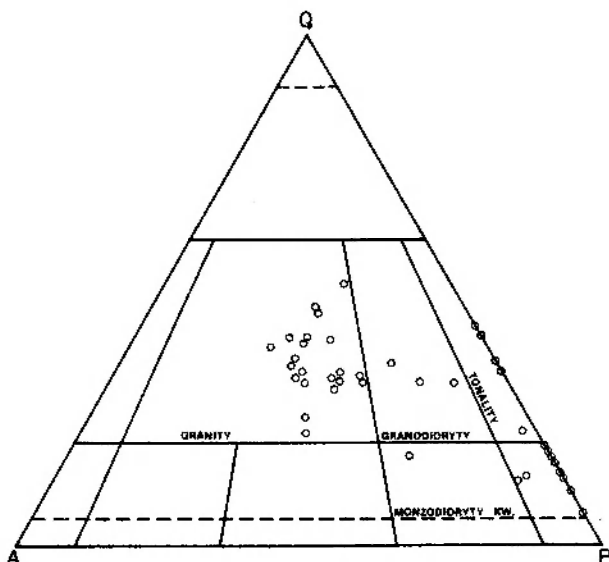


Fig. 2

Granitoidy strzelińskie w trójkącie klasyfikacyjnym Q-A-P (wg Dziedzicowej *et al.* 1981 oraz Lorenc i Lewczuka 1981)

Strzelin granitoids in the Q-A-P classification triangle (after Dziedzicowa *et al.* 1981; Lorenc, Lewczuk 1981)

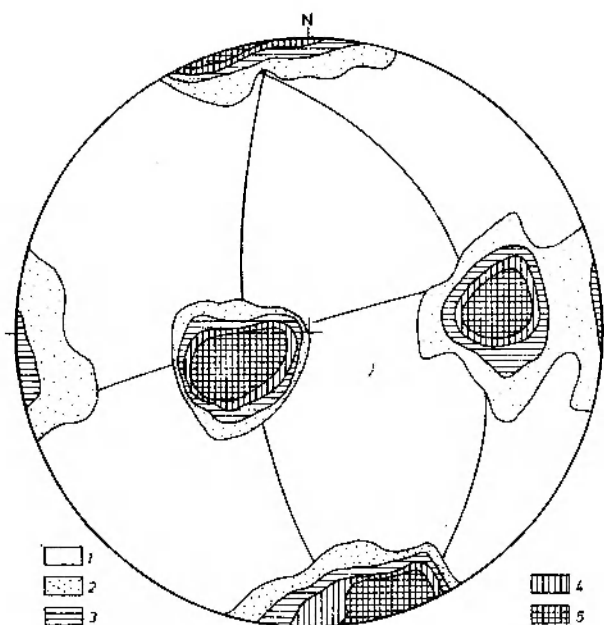


Fig. 3

Orientacja ciosu w granicie. Kamieniołom Kopalni Granitu w Strzelinie. 250 pomiarów, linie konturowe: 1 - 1°/0; 2 - 5°/0; 3 - 10°/0; 4 - 20°/0; 5 - > 20°/0. Projekcja na półkuli dolnej

Orientation of joints in granite. Granite quarry in Strzelin. 250 readings. Contours at: 1 - 1°/0; 2 - 5°/0; 3 - 10°/0; 4 - 20°/0; 5 - > 20°/0. Lower hemisphere

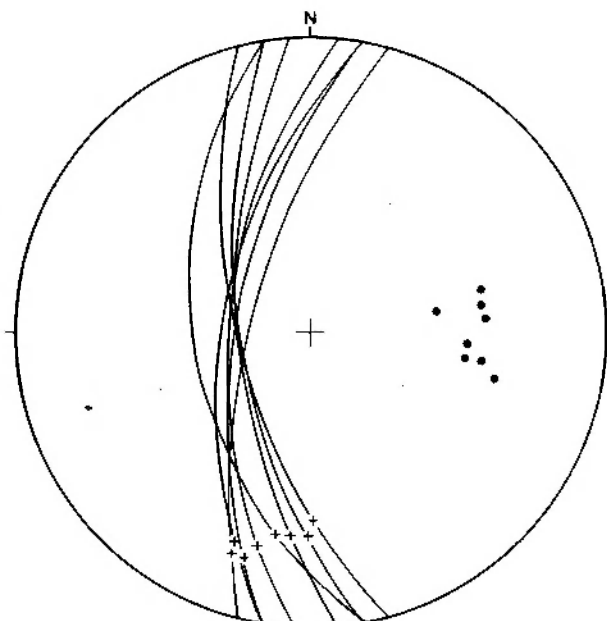


Fig. 4

Orientacja uskoków i rys ślizgowych w granicie. Lokalizacja jak na figurze 3

Orientation of faults and striae in granite. For localization - see figure 3

tabliczek, zbliżonych najczęściej według prawa albitowego; znacznie rzadsze są zbliżenia 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 części ziarn, której towarzyszy krystalizacja drobniutkich i nieregularnie wykształconych ziarenek kalcytu.

Biotyt jest kolejnym głównym składnikiem granitu. Łyszczek ten tworzy dobrze wykształcone blaszki, których brzożki prostopadłe do łupliwości często bywają nieregularnie postrzępione. Rozmieszczenie biotytu w tle skalnym jest bezładne; niekiedy drobniutkie 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 drobniutkie, izometryczne wrostki apatytu oraz cyrkonu, przy czym wokół tych ostatnich tworzą się silne pola pleochroiczne. Znaczna część biotytu jest dotknięta procesem chlorytyzacji, prowadzącym w skrajnych przypadkach do całkowitego zastąpienia łyszczku przez pennin z równoczesną krystalizacją nieprzezroczystych grudek tlenków żelaza.

Bardziej szczegółowa analiza petrograficzna

wszystkich odmian granitoidów strzelińskich została wykonana wcześniej przez Borkowską (1956, 1959) oraz Beresia (1969). Autorzy ci są zgodni również co do magmowego pochodzenia granitu tej części masywu strzelińskiego. Zdaniem autora

tej pracy, dodatkowym potwierdzeniem magmowej natury omawianych skał jest także bezładne rozmieszczenie nagromadzonych ksenolitów, których więź genetyczna z gnejsami metamorficznej osłony wydaje się oczywista (Lorenc 1981).

Opisany powyżej granit jest odmianą najbardziej typową dla masywu strzelińskiego. Istnieją jednak również inne odmiany granitu, występujące tylko lokalnie, których obecność może świadczyć o niejednorodnym charakterze masywu. Najbardziej odbiegające składem od typowego granitu strzelińskiego są odmiany występujące na szczycie Gromnika (393 m npm.), w rejonie Gębzcyc i w Białym Kościele (fig. 1).

Granit występujący na szczycie Gromnika jest skałą drobnoziarnistą, różniącą się od granitu strzelińskiego jaśniejszą barwą i bardziej drobno-

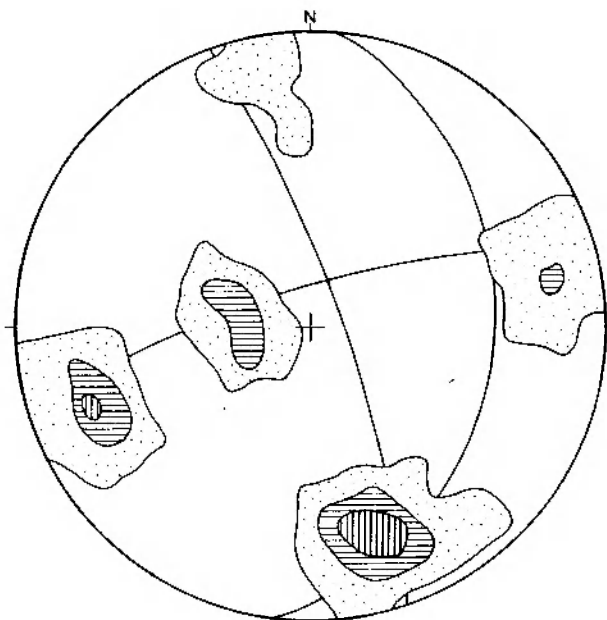


Fig. 5

Orientacja ciosu w granicie. Nieczynny kamieniołom w Strzelinie. 90 pomiarów (objaśnienia jak na fig. 3)

Orientation of joints in granite. Old quarry in Strzelin. 90 readings (for explanations – see fig. 3)

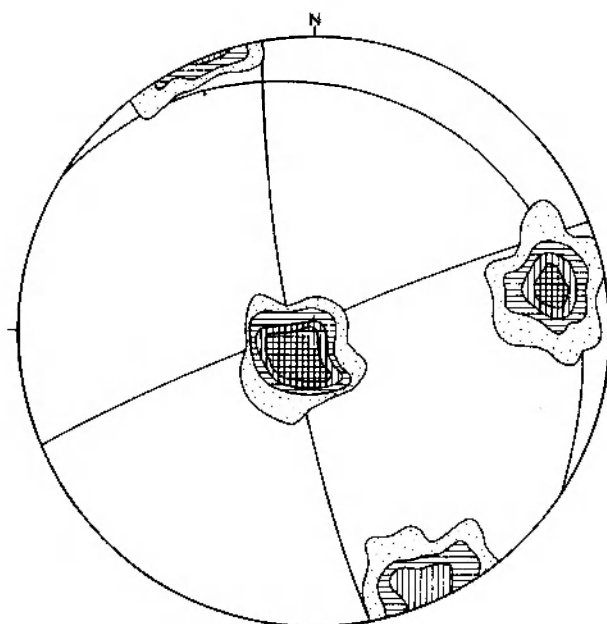


Fig. 6

Orientacja ciosu w granicie. Nieczynny kamieniołom koło cukrowni w Strzelinie. 75 pomiarów (objaśnienia jak na fig. 3)

Orientation of joints in granite. Old quarry near the sugar factory in Strzelin. 75 readings (for explanations – see fig. 3)

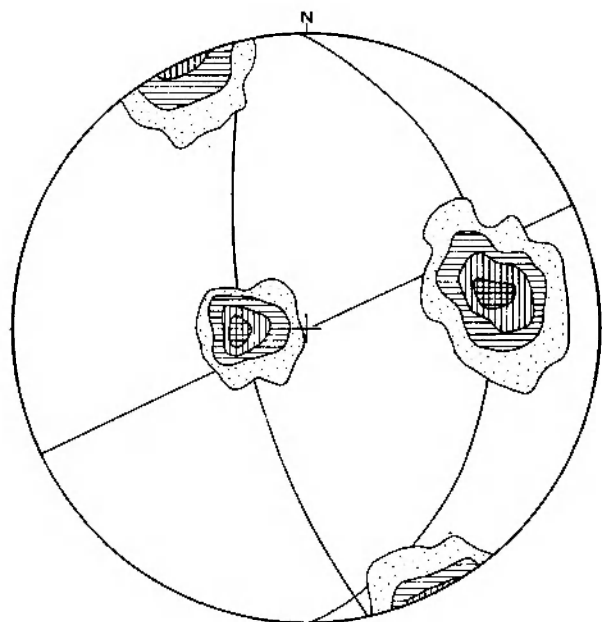


Fig. 7

Orientacja ciosu w granicie z Gęsinieca. 80 pomiarów (objaśnienia jak na fig. 3)

Orientation of joints in granite from Gęsiniec. 80 readings (for explanations – see fig. 3)

ziarnistą strukturą. Równie istotną różnicę stanowi obecność muskowitu w ilości nie przekraczającej 1%. Łyszczyk ten pojawia się najczęściej wewnątrz plagioklazów, kosztem których najprawdopodobniej wzrastał, niekiedy jednak tworzy także równoległe zrosty z biotytem.

W okolicach Gębzcyc występuje także granit drobnoziarnisty, w którym udział biotyту i muskowitu jest prawie równy (ok. 1%). Charakterystyczną cechą tej odmiany granitu jest lokalne występowanie sferycznych, ciemnych utworów o

średnicy kilku centymetrów, otoczonych jasną, reakcyjną obwódką. Formy te zbudowane są głównie z kwarcu i plagioklazu ( $An_{28}$ ) oraz dużej liczby strzępiastych blaszek biotyту i muskowitu. Bardzo typowym minerałem jest tu biotyt, który – w odróżnieniu od występującego w zasadniczej masie skały ( $\alpha$  – słomkowożółty,  $\beta = \gamma$  – ciemnobrunatny) – odznacza się wyraźnie zielonymi barwami pleochroicznymi ( $\alpha$  – jasnozielony,  $\beta = \gamma$  – ciemnozielony). Cechą charakterystyczną jest również brak w omawianych nodulach mikroklinu, którego udział w granicie przekracza 30%. Jasna obwódka wykazuje taką samą strukturę, jak granit, z tym że jest zupełnie pozabawiona biotyту. W zewnętrznych partiach tych obwódek może występować również andaluzyt, tworzący drobne ziarna wewnątrz muskowitu, którego kosztem przypuszczalnie wzrastał (Bereś 1969).

W rejonie Białego Kościoła występuje rów-

nież granit bardziej drobnoziarnisty i nieco jaśniejszy niż granit strzeliński. Jest to również granit dwulyszczkowy, ale tutaj udział biotyту i muskowitu jest już nieco większy (2,5–3,0%). Ponadto powszechne przerastanie się ziarn bardzo utrudnia odtworzenie sekwencji krystalizacji poszczególnych składników, stąd niewidoczne są ewentualne struktury konsolidacyjne. W granicie tym, odsłaniającym się długą wychodnią o przebiegu N–S w obrębie skał gnejsowych, występują liczne kry tychże skał, w których orientacja powierzchni foliacji jest taka sama, jak w obrębie właściwej osłony. Sytuacja taka pozwala przypuszczać, że być może część granitów z rejonu Białego Kościoła powstała wskutek homogenizacji i granityzacji gnejsów (Oberc 1966; Morawski 1973). Przyjmując takie założenie należałoby sądzić, że zawarte w granicie kry gnejsowe reprezentują enklawy typu skialitów.

## DEFINICJA AUTOLITÓW

Jak wykazują prace wielu autorów (m. in. Blake *et al.* 1965; Didier 1973; Pitcher 1978; Büsch, Otto 1980; Cantagrel *et al.* 1982; Didier *et al.* 1982), typową cechą intruzywnych granitoidów jest współwystępowanie z nimi skał bardziej zasadowych. W niektórych przypadkach koegzystencja ta prowadzić może do tworzenia się intruzji mieszanych, złożonych głównie z magmy kwaśnej oraz mniejszych ilości magmy bardziej femicznej, przy czym różnice chemizmu mogą być większe lub mniejsze. Skrajnymi przykładami tego typu intruzji są z jednej strony plutony granodiorytowo-gabrowe Sierra Nevada (Bateman *et al.* 1963), a z drugiej – masyw Tichka w Maroku zbudowany z diorytu kwarcowego i diorytu hornblendowego (Vogel, Walker 1975; Vogel *et al.* 1976).

Dobrze odsłonięte i w pełni udokumentowane intruzje wyżej wymienionego typu nie są jednak często spotykane. Znacznie częściej natomiast obserwuje się intruzje granitowe czy granodiorytowe przejawiające tylko pewne oznaki interwencji magmy zasadowej. W takich przypadkach granitoidy te zawierają większą lub mniejszą ilość drobnoziarnistych, zaokrąglonych enklaw, reprezentujących skały typowo magmowe, ale zawsze mniej kwaśne niż główna masa intruzji. Formy tego typu znane są z literatury już od dawna i dla odróżnienia od ksenolitów, których geneza i charakter petrograficzny są zupełnie inne, zostały początkowo przez Lacroix (1893) określone jako

„enclave homogène”. Nieco później ukazały się równocześnie dwa kolejne określenia, a mianowicie „cognate inclusion” Harkera (1900) i „autolith” Hollanda (1900). Ten ostatni termin zyskał sobie większą popularność i jest używany w literaturze aż do dzisiaj.

Jak wynika z dotychczasowej literatury, na terenie Polski „drobnoziarniste, ciemne enklawy o kształcie kulistym” znajduwane były tylko w rejonie Karkonoszy i masywu Strzegom–Sobótka. Bardzo szczegółowy opis petrograficzny tego typu enklaw pochodzących z Karkonoszy podaje Borkowska (1959, 1966), zaznaczając równocześnie, że formy te były badane już wcześniej przez autorów niemieckich (Milch 1899; Berg 1923, 1940 – *fide* Borkowska 1966). Interpretacja genezy tych enklaw była jednak bardzo różna, ponieważ Milch (*op. cit.*, *fide* Borkowska 1966) oznaczył je jako skały o składzie diorytu lub lamprofiru, podczas gdy Berg (Berg 1923, *fide* Borkowska *op. cit.*) uznał je za przetrawione przez granit porwaki skał osłony. Druga z wymienionych interpretacji nie była jednak całkowicie pewna, gdyż w późniejszej swej pracy (Berg 1940, *fide* Borkowska *op. cit.*) ten sam autor stwierdził, że brak jest niezbitych dowodów na uznanie tego typu form za elementy porwane z osłony granitu.

Jak podaje Borkowska (1966), większość enklaw tego typu wykazuje skład mineralny odpowiadający granitom monzonitowym, granodioryt-

tom, monzonitom i diorytom kwarcowym. W enklawach tych występuje także apatyt wykształcony w formie cienkich igiełek.

Drobnoziarniste, ciemne enklawy tego samego typu opisane zostały również przez Majerowicza (1972) z granitoidów masywu Strzegom-Sobótka. Autor ten analizując skład mineralny enklaw wykazał, że najczęściej reprezentują one mikrotonality biotytowe, przy czym zauważył, że ich kontakt z granodiorytem, w którym zostały znalezione, jest zawsze bardzo ostry. Równocześnie jednak Majerowicz (*op. cit.*) stwierdza, że: „stanowią one najprawdopodobniej ksenolity zmienione przez magmę granodiorytową, chociaż Milch i Riegner (1910) większość enklaw z masywu uważali za utwory homeogeniczne”. Podobną opinię wyraziła również Borkowska (1959) przyjmując,

że: „uznanie tego typu enklaw przez Milcha i Riegnera (1901) za homeogeniczne wydaje się bardzo mało prawdopodobne”.

Poruszany w cytowanych wyżej pracach problem genezy drobnoziarnistych okrągłych enklaw pozostaje nadal problemem otwartym. Dyskusje na ten temat w odniesieniu do Sudetów i ich przedpola nie były dalej prowadzone. Jak wykazały badania własne autora, prowadzone na terenie masywu strzelińskiego oraz w innych rejonach i uzupełnione dodatkowo kontrolnymi analizami prób z Karkonoszy i okolic Strzegomia, a także danymi ze współczesnej literatury, wszystkie cechy charakterystyczne enklaw badanych przez autora oraz cytowanych powyżej są takie same. Fakt ten skłonił więc autora do rozpatrywania tego typu enklaw jako autolitów.

## AUTOLITY W GRANITOIDACH STRZELIŃSKICH

W obrębie granitu strzelińskiego oprócz ksenolitów skał metamorficznych (Lorenc — w druku) występują także drobnoziarniste, ciemne i zaokrąglone enklawy skał magmowych, pojawiające się jednak niezbyt licznie i rozprzestrzenione raczej nieregularnie.

W dotychczasowych opracowaniach tego rejonu autorzy wspominają jedynie generalnie o enklawach, nie dzieląc ich na poszczególne grupy genetyczne. Z opisów tych wynika jednak, że analizowane były wyłącznie ksenolity. Przyczyn takiej sytuacji można by upatrywać między innymi w makroskopowym podobieństwie ciemnych, elipsoidalnych enklaw do niektórych ksenolitów lub kulistych szlirów biotytowych. Fakt ten sprawia, że na przykład w obrębie dużego nagromadzenia ksenolitów współwystępujące z nimi drobne, zaokrąglone enklawy skał magmowych mogą ująć uwadze badającego lub ze względu na swą wielkość mogą po prostu nie być brane pod uwagę jako nieistotne.

Wyjątkiem pod tym względem jest praca Beresia (1969), który — nie wyróżniając wprawdzie odmian genetycznych — opisuje w grupie enklaw obok gnejsów i amfibolitów także okrągłe i drobnoziarniste enklawy o składzie mikrotonalitów i mikrogranodiorytów.

Opierając się na zebranych obserwacjach można stwierdzić, że omawiane enklawy 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, poparte danymi z analizy mikroskopowej, pozwalają na zaliczenie tego typu enklaw do grupy autolitów (*sensu* Holland 1900). Określenie to można jeszcze bardziej uściślić podając, że pod względem jakościowego składu mineralnego są to autolity antylogiczne, a pod względem cech strukturalno-teksturalnych — najczęściej autolity pleziomorficzne, rzadziej synmorficzne (Lacroix 1893; Ryka, Maliszewska 1982).

W wyniku przeprowadzonych prac terenowych okazało się, że nagromadzenia autolitów można obecnie obserwować jedynie w północnej części czynnego wyrobiska Kopalni Granitu w Strzelinie. Poza tym pojedyncze, duże autolity stwierdzono także na najniższym poziomie eksploatacyjnym w środkowej części tego wyrobiska.

Badane autolity są w większości formami niewielkimi, osiagającymi zaledwie kilka do kilkunastu centymetrów; znacznie rzadziej spotyka się enklawy wielkości około 20 cm, a już całkiem sporadycznie przekraczające 1 m średnicy (pl. I, 1 i 2). W znacznej większości kontakty enklaw z granitem są ostre i pozbawione reakcyjnych obwódek leukokratycznych (pl. VIII, 1-4), miejscami zaś można także obserwować w obrębie autolitów przy kontakcie z granitem wąskie strefy wzbogacone w minerały ciemne (pl. II, 1-3; pl. III, 1-4). Znacznie rzadziej spotyka się także enklawy częściowo zasymilowane przez granit,

odznaczające się kontaktami typu dyfuzyjnego (pl. VI, 3 i 4).

Bardzo interesujące jest samo rozmieszczenie autolitów w obrębie granitu. Jak już wspomniano wcześniej, w masywie strzeleńskim większe ich nagromadzenie stwierdził autor tylko w jednym miejscu na terenie Kopalni Granitu w Strzelinie. Ponadto, w miejscu tym występują one w bezpośrednim sąsiedztwie ksenolitów gnejsowych, co wskazuje na migrację autolitów w obrębie magmy granitowej aż do stropowych poziomów intruzji (pl. I, 3; pl. IV, 1). Przykład takiego zjawiska najlepiej obrazuje fotografia 1 na planszy IV, na której widać, że autolit oraz ksenolity gnejsu drobnowarstewkowego i warstewkowo-soczewkowego zawarte są w granicie w odległości nie większej niż 3 cm.

Omawiając rozmieszczenie autolitów w obrębie granitu warto także wspomnieć o sposobie ich orientacji. Bardzo wyraźnie zaznacza się tu zależność między kształtem autolitów i ich orientacją z jednej strony, a teksturą granitu z drugiej. Otóż w partiach granitu bezkierunkowego autolity mają kształt prawie izometryczny i trudno tu mówić o jakiegokolwiek orientacji. Z kolei w granicie, wykazującym tekstury z płynięcia, autolity są elipsoidalne i wydłużone zgodnie z kierunkowością granitu (pl. IV, 3; pl. VIII, 3). Fakt ten niewątpliwie wskazuje, że podczas ruchów magmy granitowej autolity ulegały jeszcze plastycznym deformacjom; taką samą sytuację stwierdził Didier (1973) w obrębie granitu Masywu Centralnego Francji w strefach marginalnych, również przy kontakcie ze skałami osłony.

Na podstawie materiału zebranego na terenie masywu strzeleńskiego oraz porównawczo w zachodniej Hiszpanii i środkowej Portugalii (Lorenc 1981) autor przeprowadził szczegółową analizę kształtu autolitów. Po zbadaniu kilkuset enklaw tego typu odpowiednie obliczenia wykazały, że w przypadku form drobnych (poniżej 20 cm średnicy) kształt ich jest najczęściej kulisty lub elipsoidalny, a znacznie rzadziej dyskoidalny. Autolity duże (powyżej 1 m średnicy) mają zarysy na ogół nieregularne, ale bardziej zbliżone do kuli niż do elipsoidy. Najbardziej interesujące ze względu na wykonane pomiary okazały się autolity o kształcie elipsoidy trójosiowej (fig. 8). Jak wykazały obliczenia, we wszystkich autolitach tej grupy stosunek osi  $X/Z$  utrzymuje się w granicach od 2,0 do 4,8 i tylko w skrajnych przypadkach osiąga wartość 5,7. Ten sam stosunek osi obserwuje się w stosunkowo nielicznie spotykanych autolitach podwójnych (enklawy zawierające w sobie kolejne, bardziej zasadowe autolity).

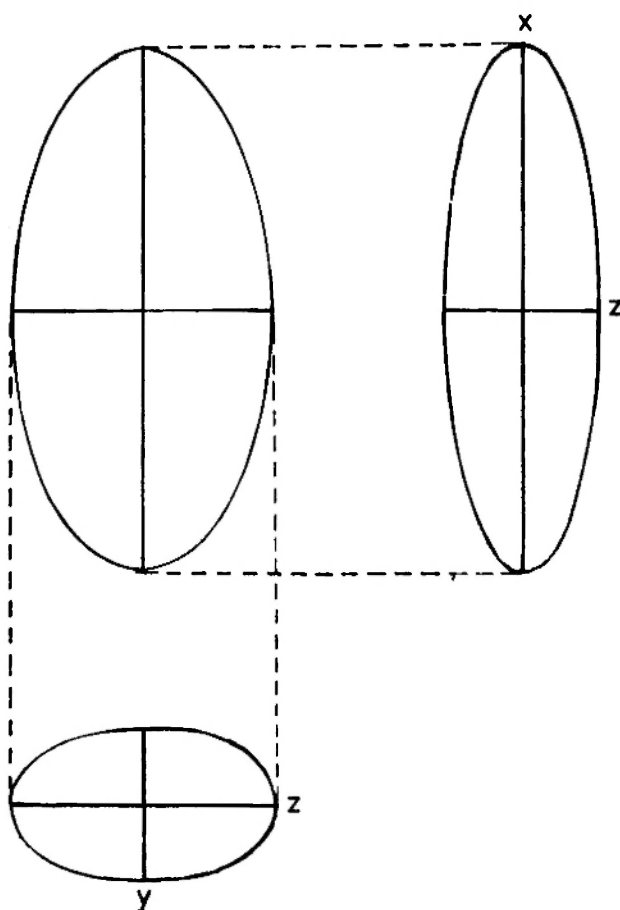


Fig. 8

Średni kształt autolitów elipsoidalnych

Medium form of an ellipsoidal autoliths

Stwierdzono również pewną regularność występowania stosunku osi  $X/Y$ , polegającą na tym, że prawie dla wszystkich elipsoidalnych autolitów stosunek ten utrzymuje się w granicach od 1,0 do 2,5, przy czym znaczna większość wykazuje wartości 1,5–2,0 (fig. 9).

Analogiczne badania zostały przeprowadzone wcześniej przez Barriere'a (1977a) dla autolitów kompleksu Ploumanac'h (Masyw Armorykański). Wykazały one, że w całym masywie parametr  $X/Z$  waha się od 2,0 do 6,0, przy czym oś  $X$  jest zawsze trzy razy większa od osi  $Y$  (sporadycznie tylko  $X/Y$  jest mniejsze). Oprócz drobnych autolitów, Barriere (1977a, b) opisuje również formy duże o stosunku osi  $X/Y = 10$  twierdząc, że powstanie ich należy wiązać z rozdrobnieniem lub budinażem syngenetycznych z granitem dajek zasadowych. W konkluzji analiza kształtu autolitów dała Barriere'owi (*op. cit.*) podstawy do stwierdzenia z reologicznego punktu widzenia jednowiekowości autolitów i otaczającego je granitu.

Odmienny od omawianego powyżej typ współwystępowania skał o różnym chemizmie w rejonie masywu strzeleńskiego stwierdził autor w



czynnym kamieniołomie w Gęsińcu. W kamieniołomie tym można obserwować zatokowe wnikanie granitu w obręb tonalitu przy równocześnie bardzo ostrym kontakcie obu skał (pl. V, 2 i 3). Kontakty przejściowe o charakterze dyfuzyjnym spotyka się tu sporadycznie.

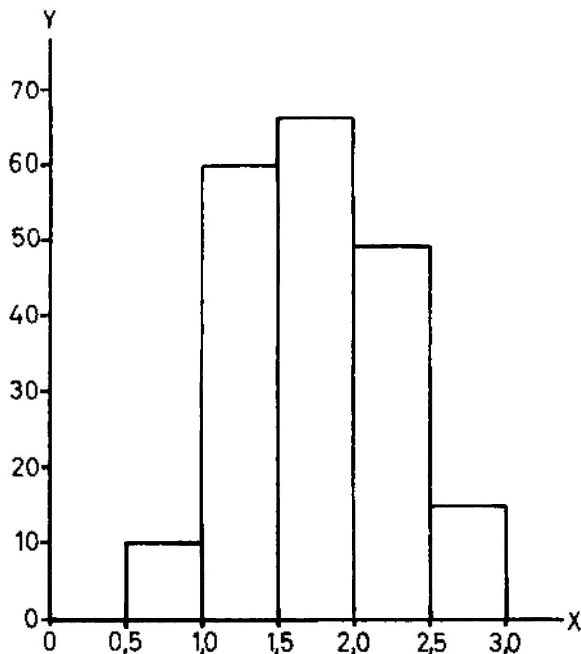


Fig. 9

Rozkład stosunku  $X/Y$  dla autolitów elipsoidalnych (200 pomiarów na osi poziomej)

Distribution of ratio  $X/Y$  of ellipsoidal autoliths (200 data on horizontal plane)

We wspomnianym kamieniołomie występują dwie odmiany tonalitu, różniące się tylko wielkością ziarna. Jest rzeczą charakterystyczną, że odmiana średnioziarnista tonalitu stanowi centralną część dużej masy tych skał, oddaloną znacznie od kontaktu z granitem, podczas gdy odmiana drobnoziarnista pojawia się w strefach przykontaktowych oraz w pojedynczych fragmentach (autolitach) zatopionych w obrębie granitu.

Tonalit reprezentuje tu więc bardziej femiczny dyferencjat magmy i w tym miejscu wraz z granitem stanowi fragment intruzji mieszanej. Ponadto tonalit sam w sobie zawiera również pojedyncze, ciemniejsze i bardziej drobnoziarniste autolity o składzie mikrodiorytu kwarcowego (pl. V, 3 i 4). Autolity te spotykano jednak nielicznie, co, jak się wydaje, jest sytuacją nietypową, zwłaszcza w przypadku intruzji mieszanej. Jak wynika bowiem z literatury oraz badań porównawczych wykonanych przez autora (Lorenc 1981), brak lub bardzo mała liczba autolitów w granitach bywa na ogół zjawiskiem normalnym, podczas gdy w bardziej femicznych granitoidach są one stosunkowo czę-

sto notowane, a w przypadku intruzji mieszanych obecność ich jest niemal regułą. W świetle powyższych danych rzadkość występowania autolitów w obrębie tonalitu z Gęsińca i Gościęcic jest, jak się wydaje, zjawiskiem tylko lokalnym i należałoby przypuszczać, że w najbliższym rejonie – jeżeli tonalit tam występuje – nagromadzenie autolitów jest znacznie większe.

Przedstawione powyżej przypuszczenia autora okazały się słuszne i znalazły potwierdzenie w wynikach wierceń wykonanych w tej okolicy w roku 1980 i 1981 przez Kombinat Geologiczny „Zachód”. Dwa spośród nich, zlokalizowane w rejonie Gościęcic (fig. 1) natrafiły bowiem pod mięszką partią granitu na początkowo drobno-, a następnie średnioziarnisty tonalit. Jak wykazały badania prób pochodzących z tych wierceń (Lorenc, Lewczuk 1981), w granicie autolity występują sporadycznie, a kontakty ich mają w większości przypadków charakter dyfuzyjny. Z kolei w tonalicy nagromadzenia autolitów bywają stosunkowo duże, a ich granice są ostre i często podkreślone strefą wzbogacenia w minerały ciemne. Należy również zaznaczyć, że frekwencja autolitów maleje ze wzrostem grubości ziarna tonalitu, a tym samym z głębokością. W górnej części drobnoziarnistego tonalitu w pobliżu kontaktu z granitognejsami osłony nagromadzenie autolitów jest dość duże i wynosi około 55 enklaw wielkości 1–5 cm w 1757 cm<sup>3</sup> skały. Głębiej ziarno tonalitu stopniowo wzrasta, autolity występują coraz rzadziej i od głębokości około 50 m spotyka się je tylko pojedynczo, aż do całkowitego zaniku. Na głębokości 140 m średnioziarnisty tonalit kontaktuje z ciemnym diorytem kwarcowym (miejscami hornblendowym), stanowiącym przypuszczalnie najbardziej femiczne ogniwo intruzji mieszanej (Lorenc, Lewczuk 1981). Równocześnie dioryty te mogą być potencjalnie skałą macierzystą, z której pochodzą występujące w wyżejległym tonalicy autolity mikrodiorytowe.

#### ANALIZA PETROGRAFICZNA AUTOLITÓW STRZELIŃSKICH

Wyseparowane do badań laboratoryjnych autolity wykazują na ogół bardzo małe zróżnicowanie w składzie petrograficznym i generalnie można je zaszeregować do dwu zasadniczych grup reprezentatywnych: 1) drobnoziarniste tonalicy i 2) mikrodioryty kwarcowe. W znacznie mniejszych ilościach notowane były także granodioryty i mikrodioryty hornblendowe (tab. 1), znajdujące

Tabela 1

Skład mineralny autolitów (w procentach)  
 Mineral composition of autoliths (in volume per cent)

	Kwarc Quartz	Mikroklin Microcline	Plagioklaz Plagioclase	Biotyt Biotite	Hornblenda Hornblende	Tytanit Titanite	Apatyt Apatite	Q	A	P	
Grano- dioryt g.ano- diorite	1 25,7	9,1	37,5	27,0	—	śl.	0,7	35,5	12,6	51,9	
	2 23,3	9,7	37,6	27,8	—	—	1,6	33,0	13,7	53,3	
Tonalit — tonalite	3 23,2	—	41,5	35,3	śl.	śl.	śl.	35,9	0	64,1	
	4 25,4	—	48,7	25,9	śl.	śl.	śl.	34,3	0	65,7	
	5 26,7	—	47,4	25,9	śl.	śl.	śl.	36,0	0	64,0	
	6 20,1	—	52,9	27,0	śl.	śl.	śl.	27,5	0	72,5	
	7 15,9	—	48,9	25,8	7,5	1,9	śl.	24,5	0	75,5	
	8 14,7	—	45,4	16,4	10,7	9,5	3,3	24,5	0	75,5	
	9 21,2	2,7	33,9	27,4	13,5	śl.	1,3	36,7	4,6	58,7	
	10 12,2	—	45,2	26,4	13,6	śl.	2,6	21,3	0	78,7	
	11 21,3	—	55,0	22,1	—	—	1,6	27,9	0	72,1	
	12 18,8	—	43,4	24,5	11,0	śl.	2,3	30,2	0	69,8	
	13 16,5	—	44,3	28,2	8,4	2,6	śl.	22,1	0	72,9	
	14 16,6	—	44,0	17,0	13,5	4,5	4,4	27,4	0	72,6	
	15 28,1	śl.	54,2	17,7	śl.	śl.	śl.	34,1	0	65,9	
	16 30,8	śl.	52,3	16,9	śl.	śl.	śl.	37,1	0	62,9	
	17 30,3	śl.	46,2	23,5	śl.	śl.	śl.	39,6	0	60,4	
	Dioryt kwarcowy quartz diorite	18 14,4	—	70,4	9,2	6,0	śl.	śl.	17,0	0	83,0
		19 8,5	—	60,8	30,7	śl.	śl.	śl.	12,3	0	87,7
20 11,7		—	52,6	35,7	śl.	śl.	śl.	18,2	0	81,8	
21 8,0		5,1	57,3	29,6	śl.	śl.	śl.	11,4	7,2	81,4	
22 11,8		1,4	60,9	25,9	śl.	śl.	śl.	15,9	1,9	82,2	
23 13,6		—	57,6	28,8	śl.	śl.	śl.	19,1	0	80,9	
24 9,5		—	60,1	30,4	śl.	śl.	śl.	13,6	0	86,4	
25 13,9		śl.	59,7	26,4	śl.	śl.	śl.	18,9	0	81,1	
26 16,4		—	66,9	16,7	śl.	śl.	śl.	19,7	0	80,3	
Dioryt hornblendowy hornblende diorite		27 17,3	—	42,3	24,6	13,9	śl.	1,9	18,8	0	81,2
	28 10,4	—	45,0	24,9	7,1	9,3	3,3	18,8	0	81,2	
	29 8,1	5,0	59,9	19,6	7,4	śl.	śl.	11,1	6,8	82,1	
	30 8,2	—	46,6	11,0	34,2	śl.	śl.	15,0	0	85,0	
	31 8,2	—	42,2	12,1	37,5	śl.	śl.	16,3	0	83,7	
	32 3,1	—	49,8	18,2	28,9	śl.	śl.	5,9	0	94,1	

ne głównie w rdzeniach wiertniczych z okolic Gęsińca i Gościęcic (Lorenc, Lewczuk 1981). Przedstawiony powyżej generalny podział odnosi się tylko do autolitów „pojedynczych”. Oddzielną grupę stanowią autolity „podwójne”, czyli np. mikrotonalite hornblendowo-biotytowe w obrębie autolitów tonalitowych czy też mikrodioryty hornblendowe w obrębie autolitów mikrodiorytu kwarcowego (pl. IV, 2 i 3; pl. VI, 1; pl. VII, 3 i 4). Należy jednak wspomnieć, że autolity wewnętrzne w enklawach podwójnych mają identyczny skład petrograficzny, jak odpowiadające im skały znajdujące w granitoidach strzelińskich jako autolity „pojedyncze”. Co więcej, we wszystkich przypadkach kontakt autolitu wewnętrznego

(zawsze bardziej femicznego) z zewnętrznym wygląda tak samo, jak autolitu „pojedynczego” z granitem. Obserwuje się tu bowiem zarówno znaczną różnicę barwy i wielkości ziarna, jak również zmiany w obrębie strefy przykontaktowej, wzbogaconej w minerały ciemne (pl. IV, 3; pl. VI, 1; por. pl. IV, 1).

*Drobnodziarniste tonalite* znajdujące były zarówno w pobliżu dużej masy średniodziarnistego tonalitu, występującego razem z granitem w okolicach Gęsińca, jak i w obrębie granitu w Strzelińcu. Struktura tych skał jest równozdziarnista, tekstura bezładna, a barwa — w związku z dużą zawartością biotytu i hornblendy — znacznie ciemniejsza niż granitu (pl. VII, 3 i 4).

Głównym składnikiem autolitów tonalitowych jest plagioklaz, który w obrazie mikroskopowym ma postać idiomorficznych tabliczek, wykazujących zbliżenie albitowe lub rzadziej peryklinowe. Bardzo często plagioklasy odznaczają się budową pasową, przy czym centralną część ziarn tworzy labrador ( $An_{50-55}$ ), natomiast partie zewnętrzne — andezyn ( $An_{35-40}$ ). Niekiedy obserwuje się także rekurencję pasów. Dość powszechnym zjawiskiem jest obecność drobnych wrostków hornblandy oraz igiełek apatyty w centralnych częściach plagioklazów.

Drugim głównym składnikiem tonalitów jest kwarc. Minerale ten tworzy różnej wielkości ksenomorficzne ziarna, najczęściej o falistym wygaszaniu światła. Podobnie jak plagioklasy, także i kwarc zamyka w sobie pewne ilości wrostków apatyty, hornblendy, a niekiedy również i biotyty.

Biotyt jest składnikiem krystalizującym równocześnie bądź też nieco wcześniej niż plagioklasy, w związku z czym występuje w skale jako dobrze wykształcone blaszki, miejscami lekko wygięte przez później krystalizujące minerały. Łyszczak ten charakteryzuje się pleochroizmem w barwach:  $\alpha$  — słomkowożółta,  $\beta = \gamma$  — ciemnobrunatna, oraz obecnością stosunkowo dużej ilości wrostków apatyty. Nieco rzadziej występują w nim także wrostki cyrkonu otoczone wyraźnymi polami pleochroicznymi. Bardzo często obserwuje się proces stopniowej chlorytyzacji biotyty, polegający na zastępowaniu łyszczaku przez pennin zgodnie z kierunkiem łupliwości. W takim przypadku efektem ubocznym jest pojawienie się w obrębie penninu drobnych grudek tytanitu lub nieprzezroczystych nalotów leukoksenu.

Amfibol jest minerałem występującym w ilościach równych biotyty lub nieco mniejszych, a reprezentującym hornblendę zwyczajną. Są to na ogół subautomorficzne słupki o silnym pleochroizmie w barwach:  $\alpha$  — żółtozielona,  $\beta$  — jasnozielona,  $\gamma$  — ciemnozielona i stałym kącie  $Z/\gamma = 16^\circ$ . Podobnie jak biotyt także i hornblenda ulega stopniowej chlorytyzacji, przy czym procesowi temu towarzyszy pojawienie się w obrębie wtórnego penninu pojedynczych ziarn tytanitu oraz znacznie rzadziej kalcyty. Drugim procesem zmieniającym amfibol jest biotytyzacja; cechy optyczne powstałego w ten sposób biotyty są takie same, jak biotyty pierwotnego, będącego głównym składnikiem skały.

Kolejnym składnikiem, występującym już w znacznie mniejszych ilościach, jest mikroklin o plamistym wygaszaniu światła i niewyraźnej krat-

ce polisyntetycznych zbliżniczeń. Minerale ten krystalizował w skale jako jeden z ostatnich, w związku z czym ma on postać ksenomorficznych ziarn, wypełniających przestrzenie interstycjalne pomiędzy wcześniej wykrysztalizowanymi minerałami. W przypadku bezpośredniego sąsiedztwa mikroklinu i plagioklazu na granicy obu ziarn powstaje myrmekit.

Do grupy składników akcesorycznych należą, wymienione już wcześniej przy opisie minerałów głównych, apatyt, tytanit, cyrkon i kalcyt. Spośród minerałów tej grupy najbardziej interesującymi z punktu widzenia genezy autolitów są apatyt i cyrkon. Znaczenie diagnostyczne tych minerałów zostanie przedstawione w dalszej części pracy.

*Mikrodioryty kwarcowe* reprezentują drugą grupę analizowanych autolitów, wykazujących bardzo nieznaczne różnicowanie w zakresie barwy i wielkości ziarna (pl. IX, 1 i 2). Generalnie jednak są to skały zawsze ciemniejsze i bardziej drobnoziarniste niż omawiane wcześniej autolity tonalitowe.

Głównymi składnikami mikrodiorytów kwarcowych są: plagioklaz, biotyt i hornblenda, grupę zaś minerałów pobocznych i akcesorycznych stanowią: kwarc, apatyt, tytanit, chloryt, epidot, cyrkon i tlenki żelaza.

Plagioklaz reprezentowany jest tu przez andezyn o zmiennej zawartości anortytu w granicach 30–50%, którego automorficzne lub subautomorficzne tabliczki zorientowane są w ten sposób, że nadają skale teksturę ofitową. Bardzo powszechną cechą plagioklazów jest budowa pasowa, wtedy strefy zewnętrzne kryształów zawierają od 25 do 35% anortytu, a wewnętrzne — 45–50%. Stosunkowo rzadko spotyka się kryształy wykazujące rekurencję pasów; wówczas rozkład zawartości anortytu przedstawia się następująco: strefa zewnętrzna — 35%, strefa pośrednia — 20%, strefa wewnętrzna — 45%.

Bardzo powszechnym procesem zmieniającym plagioklasy jest serycytyzacja, obejmująca zawsze bardziej zasadowe partie kryształów.

Biotyt tworzy dobrze wykształcone blaszki, zawierające niekiedy drobne wrostki anhedralnego cyrkonu, otoczone bardzo wyraźnymi polami pleochroicznymi. Z kolei barwy pleochroiczne samego biotyty utrzymują się w odcieniach:  $\alpha$  — żółty,  $\beta = \gamma$  — czerwobrunatny. Wskutek wtórnych przeobrażeń biotyt bardzo często przechodzi stopniowo w pennin z równoczesnym wytrąceniem nieprzezroczystych grudek tlenków żelaza.

Trzecim głównym składnikiem mikrodiorytów kwarcowych jest hornblenda zwyczajna, tworząca automorficzne słupki o wyraźnym pleochroizmie w barwach:  $\alpha$  – bladeżółta,  $\beta$  – jasnozielona,  $\gamma$  – zielononiebieska. Kąt  $Z/\gamma$  utrzymuje się w granicach 15–17°. Wtórny procesem przeobrażającym amfibol jest biotytyzacja i częściowa chlorytyzacja (pl. X, 3 i 4), z czym związane jest uboczne wytrącanie się leukoksenu i sporadycznie epidotu. W niewielu przypadkach słupki hornblendy zawierają drobne wrostki tytanitu (pl. X, 1).

Kwarc występuje w tle skalnym pomiędzy tabliczkami plagioklazu tworząc na ogół niewielkie, ksenomorficzne ziarna odznaczające się faliwym wygaszaniem światła.

Bardzo charakterystycznym minerałem jest apatyt, tworzący drobne igielki i pręciki, rozproszone nieregularnie w obrębie całej skały (pl. IX, 4) bądź też zawarte w formie wrostków w biotycie.

Ostatni z akcesorycznych składników – tytanit – tworzy tu prawie automorficzne ziarna, zawierające niekiedy pojedyncze wrostki kwarcu i plagioklazu. Cechą charakterystyczną jest występowanie tytanitu w miejscach ubogich w składniki ciemne, gdzie wypełnia przestrzenie między tabliczkami plagioklazu.

W obrębie granitu strzeńskiego oznaczył autor także pojedyncze autolity *mikrodiorytu hornblendowego* o zwiększonej zawartości tytanitu. Charakterystyczne dla tych autolitów jest, widoczne przy makroskopowej obserwacji, występowanie w obrębie drobnoziarnistego tła licznych białych plamek o stosunkowo ostrych zarysach. W centralnej części każdej takiej plamki znajduje się pojedynczy, czerwobrunatny kryształek. Jak wykazały obserwacje mikroskopowe, plamki te, wielkości 3–5 mm, stanowią partie tła skalnego utworzonego prawie wyłącznie z plagioklazów (z minimalnym udziałem kwarcu), natomiast całkowicie pozbawionego minerałów ciemnych. W odróżnieniu od omawianych wcześniej autolitów mikrodiorytu kwarcowego w tym przypadku plagioklaz reprezentują automorficzne tabliczki lub listewki o budowie pasowej, których części zewnętrzne stanowi andezyn ( $An_{30-40}$ ), natomiast centrum – labrador ( $An_{55-65}$ ). Wtórnych przeobrażeń na ogół nie obserwuje się, co najwyżej nieznaczny serycytyzacja kryształów.

Z kolei ciemne kryształki wielkości 1–3 mm, zajmujące centralną pozycję w obrębie plagioklazowych „plamek”, to tytanit o charakterystycznych przekrojach ostrych rombów lub równoległoboków (pl. X, 2). Bardzo często kryształki te

zawierają w sobie niewielkie wrostki plagioklazu i kwarcu.

Enklawy tego typu notowane były na terenie Dolnego Śląska także w granicie karkonoskim (Ossan 1923) oraz w granicie masywu Strzegom–Sobótka (Milch, Riegner 1910; Majerowicz inf. ustna), zawsze jednak w znikomych ilościach.

Jak wynika z analizy składu mineralnego (fig. 10; tab. 1), autolity mikrodiorytowe spotykane są równie często jak tonalitowe, przy czym te ostatnie wykazują takie same cechy strukturalne zarówno w pobliżu tonalitu z Gęsińca, jak i w

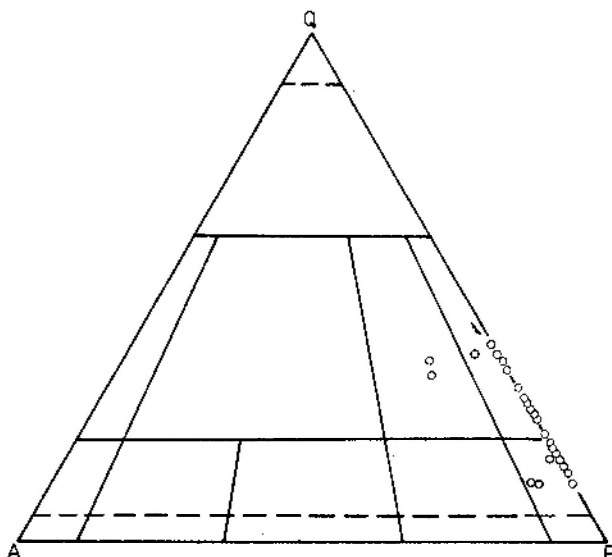


Fig. 10  
Autolity strzeńskie, w trójkącie klasyfikacyjnym Q–A–P  
Strzelin autoliths in the Q–A–P classification triangle

odległym od niego o ponad 4 km granicie strzeńskim. Równocześnie bardzo znamienne jest to, że znaczna większość autolitów tonalitowych znalezionych w Strzelinie i Gościęcicach wykazuje taki sam skład mineralny jakościowy i ilościowy, jak intruzywny tonalit z Gęsińca. Podobnie przedstawia się sytuacja z autolitami mikrodiorytowymi znalezionymi w granicie strzeńskim, w tonalicie z Gęsińca oraz w tonalicie z Gościęcic. Skład mineralny tych autolitów odpowiada dokładnie składowi diorytu kwarcowego i hornblendowego nawierconego w rejonie Gościęcic na głębokości ponad 140 m (por. fig. 1 i 10).

Porównanie takie sugeruje, że autolity i odpowiadające im skały głębinowe reprezentują te same dyferencjaty magmowe.

Jak wynika z przedstawionych powyżej obserwacji, pierwotna magma była znacznie zróżnicowana, chociaż obecnie na powierzchni oprócz granitu występują tylko podrzędne ilości granodiorytu (Dobroszów) oraz tonalitu (Gęsiniec, Do-

broszów). Poza lokalnym wystąpieniem diorytów kwarcowych na zboczu wzgórza Gromnik (Borkowska 1959), bardziej maficzne skały tego szeregu na powierzchni nie występują. O obecności

tego typu skał w głębszych partiach masywu można jednak sądzić właśnie na podstawie autolitów mikrodiorytowych, co zostało potwierdzone niektórymi wierceniami (Lorenc, Lewczuk 1981).

## PROBLEM GENEZY AUTOLITÓW

Problem genezy autolitów jest w literaturze wciąż dyskutowany i jak ostatnio podano (Büsch 1980; Büsch, Otto 1980) generalnie powstanie tego typu enklaw tłumaczy się na cztery sposoby:

1. Rekrystalizacja ksenolitów skał osadowych lub metamorficznych;

2. „Diorytyzacja” skał osadowych lub metamorficznych wskutek mobilizacji podczas anatexis;

3. Pochłanianie magmowych ksenolitów (starsze skały krystaliczne i zasadowe intruzywy);

4. Pochłanianie skał magmowych związanych genetycznie z granitem (zasadowe produkty magmy, segregacja, „dajki”).

Jak wynika z aktualnej literatury, najbardziej prawdopodobną i najczęściej przyjmowaną jest ostatnia z wymienionych powyżej interpretacji, w ramach której mieszczą się kolejne trzy wersje:

– intruzja magmy zasadowej („dajki”) w obręb znacznie chłodniejszej magmy granitowej, zachodząca poniżej strefy konsolidacji;

– frakcyjna krystalizacja magmy;

– grawitacyjna dyferencjacja magmy.

Interpretacja i argumenty na rzecz wymienionych wersji zostaną szczegółowo omówione poniżej w nawiązaniu do poszczególnych, charakterystycznych cech autolitów.

Najbardziej charakterystyczną cechą autolitów podkreślaną przez wszystkich autorów jest ich drobnoziarnistość w porównaniu z granitoidami, w których występują. Do wyjaśnienia problemu wielkości ziarna tych enklaw przyjmuje się teorię reakcji termicznej między bardziej zasadową magmą o znacznie wyższej temperaturze i chłodniejszą magmą kwaśną. W przypadku drobnych autolitów wpływ różnicy temperatur widoczny jest w całej masie jednakowo, podczas gdy duże bloki odznaczają się dodatkowo także obecnością wyjątkowo drobnoziarnistej strefy przykontaktowej, wzbogaconej w minerały ciemne. Pogląd taki przyjmuje wielu autorów (m. in. Blake *et al.* 1965; Didier, Lameyre 1969; Eichelberger 1980 w: Peck, Wones 1980; Cantagrel *et al.* 1982; Didier *et al.* 1982), którzy ponadto mechanizm powstawania okrągłych i co najważniejsze drobnoziarnistych autolitów w granitoidach po-

równują do mechanizmu tworzenia się law poduszkowych przy zasadowych wylewach podmorskich (fig. 11). Zgodnie z takim poglądem, w pierwszym etapie materiał zasadowy przemieszczał się w obręb skorupy sialicznej tworząc pierwotne dajki. Z kolei później postępująca magma zasadowa mogła być zatrzymana przez nowo powstałą anatektyczną magmę kwaśną, tworzącą swoistą barierę. W takim przypadku intrudująca magma zasadowa była rozrywana na pojedyncze „poduszki” (ang. pillows) w obrębie znacznie chłodniejszej magmy kwaśnej na podobnych zasadach, jak lawy poduszkowe przy wspomnianych wylewach podmorskich. W dalszym etapie magma kwaśna podgrzana wtórnie przez magmę zasadową, na skutek zaburzenia równowagi w powstałym w ten sposób tzw. układzie spustowym, była z kolei zdolna do dalekiego przemieszczania się wraz z zawartymi w niej wyżej wspomnianymi „pillows” i tworzyła intruzje usytuowane wysoko w skorupie, osiagając strefę skał osadowych. Wyniesione w ten sposób „pillows”, obserwowane obecnie jako enklawy typu autolitów, mogły być także fragmentami pierwotnych dajek, transportowanymi z głębokich stref skorupy (Pitcher – *inf. ustna*).

Interpretację tego typu przyjmuje się nie tylko dla intruzji granitowych (m. in. Wager, Bailey 1953; Büsch 1980), ale także dla wylewów powierzchniowych Islandii (Blake *et al.* 1965; Sparks *et al.* 1977), Hiszpanii (Capdevila 1969; Zeck 1970) i Francji (Cantagrel *et al.* 1982). Warto również zaznaczyć, że erupcje te tworzyły bądź to ryolity z autolitami toleitu (Islandia), bądź też dacyty z autolitami bazaltu (Hiszpania), a jak wiadomo toleity i bazalt są wylewnymi odpowiednikami gabrów, ryolit zaś odpowiada granitowi, a dacyt – granodiorytowi (Streckeisen 1978). Zachowana jest więc i w tym przypadku określona relacja chemizmu autolitu i skały otaczającej.

Jak wynika z powyższego, interpretacja ta (por. wersja intruzji magmy zasadowej) wyjaśnia między innymi obecność autolitów gabrowych w granicie czy granodiorycie, uwzględniając równocześnie różnice temperatur obu magm, a także wielkość ziarna i chemizm samych autoli-

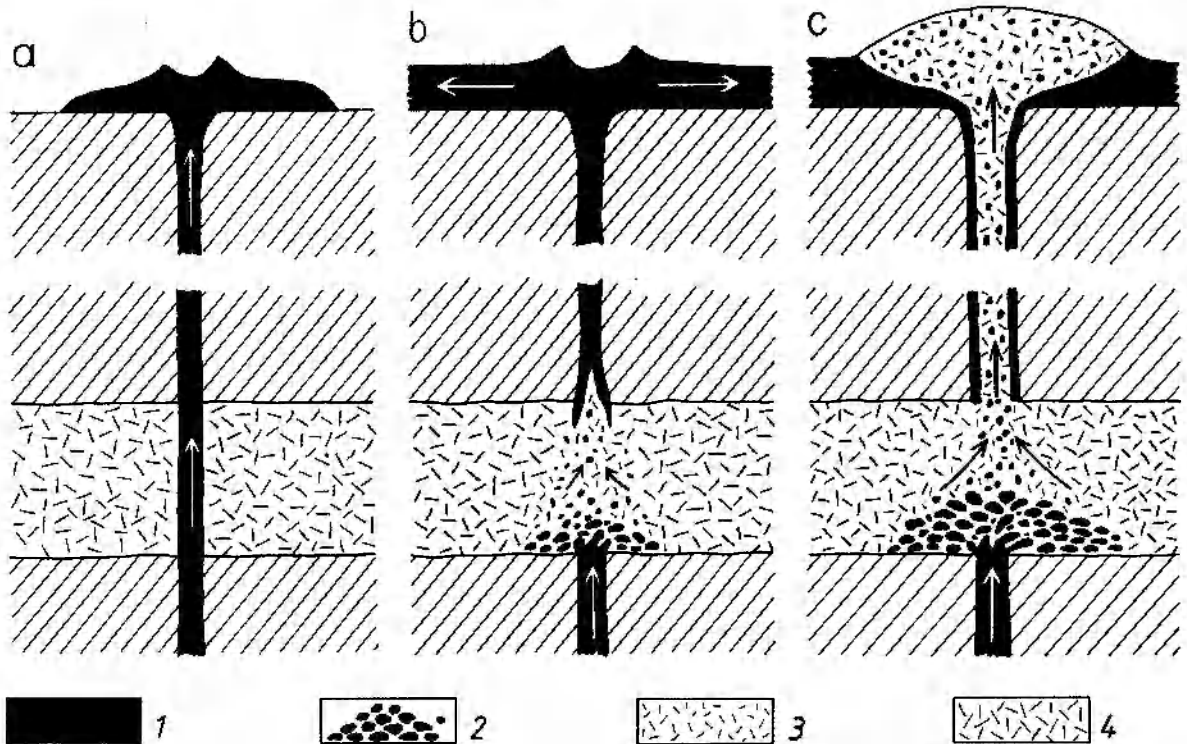


Fig. 11

Schemat tworzenia się kwaśnej magmy z zasadowymi enklawami na skutek intruzji magmy zasadowej (wg Blake *et al.* 1965)

1 – magma zasadowa; 2 – zasadowe enklawy; 3 – mobilna magma kwaśna; 4 – lepka magma kwaśna

Scheme of formation of an acid magma with basic enclaves resulting from intrusion of a basic magma (after Blake *et al.* 1965)

1 – basic magma; 2 – basic pillows; 3 – mobile acid magma; 4 – viscous acid magma

tów. Teoria ta tłumaczy również bardzo charakterystyczny kształt autolitów, zwłaszcza jeżeli przyjmiemy się za większość autorów, że autolity w obrębie skały otaczającej nie były całkowicie skryształizowane i ulegały w całym układzie plastycznym deformacjom.

Z modelem tym zgodna jest również opinia Pitchera (1979, 1982 – inf. ustna), który uważa, że pochodzenie omawianego typu enklaw należy wiązać z rozdrobnieniem syngenetycznych z granitem dajek zasadowych; interpretację taką przyjmuje również Barriere (1977a, b), ale wyłącznie dla form dużych o stosunku osi  $X/Y=10$ .

Bardzo wielu cennych informacji co do przypuszczalnej genezy autolitów w nawiązaniu do przedstawionej powyżej interpretacji dostarczają obserwacje mikroskopowe niektórych minerałów wskaźnikowych, a zwłaszcza apatytu.

Badania eksperymentalne przeprowadzone dla określenia genezy apatytu (Wyllie *et al.* 1962) wykazały, że w systemie  $\text{CaO}-\text{CaF}_2-\text{P}_2\text{O}_5-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  w efekcie wolnej krystalizacji przy równowadze fazy ciekłej i gazowej apatyt tworzy ziarna zaokrąglone o stosunku elongacji od 1:1 do 1:3. Jednocześnie stwierdzono, że na skutek nagłego

ochłodzenia fazy ciekłej zawierającej apatyt, powstają kryształy silnie wydłużone wzdłuż osi  $c$  przy stosunku elongacji około 1:20. Kryształy te są gładkie, o równych brzegach i dobrze wykształconych ścianach.

Jak wykazały obserwacje autora, wszystkie autolity wyseparowane z granitoidów strzełińskich oraz analizowane porównawczo z granodiorytów środkowej Hiszpanii i Portugalii (Lorenc 1981) zawierały stosunkowo niewielkie ilości apatytu, ale zawsze kryształki tego minerału miały pokrój długich i bardzo cienkich igiełek (pl. IX, 3). Stosunek elongacji wykazywał wprawdzie pewne wahania, ale zawsze utrzymywał się w granicach od 1:15 do 1:30. Fakt ten obok bardzo charakterystycznej drobnoziarnistości autolitów świadczy chyba jednoznacznie o tym, że magma tworząca autolity w obrębie granitoidów została wyraźnie ochłodzona.

Ciekawą koncepcję mechanizmu tworzenia się autolitów, opartą na procesie frakcyjnej krystalizacji przedstawili Brown *et al.* (1979) na podstawie zonalnego plutonu Loch Doon (SW Szkocja). Jest to typowa intruzja mieszana, w której koncentrycznie występują: granit alkali-

czny, granit, monzonit kwarcowy, monzodioryt i dioryt hiperstenowy.

Macierzysta magma plutonu Loch Doon miała, zdaniem autorów (Brown *et al.*, *op. cit.*), skład pośredni między monzonitem a diorytem. Frakcyjna krystalizacja tego stopu, przy nieznacznej asymilacji skał osłony i mieszaniu się kumulatów mineralnych (ang. crystal cumulates) z rezydualnym stopem, stanowiła pierwotną regulację zmian magmy w tym plutonie. Wstępnym etapem rozwoju plutonu było powstanie cienkiej powłoki diorytowej, która następnie na skutek pulsacji magmy rezydualnej ulegała silnemu pokruszeniu, zwłaszcza w części centralnej. W konsekwencji tego procesu następowało wchłanianie rozdrobnionej powłoki przez rezydualny stop monzonitowy i granitowy oraz powstawanie w ten sposób pierwszych diorytowych autolitów. Mechanizm ten powtarzał się dalej, zawężając się stopniowo do centralnych części plutonu, wraz z postępującą krystalizacją coraz kwaśniejszych członów magmy. Zgodnie z konkluzją Browna (Brown *et al.* 1979), macierzysta magma monzodiorytowa wznosiła się stopniowo na coraz to wyższe poziomy, tworząc kolejne powłoki począwszy od diorytu, przez monzodioryt kwarcowy i kończąc na krystalizacji rezydualnego stopu granitowego.

Przedstawiona powyżej interpretacja bardzo obrazowo ukazuje mechanizm tworzenia się intruzji zonalnych, ujmując równocześnie niektóre typowe cechy autolitów. Ponieważ jednak nie wyjaśnia jednej z najważniejszych cech, jaką jest kształt tych enklaw, zdaniem autora nie może być uznana za interpretację pewną. Poza tym nie zawsze rozkład chemizmu skał przebiega w ten sposób, jak to przedstawiono na przykładzie Loch Doon, gdzie zasadowość skał maleje od brzegów do centrum plutonu (od diorytu hiperstenowego do granitu alkalicznego). Od tej reguły istnieją również znaczne odstępstwa, czego przykładem mogą być niektóre zonalne plutony środkowej Portugalii, gdzie sekwencja skał jest dokładnie odwrotna: granity alkaliczne w strefach brzeżnych – gabro w centrum (Lorenc 1981).

Odmianą teorię pochodzenia autolitów przedstawił Palm (1957) uważając, że magma pochodzenia anatektycznego przeszła przed przemieszczeniem grawitacyjną dyferencjację. Zgodnie z tą teorią, pierwsze krystalizują hornblenda, biotyt i zasadowy plagioklaz, które jako cięższe opadają w głębsze partie zbiornika; w tym samym czasie krystalizuje ortoklaz. W efekcie tego procesu tworzą się dwie strefy: górna – kwaśna, bogata w ortoklaz, ale uboga w minerały

barwne, oraz dolna – zasadowa, bogata w biotyt i amfibol, ale uboga w minerały jasne. Strefa pośrednia znajduje się pomiędzy wymienionymi dwiema i ma charakter przejściowy.

Według autora przedstawionej powyżej koncepcji (Palm *op. cit.*), intruzja magmowa następująca po dyferencjacji dokładnie odzwierciedla ten schemat. Rezydualne magmy kwaśne przemieszczając się ku górze porywają w formie enklaw fragmenty już skryształizowanej magmy zasadowej (enklawy z ostrymi kontaktami), a także nie skryształizowanej całkowicie strefy pośredniej (enklawy z kontaktami dyfuzyjnymi). Te ostatnie reprezentują więc nie efekty granityzacji bardziej zasadowych enklaw, lecz fragmenty słabo zdyferencjowanej strefy pośredniej.

Teoria ta, podobnie jak i poprzednia, nie tłumaczy – zdaniem autora – wszystkich cech autolitów, a zwłaszcza tak podstawowych, jak wielkość ziarna czy kształt. Tak więc chociaż bywa przytaczana zarówno przy omawianiu procesów frakcyjnej krystalizacji, jak i dyferencjacji krystalizacyjnej, to jednak w przypadku pochodzenia autolitów jest mało przekonująca.

Bardzo istotną cechą autolitów jest również charakter ich kontaktu ze skałą otaczającą (pl. VI, 3 i 4; pl. VII, 3 i 4; pl. VIII, 1–4). W większości kontakty te są bardzo ostre, ale spotyka się także kontakty dyfuzyjne. Oba typy kontaktów można jednak zdefiniować w zależności od różnicy składu mineralnego autolitów i skały otaczającej. Tak więc kontakty ostre obserwuje się w przypadku, gdy autolit reprezentuje skałę znacznie bardziej zasadową niż otaczający go granitoid. Przykładem tego mogą być autolity gabrowe lub diorytowe w granicie. W takim przypadku minerały skałotwórcze autolitu zajmują w szeregu reakcyjnym Bowena znacznie wyższą pozycję niż minerały granitu, w związku z czym w stanie plastycznym magma nie mogła reagować z autolitami. Jedynym efektem oddziaływania magmy granitowej na tego typu enklawy bywają powstające na kontakcie leukokratyczne obwódki w obrębie granitu, względnie ciemne obwódki w obrębie autolitu (pl. II, 1–4).

Odmienne przedstawia się sytuacja w przypadku zbliżonego chemizmu autolitu i skały otaczającej. Przykładem są tu enklawy tonalitowe w granicie lub granodiorycie, które bywają upodabniane do skały otaczającej w różnym stopniu. Kontakt obu skał miewa wówczas charakter dyfuzyjny (pl. VI, 3 i 4).

Przedstawione powyżej zależności zauważył już Bowen (1922), który wyjaśnił, że nasycona

magma granitowa nie może rozpuszczać bardziej zasadowych enklaw, może jednak reagować z nimi powodując zmiany prowadzące do upodobnienia ich składu mineralnego do składu otaczającego granitu.

Pierwszym etapem asymilacji autolitu jest powstanie wokół niego (w obrębie granitu) leukokratycznej obwódki mikroklinowo-kwarcowej, podobnie jak w przypadku wcześniej opisanym. Kolejne etapy przebiegają następująco:

- wzrost kryształów plagioklaz w autolocie,
- grupowanie się minerałów ciemnych wokół plagioklazów,
- generalny wzrost grubości ziarna autolitu,
- makroskopowe zatarcie granicy między autolitem i granitem.

W ekstremalnym przypadku w efekcie takich zmian autolit makroskopowo bywa prawie niewidoczny i jedynie pod mikroskopem można stwierdzić miejsca bogatsze w plagioklaz, hornblendę i biotyt jako relikty po pierwotnym autolocie (Dieder 1973).

Powyższy schemat jest jednak słuszny jedynie w przypadku stosunkowo niedużych autolitów. W przypadku dużych bloków proces ten ogranicza się jedynie do brzeżnej strefy i w głąb autolitu nie dociera.

Niekiedy zdarza się, że autolity bywają identyfikowane jako ksenolity, a ich skład mineralny interpretowany jako efekt granityzacji. W takim przypadku nie wytłumaczony pozostaje problem, w jaki sposób granityzacja może doprowadzić do powstania enklaw o większej zasadowości, ostrych zarysach i kotektycznych zależnościach między tworzącymi je składnikami. Co więcej, w większości autolitów nie obserwuje się intensywnej rekrystalizacji, podczas gdy zwykle ksenolity są zazwyczaj zrekrystalizowane, a składem i teksturą wyraźnie różnią się od pospolitych skał magmowych.

Pewne wątpliwości może budzić na przykład zaliczenie pewnych enklaw do ksenolitów, które stwierdzono w obrębie hercyńskich adamellitów (wg aktualnej klasyfikacji — granitów) rejonu Kirchberg (NRD). Opisano tam bowiem oprócz ksenolitów hornfelsowych, łatwo korelowanych ze skałami osłony, także enklawy o składzie granodiorytu i tonalitu (Paech 1967). Jak podano, enklawy to charakteryzują się wyraźną teksturą magmową, a ich głównymi składnikami są: plagioklaz ( $An_{20-30}$ ), biotyt oraz kwarc, akcesorycznie zaś pojawiają się apatyt, cyrkon i tlenki żelaza. W niektórych enklawach stwierdzono także tytanit, którego kryształki osiągały wielkość do 2 mm.

Omawiając opisane powyżej enklawy łącznie z hornfelsami jako ksenolity, autor artykułu (Paech *op. cit.*) podaje również, że: „ze składu mineralnego ksenolitów można wnioskować, że asymilacja wchłoniętych przez magmę fragmentów skał otoczenia nie zawsze doprowadziła do pełnego zrównania ze składem jakościowym granitu” (*op. cit.*, s. 141).

Zgodnie z podanym powyżej oczywistym stwierdzeniem należy przypuszczać (czego Paech dokładnie nie podaje), że zmienne nasilenie procesów asymilacyjnych uzależnione było od charakteru petrograficznego poszczególnych enklaw. Równocześnie można by sądzić, że wszystkie występujące w granicy enklawy — nazywane tutaj ksenolitami — są fragmentami skał osłony, podczas gdy w pobliżu intruzji Kirchberg żadne starsze skały magmowe o cechach odpowiadających drobnoziarnistym enklawom nie występują (*Geologická mapa ČSSR — 1963*). Można więc przypuszczać, że część wymienionych przez Paecha (*op. cit.*) enklaw nie stanowi fragmentów skał osłony, lecz należy do związanych genetycznie z granitem autolitów.

## UKŁAD GRANIT-AUTOLITY

Jak wynika z przedstawionych danych, istnieje kilka poglądów na pochodzenie autolitów w skałach granitoidowych. Wyraźnie dominują jednak trzy wersje, zgodnie z którymi mechanizm tworzenia się tego typu enklaw można sprowadzić do:

- a) mieszania się magm o różnym chemizmie;
- b) frakcyjnej krystalizacji;
- c) grawitacyjnej dyferencjacji magmy.

Zdaniem autora, obserwacje dokonane na terenie masywu strzezińskiego oraz porównawczo

w niektórych częściach Półwyspu Iberyjskiego (Lorenc 1981) pozwalają przypuszczać, że we wszystkich rejonach, gdzie została stwierdzona obecność autolitów, mechanizm ich tworzenia się może odpowiadać pierwszej z przedstawionych powyżej teorii. Same zaś autolity (w tym również sporadycznie znajduwane podwójne) reprezentują fragmenty pierwotnej, skontaminowanej magmy zasadowej o zmiennym składzie.

Inne interpretacje pochodzenia tego typu enklaw są mniej przekonujące, gdyż np. kumulacyj-



ne pochodzenie, proponowane przez niektórych autorów, nie uwzględnia drobnoziarnistej struktury, pochodzenie restytowe zaś jest nieprawdopodobne z powodu typowej tekstury magmowej tych enklaw z kompletnym brakiem oznak metamorfizmu czy przetapiania. Do takich samych wniosków doszli ostatnio także Cantagrel *et al.* (1982) oraz Didier *et al.* (1982) dodając ponadto, że enklawy tego typu występują nie tylko w granodiorytach czy monzogranitach, ale nawet w granitach alkalicznych i syenitach nefelinowych, czyli w skałach, które nie mogły powstać w skorupowej anateksis. Jednakże enklawy takie są zupełnie nieobecne w leukogranitach, czyli w skałach generalnie uważanych za produkt anateksis.

W dotychczasowych opracowaniach z rejonu masywu strzelińskiego problem autolitów nie był poruszany. We wszystkich znanych autorowi publikacjach pojawiały się jedynie wzmianki na temat enklaw ogólnie. Wprawdzie Bereś (1969) wyszczególnia okrągłe, ciemne enklawy o składzie mikrotonalitu czy mikrogranodiorytu i teksturze ofitowej, jednakże bliżej nie tłumaczy ich pochodzenia ani w granitach, ani w podrzędnie występujących tonalitach. Same zaś tonality, stanowiące bardziej zasadowy dyferencjat magmy, interpretuje jako: „produkt dyferencjalnej anateksis wśród procesów paligenetycznych, jakim podlegały zróżnicowane litologicznie serie skalne kompleksu suprakrustalnego” (Bereś *op. cit.*, s. 98). W świetle przedstawionych uprzednio danych tłumaczenie takie nie jest, jak się wydaje, prawdopodobne.

Zgodnie z poglądami Smulikowskiego (1958) granit strzeliński, podobnie jak karkonoski czy masywu Strzegom-Sobótka, jest na pewno granitem magmowym. Istnieją jednak dwie możliwe interpretacje uwzględniające naturę paligenetyczną lub regeneracyjną. Jak dotąd wyklucza się dyferencyjne pochodzenie tych granitów.

W związku z tym, że — jak wiadomo — możliwe są przejścia między różnymi typami granitoidów magmowych, w przypadku granitu strzelińskiego jednoznaczne określenie jego genezy jest zadaniem raczej trudnym, co zresztą wynika z przytoczonych dyskusji.

Jak wynika z przedstawionych w pracy danych, obecność autolitów w skałach granitoidowych, przy równoczesnym uwzględnieniu ich natury petrograficznej, może rzucić pewne światło na genezę oraz mechanizm powstawania tychże skał granitoidowych, gdyż jak podaje Didier (1973): „skoro omawiane ciemne enklawy okazują się być wynikiem krystalizacji z magmy zasa-

dowej, to istnieją dobre podstawy, aby sądzić, że skały zasadowe mają znaczny udział w genezie pewnych rodzajów intruzywnych granitów” (Didier *op. cit.*, s. 132).

Omawiane wyniki badań nie byłyby jednak pełne bez uwzględnienia pewnych ogólnych informacji na temat mechanizmu tworzenia się magm, który był przedmiotem wielu badań eksperymentalnych.

Wiadomo, że głównymi czynnikami powodującymi różnicowanie się magmy są: likwacja, frakcyjna krystalizacja, konwekcja, dyfuzja termiczna oraz asymilacja (Bolewski, Parachoniak 1974). Wynika z tego, że dyferencjacja magmy zależna jest zarówno od przemian zachodzących wewnątrz zbiornika, jak i działania samej magmy na skały otoczenia. Należy jednak zauważyć, że w stosunku do pozostałych czynników udział konwekcji i dyfuzji termicznej w procesie dyferencjacji jest stosunkowo niewielki. Zauważając więc rozważania do procesów likwacji i frakcyjnej krystalizacji z jednej oraz asymilacji z drugiej strony, należy brać równocześnie pod uwagę możliwość mieszania się poszczególnych członów zdyferencjowanej magmy. W takim świetle jasne się staje istnienie magm mieszanych, stanowiących układ umożliwiający powstanie autolitów nawet bez interwencji magmy zasadowej z zewnątrz.

Od wielu lat prowadzone były badania eksperymentalne, mające na celu wyjaśnienie warunków ciśnienia i temperatury podczas tworzenia się poszczególnych produktów magmy (m. in. Piwinskii 1965, 1967, 1968; Piwinskii, Wyllie 1968; Brown, Hennesy 1978; Pitcher 1978). Badania te wykazały między innymi, że hybrydyzacja magmy gabrowej z anatektyczną magmą granitową zachodzi w dolnej części skorupy ziemskiej. W dalszym etapie magma hybrydowa o pośrednim składzie przemieszcza się w wyższe poziomy skorupy, tworząc pojedyncze plutony.

Doświadczenia (Piwinskii 1968) pozwoliły również na przedstawienie zasięgu termicznej trwałości niektórych minerałów skałotwórczych tonalitu i granodiorytu przy ciśnieniu 2 kbar. Wykazano w ten sposób, że podczas doświadczalnego topienia granodiorytu (705–730°C) skałen potasowy wchodzi w kotektyczny stop w temperaturze 710°C, a kwarc — w temperaturze 735°C, podczas gdy dla tonalitu (730–800°C) temperatura ta dla skałeni wynosi 725°C, a dla kwarcu — 755°C. Należy zaznaczyć, że w obu skałach zasadowe plagioklasy, amfibole i minerały nieprzezroczyste pozostają trwałe aż do temperatury 900°C.

W szerszym zakresie ciśnień przeprowadzono eksperymentalne stapienie metasedymentów przy gradiencie temperatur 20–40°C/km (Brown, Hennesy 1978), przy czym jako dolną granicę temperatur przyjęto temperaturę dehydratacji muskowitu (fig. 12).

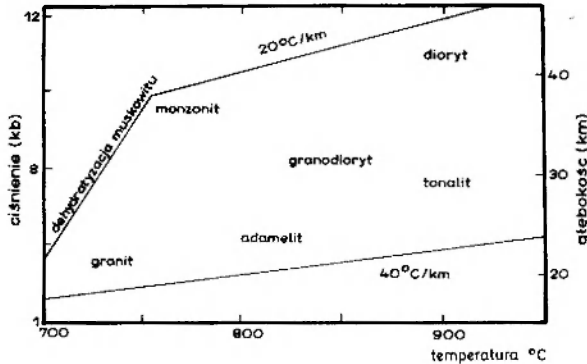


Fig. 12

Skład stopów otrzymanych przy eksperymentalnym topieniu metasedymentów w zakresie temperatur 20–40°C/km przy dolnej granicy temperatur odpowiadającej dehydratacji muskowitu (wg Browna 1973, *vide* Brown, Hennesy 1978)

Composition of liquids produced by experimental melting of crustal metasediments between 20 and 40°C/km with muscovite dehydration as a lower temperature limit (after Brown 1973, *vide* Brown, Hennesy 1978)

Z wielu badań eksperymentalnych wynika, że pochodzenie stopu granitowego niedosyconego H<sub>2</sub>O jest konsekwencją metamorfizmu regionalnego. Przy niższych ciśnieniach stop taki koegzystuje ze składnikami już wykrystalizowanymi tylko w wąskim zakresie temperatur, osiągając skład granodiorytu jedynie w temperaturze wyższej niż 900°C. Ze wzrostem temperatury i ciśnienia skład stopu zmienia się na tonalitowy i diorytowy. Zdaniem Wylliego (1979) przy zawartości 2% H<sub>2</sub>O, temperatura stopu tonalitowego wynosi około 1100°C, co wskazuje, że zarówno stop tonalitowy, jak i diorytowy nie mogą powstawać przez anateksis skał skorupy w warunkach metamorfizmu regionalnego, lecz że magmy te reprezentują pierwotną mieszaninę (ang. crystal mushes). Pochodzenie zaś takich stopów wyprowadza Wyllie (*op. cit.*) z ubogich w krzemionkę magm głębokiego podłoża.

Bardzo interesujący eksperyment dotyczący warunków topienia się skał o różnym chemizmie przeprowadzili Büsch i Otto (1980). Eksperyment ten polegał na topieniu sproszkowanych próbek w autoklawie przy stałym ciśnieniu  $P_{\text{tot}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  kbar, w czasie 300 godzin i w zakresie temperatur 685–830°C. Celem doświadczenia było określenie warunków topienia się zarówno grani-

tu, jak i zawartych w nim enklaw oraz interpretacja otrzymanych wyników w odniesieniu do sytuacji geologicznej w masywie Schwarzwald. Jeden z opublikowanych przez autorów (*op. cit.*) diagramów przedstawia figura 13. Jak wynika z załączonego diagramu, przy temperaturze 710°C granit stanowił 50% stopu, podczas gdy tonalit tylko 10%. W tej samej temperaturze materiał enklawy gabrodiorytowej nie ulegał jeszcze stapieniu ( $T_{\text{min}} > 730^\circ\text{C}$ ). Z kolei w temperaturze 760°C proporcje topienia były następujące: granit 75%, enklawa tonalitowa 40%, enklawa gabrodiorytowa tylko 10% stopu.

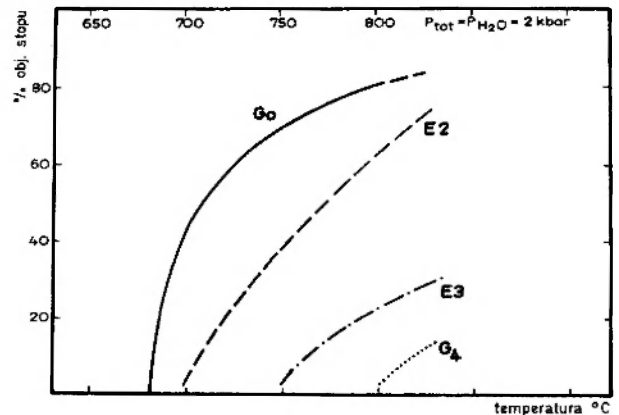


Fig. 13

Zależność między ilością stopu a wzrostem temperatury przy  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  kbar w czasie 300 godzin

G<sub>0</sub> – granit Oberkirch; E2 – enklawa tonalitowa, E3 – enklawa gabrodiorytowa; G<sub>4</sub> – dajka gabrodiorytowa z brzeżnej strefy plutonu (wg Büsch, Otto 1980)

Relationship between the amount of melt and heating temperature at  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  kbar during 300 h

G<sub>0</sub> – Oberkirch granite; E2 – tonalitic inclusion; E3 – gabbrodioritic inclusion; G<sub>4</sub> – gabbrodioritic dike from the marginal zone of the pluton (after Büsch, Otto 1980)

Interpretując wyniki eksperymentu Büsch i Otto (1980) doszli do wniosku, że stop zasadowy o stosunkowo wysokiej temperaturze intrudując w obręb mobilnej i względnie chłodniejszej magmy granitowej ulegał wyraźnemu stygnięciu (por. rozdz. *Problem genezy autolitów*). Rezultatem tego jest powstanie bardzo drobnego ziarna oraz tekstury dolerytowej. Równocześnie szybka konsolidacja tego typu zasadowej, magmowej iniekcji może opóźnić jej asymilację przez stop granitowy. Ponadto, dopóki najmniejsze nawet ilości fazy płynnej istnieją między ziarnami autolitów, dopóty enklawy te są mechanicznie deformowane (zakręglane) w czasie ruchów intrudującego granitu. Jednocześnie tak mała ilość rezydualnego stopu zabezpiecza podczas ostatecznego okresu konsolidacji granitu zawarte w nim enklawy przed

wszelką wymianą chemiczną (ostry kontakt). W generalnym zaś ujęciu autorzy eksperymentu (*op. cit.*) stwierdzają, że oporność enklaw zasadowych na szybką asymilację chemiczną przez magmę

granitową wynika z różnic w zachowywaniu się obu stopów podczas krystalizacji przy coraz niższych wartościach ciśnienia i temperatury.

## POSUMOWANIE

Przedstawiony w pracy materiał obserwacyjny pozwala na przedłożenie kilku wniosków co do charakteru petrograficznego oraz genezy drobnoziarnistych, ciemnych enklaw skał magmowych, występujących w obrębie granitoidów masywu strzelińskiego.

1. Wszystkie analizowane enklawy skał magmowych, odznaczające się zaokrąglonym kształtem, ciemną barwą i ziarnem drobniejszym niż otaczający je granitoid są autolitami.

2. Wszystkie autolity reprezentują skały magmowe, zawsze mniej kwaśne niż otaczający je granitoid. W przypadku enklaw podwójnych reguła ta jest również zachowana — autolit wewnętrzny jest zawsze mniej kwaśny od zewnętrznego.

3. Podstawowe cechy charakterystyczne autolitów, takie jak: kształt, wielkość ziarna oraz skład mineralny, wskazują, że enklawy te reprezentują magmę bardziej femiczną, która została zmieszana ze znacznie chłodniejszą i bardziej lepką magmą kwaśną.

4. Skałami macierzystymi dla autolitów występujących w granitoidach strzelińskich są najprawdopodobniej dioryty kwarcowe i hornblendowe stwierdzone wierceniami w okolicach Gościcięc.

5. Wszystkie analizowane autolity reprezentują skały, których geneza jest ściśle związana z

genezą zawierających je granitoidów; równocześnie sama ich obecność świadczy o niewątpliwie magmowym pochodzeniu tych skał, co stanowi potwierdzenie poglądów m. in. Borkowskiej (1956, 1959, 1972, 1973), Smulikowskiego (1958) i Beresia (1969).

6. Budowa geologiczna masywu granitoidowego Strzelina jest znacznie bardziej złożona niż można by sądzić na podstawie skał odsłaniających się na powierzchni. Jak wykazały ostatnie wiercenia, oprócz granitu, granodiorytu i tonalitu występują tu również dioryty kwarcowe i hornblendowe, a wzajemne stosunki przestrzenne między poszczególnymi odmianami skał wskazują na wieloetapowy i mieszany charakter intruzji strzelińskiej.

Przedstawiona praca z pewnością nie wyczerpuje całości zagadnienia genezy granitoidów strzelińskich. Dalszy postęp badań na tym terenie, zważywszy na jego słaby stopień odsłonięcia, jest raczej utrudniony, w związku z czym jedynym cennym materiałem badawczym mogą być próby pochodzące z wierzeń. Istotnych informacji mogą dostarczyć również szczegółowe badania porównawcze prowadzone w obrębie innych hercyńskich granitoidów, uwzględniające korelacje między charakterem petrograficznym tych skał, ich temperaturą krzepnięcia oraz obecnością lub brakiem autolitów.

## LITERATURA

- BARRIERE M., 1977a: Deformation associated with the Ploumanac'h intrusive complex, Brittany, *J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 134, s. 311-324.
- 1977b: Le complexe de Ploumanac'h, Massif Armorican. These. Univ. Brest., ss. 291.
- BATEMAN P., CLARK L., HUBER N., MOORE J., RINEHART C., 1963: The Sierra Nevada: a synthesis of recent works across the central part. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 414 D, s. 16-19.
- BEREŚ B., 1969: Petrografia granitu Strzelina i okolicy *Arch. Miner.*, t. 28, z. 2, s. 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. Lond.*, 121, s. 31-41.
- BOLEWSKI A., PARACHONIAK W., 1974: Petrografia. Wyd. Geol., Warszawa, ss. 654.
- Borkowska M., 1956: Granit ze Strzelina i towarzyszące mu skały krystaliczne. *Arch. Miner.*, t. 19, z. 1, s. 17-35.
- 1959: Granitoidy kudowskie na tle głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. *Arch. Miner.*, t. 21, z. s. 229-382.
- 1966: Petrografia granitu Karkonoszy. *Geol. Sudetica*, vol. 2, s. 7-119.
- 1972: Feldspars of some variscan granitoids of Eastern Lower Silesia and their crystallization conditions. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Géogr.*, vol. 20, no. 3, s. 175-186.
- 1973: Variscan granitoids of the Sudetes and of their foreland. *Revue des Problèmes Géologiques des Zones*

- Profondes de l'Ecorce Terrestre en Basse Silesie. La guide à XV-e Session de l'AZOPRO. Wyd. Geol., Warszawa, s. 29-44.
- BOWEN N. L., 1922: The behavior of inclusions in igneous magmas. *J. Geol.*, vol. 30, s. 513-570.
- BROWN G. C., HENNESSY J., 1978: The initiation and thermal diversity of granite magmatism. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 288, s. 631-643.
- BROWN G. C., CASSIDY J., TINDLE A. C., HUGHES D. J., 1979: The Loch Doon granite: an example of granite petrogenesis in the British Caledonides. *J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 136, part 6, s. 745-753.
- BÜSCH W., 1980: Das schmelzverhalten von Graniten und Dioriten im hydrothermalen Experiment. Ein Beitrag zur Genese der endogenen Einschlüsse in Granitplutonen. *Ber. Geowiss. Abh. (A)*, s. 186-195.
- BÜSCH W., OTTO J., 1980: Endogenetic inclusions in granites of the Black Forest, Germany. *N. Jb. Miner. Mh.*, H. 6, 269-282.
- CANTAGREL J. M., DIDIER J., GOURGAUD A., 1982: Magma mixing: origin of intermediate rocks and "enclaves" from volcanism to plutonism. Colloque Internat.: „Geochimie et petrologie des granitoides”. Clermont-Ferrand, 24-29 Mai 1982 (preprint).
- CAPDEVILA R., 1969: Le métamorphisme regional et les granites dans le segment hercynien de Galice Nor-Orientale (N. W. de l'Espagne). Thesis. Univ. Montpellier, ss. 430.
- CLOOS H., 1921: Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Sammlung Vieweg. Braunschweig.
- DIDIER J., 1973: Granites and their enclaves. Development in Petrology, vol. 3, Elsevier, Amsterdam, ss. 393.
- DIDIER J., LAMEYRE J., 1969: Interpretation du gisement et des enclaves des roches granitiques dans le Massif Central Français. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 268, s. 1468-1469.
- DIDIER J., DOTHOU J. L., LAMEYRE J., 1982: Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volc. Geoth. Res.*, 14.
- DZIEDZICOWA H., 1961: Struktury reakcyjne skaleni w granitoidach z Przedborowej (Dolny Śląsk). *Zesz. Nauk. Univ. Wrocław, ser. B*, nr 6, 95-117.
- DZIEDZICOWA H., LORENC M., WOJNAR B., 1981: Nomenklatura petrograficzna granitoidów wschodniego przegórza sudeckiego w nowej klasyfikacji skał plutonicznych. *Acta Univ. Wrocl., Pr. Geol.-Miner.*, 7, no. 251, s. 211-216.
- FERSCHTATER G. B., BORODINA N. S., 1977: Petrology of autoliths in granitic rocks. *Internat. Geol. Rev.*, vol. 19, no. 4, s. 458-467.
- Geologická Mapa ČSSR – Zapad, 1:500 000. Ústř. Úst. Geol., Praha 1963.
- HARKER A., 1900: Igneous rock series and mixed igneous rocks. *J. Geol.*, 8, s. 359-399.
- HOLLAND T. H., 1900: The charnockite series, a group of archaean hypersthene rocks in peninsular India. *Geol. Surv. India, Mem.*, 28, 2, s. 215-218.
- LACROIX A., 1893: Les enclaves roches volcaniques. Protat, Mâcon, ss. 770.
- LAMEYRE J., 1963: Les enclaves du granite à deux micas de la Brosse près de Montaigut en Combrailles (Massif Central). *C. R. Congr. Soc. Savantes*, 88e, Clermont-Ferrand, 2, s. 65-68.
- LORENC M., 1981: Petrogeneza enklaw w masywie granitoidowym Strzelina. Archiwum ING PAN Warszawa, masyzynopsis, 168.
- (w druku): Petrogeneza ksenolitów w granitoidach strzeleckich. *Geol. Sudetica*, vol. 18, nr 2.
- 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., ser. Sci. de la Terre*, vol. 29, no. 3, s. 199-209.
- MAJEROWICZ A., 1972: Masyw granitowy Strzegom-Sołbótka. Studium petrologiczne. *Geol. Sudetica*, vol. 6, s. 7-96.
- MILCH L., RIEGNER F., 1910: Über basische Konkretionen und verwandte Konstitutionsfazies im Granit von Striegau (Schlesien). *N. Jb. Miner. Geol. Paleont.*, 29, s. 359-405.
- MORAWSKI T., 1973: Granity masywu Strzelin-Žulova. *Kwart. Geol.*, 17, 4, s. 924-925.
- OBERC J., 1966: Geologia krystaliniku Wzgórz Strzeleckich. *Geol. Pol.*, vol. 20, s. 9-163.
- OSSAN A., 1923: Über Titanitfleckengranite. *N. Jb. Miner. Geol. Pal.*, 48, s. 223-239.
- PAECH H. J., 1967: Zur Petrographie und Tektonik des Kirchberger Granites (Grenzgebiet Erzgebirge-Vogtland). *Geologie*, Jg. 16, H. 2, s. 129-156.
- PALM Q. A., 1957: Les roches crystallines des Cévennes Medianes á hauteur de Largentiere Ardeche, France. Storm, Utrecht, ss. 121.
- PECK D. L., WONES D. R., 1980: Origin and evolution of granitic magmas. *Geology*, vol. 8, no. 9, s. 452-453.
- PITCHER W. S., 1978: The anatomy of batholiths. *J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 135, s. 157-182.
- 1979: The nature, ascent, and emplacement of granite magmas. *J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 136, s. 627-662.
- PIWINSKII A. J., 1965: Experimental study of rocks from a zoned pluton. Pennsylvania State University (praca doktorska).
- 1967: Experimental studies of igneous rock series: Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Meet.*, New Orleans, s. 176-179.
- 1968: Studies of batholithic feldspars: Sierra Nevada, California. *Contrib. Miner. Petrol.*, 17 (3), s. 204-223.
- PIWINSKII A. J., WYLLIE J., 1968: Experimental studies of igneous rock series: A zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. *J. Geol.*, 76 (2), s. 205-234.
- RYKA W., MALISZEWSKA A., 1982: Słownik petrograficzny. Wyd. Geol., Warszawa, ss. 403.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. *Stud. Geol. Pol.*, vol. 1, s. 3-115.
- 1975: Klasyfikacja i nomenklatura skał plutonicznych zalecana przez Podkomisję Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych dla spraw systematyki skał magmowych. *Prz. Geol.*, nr 2, s. 49-55.
- SPARKS S. R. J., SIGURDSSON H., WILSON I., 1977: Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, vol. 267, no. 5609, s. 315-318.
- STRECKEISEN A., 1978: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, B. 134, H. 1, s. 1-14.
- VOGEL T. A., WALKER B. M., 1975: The Tichka Massif, Marocco – an example of contemporaneous acid and basic plutonism. *Lithos*, vol. 8, s. 29-38.
- VOGEL T. A., WILLIAMS E. R., PRESTON J. K., WALKER B. M., 1976: Origin of the Late Paleozoic plutonic

- massifs on Morocco. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, s. 1753-1762.
- WAGER L. R., BAILEY E. B., 1953: Basic magma chilled against acid magma. *Nature*, 1972, s. 68-72.
- WYLLIE P. J., 1979: Petrogenesis and physics of the earth, [w:] Yoder H. S. Jr. (ed.), *The Evolution of the Igneous Rocks*, s. 483-520.
- WYLLIE P. J., COX K. G., BIGGAR G. M., 1962: The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *J. Petrol.*, 3 (2), s. 238-243.
- ZECK H. P., 1970: An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo, SE Spain. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 26, no. 3, s. 225-246.

Marek LORENC\*

## ENDOGENOUS ENCLOSURES (AUTOLITHS) AS EVIDENCE OF MAGMATIC ORIGIN OF THE STRZELIN GRANITOIDS

**ABSTRACT:** The paper attempts to elucidate genetic relationships between enclaves of various igneous rocks and the host granitoid. These enclaves recognised as autoliths occur both in the top part and deeper levels of a granite body. Based on the results of microscopic analyses there is shown also a distinct relationship between autoliths and tonalites and diorites drilled in other parts of the massif.

Various interpretations of the autolith's genesis in the Strzelin massif are discussed. On the basis of gathered data author accepted a possibility of share of a basic magma in mobilisation of the Strzelin intrusion character of which seems to be multi-stage and mixed-type.

### SUMMARY

Investigated area is a part of large geological unit known as the Strzelin granitoid massif. Its southern part is built of metamorphic rocks and a northern part of the massif consists mainly of Hercynian granitoids. They are exposed to the surface or hidden under their gneissic cover.

The most common and typical rock in the northern part of the massif is biotite granite. Besides locally occur also another kinds of granitoids, e.g.: lighter and liner-grained granite from Gromnik Hill, bimicaceous granite from Gębzyce or tonalite from Gęsiniec. Quite different kind of granitoid is represented by granite from the village of Biały Kościół that, according to the opinion of Oberc (1966) and Morawski (1973), was likely formed by homogenization of gneisses and their anatexic mobilization.

In all types of granitoids of the Strzelin massif gneiss xenoliths are commonest, coming likely from the roof and walls of the massif. Less common are round or ellipsoidal enclaves of igneous rocks, always finer-grained and more basic than host granitoid.

Various enclaves were reported from the Strzelin massif (Bereś 1969), Strzegom-Sobótka massif (Majerowicz 1972), and the Karkonosze Mts. (Borkowska 1966) but without any genetic suggestions.

Many authors pointed out that the coexistence of basic and acid rocks is very common and typical feature of intrusive granitoids (Bateman *et al.* 1963; Blake *et al.* 1965; Didier 1973; Sparks *et al.* 1977; Pitcher 1978 and others). In some cases such a coexistence leads to the generation of mixed-type intrusions containing large quantities of acid rocks with subordinate basic ones. Intrusions of this type, as the Sierra Nevada Batholith in USA or the Coastal Batholith in Peru are not so common. More frequently occur granitic or granodioritic intrusions showing only some hints of the presence of more basic rocks. In such cases granitoids contain variable quantity of dark enclaves, representing typical igneous rocks but always more basic than main body of intrusion.

In all instances known to the present author from the

literature and his own inspection such enclaves display the same set of typical features, which are as follows:

- 1) round or ellipsoidal shape;
- 2) mineral grains finer than those of the host granitoid;
- 3) contact with the host granitoid sharp (rarely diffuse);
- 4) typical magmatic texture (ophitic);
- 5) composition more basic than that of the host granitoid.

Such enclaves have been described by Holland (1900) as autoliths, i.e. enclaves of igneous rocks genetically connected with the host granitoid.

Autoliths occurring in the Strzelin massif are rather small, commonly several centimetres across (rarely 20 cm and sporadically more than 1 m in diameter).

Beside the above mentioned typical characteristics of autoliths, very interesting also is their distribution in 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 author at the top gallery of the Granite Mine in Strzelin and in some borehole samples from the vicinity of Gościęcice. In both places autoliths occur together with gneiss xenoliths, which indicates an upward migration of the former within the intrusive body.

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

Very interesting is a coexistence of different types of igneous rocks in the vicinity of Gęsiniec and Gościęcice, where in outcrop pattern can be observed embayments of granite into tonalite with sharp, typical magmatic contact between the rocks. Moreover, tonalite itself contains also

\* Laboratory of Geology of the Sudetes, Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław.

single, dark, and finer-grained autoliths of quartz microdiorite. In deeper levels (based on the borehole samples) concentrations of autoliths in tonalite are numerous. As evidence by one of the boreholes (Lorenc, Lewczuk 1981), at depth of 140 m is placed the contact between medium-grained tonalite and very dark quartz diorite (locally hornblende diorite), representing probably the most basic part of this mixed-type intrusion.

It is known from the literature concerning European granitoid massifs and also those from other continents that mixed-type intrusions and autoliths show the same character. Now, the most interesting is the problem of genesis of such enclaves. There are many different interpretations but there are most frequent, especially one of them.

The most popular and very often cited hypothesis connects autolith genesis with intervention of the basic magma (even small quantities) into reservoir of the cooler and more viscous acid magma (Blake *et al.* 1965; Didier, Lameyre 1969; Cantagrel *et al.* 1982; Didier *et al.* 1982). Accordingly with this theory, during the first stage the basic magma arose into sialic crust forming primary dikes. During the next stage, intruding basic magma could be stopped by the new-formed anatectic acid magma inside of which are first formed single pillows (similar to the pillow-lava forming processes). Later, the acid magma heated by the basic magma in consequence of pressure increase was capable of the next displacement, forming higher localized intrusions, containing variable quantities of above mentioned pillows. Such removed pillows, presently observed as enclaves of autolith type, can represent also fragments of primary basic dikes syngenetic with granite (Pitcher — pers. com.).

In the case when reservoirs are shallowly localized, this mechanism leads to the surfacial eruptions. Such eruptions were described from Iceland (Blake *et al.* 1965; Sparks *et al.* 1977), Spain (Capdevila 1969; Zeck 1970), and France (Cantagrel *et al.* 1982). It should be pointed also that the mentioned eruptions are formed by rhyolites with tholeiite autoliths (Iceland), dacite with basalt autoliths (Spain), or trachyte with basalt autoliths (France), which are effusive equivalents of granite, granodiorite, and syenite intrusions with gabbroic autoliths.

Results of the experimental melting of powder samples of different igneous rocks (Büsch, Otto 1980) seem to be a good confirmation of the hypothesis discussed. These authors showed that fine grain of enclaves and their doleritic texture are results of rapid cooling of basic melt after intrusion into acid magma. Moreover, even small quantities of liquid among crystals of autoliths cause mechanical deformation of enclaves during movements of still intruding granite. On the other hand, even small quantity of residual melt saves enclaves from any chemical exchanges with the host rock. Final result of the presence of liquid phase is a formation of sharp contacts between autolith and host granitoid.

Another two interpretations of autolith genesis base on fractional crystallization (Brown *et al.* 1979) and gravitational differentiation (Pålm 1957). In the present author's opinion both theories are less convincing because the first one does

not explain genesis of autolith's shape, while the second one speaks nothing about the origin of shape and fine grain of enclaves, although these features are stressed by the majority of investigators, as two of the most characteristic.

Similarly, it is necessary to refuse a possibility of cumulative origin (it does not explain the fine grained texture of autoliths) and restite origin as unlike because of typical magmatic texture of autoliths with lacking signs of metamorphism and remelting (Lorenc 1981; Cantagrel *et al.* 1982; Didier *et al.* 1982).

In the author's opinion his own observations completed in the Strzelin granitoid massif and comparatively in Spain and Portugal (Lorenc 1981) permit to suppose that in the mentioned above areas where autoliths were present, the mechanism of their formation can be reconciled with the first theory cited above. Besides, autoliths themselves represent fragments of the contaminated basic magma of various composition, or fragments of syngenetic, primary basic dikes.

It appears from all 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 groups 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.

## CONCLUSIONS

1. All the analysed enclaves of igneous rocks, characterized by round shape, dark colour, and finer grain than host granitoid are comagmatic (autoliths).
2. Autoliths represent rocks more basic than host granitoid. In the case of double enclaves, inner autolith is also more basic than the outer one.
3. Typical features of autoliths such as shape, grain size, and mineral composition, show that these enclaves are fragments of basic magma mixed with cooler and more viscous acid one. It is possible too that they represent small fragments of syngenetic basic dikes.
4. Parent rocks of autoliths occurring in the Strzelin granitoids are probably diorities in the drillings near Gościęcice.
5. All the analysed autoliths show distinct genetic relationships with host granitoids and in such a case their presence witnesses magmatic origin of that granitoid.
6. Geological structure of the Strzelin granitoid massif seems to be more complex than it could to be supposed on the base of rock assemblage exposed at the earth's surface. Recent drillings showed that beside granite, granodiorite, and tonalite also occur there quartz diorite and hornblende diorite. Mutual space relations between individual rock types indicate multi-stage and mixed character of the Strzelin intrusion.

*Translated by Marek Lorenc*

## **PLANSZE I OBJAŚNIENIA**



## PLANSZA I

### PLATE I

1-2. Duże autolity mikrodiorytu kwarcowego w granicie (kamieniołom w Strzelinie)

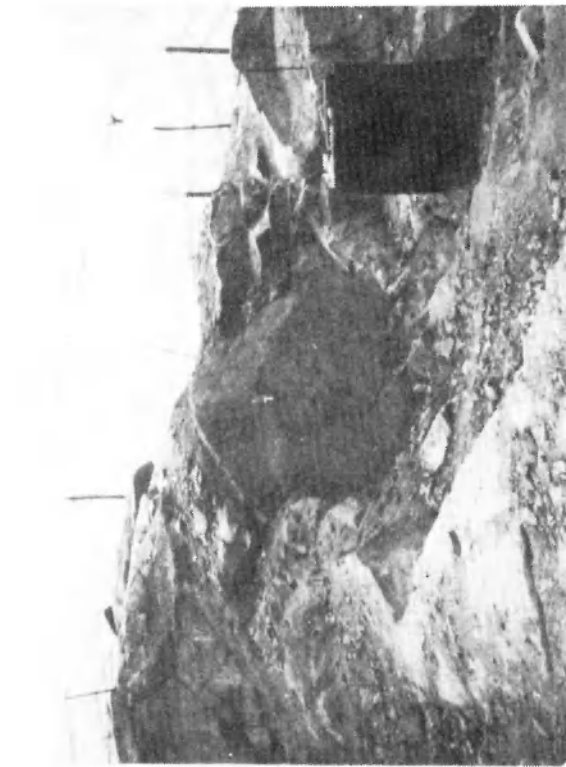
Big quartz-microdiorite autoliths in granite (quarry in Strzelin)

3. Ksenolit gnejsu drobnowarstewkowego i autolit mikrodiorytu kwarcowego w granicie. Widoczne są dwie generacje żyłek: starsza żyłka granitowa przebiega zgodnie z naturalnym systemem spękań w ksenolicie, a młodsza, apłitowa przecina ksenolit (prostopadle do foliacji), a także granit z odchodzącą od niego żyłką starszą (lokalizacja jak wyżej)

Fine-layered gneiss xenolith and quartz-microdiorite autolith in granite. Visible two generations of veins. The older, granitic vein is parallel to joints of the gneiss xenolith, the younger one (aplitic) cuts the xenolith perpendicularly to its foliation and granite with the older vein too (localization – see above)

4. Kontakt autolitu mikrodiorytu kwarcowego z granitem (lokalizacja jak wyżej)

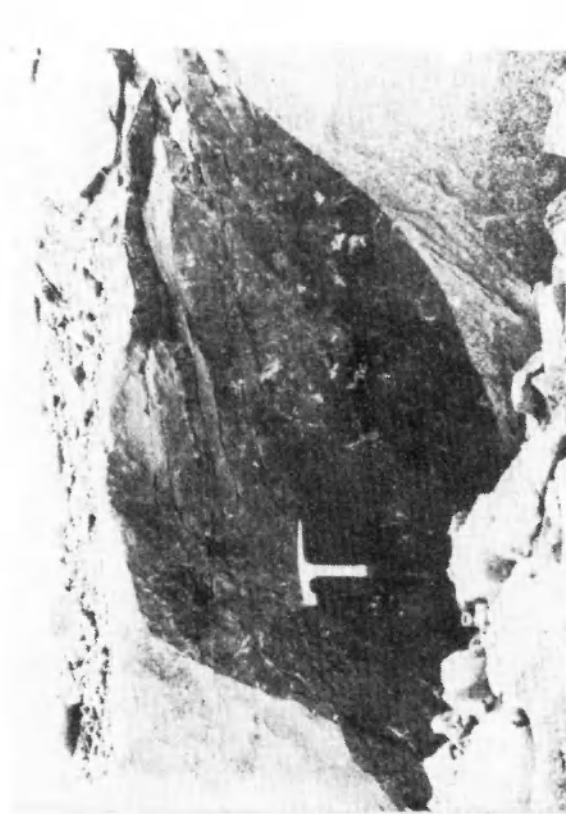
Contact between quartz-microdiorite autolith and granite (localization – see above)



2



4



1



3

Marek LORENC – Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzelińskich  
Endogenous enclosures (autoliths) as evidence of magmatic origin of the Strzelin granitoids

PLANSZA II

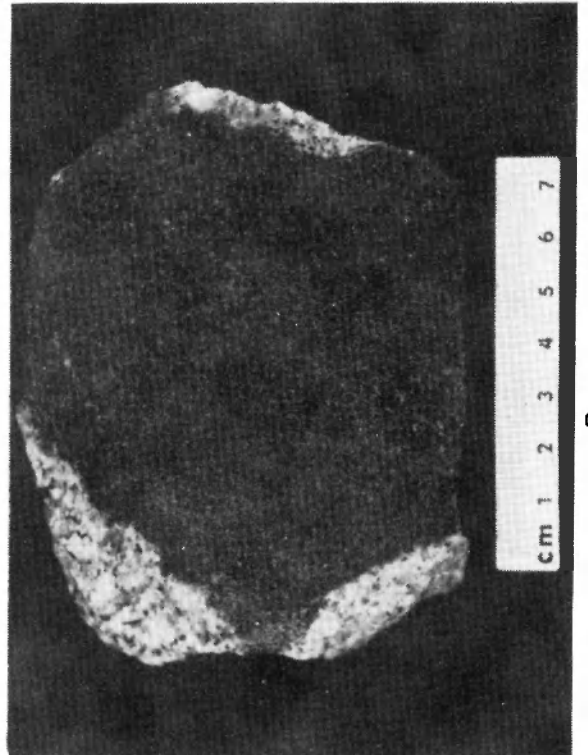
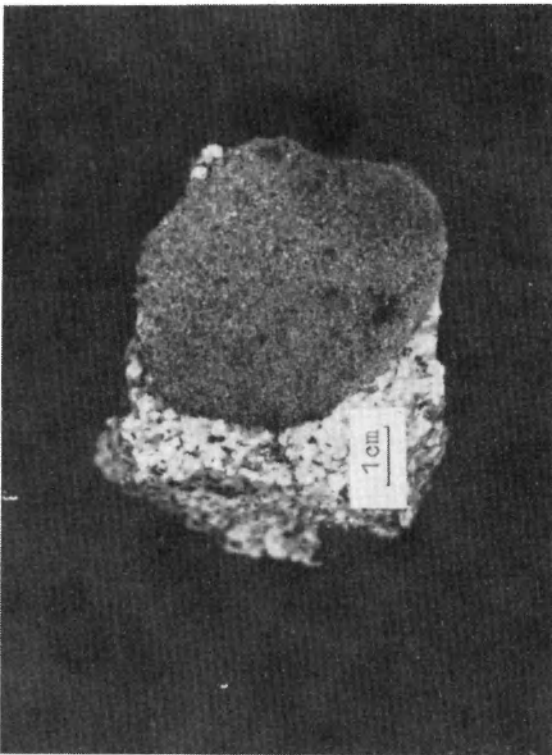
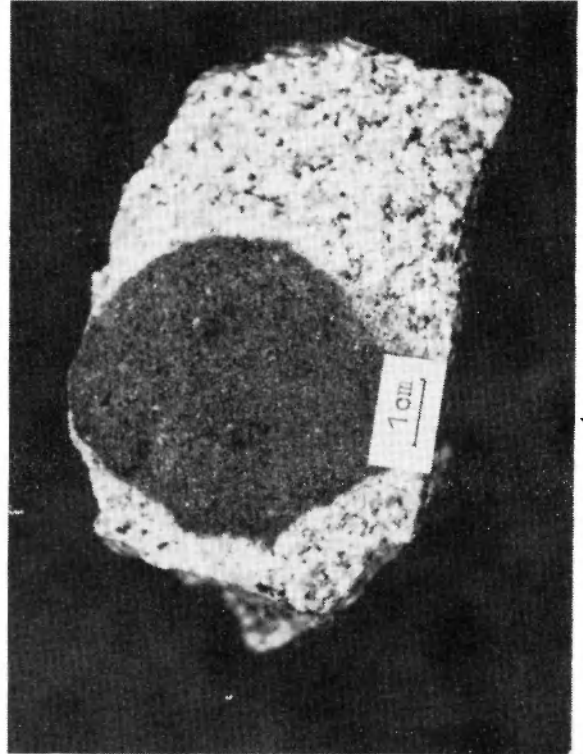
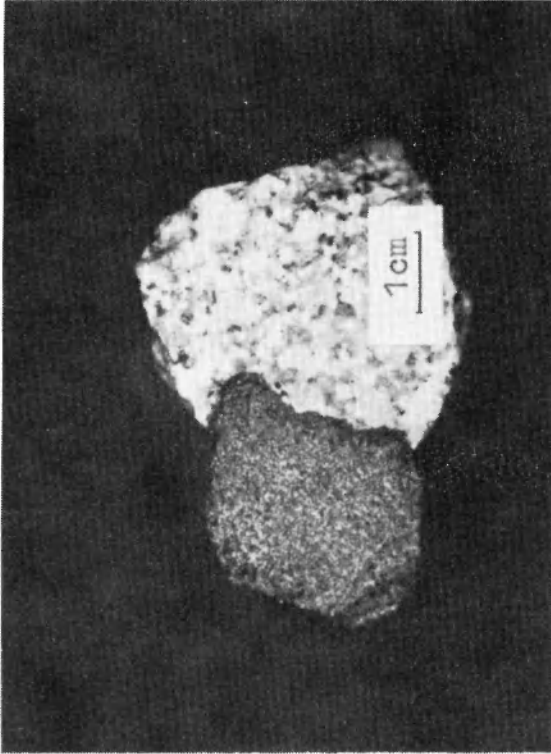
PLATE II

1-3. Kuliste autolity mikrodiorytu kwarcowego w granicie strzelińskim. Przy kontakcie z granitem w obrębie autolitów widoczna strefa wzbogacona w składniki ciemne

Round quartz-microdiorite autoliths in granite from Strzelin. Note a dark rims in autoliths near the contact with granite

4. Leukokratyczna strefa kwarcowo-skalieniowa wokół autolitu mikrodiorytu kwarcowego w granicie strzelińskim

Leucocratic, quartzo-feldspathic rim around quartz-microdiorite autolith in granite from Strzelin

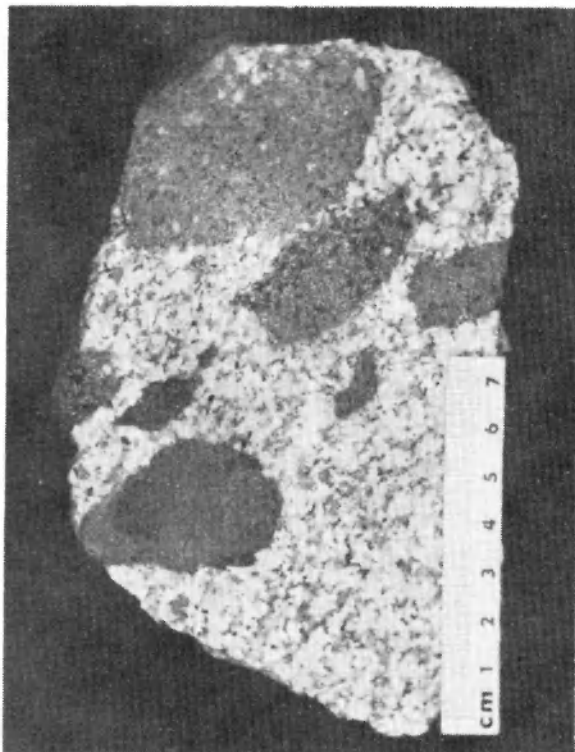


Marek LORENC — Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzeleńskich  
Endogenous enclosures (autoliths) as evidence of magmatic origin of the Strzelin granitoids

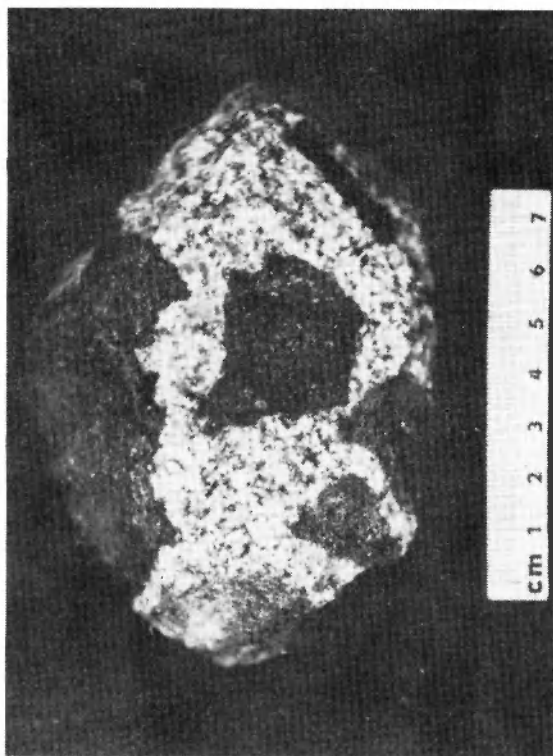
PLANSZA III

PLATE III

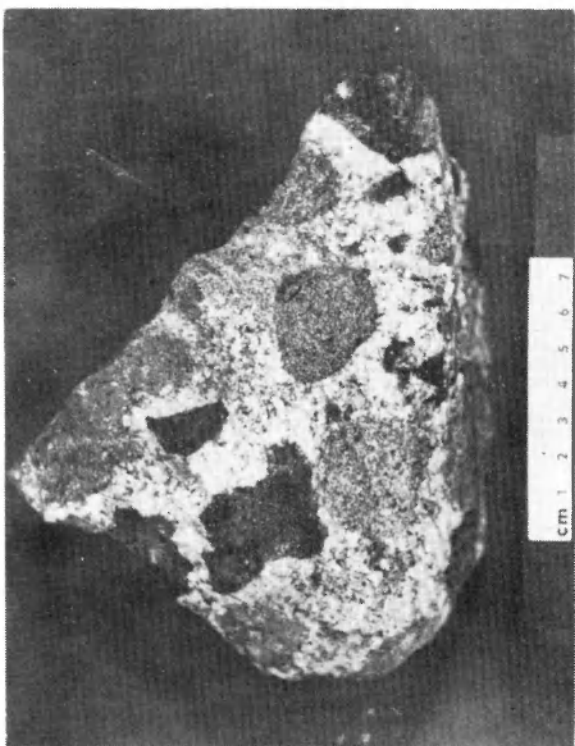
- 1-2. Autolity tonalitowe (jaśniejsze), mikrodiorytu kwarcowego (ciemniejsze) oraz podwójne w granicie strzelińskim  
Tonalite autoliths (light), quartz-microdiorite autoliths (dark), and double enclaves in granite from Strzelin
- 3-4. Autolity mikrodiorytu kwarcowego w granicie strzelińskim  
Quartz-microdiorite autoliths in granite from Strzelin



2



4



1



3

Marek LORENC - Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzeleńskich  
Endogenous enclosures (autoliths) as evidence of magmatic origin of the Strzelin granitoids

## PLANSZA IV

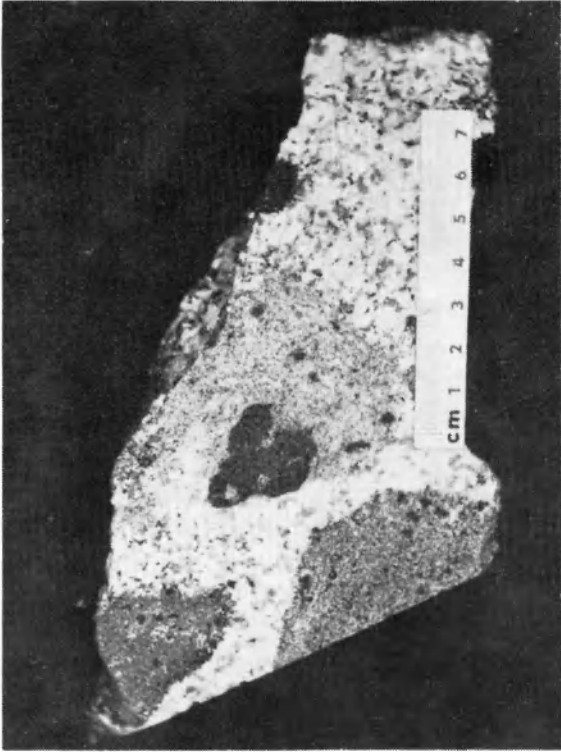
### PLATE IV

1. Autolit mikrodiorytu kwarcowego oraz ksenolity gnejsu drobnowarstewkowego i warstewkowo-soczewkowego w granicie strzelińskim. Zarówno granit, jak i zawarte w nim enklawy przecięte są młodszą żyłką aplitową (por. pl. I, 3). Wyraźne podkoncentrowanie składników ciemnych w obrębie autolitu przy kontakcie z granitem i żyłką aplitową. W ksenolitach gnejsowych obwódki takie nie występują

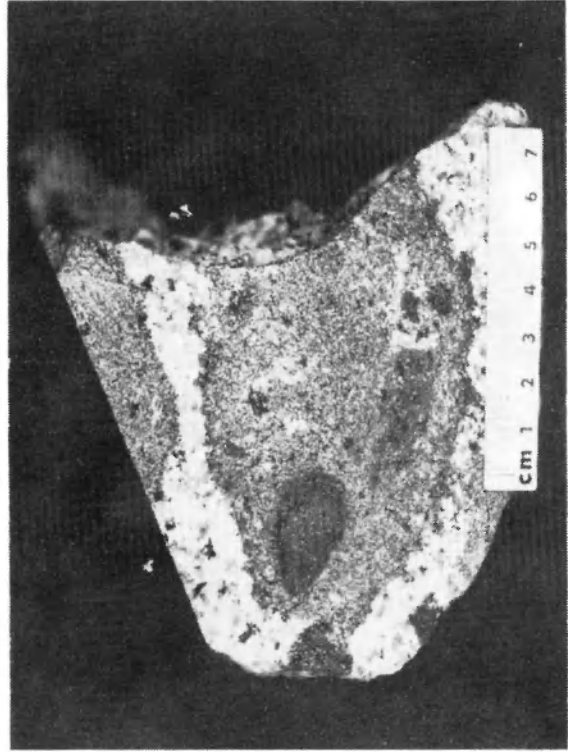
Quartz-microdiorite autolith and xenoliths of fine-layered gneiss and laminated gneiss in granite from Strzelin. Both granite and enclosures are cut by the younger aplitic vein (*cf.* pl. I, fot. 3). Note the concentration of dark minerals in autolith near its contacts with granite and with aplitic vein. Such concentrations are absent from the gneiss xenoliths

2-3. Autolity tonalitowe (jaśniejsze), mikrodiorytowe (ciemniejsze) oraz podwójne w granicie strzelińskim

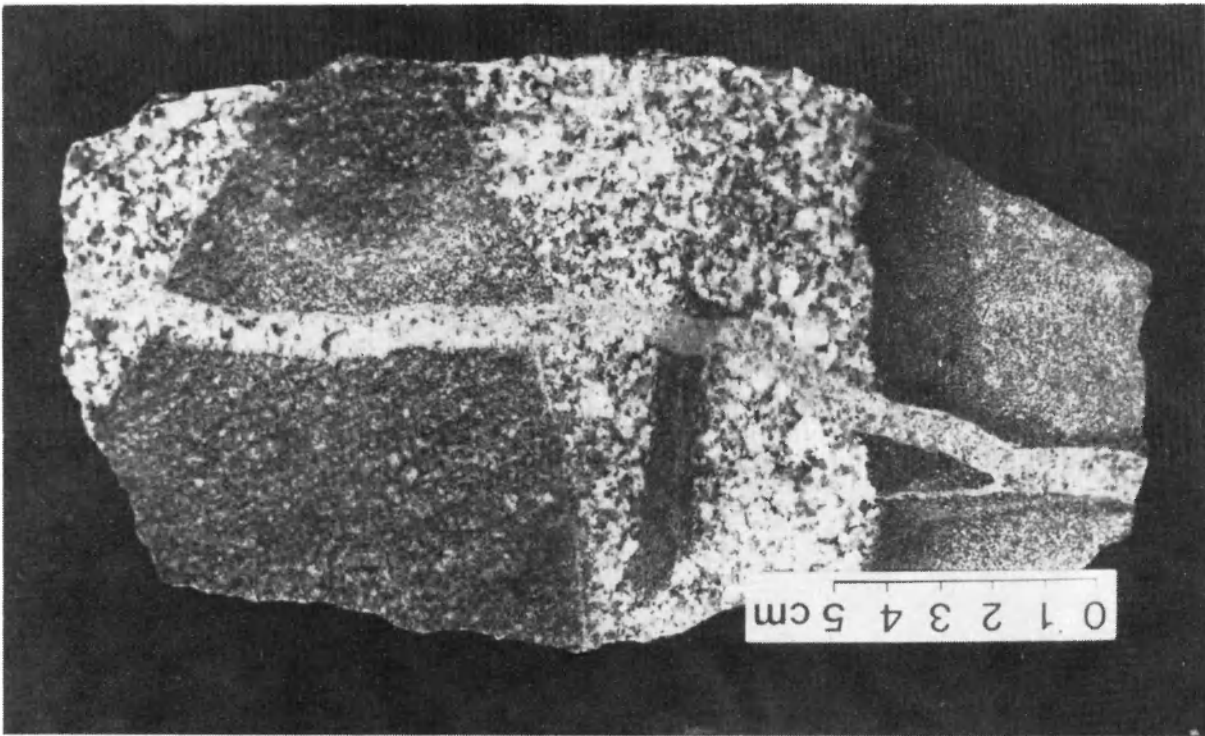
Tonalite autoliths (light), quartz-microdiorite autoliths (dark), and double enclosures in the Strzelin granite



2



3



1

Marek LORENC - Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzelińskich  
Endogenous enclosures (autoliths) as evidence of magmatic origin of the Strzelin granitoids



## PLANSZA V

### PLATE V

**1. Autolit mikrodiorytu kwarcowego w granicie strzelińskim**

Quartz-microdiorite autolith in granite from Strzelin

**2. Kontakt drobnoziarnistego tonalitu z granitem (intruzja mieszana). Widoczna żyłka pegmatytowa o przebiegu skośnym do kontaktu (kamieniołom w Gęsińcu)**

Contact between fine-grained tonalite and granite (mixed-type intrusion). Note a pegmatitic vein diagonal to the contact plane (quarry in Gęsiniec)

**3. Ostry kontakt drobnoziarnistego tonalitu z granitem. W obrębie tonalitu widoczny niewielki, okrągły autolit mikrodiorytu kwarcowego (lokalizacja jak wyżej)**

Sharp contact between fine-grained tonalite and granite. In tonalite is visible small, round quartz-microdiorite autolith (localization – see above)

**4. Kontakt autolitu mikrodiorytu kwarcowego i tonalitu z Gęsińca. Przy kontakcie wyraźne podkoncentrowanie składników ciemnych w obrębie tonalitu**

Contact between quartz-microdiorite autolith and tonalite from Gęsiniec. Note dark minerals concentration within tonalite



2



4



1



3

Marek LORENC – Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzezińskich  
Endogenous enclosures (autoliths) as evidence of magmatic origin of the Strzelin granitoids

**PLANSZA VI**

**PLATE VI**

1-2. Autolity podwójne (tonalit–mikrodioryt kwarcowy) w granicie strzeleńskim

Double autoliths (tonalite–quartz–microdiorite) in granite from Strzelin

3. Dyfuzyjny kontakt autolitu tonalitowego z granitem strzeleńskim. Widoczny wzrost plagioklazów w obrębie autolitu

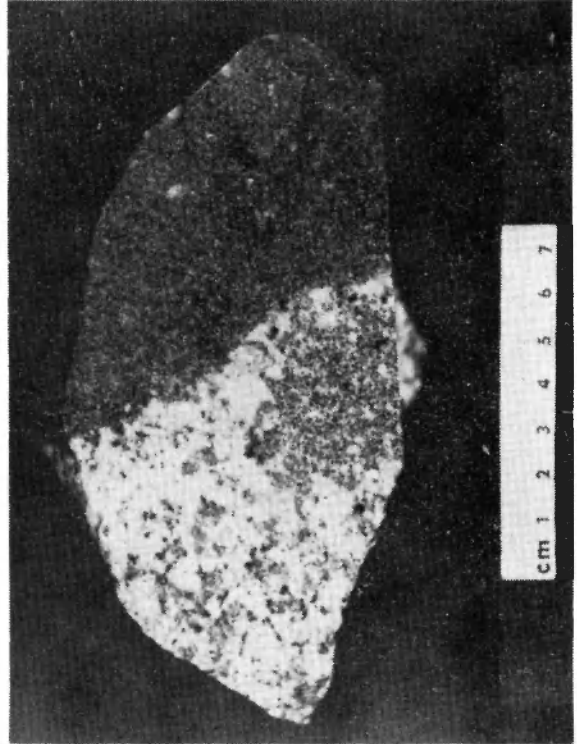
Diffuse contact between tonalite autolith and granite from Strzelin. Note plagioclase crystals in autolith

4. Ostry kontakt granodiorytu z autolitem mikrodiorytu kwarcowego oraz dyfuzyjny z autolitem tonalitowym (kamieniołom w Strzegomiu)

Sharp contact of granodiorite with quartz–microdiorite autolith, and diffuse one with tonalite autolith (quarry in Strzegom)



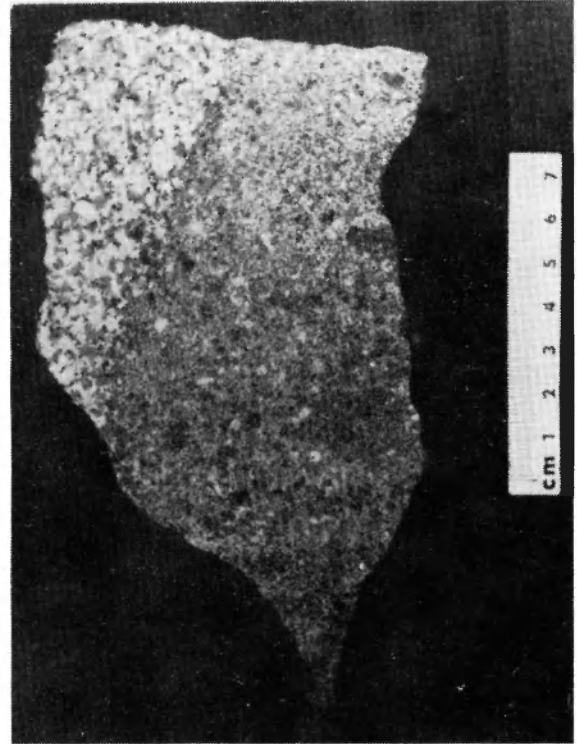
2



4



1



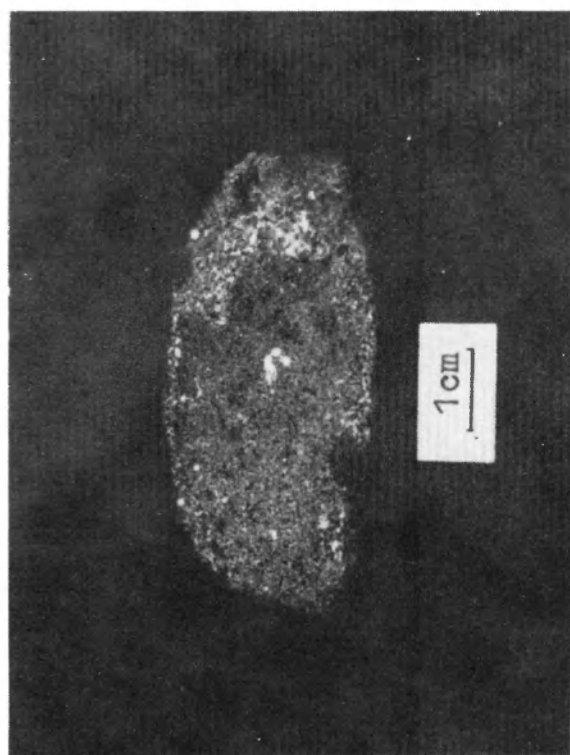
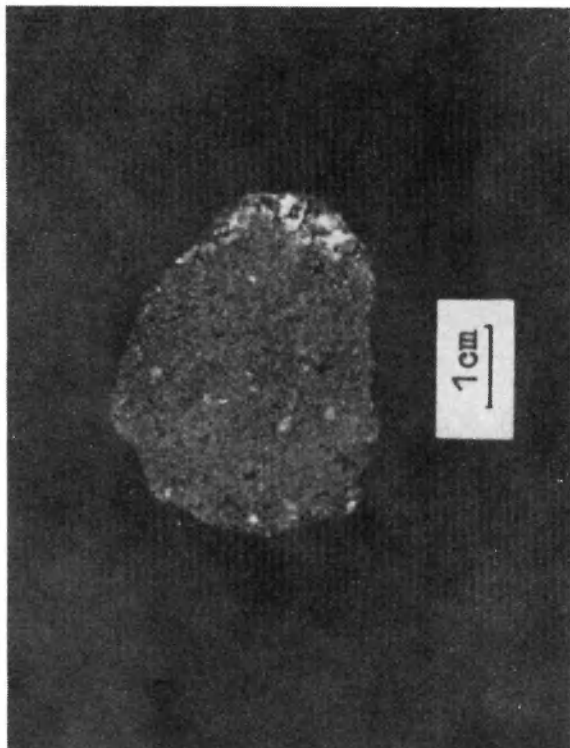
3

Marek LORENC – Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzelińskich  
Endogenous enclosures (autoliths) as evidence of magmatic origin of the Strzelin granitoids

PLANSZA VII

PLATE VII

- 1–2. Wyseparowane autolity mikrodiorytu kwarcowego z pojedynczymi kryształkami plagioklazu (kamieniołom w Strzelinie)  
Single plagioclase crystals in the separated quartz-microdiorite autoliths (quarry in Strzelin)
3. Wyseparowany autolit podwójny tonalitowo-mikrodiorytowy (lokalizacja jak wyżej)  
Separated tonalite-quartz-microdiorite double autolith (localization – see above)
4. Kontakt mikrodiorytu kwarcowego z tonalitem (autolit podwójny). Widoczne blaszki biotyту rosnące równoległe do kontaktu. Jeden nikol. Pow. 25 ×  
Contact between quartz-microdiorite and tonalite (double autolith). Visible biotite flakes growing parallel to the contact plane. One nicol. Mag. 25 ×



Marek LORENC - Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzelińskich  
Endogenous enclosures (autoliths) as evidence of magmatic origin of the Strzelin granitoids

## PLANSZA VIII

### PLATE VIII

1. Autolity mikrodiorytu kwarcowego w granicie strzelińskim.

Quartz-microdiorite autoliths in the Strzelin granite

2. Ostry kontakt mikrodiorytu kwarcowego (autolit) z granitem.

Zmian kontaktowych brak. Jeden nikol. Pow. 25 ×

Sharp contact between quartz-microdiorite (autolith) and granite. The contact transformations are not visible. One nicol. Mag. 25 ×

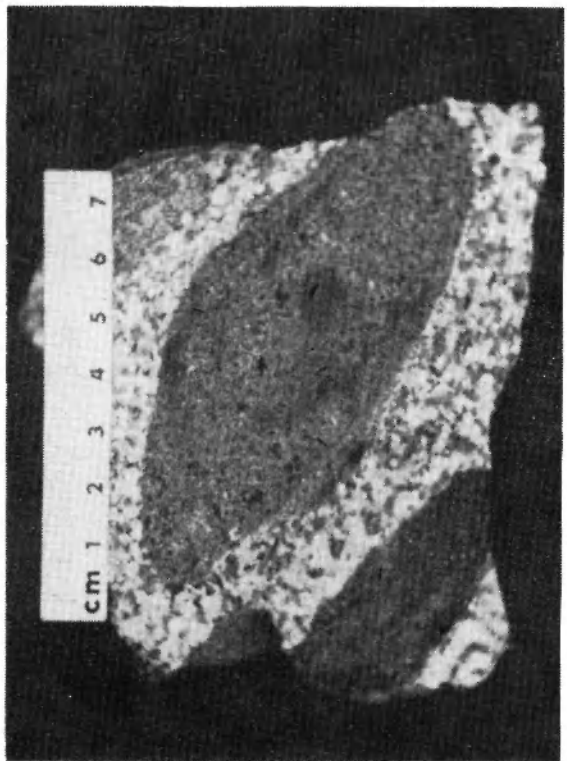
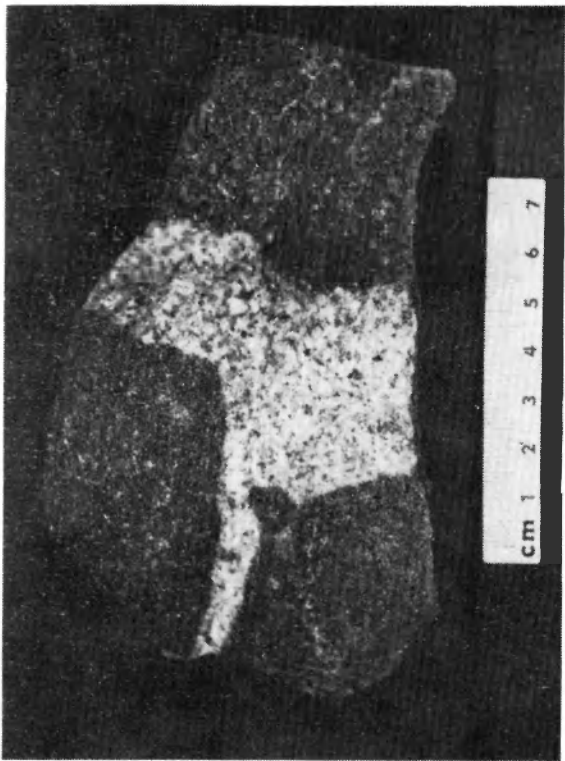
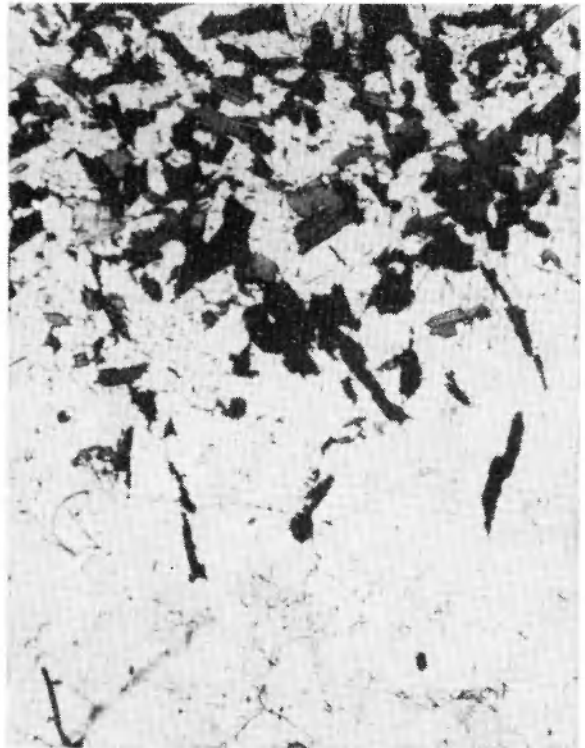
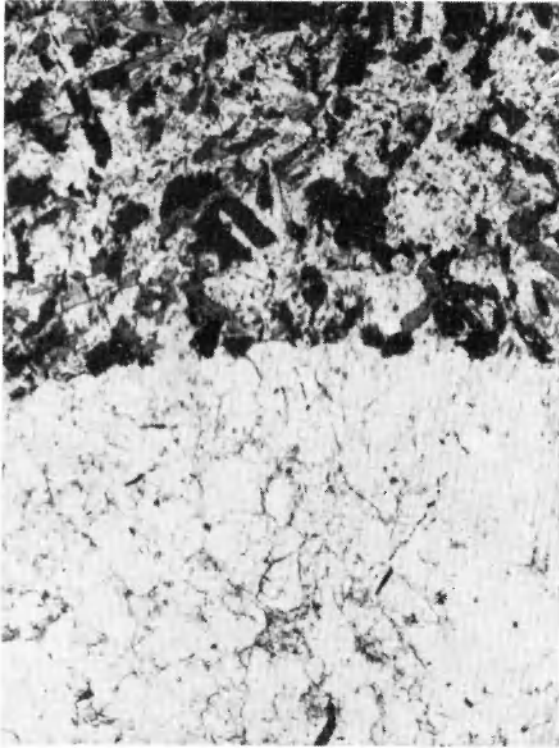
3. Elipsoidalne autolity tonalitowe wydłużone zgodnie ze słabo widoczną teksturą kierunkową granitu (lokalizacja jak wyżej)

Ellipsoidal tonalite autoliths elongated parallel to the slightly visible directional texture of granite (localization — see above)

4. Kontakt autolitu tonalitowego z granitem. Granica niezbyt wyraźna, ale widoczna. Zmian kontaktowych brak. Jeden nikol.

Pow. 25 ×

Contact between tonalite autolith and granite. The boundary is not sharp but visible. Contact transformations absent. One nicol. Mag. 25 ×



Marek LORENC – Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzelińskich  
Endogenous enclosures (autoliths) as evidence of magmatic origin of the Strzelin granitoids



**PLANSZA IX**

**PLATE IX**

1-2. Wyseparowane autolity mikrodiorytu kwarcowego (kamieniołom w Strzelinie)

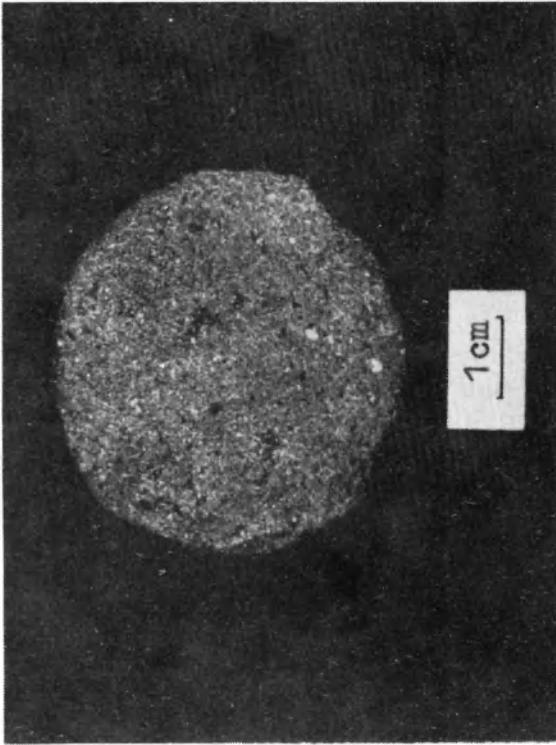
Separated quartz-microdiorite autoliths (quarry in Strzelin).

3. Autolit mikrodiorytu kwarcowego o charakterystycznej teksturze. Nikole skrzyżowane. Pow. 25 ×

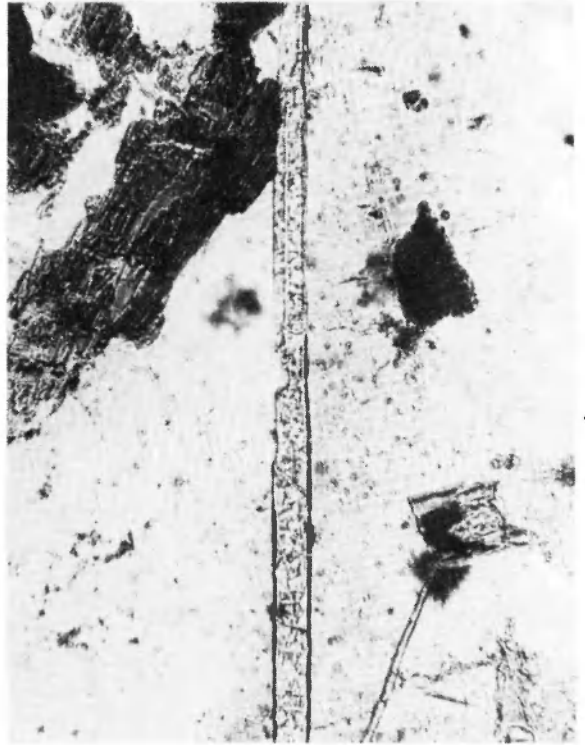
Quartz-microdiorite autolith of a characteristic texture. Crossed nicols. Mag. 25 ×

4. Apatyt o elongacji 1:25 w autolicie mikrodiorytu kwarcowego. Jeden nikol. Pow. 250 ×

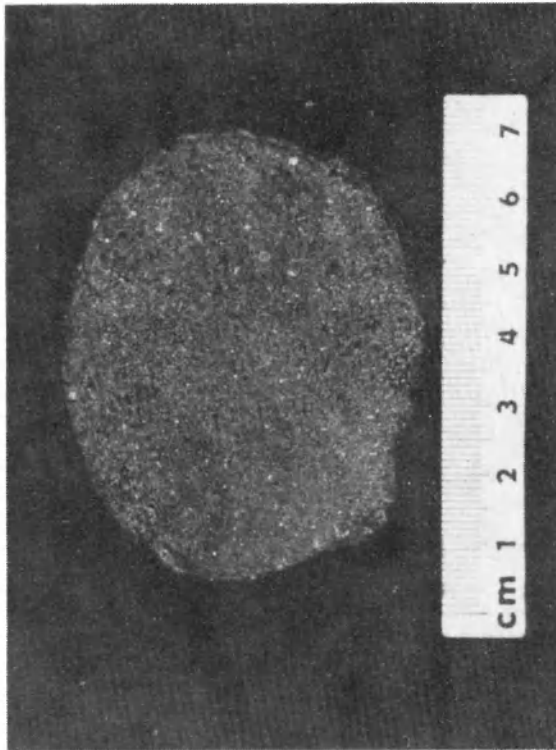
Apatite of elongation 1:25 in quartz-microdiorite autolith. One nicol. Mag. 250 ×



2



4



1



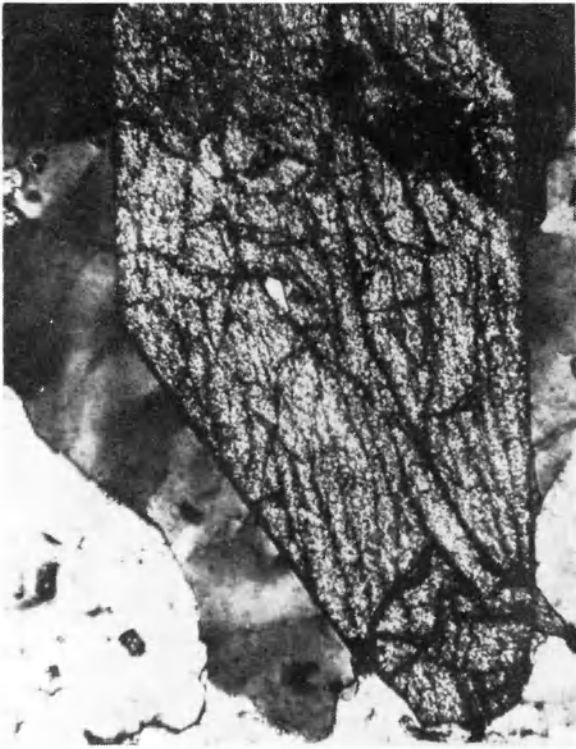
3

Marek LORENC — Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzelińskich  
Endogenous enclosures (autoliths) as evidence of magmatic origin of the Strzelin granitoids

**PLANSZA X**

**PLATE X**

1. Hornblenda rozwijająca się kosztem tytanitu (ciemny) w autolicie mikrodiorytu kwarcowego. Jeden nikol. Pow. 200 ×  
Hornblende replacing after sphene (dark) in quartz-microdiorite autolith. One nicol. Mag. 200 ×
2. Automorficzny kryształ tytanitu w autolicie mikrodiorytu hornblendowego. Nikole skrzyżowane. Pow. 100 ×  
Automorphic sphene crystal in hornblende-microdiorite autolith. Crossed nicols. Mag. 100 ×
3. Biotytyzacja hornblendy oraz chlorytyzacja powstałego biotyty w autolicie mikrodiorytu kwarcowego. Widoczne również drobnutkie igielki apatyty. Nikole skrzyżowane. Pow. 96 ×  
Biotitization of hornblende and chloritization of secondary biotite in quartz-microdiorite autolith. Apatite microlites are also visible. Crossed nicols. Mag. 96 ×
4. Jak wyżej. Jeden nikol. H – hornblenda, B – biotyt, C – chloryt  
The same photo. One nicol. H – hornblende, B – biotite, C – chlorite



2



4



1



3

Marek LORENC – Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzelińskich  
Endogenous enclosures (autoliths) as evidence of magmatic origin of the Strzelin granitoids