

Marek LORENC*

PETROGENEZA KSENOLITÓW W GRANITOIDACH STRZELIŃSKICH

SPIS TREŚCI

Wstęp	133
Budowa geologiczna regionu	134
Charakterystyka petrograficzna ksenolitów	136
Gnejsy drobnowarstewkowe	137
Gnejsy warstewkowo-soczewkowe	137
Gnejsy oczkowe	138
Granitognejsy	139
Skały amfibolowe	140
Interpretacja składu mineralnego i chemicznego gnejsów	141
Badania mikroteksturalne ksenolitów gnejsowych i gnejsów osłony	146
Orientacja kwarcu i biotyty	147
Opis i interpretacja diagramów	150
Omówienie układu granit-ksenolity	157
Podsumowanie	160
Literatura	161
Petrogenesis of xenoliths in the Strzelin granitoids – summary	162

Streszczenie

W pracy przedstawiono próbę wyjaśnienia genezy ksenolitów występujących w granitoidach masywu strzelińskiego. Wśród enklaw tych wydzielono cztery odmiany skał gnejsowych oraz skały amfibolowe. Na podstawie wyników analiz petrograficznych, chemicznych i mikroteksturalnych przedstawiono ścisły związek genetyczny ksenolitów gnejsowych ze

skalami osłony granitoidów strzelińskich. Wnioski wypływające z przeprowadzonych badań wskazują jednoznacznie na magmowy charakter granitoidów zawierających ksenolity. Brak jakichkolwiek przeobrażeń kontaktowych przemawia ponadto za bardzo słabą aktywnością termiczną i chemiczną intrudującej magmy

WSTĘP

W prezentowanej pracy zostaną przedstawione wyniki badań prowadzonych na terenie masywu strzelińskiego, gdzie stwierdzono występowanie w granitoidach znacznej liczby enklaw. Enklawy te stały się głównym obiektem zainteresowań autora, a ich natura oraz znaczenie diagnostyczne stanowiąc będą temat poniższego opracowania.

Wstępnym etapem badań była identyfikacja wszystkich enklaw oraz ich systematyczne usze-

regowanie w dwie zasadnicze grupy litologiczne: 1) skały metamorficzne, 2) skały magmowe. W toku dalszych prac okazało się, że podział ten pokrywa się z podziałem na dwie grupy genetyczne, co pozwoliło na zaszeregowanie pierwszej grupy enklaw do ksenolitów, drugiej zaś – do autolitów.

W poniższym artykule zostanie przedstawiona krótka klasyfikacja enklaw skał metamorficznych, wchodzących pierwotnie w skład osłony grani-

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

toidów strzelińskich, a następnie porwanych przez magmę i zawartych w niej w formie ksenolitów. Na podstawie wyników analiz petrograficznych, chemicznych i mikroteksturalnych zinterpretowany będzie również związek granitoidów ze skałami metamorficznymi, a wszelkie związane z tym przeobrażenia przedstawione na załączonych do pracy diagramach i wykresach.

Całość uzyskanych w toku badań informacji pozwoliła na dalsze rozszerzenie problemu, przy niejako odwróceniu kolejności interpretacji. Na ogół badania tego typu prowadzą do określenia genezy enklaw na podstawie ich charakteru petro-

graficznego i rozmieszczenia w granicie. Obok takiego, klasycznego ujęcia problemu w prezentowanej pracy przedstawiono pewne możliwości uzyskania informacji o genezie samych granitoidów na podstawie studium enklaw w nich zawartych.

Niniejsza praca została oparta na badaniach prowadzonych w latach 1976–1980 w ramach tematu międzyresortowego I-16 „Geodynamika obszaru Polski”.

Pragnę serdecznie podziękować doc. dr Helenie Dziedzicowej za pomoc w opanowaniu metody pracy, zwłaszcza w zakresie analizy mikroteksturalnej. Gorąco też dziękuję dr Antoninie Pacholskiej i dr. Jerzemu Mroczkowskiemu za krytyczne uwagi, cenne dyskusje oraz pomoc przy redagowaniu pracy.

BUDOWA GEOLOGICZNA REGIONU

Objęty badaniami obszar, rozciągający się między miejscowościami Strzelin i Mikoszków na północy oraz Biały Kościół na południu (fig. 1), stanowi północny fragment dużej jednostki geologicznej, znanej jako masyw strzeliński. Jednostka ta rozciąga się między dolinami rzek Krynki na wschodzie i Oławy na zachodzie oraz miejscowościami Strzelin na północy i Ziębice na południu.

Masyw strzeliński w głównej mierze zbudowany jest z hercyńskich granitoidów, których szczegółowa analiza petrograficzna została opracowana przez Borkowską (1956, 1959) oraz Beresia (1969). Pozostałą część masywu stanowią skały metamorficznej osłony, zaliczone początkowo przez Bederkego (1935) do dolnego dewonu. Dokładniejszego podziału skał w obrębie osłony dokonał Teisseyre (Teisseyre *et al.* 1957), wyróżniając oprócz skał dewońskich także formacje staropaleozoiczne, a nawet prekambryjskie. Następny podział został przeprowadzony przez Oberca (1966). Autor ten wyodrębnił w osłonie masywu granitoidowego dwie różnowiekowe serie strukturalne: 1) starszy, proterozoiczny kompleks metamorficzny, reprezentowany przez paragnejsy, łupki łyszczkowe, kwarcyty grafitowe, wapienie krystaliczne, skały wapienno-krzemianowe i amfibolity, oraz 2) młodszy kompleks, zbudowany ze

skał epimetamorficznej serii kwarcytowej (łupki kwarcytowe, łupki serycytowe). Wiek młodszego kompleksu określony został jako dolno- i środkowodewoński.

Jak wykazały ostatnie badania Wojnar (1979), skały obu kompleksów zostały w identyczny sposób polifazowo zdeformowane podczas podewońskiego metamorfizmu regionalnego. Z metamorfizmem tym związana była również rekrytalizacja skaleni, której główny etap zakończył się przed drugą fazą deformacji (D_2).

Wymienione uprzednio skały metamorficznej osłony występują *in situ* jedynie w południowej części masywu strzelińskiego. W najbliższych okolicach Strzelina metamorficzną osłonę reprezentuje wyłącznie seria gnejsowa, odsłaniająca się fragmentarycznie około 2,5 km na wschód od miasta. W pozostałych miejscach skały gnejsowe stanowią jedynie różnej wielkości ksenolity w obrębie granitu. Przy porównaniu z kolei charakteru litologicznego metamorficznej osłony granitu w południowej części masywu strzelińskiego (Wojnar 1979) z gnejsami okolic Strzelina okazuje się, że te ostatnie niewątpliwie wchodziły również w skład tej samej serii strukturalnej pierwotnej osłony.

W obrębie wszystkich występujących na badanym obszarze gnejsów można, zdaniem autora, wyróżnić cztery odmiany różniące się między sobą

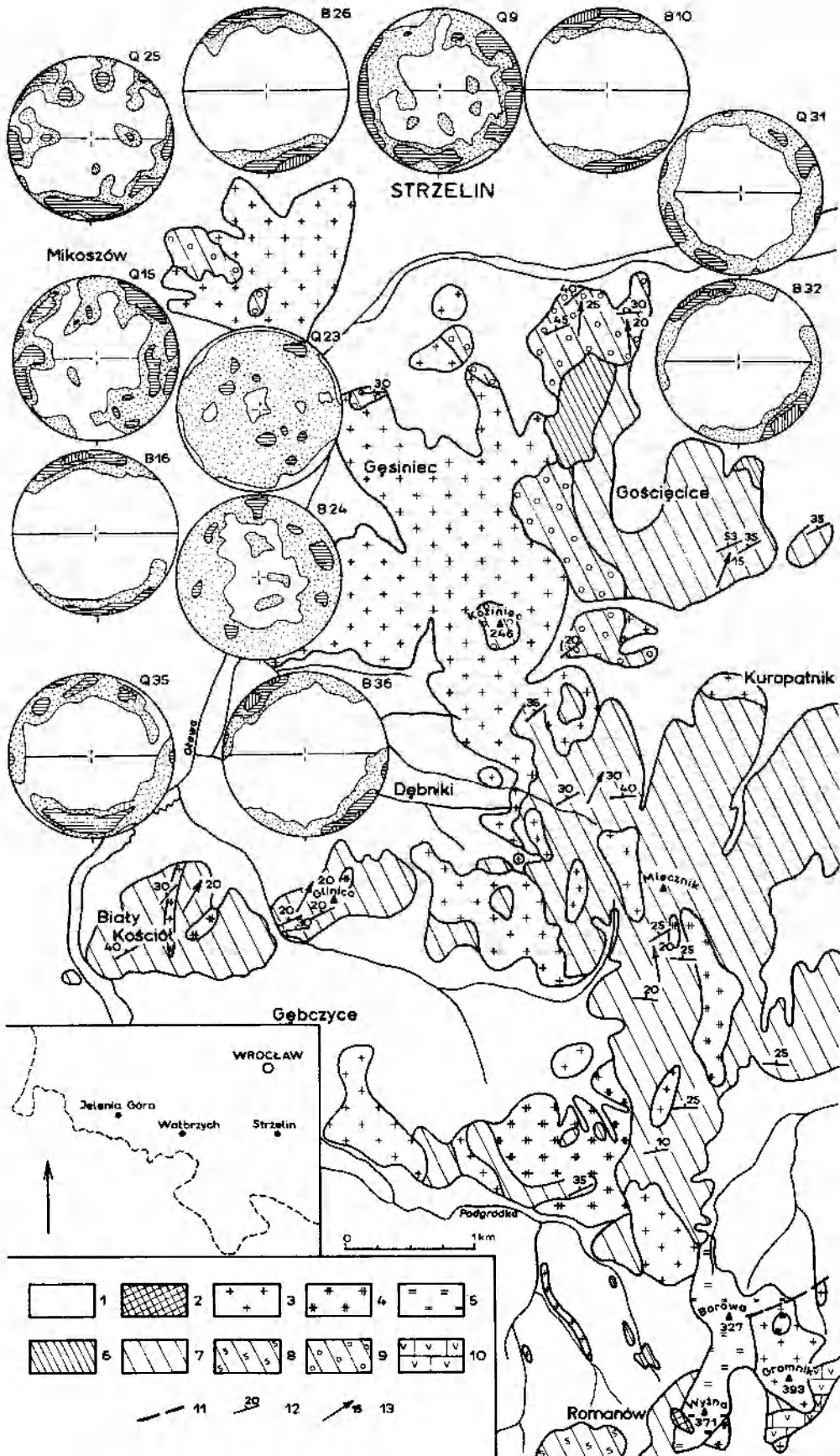
Fig. 1

Mapa geologiczna północnej części masywu strzelińskiego (wg Wójcika 1968 z uzupełnieniami autora). Diagramy przedstawiają orientację osi optycznych kwarcu i płaszczyzn (001) biotyту w gnejsach i granicie

1 – czwartorzęd; 2 – pegmatyty; 3 – granit; 4 – granodioryt kwarcowy; 5 – kwarcyt; 6 – łupki hornblendowe i amfibolity; 7 – granitognejsy; 8 – granitognejsy sillimanitowy; 9 – gnejsy słojuowo-oczkowe; 10 – skały wapienno-krzemianowe; 11 – uskoki; 12 – bieg i upad foliacji; 13 – upad lineacji

Geological map of the northern part of the Strzelin massif (after Wójcik 1968, slightly modified). Diagrams show the orientation of quartz optic axes and biotite (001) planes in the gneisses and granite

1 – Quarternary; 2 – pegmatite; 3 – granite; 4 – quartz granodiorite; 5 – quartzite; 6 – hornblende schist 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



charakterem teksturalnym oraz procentową zawartością poszczególnych składników. Pierwszą, najliczniej reprezentowaną odmianą są gnejsy drobnowarstewkowe o bardzo wyraźnej teksturze łupkowej i drobnym ziarnie nie przekraczającym 0,2 mm. Drugą odmianę stanowią gnejsy warstewkowo-soczewkowe, różniące się od poprzednich obecnością nielicznych soczewek kwarcowo-skalenionych oraz sekrecyjnych żyłek kwarcu. Do trzeciej odmiany zostały zaliczone gnejsy oczkowe, charakteryzujące się znacznie grubszym ziarnem oraz obecnością dużych oczek i soczewek mikroklinowych. W odróżnieniu od poprzednich dwu odmian, gnejsy oczkowe w ksenolitach spotykane są stosunkowo rzadko, natomiast *in situ* występują razem z gnejsami warstewkowo-soczewkowymi w niewielkich odsłonięciach na wschód od Strze-

lina. Ostatnią odmianą, genetycznie związaną z poprzednimi, są granitognejsy, reprezentujące skały średnio- i gruboziarniste, w których laminacja jest podkreślona wydłużeniem blaszek biotyту i agregatów kwarcowo-skalenionych.

Wszystkie wymienione wyżej odmiany wykazują bardzo wyraźne pokrewieństwo genetyczne; powstanie ich uwarunkowane było zarówno zróżnicowaniem materiału wyjściowego, jak i różnym nasileniem procesów tektonicznych. Jak wynika z literatury, wiek feldspatyzacji obejmującej wszystkie odmiany gnejsów jest wciąż problemem dyskusyjnym, gdyż zdaniem Borkowskiej (1956, 1959) procesy te należy wiązać z herceńską intruzją granitową, natomiast według Oberca (1966) miały one miejsce jeszcze w proterozoiku.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA KSENOLITÓW

Objęte badaniami ksenolity należą do skał gnejsowych, a ich zróżnicowanie litologiczne wynika jedynie z różnego charakteru teksturalnego. Przyjmując takie kryterium podziału, wśród skał tych można wyróżnić: gnejsy drobnowarstewkowe, warstewkowo-soczewkowe, oczkowe, i granitognejsy.

Przy badaniach petrologicznych bardzo istotną cechą ksenolitów jest ich kształt, a także rozprzestrzenienie oraz charakter kontaktu z otaczającym je granitoidem.

Kształt badanych ksenolitów jest cechą na ogół stałą, gdyż we wszystkich przypadkach są to formy płytowe, wielkości od kilku centymetrów do kilku metrów, oderwane od skały macierzystej wzdłuż powierzchni foliacji i poprzecznie do tej powierzchni popękane. Proces powstawania tego typu ksenolitów naśladowany jest również w mniejszej skali, gdy na przykład blok gnejsowy wielkości 3–5 m poprzecinany jest dużą liczbą żył granitowych. W takim przypadku regułą jest, że wszystkie grube żyły (powyżej 30 cm) przecinają gnejs zgodnie z foliacją, natomiast system rzadszych, drobnych żyłek rozdrabnia blok zgodnie z kierunkiem skośnych spękań. Należy tutaj zaznaczyć, że w przypadku ksenolitów oderwanych od skały macierzystej, a następnie przetransportowanych na znaczną odległość i po drodze zrotowanych, kształt ich, poza nieznacznym zaokrągleniem ostrych krawędzi, pozostaje w zasadzie nie zmieniony – dalej są to formy płytowe.

Rozprzestrzenienie ksenolitów na badanym terenie jest raczej nieregularne. Generalnie jednak występowanie tego typu enklaw nie jest tutaj zja-

wiskiem nazbyt częstym, a względnie największe ich nagromadzenia obserwuje się w północnym regionie, w okolicach cukrowni strzelińskiej oraz w rejonie Kopalni Granitu w Strzelinie. W pierwszym z wymienionych obszarów występuje przede wszystkim znaczna liczba bloków kilkumetrowej wielkości, natomiast w rejonie czynnego wyrobiska są to przeważnie drobne (poniżej 50 cm), pojedyncze ksenolity. Wprawdzie w latach sześćdziesiątych szczególnie obfite nagromadzenie enklaw (z opisu wynika, że chodziło o ksenolity) obserwowano w południowej części eksploatowanego kamieniołomu oraz w położonym bardziej na północ starym łomie (Bereś 1969), jednakże obecnie stopień zniszczenia starego kamieniołomu jest zbyt duży, aby prowadzić tam szczegółowe obserwacje, natomiast w czynnym wyrobisku prace górnicze posunęły się na tyle głęboko, że opisywane przez Beresia (*op. cit.*) miejsce jest zupełnie niedostępne do badań bądź też w ogóle już nie istnieje. Z kolei na aktualnym poziomie wydobywczym w południowej części kamieniołomu ksenolitów w granicie nie ma, pojawiają się one, choć nielicznie, w części środkowej i północnej.

Przedstawiona powyżej sytuacja dotyczy rozprzestrzenienia ksenolitów, które można obserwować bezpośrednio na powierzchni. Ponadto znaczna liczba ksenolitów występuje w południowej części badanego terenu, jednakże stwierdzenie ich obecności było możliwe jedynie po uzyskaniu rdzeni wiertniczych.

Bardzo istotną, a zarazem regularnie powtarzającą się cechą badanych ksenolitów jest charakter ich kontaktu z granitem. Otóż we wszystkich

obserwowanych przypadkach ksenolity odznaczają się bardzo wyraźnymi zarysami: granice ich są ostre i sporadycznie tylko bywają otoczone cienką (do 5 mm) leukokratyczną obwódką. W żadnym z badanych ksenolitów zmian kontaktowych nie stwierdzono, co, jak się wydaje, jest zgodne z poglądem o stosunkowo niskiej temperaturze oraz niezbyt silnej aktywności intrudującego granitu. Jak wykazały wcześniejsze badania Borkowskiej (1972, 1973), granit ten w porównaniu z pozostałymi granitoidami herceńskimi Sudetów odznacza się najniższą temperaturą krystalizacji, około 300–450° C. W świetle tych danych wydaje się zrozumiałe, że gnejsy, które w swej wcześniejszej historii w czasie metamorfizmu regionalnego poddane zostały znacznie wyższym temperaturom, nie wykazują zmian na kontakcie z granitem.

GNEJSY DROBNOWARSTEWKOWE

Spośród wymienionych na wstępie odmian, najliczniej spotykane są ksenolity gnejsów drobnowarstewkowych (pl. I, 1; pl. II, 1). Są to skały drobnokrystaliczne, które miejscami — dzięki przewadze łyszczyków nad składnikami jasnymi — upodabniają się bardzo do łupków łyszczykowych. W większości przypadków gnejsy te wykształcone są podobnie i nie wykazują wyraźniejszych zmian strukturalnych ani teksturalnych.

Głównymi składnikami tego typu gnejsów są: kwarc, plagioklaz, mikroklin i biotyt (pl. I, 3). W podrzędnych ilościach występują apatyt, muskowitz, tlenki żelaza oraz cyrkon.

Zasadnicze tło skały stanowi mozaika kwarcowo-skaleniowa. Kwarc charakteryzuje się falistym lub smużystym wygaszaniem światła. Ziarna tego minerału są zawsze ksenomorficzne, a wielkość ich utrzymuje się w granicach 0,05–0,2 mm. Bardzo charakterystyczne jest wydłużenie większych ziarn kwarcu w płaszczyźnie głównej foliacji skały.

Plagioklasy (An_{25}) występują zawsze w sąsiedztwie kwarcu w postaci ziarn ksenomorficznych, odznaczających się wielokrotnymi zbliżeniami albitowymi i peryklinowymi. Poza tym ziarna są zwykle zserycytizowane i często mechanicznie zdeformowane. Pierwszy z tych procesów prowadzi do lekkiego zmętnienia ziarn, natomiast drugi objawia się wyraźnym wygięciem lamelek bliźniaczych.

Mikroklin obok kwarcu i plagioklazu jest trzecim głównym składnikiem gnejsów. Mineral ten nie tworzy regularnych ziarn, lecz wzrasta później od pozostałych składników i przyjmuje

formy bezkształtne, wypełniając przestrzenie interstycjalne. Mikroklin nie wykazuje śladów wtórnych przeobrażeń, natomiast zawsze odznacza się wyraźną siatką polisyntetycznych zbliżeń. Niekiedy obecność gęstych, albitowych przerostów pertytowych sprawia, że cały skaień ma charakter mikropertytu mikroklinowego. Bardzo powszechnym zjawiskiem jest tworzenie się myrmekitu na granicy ziarn mikroklinu i plagioklazu.

Minerały łyszczykowe reprezentuje prawie wyłącznie biotyt, tworzący dobrze wykształcone blaszki o bardzo silnym pleochroizmie w barwach: α — jasnożółtej, $\beta = \gamma$ — ciemnobrunatnej. Blaszkki te ułożone są w skałe prawie wyłącznie w jednej płaszczyźnie i wyznaczają tym samym przebieg głównej foliacji. Bardzo częstym zjawiskiem jest obecność wrostków cyrkonu w biotycie, powodujących powstanie wyraźnych pól pleochroicznych (pl. I, 4). Znacznie rzadziej obserwuje się w biotycie okrągłe wrostki kwarcu. W niektórych ksenolitach gnejsów drobnowarstewkowych występuje też młodsza generacja biotytu, którego drobne blaszki są ułożone w skałe skośnie do powierzchni głównej foliacji (pl. I, 2).

Chloryt w gnejsach drobnowarstewkowych jest po części minerałem wtórnym po biotycie, a po części równocześnie z nim krystalizującym. Obserwuje się tu obok pakietów czystego chlorytu także równoległe zrosty z biotytem. Blaszkki chlorytu są dobrze wykształcone, a wyraźny pleochroizm, proste wygaszanie światła w przekrojach prostopadłych do (001), znak optyczny (–) oraz subnormalne, atramentowe barwy interferencyjne pozwalają zaliczyć ten minerał do penninu. W chlorytach wtórnych po biotycie często zachowują się wyraźne pola pleochroiczne wokół wrostków cyrkonu.

Jasny łyszczyk występuje tutaj bardzo rzadko i najczęściej tworzy (podobnie jak pennin) równoległe zrosty z biotytem, świadczące o równoczesnym wzroście obu tych minerałów. Łyszczyk ten reprezentowany jest przez fengit, odznaczający się słabym pleochroizmem (α — bezbarwna, $\beta = \gamma$ — bładozielonkawa) i bardzo małym kątem $2V_x = 2-5^\circ$.

Z minerałów akcesorycznych spotyka się tu obok wspomnianego już cyrkonu także drobne, okrągłe ziarenka apatytu oraz niewielkie skupienia bądź też pojedyncze grudki tlenków żelaza.

GNEJSY WARSTEWKOWO-SOCZEWKOWE

Drugą, również licznie reprezentowaną odmianę stanowią ksenolity gnejsów warstewkowo-so-

czewkowych, występujące między innymi w nieczynnym kamieniołomie koło cukrowni w Strzelinie (pl. II, 2–4; pl. III, 1 i 2). Tego samego typu ksenolity znaleziono także w rdzeniach wiertniczych pochodzących z południowej części badanego obszaru (Lorenc, Lewczuk 1981). Ponadto gnejsy warstewkowo-soczewkowe pojawiają się również w niewielkich odsłonięciach położonych na wschód od Strzelina, gdzie razem z gnejsami oczkowymi stanowią fragment osłony *in situ* (pl. IV, 1–3).

Gnejsy warstewkowo-soczewkowe charakteryzują się obecnością naprzemianległych lamin kwarcowo-skaleniovych i łuszczkowych grubości do 2 mm, w obrębie których miejscami pojawiają się pojedyncze, mniej lub bardziej spłaszczone soczewki kwarcowo-mikroklinowe, zawsze ukierunkowane w płaszczyźnie foliacji skały. Rozmieszczenie wspomnianych soczewek w obrębie gnejsu nie jest przypadkowe, układają się one bowiem pojedynczym szeregiem tylko w niektórych laminach. Najbardziej typowym tego przykładem są ksenolity gnejsowe widoczne w zachodniej części północnej ściany nieczynnego kamieniołomu w pobliżu cukrowni strzelińskiej.

Prawie we wszystkich miejscach występowania ksenolitów tego typu gnejsu obserwuje się pomiędzy laminami zmienną liczbę sekrecyjnych żyłek kwarcowych, grupujących się przeważnie w pobliżu warstewek obfitujących w soczewki kwarcowo-mikroklinowe. Szczególnie dużą liczbę tego typu żyłek stwierdził autor w dużym bloku gnejsu, leżącym w obrębie granitu, około 3 m pod krą skal amfibolowych na południowej ścianie wspomnianego już nieczynnego kamieniołomu (pl. VII, 1).

Odmienny nieco charakter mają ksenolity gnejsów warstewkowo-soczewkowych, odsłaniające się we wschodniej części północnej ściany tego samego kamieniołomu. Tutaj bowiem stanowią one pojedyncze „wkładki” w obrębie ksenolitów gnejsu oczkowego. „Wkładki” te mają miąższość około 10 cm, a granice ich z otaczającym gnejssem oczkowym nie są ostre, ale są wyraźne; powierzchnie foliacji obu odmian zorientowane są tak samo.

Jakościowy skład mineralny gnejsów warstewkowo-soczewkowych jest w zasadzie taki sam, jak gnejsów drobnowarstewkowych. Istotną różnicę stanowi tu jedynie wielkość ziarna (zwłaszcza kwarcu) oraz przewaga ilościowa mikroklinu nad plagioklazem (pl. III, 4). Często spotyka się tu także większe soczewki kwarcowo-mikroklinowe ułożone w płaszczyźnie foliacji, w których oba minerały wykształcone są w postaci znacznie więk-

szych ziarn niż ich odpowiedniki budujące zasadnicze tło skały.

W porównaniu z poprzednią odmianą powierzchni foliacji gnejsów warstewkowo-soczewkowych są znacznie bardziej nierówne, a powodem tego jest zarówno grubsze ziarno skały, jak i wtórne zaburzenia przebiegu lamin przez później wzrastające soczewki kwarcowo-skaleniovowe.

Bardzo ciekawy pod względem teksturalnym ksenolit obserwował autor na północnej ścianie nieczynnego kamieniołomu w pobliżu cukrowni strzelińskiej. Jest to bowiem mięszszy pakiet gnejsów o teksturze przypominającej frakcjonalne uziarnienie w skałach osadowych (pl. III, 3). Sukcesywnie występują tu warstewki gnejsów drobnokrystalicznych, przypominających łupki łuszczkowe (do 15 mm miąższości), stopniowo przechodzące w warstewki z widocznymi laminami i soczewkami kwarcowo-skaleniovymi. Z kolei występuje pojedyncza lamina z licznymi soczewkami długości do 10 mm, silnie spłaszczonymi i wydłużonymi w płaszczyźnie foliacji. Dalej warstewka ta ostro graniczy z następnym drobnokrystalicznym gnejssem i sekwencja powtarza się ponownie. Ogólna miąższość pojedynczej, opisanej wyżej sekwencji utrzymuje się w granicach 5–7 cm.

GNEJSY OCZKOWE

Poza odsłonięciem na wschód od Strzelina, gdzie gnejsy oczkowe występują razem z warstewkowo-soczewkowymi w obrębie osłony *in situ*, ksenolity tego typu można spotkać także (choć nielicznie) we wspomnianym już wcześniej nieczynnym kamieniołomie w pobliżu cukrowni strzelińskiej. W ksenolitach tych zasadniczą masę skały tworzą naprzemianległe laminy kwarcowo-skaleniovowe (2–3 mm grubości) i biotytowe (1–1,5 mm grubości), pomiędzy którymi występują duże porfiroblasty mikroklinu (pl. V, 1). Pod względem wielkości i kształtu skalenie te można podzielić na cztery grupy:

a) okrągłe o średnicy 1,0–1,5 cm, pozbawione wrostków;

b) Okrągłe o średnicy 3,0–4,5 cm, powstające przez zrośnięcie się kilku mniejszych osobników. Skalenie tej grupy zawierają wrostki biotyту, których wydłużenie nawiązuje do przebiegu powierzchni foliacji w gnejsie;

c) typowe soczewki o wielkości 2,0×3,5 cm, bardzo często zrotowane, w których wrostki biotyту ułożone są skośnie do przebiegu foliacji gnejsu;

d) wydłużone, prawie automorficzne tabliczki wielkości $1,5 \times 3,5$ cm, ułożone w płaszczyźnie foliacji lub zrotowane pod kątem $30-50^\circ$ do foliacji. Wszystkie skałenie tej grupy wykazują makroskopowo widoczne zbliżnienia, przypuszczalnie karlsbadzkie. Sporadycznie tylko niektóre osobniki zawierają pojedyncze wrostki biotyту.

Skład mineralny gnejsów oczkowych jest w zasadzie taki sam, jak odmian omawianych wcześniej. Istotną różnicę stanowi tylko wielkość ziarna; obok większych ksenoblastów kwarcu pojawiają się duże, lekko zsercytyzowane ziarna plagioklazów (An_{25}) oraz pojedyncze soczewki lub tabliczki mikroklinu.

W zasadniczej masie skały mikroklin tworzy duże, bezkształtne blasty, zawierające znaczną liczbę wrostków kwarcu, plagioklazu i biotyту. Dal-szy etap krystalizacji prowadził do powstania blastów owalnych, w których wrostki występują w mniejszej liczbie, a sam skałen charakteryzuje się wyraźną siatką polisyntetycznych zbliżnień (pl. V, 2).

Cennych informacji dostarcza ułożenie wrostków biotyту, wydłużonych skośnie do przebiegu foliacji skały. Świadczy to najprawdopodobniej o częściowej rotacji blastów mikroklinu, których wzrost następował później względem pozostałych składników, podczas ruchów zachodzących wzdłuż powierzchni foliacji.

Podobnie jak w poprzednio opisywanych odmianach gnejsów, także i tutaj obserwuje się liczne wrostki cyrkonu w biotycie oraz pojedyncze, okrągłe ziarenka apatyту i nieprzezroczyste grudki tlenków żelaza. Ponadto w gnejsach oczkowych bardzo często występuje myrmekit i struktury granofirowe (pl. V, 3).

GRANITOGNEJSY

Na oddzielne omówienie zasługują ksenolity granitognejsowe, występujące na terenie masywu strzelińskiego raczej nielicznie. Jednym z takich miejsc było nieczynne wyrobisko (zlikwidowane w roku 1980), położone na zachód od eksploatowanego kamieniołomu w Strzelinie. Występujące tu pojedyncze ksenolity reprezentują skały raczej ubogie w biotyt, w związku z czym wyróżnienie w nich powierzchni foliacji jest dość trudne. Wyraźna jest wyłącznie jednokierunkowa laminacja podkreślona wydłużonymi agregatami kwarcowo-skałeniowymi. Na przekrojach prostopadłych do laminacji bardzo rzadko pojawia się także słabo zaznaczony drugi kierunek, prawdopodobnie młodszej foliacji. Jak już wcześniej wspom-

niano, podobne dwa kierunki występują także w niektórych gnejsach drobnowarstewkowych i warstewkowo-soczewkowych, co sugeruje, że opisywana odmiana jest w pewnym stopniu związana z pozostałymi gnejsami.

Biorąc pod uwagę opisane powyżej cechy, analizowaną skałę można nazwać granitognejssem – jest to jednak termin czysto teksturalny, nie definiujący genezy skały.

Obserwowane na wschód od Strzelina granitognejsy, wchodzące w skład pierwotnej osłony granitu in situ są odmianą znacznie bardziej gruboziarnistą niż opisana powyżej i chociaż zawierają stosunkowo dużo biotyту, to jednak tekstury kierunkowe są tu praktycznie niewidoczne (pl. V, 4; pl. VI, 1). Miejscami jednak zauważalna bywa jednokierunkowa, słabo zaznaczona laminacja. Z kolei stopniowe przejścia między gnejssem oczkowym i granitognejssem mogą wskazywać, że granitognejs nie jest skałą pochodzenia magmowego, lecz przeciwnie – stanowi skałę pierwotnie osadową, a następnie regionalnie zmetamorfizowaną, zdeformowaną i poddaną częściowej granityzacji.

Nieco inaczej przedstawia się sytuacja geologiczna w południowej części badanego terenu (rejon Białego Kościoła), gdzie obserwuje się wyraźny rozwój granitognejsów z typowych gnejsów strzelińskich oraz dalszą ich granityzację, prowadzącą do powstania granitów. Granity te jednak odbiegają znacznie od normalnego granitu intruzywnego, gdyż nawet makroskopowo stwierdza się różnice w zabarwieniu, teksturze oraz zawartości łyszczyków i kwarcu (Lorenc 1981).

Przedstawiona powyżej sytuacja pozwala na przyjęcie możliwości powstania pewnej części granitów w procesie granityzacji i homogenizacji gnejsów (Oberc 1966; Morawski 1973). Homogenizacja ta zachodziła jednak z różnym nasileniem, w związku z czym pierwotne tekstury kierunkowe zostały bądź to częściowo zachowane, bądź też całkowicie zatarte. Równocześnie trzeba zaznaczyć, że przyjmując takie właśnie pochodzenie części granitów należy uznać występujące w nich enklawy skal gnejsowych za skiality (sensu Smulikowski 1958).

Wbrew ogólnie panującemu pogładowi o powszechności występowania granitognejsów w tej części masywu strzelińskiego (Wójcik 1968; Bereś 1969), skały te faktycznie występują znacznie rzadziej i to wyłącznie w strefach homogenizacji gnejsów. Jak wykazały badania autora, skały południowego rejonu są istotnie stosunkowo jasne i zawierają niewielką ilość łyszczyków, a tekstura

ich bywa miejscami bezładna. Jednak w większości bardzo drobne ziarno, wyraźna tekstura gnejsowa, średnia grubość lamin ok. 1,5 mm oraz obecność pojedynczych soczewek kwarcowo-skaleńowych (1,0–1,5 cm) pozwalają na zaklasyfikowanie tych skał do grupy gnejsów warstewkowo-soczewkowych. Należy w tym miejscu zaznaczyć, że zarówno makroskopowo, jak i pod mikroskopem skały te są prawie identyczne z ksenolitami północnej części masywu, a także z gnejsami występującymi in situ na wschód od Strzelina (tab. 1).

Tabela 1

Skład mineralny gnejsów metamorficznej osłony granitu
Mineral composition of gneisses of the granite metamorphic cover

	1	2	3	4	5	6	7	8
Kwarc Quartz	36,5	45,7	33,5	35,4	41,0	35,6	42,1	47,1
Mikroklin Microcline	27,3	31,8	25,3	28,2	30,6	26,4	10,5	11,0
Plagioklaz Plagioclase	31,2	19,6	40,2	30,4	20,2	21,2	22,2	24,2
Biotyt Biotite	5,0	2,9	1,0	6,0	9,0	12,5	21,1	14,5
Muskowit Muscovite	—	—	—	—	—	3,3	2,5	2,2
Apatyt Apatite	—	—	—	—	—	1,0	1,6	1,0

1–4 – gnejsy z okolic Dębniak i Białego Kościoła – gneisses from the vicinity of Dębniak and Biały Kościół.

5–8 – gnejsy z okolic Strzelina – gneisses from the vicinity of Strzelin.

Wprawdzie ze względu na bardzo słaby stopień odsłonięcia omawianego rejonu obserwacje polowe mają charakter w znacznej mierze punktowy, to jednak wykonane tu ostatnio wiercenia wykazały również wyraźną przewagę pozostałych odmian gnejsów nad granitognejsami (Lorenc, Lewczuk 1981).

Przedstawione powyżej fakty stanowią niejako potwierdzenie opinii Oberca (1966), który – podobnie jak i wcześniejsi autorzy (Schumacher 1878; Rose 1876 *vide* Oberc *op. cit.*) – uważa gnejsy za najbardziej rozprzestrzenione, równocześnie podkreślając, że granitognejsy są skałami rzadko spotykanymi w krystaliniku strzeleńskim.

Głównymi składnikami granitognejsów są kwarc, mikroklin i plagioklaz. W zmiennych ilościach pojawia się biotyt, a akcesorycznie – chloryt, apatyt, muskowit i cyrkon.

Kwarc ma postać dużych ksenoblastów tworzących zasadnicze tło skały oraz układających

się razem z plagioklazem w wydłużone, mozaikowe agregaty (pl. VI, 2). Wszystkie ziarna kwarcu wykazują faliste znikanie światła.

Mikroklin tworzy bezkształtne lub lekko zokrąglone blasty z wyraźną kratką polisyntetycznych zbliźniaczeń (pl. VI, 3), zawierające dużą liczbę wrostków kwarcu, plagioklazu i niekiedy biotyty. Wykształcenie takie sugeruje, że minerał ten wzrastał później niż pozostałe składniki.

Plagioklaz (An_{25}) ma postać niewielkich ksenoblastów rozmieszczonych pomiędzy ziarnami kwarcu, wykazujących bardzo wyraźne, wielokrotne zbliźniaczenia albitowe oraz oznaki nieznacznej serycytyzacji. W przypadku bezpośredniego sąsiedztwa plagioklazu i mikroklinu na granicy obu tych minerałów widoczny jest myrmekit (pl. VI, 4). Jest to najprawdopodobniej myrmekit przedmikroklinowy, typu strefowego, odznaczający się ostrą granicą z plagioklazem z prostopadłe do tej granicy ustawionymi kanalikami kwarcu.

Biotyt występuje tu w zmiennych ilościach, grupując się w wydłużone skupienia, wyznaczające w niektórych tylko przypadkach razem z agregatami kwarcowo-skaleńowymi wspomnianą wcześniej laminację. W odmianach bogatszych w biotyt (odsłonięcia na wschód od Strzelina) minerał ten tworzy duże blaszki, których ułożenie w skale jest na ogół bezładne. Bardzo częstym zjawiskiem jest chlorytyzacja biotyty, prowadząca do całkowitego zastąpienia łyszczyku przez pennin.

SKAŁY AMFIBOLOWE

Do skał pochodzących z pierwotnej osłony granitu strzeleńskiego należy zaliczyć także skały amfibolowe (sensu Kozłowski 1978), odsłaniające się na południowej ścianie nieczynnego kamieniołomu w pobliżu cukrowni w Strzelinie. Pozycja tektoniczna tych skał była dotychczas różnie interpretowana. Według Schumachera (1878) w obrębie gnejsów istnieją partie bogate w hornblendę, stanowiące przejścia między łupkami amfibolowymi a gnejsami. Z kolei Oberc (1966) stwierdził przeławianie się gnejsów i amfibolitów, a Bereś (1969) zauważył, że skały amfibolowe z okolic cukrowni stanowią rodzaj dużej kry wśród skał granitowych.

Jak wykazały obserwacje autora, we wspomnianym kamieniołomie skały amfibolowe występują razem z gnejsami drobnowarstewkowymi. Ostrego kontaktu między tymi skałami nie ma, istnieje natomiast strefa, w której gnejsy wykazują podwyższoną zawartość biotyty oraz nieznaczne ilości hornblendy. Strefa przeławień występuje jedynie między gnejsami z hornblendą a normalnymi

gnejsami pozbawionymi amfibolu. Z kolei między gnejsami wzbogaconymi w hornblendę a skałami amfibolowymi przejście jest stopniowe. Wprawdzie na pewnej odległości powierzchni foliacji gnejsów i złupkowanych amfibolitów zmieniają nieco kąty zapadu odchylając się od pionu o około 15–25°, to jednak kierunki zapadu tych powierzchni są takie same (gnejsy: 135–150/65–90; złupkowane amfibolity: 330–350/75–90).

Jak wynika z powyższych obserwacji, w badanym odsłonięciu skały amfibolowe twórzą razem z gnejsami jeden kompleks, będący fragmentem metamorficznej osłony granitu. Obecnie ze wszystkich stron skały te otoczone są granitem, z którym kontaktują ostro i niezgodnie (pl. VII, 1 i 2). Co więcej, obserwując południową ścianę 2–3 m poniżej normalnego poziomu wody wypełniającej kamieniołom można zauważyć, że w obrębie granitu w prostej linii pod skałami amfibolowymi znajduje się duży blok gnejsu warstewkowo-soczewkowego, wyraźnie zrotowany względem wyżejległej kry amfibolitowo-gnejsowej (powierzchnie foliacji mają tu kierunek zapadu 170/65).

Skały amfibolowe reprezentowane są głównie przez złupkowane amfibolity barwy ciemnozielonej lub prawie czarnej, o strukturze nematogranoblastycznej (pl. VII, 3). Miejscami w ich obrębie występują także niewielkie wkładki (grubości do 20 cm) drobnoziarnistych masywnych amfibolitów.

Pomimo różnic strukturalnych, procentowy skład objętościowy obu odmian skał jest taki sam: amfibol, plagioklaz, kwarc, biotyt, muskowitz, apatyt i tytanit.

Amfibol reprezentowany jest przez hornblendę

zwyczajną ($Z/\gamma = 13\text{--}16^\circ$), o wyraźnym pleochroizmie w barwach: α – żółtozielonej, β – zielonej, γ – niebieskawozielonej. Mineral ten tworzy zasadnicze tło skały złożone z idiomorficznych słupków, które w odmianie łupkowej są wydłużone w płaszczyźnie foliacji i zawierają liczne wrostki kwarcu oraz plagioklazu. Bardzo często obserwuje się proces wtórnego zastępowania hornblendy przez biotyt lub chloryt.

Plagioklasy tworzą niewielkie idiomorficzne tabliczki, często zbliżone według prawa albitowego i peryklinowego. W mniejszej liczbie występują tu także ziarna ksenomorficzne, nie wykazujące zbliżenie. Nieznaczna serycytacja zaznacza się jedynie w złupkowanych amfibolitach. W obu odmianach skał amfibolowych plagioklaz reprezentowany jest przez kwaśny andezyn o zawartości anortytu w granicach 35–37%.

Kwarc ma zawsze postać niewielkich ksenoblastów, rozproszonych między ziarnami plagioklazu i hornblendy, a charakteryzujących się plamistym wygaszaniem światła. Zawartość procentowa tego minerału utrzymuje się w granicach 10–15%.

Biotyt pojawia się tu raczej rzadko tworząc pojedyncze, drobne blaszki, rozproszone pomiędzy pozostałymi składnikami, bądź też występując jako minerał wtórny, powstający z rozkładu hornblendy. Schemat pleochroiczny biotyту w omawianych skałach jest taki sam, jak w gnejsach: α – barwa słomkowożółta, $\delta = \gamma$ – ciemnobrunatna.

W podrzędnych ilościach występuje także mikroklin, tworzący drobne ksenoblasty z wyraźną krótką polisintetyczną zbliżenie, oraz apatyt i tytanit w formie małych zaokrąglonych ziarn.

INTERPRETACJA SKŁADU MINERALNEGO I CHEMICZNEGO GNEJSÓW

Wyniki pomiarów mikrometrycznych oraz analiz chemicznych zestawiono w tabelach 1 (gnejsy osłony) i 2–4 (ksenolity gnejsowe) oraz przedstawiono graficznie na wykresach (fig. 2–10).

Analizując rozmieszczenie punktów projekcyjnych na trójkącie kwarc–mikroklin–plagioklaz (fig. 2) można zauważyć, że począwszy od gnejsów drobnowarstewkowych ze wzrostem grubości ziarna wzrasta ilość mikroklinu przy stałej zawartości plagioklazu i malejącym udziale kwarcu. Zależności te widać też na trójkącie prostokątnym mikroklin–plagioklaz–biotyt+chloryt (fig. 3), na którym z kolei wyraźnie zaznacza się ze wzrostem grubości ziarna wzrost udziału plagioklazu od 34 do 44% i spadek zawartości bio-

tytu od 53 do 8% oraz efekt mikroklinizacji, powodującej wzrost udziału skalenia potasowego od 5 do 58%.

Taką samą kolejność blastezy oraz podobne zależności pomiędzy poszczególnymi składnikami przedstawiła Koch-Kozłowska (1973), badając polimetamorfity strefy Złoty Stok–Skrzynka. W odróżnieniu od gnejsów występujących w granicy strzełińskim skały tamtego rejonu wykazują znacznie wyraźniejszy wzrost mikroklinu kosztem plagioklazu, natomiast mniejsze zróżnicowanie w zawartości biotyту. Generalnie jednak mechanizm procesu jest podobny.

Na trójkącie ACF (fig. 4) widać, że punkty projekcyjne składu normatywnego wszystkich od-

mian gnejsów wyraźnie przybliżają się do naroża A. Rzeczą charakterystyczną jest, że prawie wszystkie z nich wypadają na granicy pola szarogłazów i pola bezwęglanowych iłów i łupków ilastych (Winkler 1974). Należy jednak zaznaczyć, że parametry przedstawione na trójkącie ACF zostały obliczone łącznie z biotytem. Po odjęciu

biotytu wszystkie punkty projekcyjne grupują się w narożu A w polu bogatych w Al iłów kontynentalnych, co z kolei nie jest zgodne z obrazem uzyskanym na trójkącie A'FK.

Trójkąt A'FK został wykonany zgodnie z warunkami podanymi przez Winklera (*op. cit.*). Bardzo istotny jest tutaj sposób rozmieszczenia punk-

Tabela 2

Skład mineralny ksenolitów gnejsowych (w procentach)
Mineral composition of gneiss xenoliths (in volume per cent)

	2	4	5	13	14	28	28-II	28a	32	35	36	38	41	56
Kwarc Quartz	40,7	42,2	49,5	51,0	52,2	35,6	41,4	41,4	48,6	32,1	35,5	34,7	51,2	42,0
Mikroklin Microcline	11,0	11,7	14,0	2,3	2,1	37,6	33,1	29,9	10,0	14,7	28,4	27,4	2,5	8,6
Plagioklaz Plagioclase	19,1	20,4	21,2	18,1	20,1	21,5	21,3	23,3	21,0	34,0	31,8	22,1	16,1	17,9
Biotyt Biotite	26,3	23,2	13,6	23,4	23,8	5,3	4,2	5,4	17,5	19,2	4,3	13,8	27,8	30,4
Muskowit Muscovite	0,7	2,2	0,2	5,2	0,9	—	—	—	—	—	—	1,0	1,4	—
Chloryt Chlorite	—	—	—	—	—	—	—	—	2,9	—	—	—	—	—
Apatyt Apatite	0,2	0,3	1,5	—	0,9	—	—	—	—	—	—	1,0	1,0	1,1

Objaśnienia do tabel 2-4: 2, 13, 14, 41, 56 – gnejs drobnowarstewkowy; 4, 5, 32, 35 – gnejs warstewkowo-soczewkowy; 38 – gnejs oczkowy; 28, 28-II, 28a, 36 – granitognejs.

Explanations to table 2-4: 2, 13, 14, 41, 56 – fine-layered gneiss; 4, 5, 32, 35 – laminated gneiss; 38 – augen gneiss; 28, 28-II, 28a, 36 – granite-gneiss.

Tabela 3

Analizy chemiczne ksenolitów gnejsowych
Chemical composition of gneiss xenoliths

	2	4	5	13	14	28	32	35	41	56
SiO ₂	67,40	67,90	71,54	68,36	70,50	77,40	67,78	64,98	72,05	67,98
Al ₂ O ₃	15,10	15,13	14,20	14,84	14,21	11,32	15,28	15,83	11,88	13,75
Fe ₂ O ₃	0,30	0,70	0,16	0,50	0,19	0,10	1,87	2,29	2,42	2,00
FeO	4,13	3,59	2,70	3,86	3,87	1,70	2,09	2,80	2,13	2,59
MnO	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,05	0,07	0,07	0,06
MgO	1,95	1,54	0,77	2,11	1,27	0,23	1,16	1,61	1,48	1,51
CaO	1,58	1,67	1,78	1,50	1,61	0,60	3,04	1,88	1,83	3,19
Na ₂ O	3,68	3,40	3,50	3,57	4,17	2,80	3,43	3,43	4,15	3,37
K ₂ O	4,08	4,34	3,90	3,27	2,66	5,15	2,95	4,53	1,62	2,68
H ₂ O ⁺	0,82	0,70	0,68	0,68	0,58	0,08	0,88	1,36	1,28	1,03
H ₂ O ⁻	0,14	0,20	0,04	0,36	0,12	0,10	0,19	0,20	0,23	0,21
TiO ₂	0,64	0,50	0,41	0,66	0,50	0,30	0,55	0,69	0,63	0,67
P ₂ O ₅	0,14	0,11	0,13	0,16	0,12	śl.	0,12	0,12	0,12	0,14
S	śl.	śl.	śl.	—	0,08	0,04	0,01	śl.	śl.	śl.
Suma	99,98	99,90	99,82	99,89	99,90	99,87	100,38	100,10	100,10	100,00

Analizy 2-28 wykonano w Pracowni Geochemicznej Instytutu Geologicznego we Wrocławiu, a 32-56 w Laboratorium Chemicznym Zakładu Projektów i Dokumentacji Geologicznych w Katowicach.

Analyses 2-28 made in Pracownia Geochemiczna, Instytut Geologiczny, Wrocław, and analyses 32-56 in Laboratorium Geochemiczne Zakładu Projektów i Dokumentacji Geologicznych, Katowice.

śl. – traces; suma – total.

Tabela 4

Skład normatywny ksenolitów gnejsowych według CIPW
 Normative composition of gneiss xenolith calculated by means of CIPW method

	2	4	5	13	14	28	32	35	41	56
Kwarc Quartz	30,1	30,8	35,9	36,0	35,9	41,4	33,8	27,1	44,3	35,4
Ortoklaz Orthoclase	14,8	18,0	17,3	12,1	8,3	18,9	13,2	20,9	2,6	10,4
Albit Albite	31,4	28,9	29,6	30,7	35,0	24,0	29,5	29,9	35,1	28,9
Anortyt Anorthite	6,5	7,3	7,6	6,2	6,8	2,9	13,8	8,4	7,9	13,9
Biotyt* Biotite**	14,8	12,2	7,7	11,2	11,2	3,5	6,2	9,0	6,8	8,3
Korund Corundum	1,3	1,2	0,8	2,0	1,2	śl.	0,8	1,4	0,2	—
Ilmenit Ilmenite	1,0	0,8	0,7	1,1	0,8	0,5	0,9	1,2	1,0	1,1
Magnetyt Magnetite	0,2	0,6	0,1	0,4	0,1	0,1	1,6	1,9	2,0	1,7
Apatyt Apatite	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	śl.	0,2	0,2	0,2	0,3
Piryt Pyrite	—	—	—	—	0,5	0,2	0,1	—	—	—
Suma — total	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	99,9	100,1	100,0	100,1	100,0

* Biotyt obliczony według składu: Fe+MgO+SiO₂+Al₂O₃+K₂O w następujących proporcjach ilościowych: SiO₂ = FeO+MgO. Al₂O₃ = K₂O = 1/6 SiO₂.

** Biotite calculated by means of the composition: Fe+MgO+SiO₂+Al₂O₃+K₂O in the following quantitative proportions: SiO₂ = FeO+MgO. Al₂O₃ = K₂O = 1/6 SiO₂.

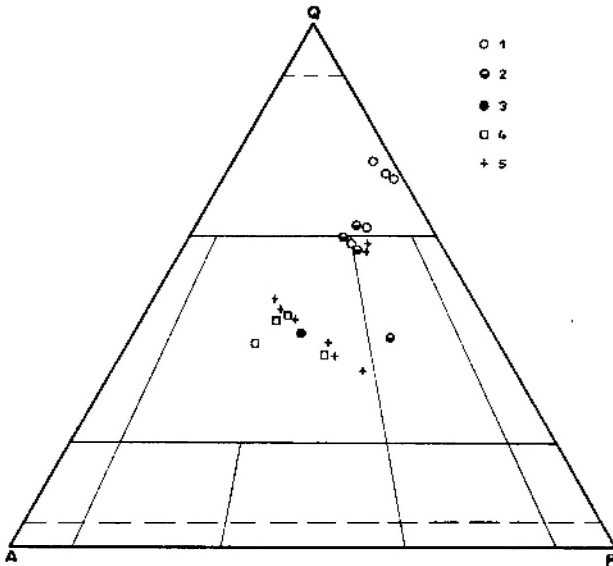


Fig. 2

Ksenolity gnejsowe w trójkącie klasyfikacyjnym QAP

1 — gnejsy drobnowarstwowe; 2 — gnejsy warstwowo-soczewkowe; 3 — gnejsy oczkowe; 4 — granitognejsy; 5 — gnejsy osłony in situ

Gneiss xenoliths in the QAP classification triangle

1 — fine-layered gneiss; 2 — laminated gneiss; 3 — augen gneiss; 4 — granite-gneiss; 5 — gneisses of the cover in situ

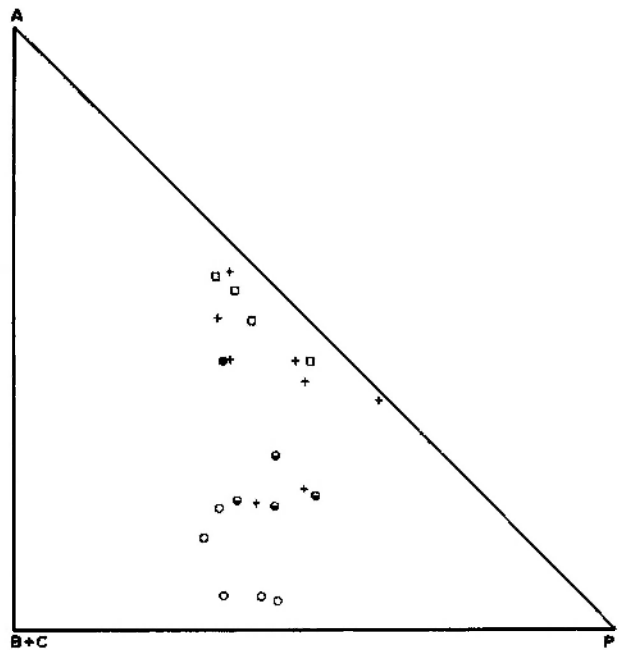


Fig. 3

Gnejsy w trójkącie mikroklin (A) — biotyt+chloryt (B+C) — plagioklaz (P) (oznaczenia jak na fig. 2)

Gneisses in the triangle microcline (A) — biotite+chlorite (B+C) — plagioclase (P) (for explanations — see fig. 2)

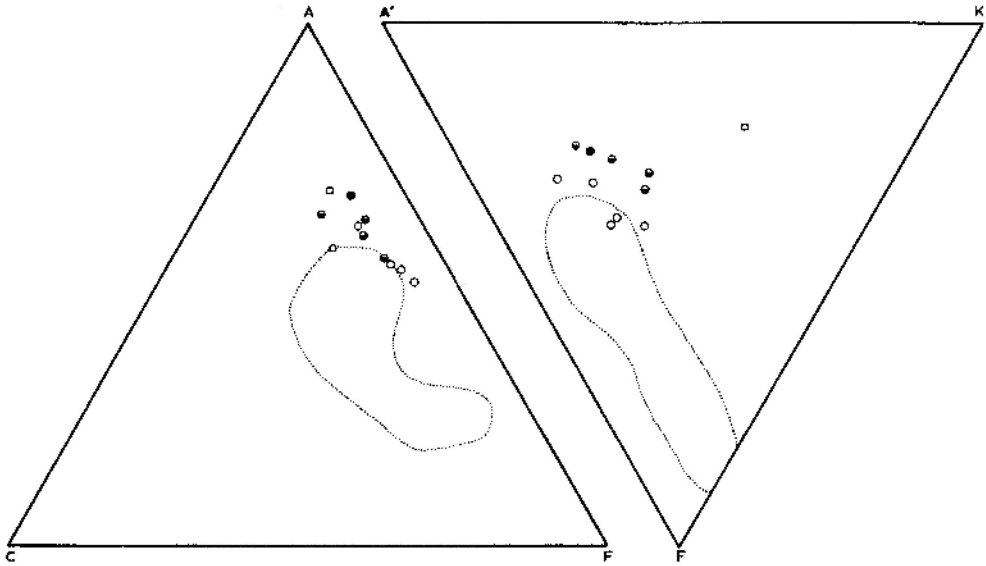


Fig. 4

Skład mineralny ksenolitów gnejsowych w trójkątach ACF i A'FK. Linia kropkowana ogranicza pole szarogłazów (wg Winklera 1974). Oznaczenia jak na figurze 2

Mineral composition of the gneiss xenoliths in the ACF and A'FK triangles. The field of graywackes is marked by dotted line (after Winkler 1974). For explanations – see figure 2

tów projekcyjnych, które zależnie od typu gnejsu, jaki reprezentują, wypadają bądź to na granicy pola szarogłazów, bądź też bliżej naroża K. Układ taki związany jest z rosnącą zawartością K_2O , począwszy od gnejsów drobnowarstewkowych, a skończywszy na granitognejsach (wzbogacenie w mikroclin).

Interesujących danych co do genezy mikroclinu dostarcza diagram mikroclin–mikroclin + plagioklaz (fig. 5). Na wykresie tym przedstawiono, w jaki sposób zmienia się suma skaleni w zależności od udziału samego mikroclinu. Zależność taką przedstawił już Burchart (1958) tłumacząc, że: „gdyby cały mikroclin był w pełni poplagioklazowy, przyrost jego ilości nie powinien wpływać na zmianę zawartości obu skaleni wziętych łącznie. Z drugiej zaś strony, gdyby mikroclin był od plagioklazów niezależny, wzrost zawartości tego minerału powodowałby identyczny

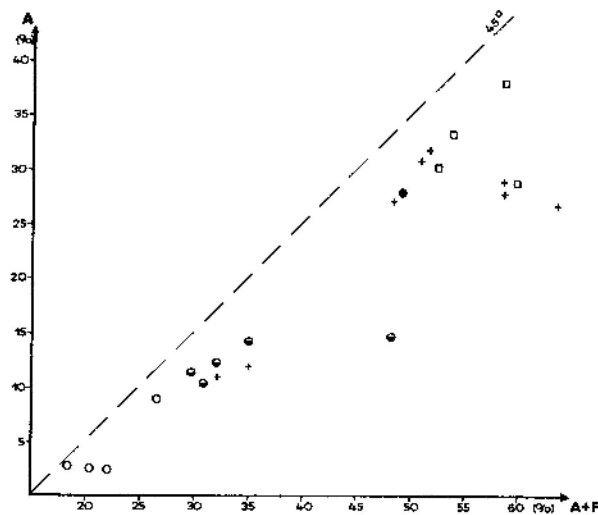


Fig. 5

Zmienność zawartości mikroclinu (A) i sumy skaleni (A+P) w poszczególnych odmianach gnejsów (oznaczenia jak na fig. 2)

Variation in microcline (A) and microcline + plagioclase (A + P) contents in different kinds of gneisses (for explanations – see fig. 2)

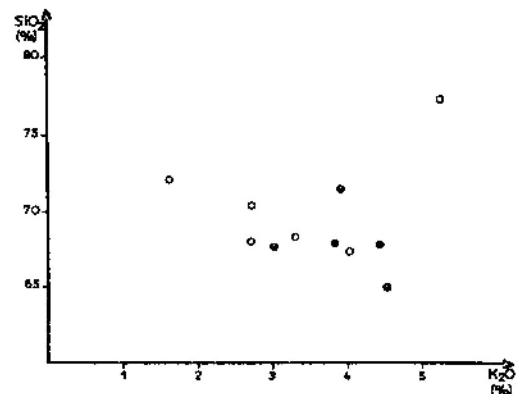


Fig. 6

Zawartość SiO_2-K_2O w poszczególnych odmianach ksenolitów gnejsowych (oznaczenia jak na fig. 2)

SiO_2-K_2O contents in different kinds of the gneiss xenoliths (for explanations – see fig. 2)

wzrost sumy skaleni, co na wykresie objawiałoby się nachyleniem pasa obejmującego punkty projekcyjne pod kątem 45° (op. cit., s. 291).

Analizując obraz uzyskany na wykresie (fig. 5) należałoby przyjąć, że bardzo nieznaczna część mikroklinu jest poplagioklazowa, natomiast większość została doprowadzona do skał na skutek feldspatyzacji potasowej (kąt nachylenia pasa punktów projekcyjnych jest znacznie mniejszy niż 45°).

Postępująca feldspatyzacja potasowa widoczna jest również na kolejnych wykresach obrazujących typowe zjawiska polegające na doprowadzeniu do skał potasu oraz odprowadzeniu składników ciem-

nych. Obserwować to można zarówno na diagramach (fig. 6 i 7) przedstawiających zależność SiO₂-K₂O oraz SiO₂-FmO (wg Propacha 1977), jak i na wykresie uwzględniającym bezpośredni stosunek K₂O-FmO (fig. 8). Potwierdzeniem omawianego procesu są także obrazy uzyskane na trójkącie 0,1 SiO₂-FmO+MgO+CaO-K₂O (wg Stephensa 1974) (fig. 9) oraz na diagramie mikroklin+plagioklaz-biotyt (fig. 10), sporządzo-

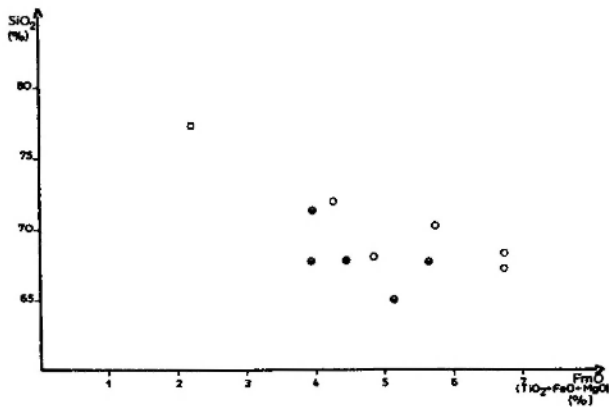


Fig. 7

Zawartość SiO₂-FmO w poszczególnych odmianach ksenolitów gnejsowych (oznaczenia jak na fig. 2)

SiO₂-FmO contents in different kinds of the gneiss xenoliths (for explanations - see fig. 2)

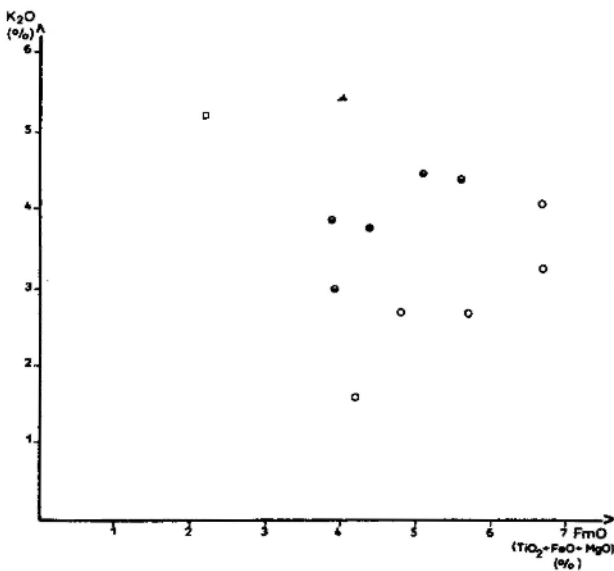


Fig. 8

Zawartość K₂O-FmO w poszczególnych odmianach ksenolitów gnejsowych (oznaczenia jak na fig. 2)

K₂O-FmO contents in different kinds of the gneiss xenoliths (for explanations - see fig. 2)

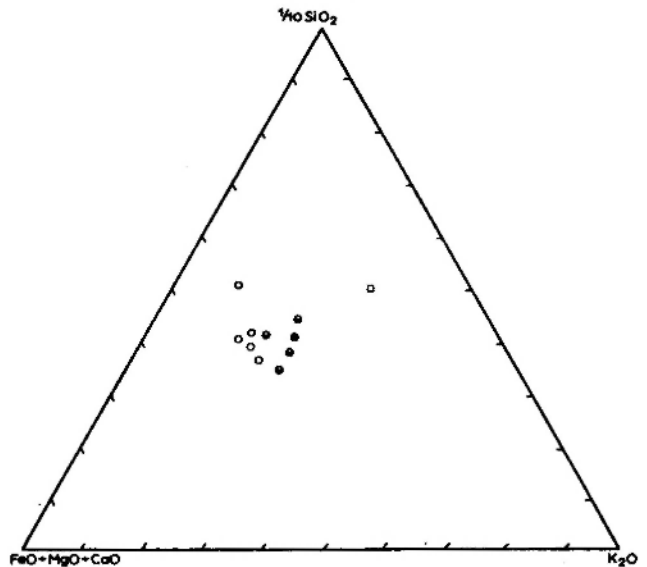


Fig. 9

Skład chemiczny ksenolitów gnejsowych (oznaczenia jak na fig. 2)

Chemical composition of the gneiss xenoliths (for explanations - see fig. 2)

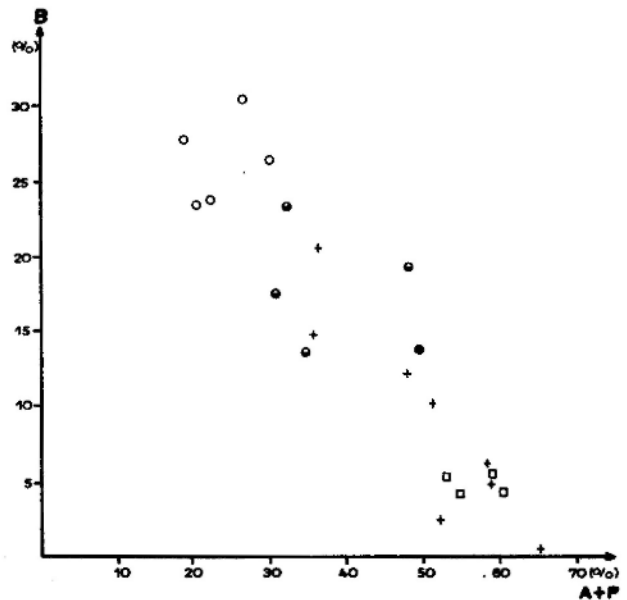


Fig. 10

Zawartość skaleni (A+P) i biotytu (B) w różnych odmianach gnejsów (oznaczenia jak na fig. 2)

Variation in feldspars (A+P) and biotite (B) contents in different kinds of gneisses (for explanations - see fig. 2)

nym na podstawie danych z analiz mikrometrycznych.

Na podstawie przeliczeń analiz mikrometrycznych i chemicznych oraz ich graficznej interpretacji należy przypuszczać, że materiałem wyjściowym dla obecnych gnejsów były utwory ilasto-piaszczyste, poddane następnie przemianom w facji amfibolitowej metamorfizmu regionalnego i po-

stępującej feldspatytacji potasowej. Jak wykazały ostatnie badania Wojnar (1979), wzrost skaleni zachodził głównie podczas pierwszej i drugiej fazy deformacji podewońskiego metamorfizmu regionalnego, a więc jeszcze przed intruzją granitową.

Przedstawione powyżej wyniki w pełni pokrywają się z sugestiami wypływającymi z analizy mikroskopowej.

BADANIA MIKROTEKSTURALNE KSENOLITÓW GNEJSOWYCH I GNEJSÓW OSŁONY

Jak już zostało podane na wstępie, skały metamorficznej osłony granitoidów strzeleńskich występują in situ na północy badanego obszaru w niewielkich odślonięciach na wschód od Strzelina oraz na południu w rejonie Białego Kościoła. W obu miejscach skały gnejsowe odznaczają się mniej lub bardziej wyraźnymi powierzchniami foliacji (zależnie od odmiany), zapadającymi pod niezbyt ostrym kątem (średnio około 30°) w przybliżeniu ku północy. Na powierzchniach tych miejscami bywa widoczna lineacja, podkreślona wydłużeniem blaszek biotyту oraz agregatów kwarcowo-skaleniowych. Dwie lineacje, zauważalne w niektórych ksenolitach gnejsów drobno-

warstwowych, w omawianych gnejsach in situ nie zaznaczają się.

Jak wykazały pomiary przeprowadzone w terenie, orientacja powierzchni foliacji w południowej części badanego obszaru (fig. 11) odpowiada dokładnie orientacji tych powierzchni w rejonie północnym (fig. 12). W ramach porównania wykonano również pomiary orientacji powierzchni foliacji w dużych ksenolitach gnejsów drobnowarstwowych z Mikoszowa. Jak widać na załączonym diagramie (fig. 13), powierzchnie foliacji wraz z widocznymi na nich dwiema lineacjami są względem omawianych wcześniej foliacji wyraźnie zrotowane.

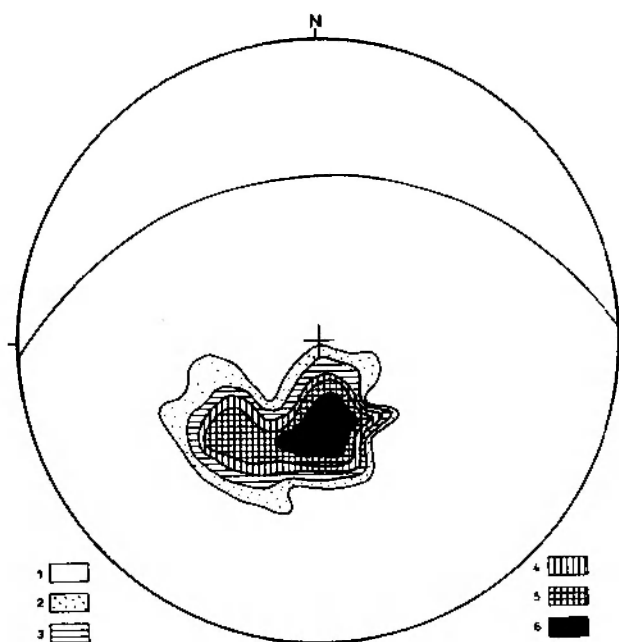


Fig. 11

Orientacja foliacji w gnejsach okolic Białego Kościoła. 125 pomiarów. Linie konturowe: 1 – 0–1°/0; 2 – 1–4°/0; 3 – 4–8°/0; 4 – 8–12°/0; 5 – 12–20°/0; 6 – ponad 20°/0 (półkula dolna)

Orientation of foliation in gneisses from the vicinity of Biały Kościół. 125 readings. Contours at: 1 – 0–1°/0; 2 – 1–4°/0; 3 – 4–8°/0; 4 – 8–12°/0; 5 – 12–20°/0; 6 – over 20°/0 (lower hemisphere)

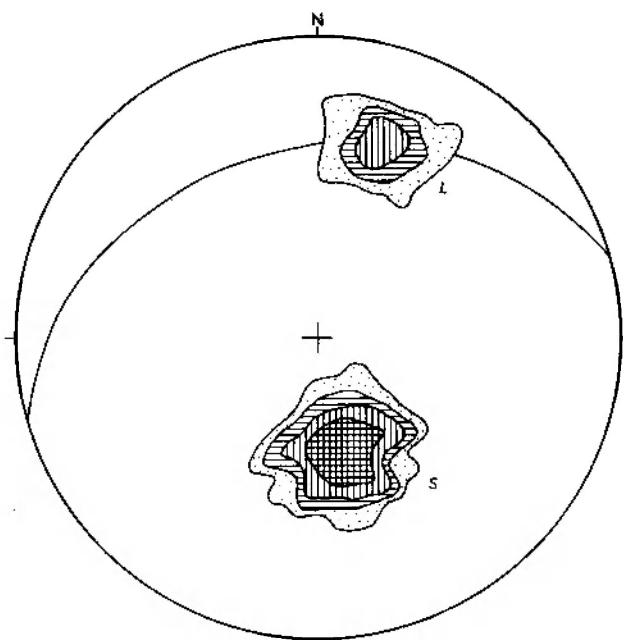


Fig. 12

Orientacja foliacji (S) i lineacji (L) w gnejsach strzeleńskich (metamorficzna osłona in situ na wschód od Strzelina). Foliacja: 150 pomiarów (oznaczenia jak na fig. 11). Lineacja: 50 pomiarów. Linie konturowe: 2–10–20°/0 (półkula dolna)

Orientation of foliation (S) and lineation (L) in the Strzelin gneisses (metamorphic cover in situ, east of Strzelin). Foliation: 150 readings (for explanations – see fig. 11). Lineation: 50 readings. Contours at 2–10–20°/0 (lower hemisphere)

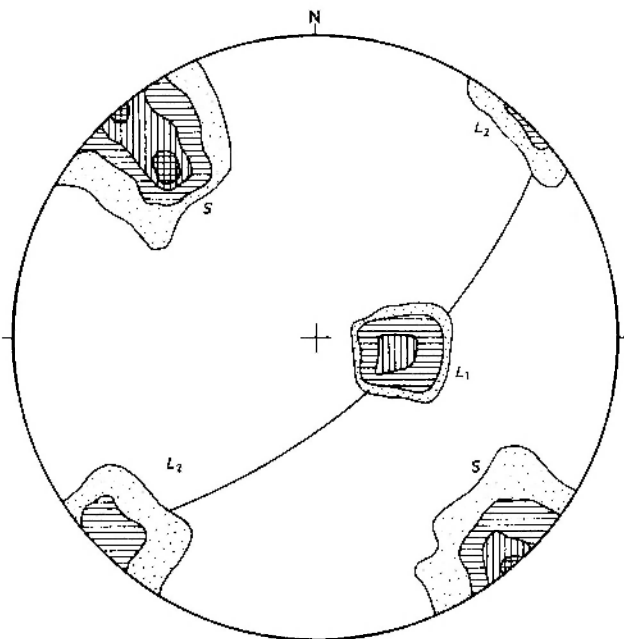


Fig. 13

Orientacja foliacji (S) i lineacji (L) w gnejsach z Mikoszo-
wa. Foliacja: 150 pomiarów (oznaczenia jak na fig. 11).
Lineacja: 50 pomiarów (oznaczenia jak na fig. 12). Półkula
dolna

Orientation of foliation (S) and lineation (L) in the Miko-
szów gneisses. Foliation: 150 readings (for explanations –
see fig. 11). Lineation: 50 readings (for explanations – see
fig. 12). Lower hemisphere

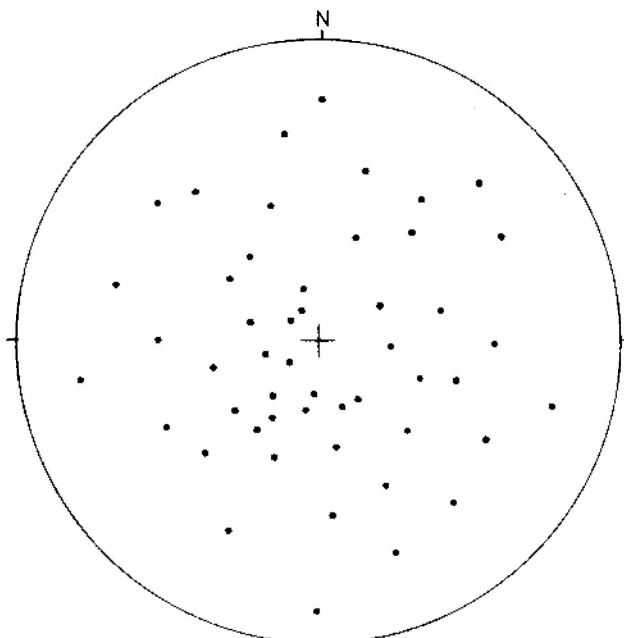


Fig. 14

Orientacja foliacji w ksenolitach gnejsowych okolic Strzelina.
50 pomiarów (półkula dolna)

Orientation of foliation in the gneiss xenoliths from the
vicinity of Strzelin. 50 readings (lower hemisphere)

Celem pełniejszego zobrazowania przestrzennej orientacji powierzchni foliacji analizowanych gnejsów został wykonany również diagram, obejmujący pomiary dotyczące ksenolitów gnejsowych okolic Strzelina (fig. 14). Diagram ten wyraźnie ukazuje bezładną orientację badanych powierzchni, a tym samym zreorientowaną pozycję poszczególnych ksenolitów zatopionych w granicie.

ORIENTACJA KWARCU I BIOTYTU

Badania orientacji kwarcu i biotytu były prowadzone zarówno dla ksenolitów gnejsowych, jak i granitu, przy czym w celu uzyskania większej porównywalności analizowanego materiału, próbki granitowe pobierane były w pobliżu kontaktu z ksenolitami. W sumie do badań wyseparowano materiał z trzech najlepiej odsłoniętych miejsc, gdzie skały były na tyle świeże, że nadawały się do tego typu analizy, a mianowicie: 1) z okolicy cukrowni w Strzelinie, 2) z północnej części eksploatowanego kamieniołomu w Strzelinie, 3) z położonego na zachód od niego dużego, nieczynnego wyrobiska (fig. 15).

Orientacja przestrzenna wszystkich obserwowanych w terenie ksenolitów gnejsowych jest bezładna. Do badań mikroskopowych wybrano jednak wyłącznie te ksenolity, w których lineacja przebiegała w przybliżeniu N-S, co równocześnie ułatwiło pobieranie odpowiednio zorientowanych próbek granitowych. Z wybranych w ten sposób próbek wycinane były prostopadle do kierunku N-S płytki cienkie do analizy mikroteksturalnej. W pozostałych miejscach, gdzie granit wykazywał jakiegokolwiek tekstury kierunkowe, ksenolitów nie było, w związku z czym próbek do badań porównawczych nie pobierano.

Badania mikroteksturalne prowadzone były przy użyciu 5-osiowego stolika uniwersalnego. Wykonano pomiary (w nawiasach podano liczbę pomiarów):

- osi optycznych kwarcu (gnejsy – 400, granit – 200);
- normalnych do (001) biotytu (gnejsy – 200, granit – 150).

W celu odniesienia otrzymanych na wykresach obrazów do sytuacji panującej w obrębie osłony granitu strzelińskiego wykonano także analizy porównawcze, obejmujące orientację kwarcu i biotytu w gnejsach in situ na wschód od Strzelina i w rejonie Białego Kościoła.

Badaniami mikroteksturalnymi nie zostały objęte ksenolity granitognejsowe i skał amfibolowych. W przypadku granitognejsów przyczyną takiej de-

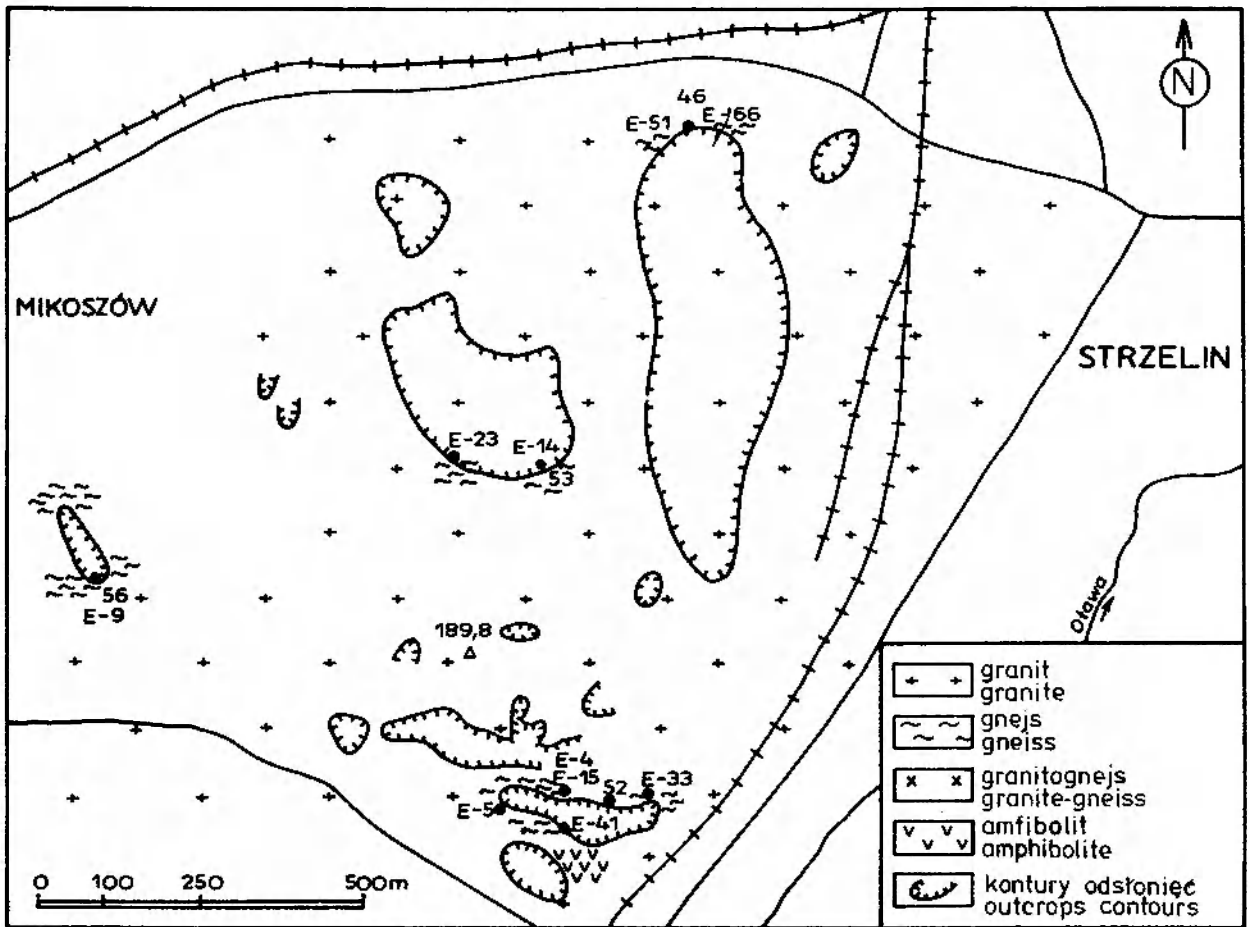


Fig. 15

Lokalizacja ksenolitów gnejsowych i próbek granitu wybranych do analizy mikroteksturalnej (por. fig. 1)

Localization of gneiss xenoliths and granite samples subject to microtextural analysis (compare fig. 1)

czyżby był fakt występowania ksenolitów tego typu wyłącznie w jednym miejscu (na terenie nieczynnego wyrobiska Kopalni Granitu w Strzelinie) tylko w formie pojedynczych, luźnych bloków; nigdzie nie obserwowano ich in situ w granicie.

W przypadku skał amfibolowych analizy nie prowadzono z dwóch powodów. Po pierwsze, sam fakt występowania skał amfibolowych razem z gnejsami pozwala już makroskopowo stwierdzić ten sam styl deformacji obu rodzajów skał. Po drugie, oprócz amfibolitów stwierdzonych w rdzeniach wiertniczych (próbki nieorientowane), na badanym terenie występuje tylko jeden duży ksenolit amfibolitowo-gnejsowy. W takim przypadku bezpośrednie porównanie wyników analizy mikroteksturalnej nie wniesie nic nowego do rozpatrywanego ogólnie problemu.

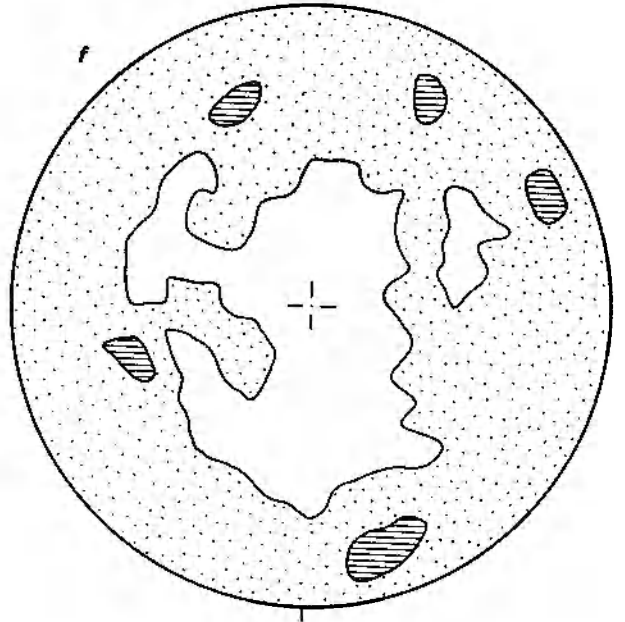
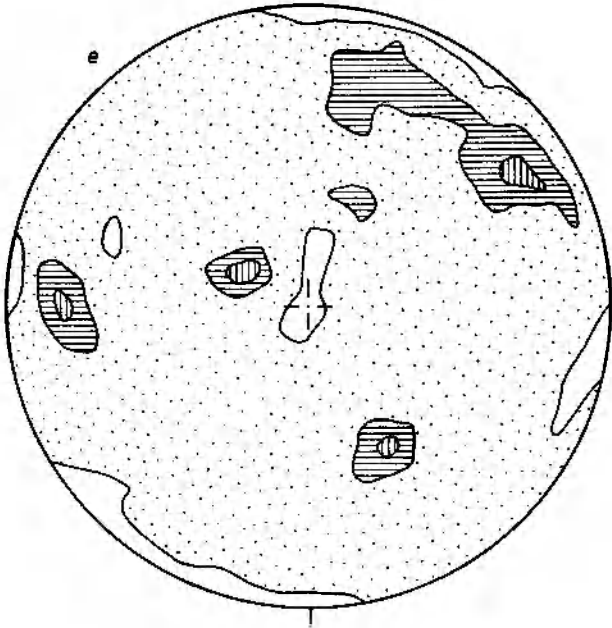
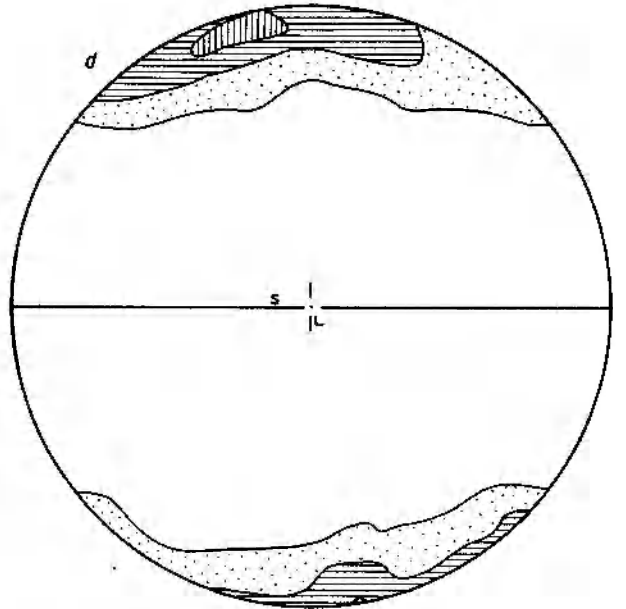
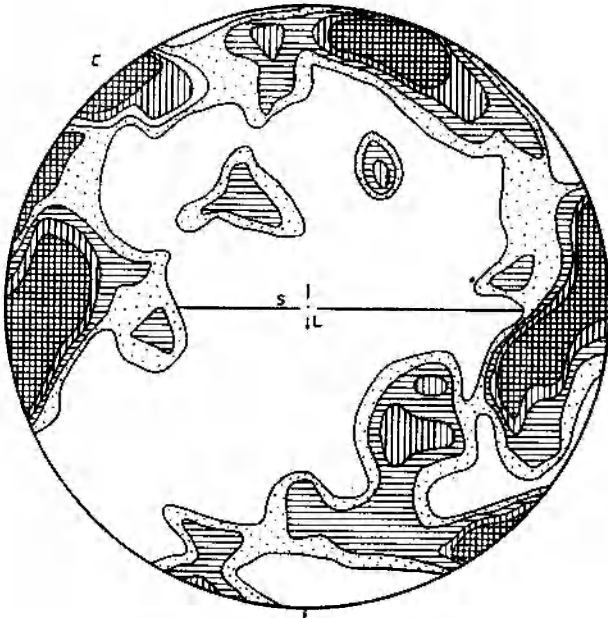
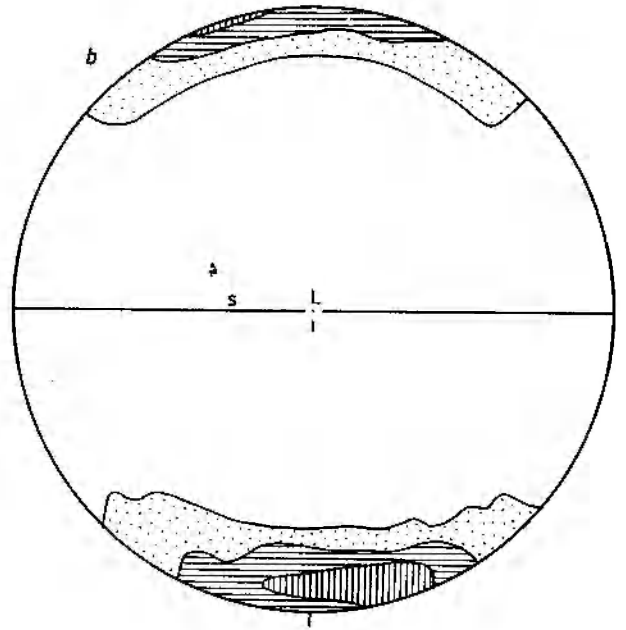
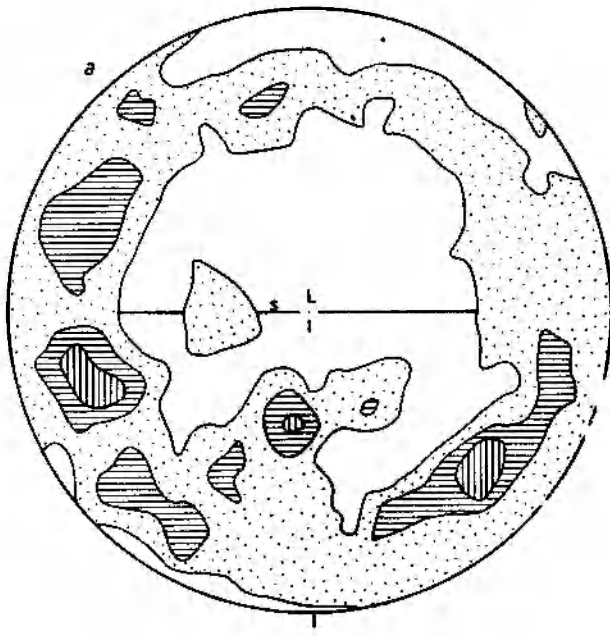
Po uwzględnieniu powyższych uwag badaniami mikroteksturalnymi objęto ksenolity reprezentujące trzy odmiany gnejsów: drobnowarstewkową, warstewkowo-soczewkową i oczkową.

Próbki ksenolitów gnejsów drobnowarstewkowych reprezentują skały bardzo drobnokrystaliczne, zupełnie pozbawione jakichkolwiek oczek czy soczewek. Zasadnicze tło skały stanowi mo-

Fig. 16

Orientacja osi optycznych kwarcu (*a, c, e*) i płaszczyzn (001) biotytu (*b, d, f*) w ksenolitach gnejsowych i otaczającym je granicie. Gnejsy: kwarc – 400 pomiarów, linie konturowe 1-2-3-4 – > 4°/o; biotyt – 200 pomiarów, linie konturowe 1-5-10-20 – > 20°/o. Granit: kwarc – 200 pomiarów, linie konturowe 1-2-3 – > 3°/o; biotyt – 150 pomiarów, linie konturowe 1-2-3 – > 3°/o. *a-b* – gnejs nr E-14; *c-d* – gnejs nr E-23; *e-f* – granit nr 53 (por. fig. 15)

Orientation of quartz optic axes (*a, c, e*) and biotite (001) planes (*b, d, f*) in the gneiss xenoliths and host granite. Gneisses: quartz – 400 readings, contours at 1-2-3-4 – > 4°/o; biotite – 200 readings, contours at 1-5-10-20 – > 20°/o. Granite: quartz – 200 readings, contours at 1-2-3 – > 3°/o; biotite – 150 readings, contours at 1-2-3 – > 3°/o. *a-b* – gneiss no. E-14; *c-d* – gneiss no. E-23; *e-f* – granite no. 53 (compare fig. 15)



zaika kwarcowo-skaleniowa, w obrębie której spotyka się niewielkie, ksenomorficzne ziarna mikroklinu. W tej odmianie gnejsu średnia wielkość ziarn kwarcu wynosi 0,05–0,2 mm. Większe, również ksenomorficzne ziarna kwarcu bywają wydłużone w płaszczyźnie foliacji skały, podkreślonej jednakowym ułożeniem blaszek biotytu. Blaszkę te nie grupują się na ogół w większe laminki, lecz są rozproszone gęsto w obrębie kwarcowo-skaleniowego tła. W niektórych próbkach tej odmiany gnejsu występują także blaszki biotytu rosnące skośnie do głównej foliacji, wyznaczając tym samym przebieg słabo widocznych powierzchni złupkowania S_2 . Powierzchnie te na przecięciu z główną foliacją S_1 dają mniej lub bardziej wyraźną lineację. Zawartość biotytu w tej odmianie gnejsu jest raczej wysoka i na ogół przekracza 27%.

Druga z analizowanych odmian to gnejsy warstewkowo-soczewkowe, zbudowane z naprzemianległych laminek kwarcowo-skaleniowych i biotytowych, których grubość nie przekracza 2 mm. Sporadycznie pojawiają się tu pojedyncze oczka i soczewki kwarcowo-skaleniowe o średnicy do 8 mm. W porównaniu z poprzednią odmianą skały te odznaczają się wyraźniejszą przewagą mikroklinu nad plagioklazem, a także większą średnicą ziarn kwarcu (0,1–0,3 mm). Zawartość biotytu jest tutaj znacznie mniejsza niż w gnejsach drobnowarstewkowych (do 23%), a blaszki tego minerału, zarówno w pojedynczych laminach jak i między ziarnami kwarcu, ułożone są zawsze w płaszczyźnie foliacji S_1 . Niekiedy spotyka się pojedyncze blaszki zorientowane skośnie, lecz najczęściej jest to efekt deformacji związanej ze wzrostem ziarn mikroklinu.

Trzecia grupa ksenolitów to gnejsy oczkowe, zbudowane z naprzemianległych lamien kwarcowo-skaleniowych grubości do 3 mm i biotytowych grubości 1,0–1,5 mm. Charakterystyczną cechą tej odmiany gnejsów jest stosunkowo duża liczba oczek i soczewek mikroklinowych, których wielkość dochodzi nawet do 5 cm. Zasadnicze tło skały zbudowane jest z ksenomorficznych ziarn kwarcu wielkości 0,2–0,5 mm oraz podobnej wielkości ksenoblastów oligoklazau. Występuje tu również mikroklin, którego przewaga ilościowa nad plagioklazem jest znacznie większa niż w poprzednich odmianach. Biotyt, którego udział w składzie mineralnym rzadko przekracza 13%, ułożony jest głównie w płaszczyźnie foliacji S_1 , przy czym część blaszek tej generacji bywa wyraźnie deformowana w pobliżu oczek i soczewek mikroklinowych. Miejscami widoczna jest również druga generacja biotytu, którego wzrost był uwarunko-

wany rozwojem złupkowania S_2 . Złupkowanie to daje na przecięciu z główną foliacją słabo widoczną lineację.

OPIS I INTERPRETACJA DIAGRAMÓW

Zamieszczony poniżej opis diagramów uwzględnia lokalizację przestrzenną analizowanych prób (fig. 15): Miejsca poboru prób to:

- duży, nieczynny kamieniołom w Strzelinie (nr E-14, E-23, 53);
- eksploatowane wyrobisko w Strzelinie (nr E-51, E-66, 46);
- okolice cukrowni w Strzelinie (nr E-4, E-5, E-15, E-33, E-41, 52);
- kamieniołom w Mikońszowie (nr E-9, 56);
- porównawcze analizy wykonane dla gnejsów osłony in situ na wschód od Strzelina i w okolicach Białego Kościoła (por. fig. 1).

Próbki z dużego, nieczynnego kamieniołomu w Strzelinie (fig. 16). Diagram 16a przedstawia orientację kwarcu w ksenolicie gnejsu drobnowarstewkowego. Maksima rozmieszczone są tu nieregularnie na pierścieniu odsuniętym od obwodu diagramu. Jedno maksimum oraz drobne submaksima są położone na zarysującym się małym pierścieniu wokół osi b diagramu. Dzięki takiemu obrazowi diagram przedstawia budowę pierścieniową przy symetrii trójskośnej.

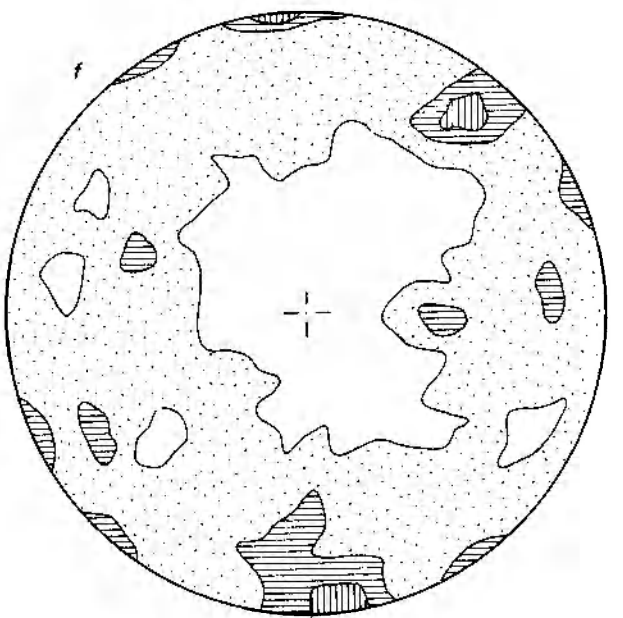
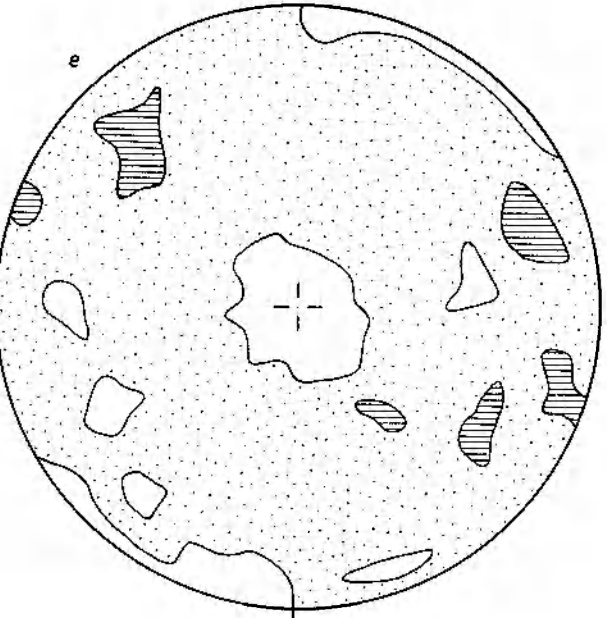
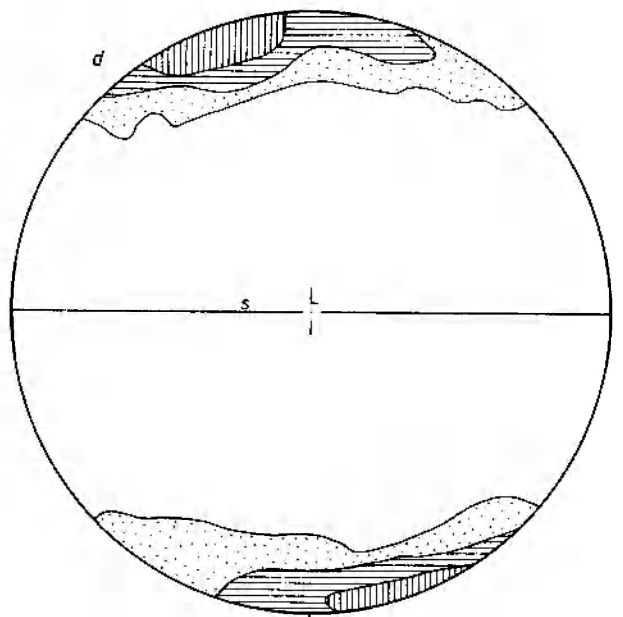
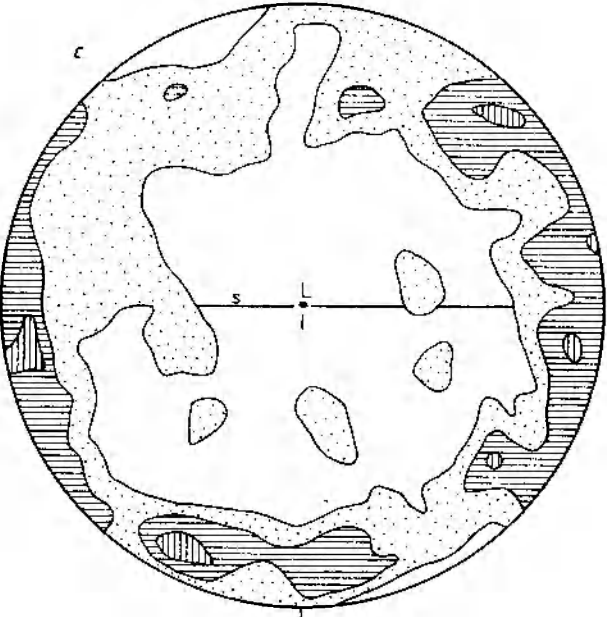
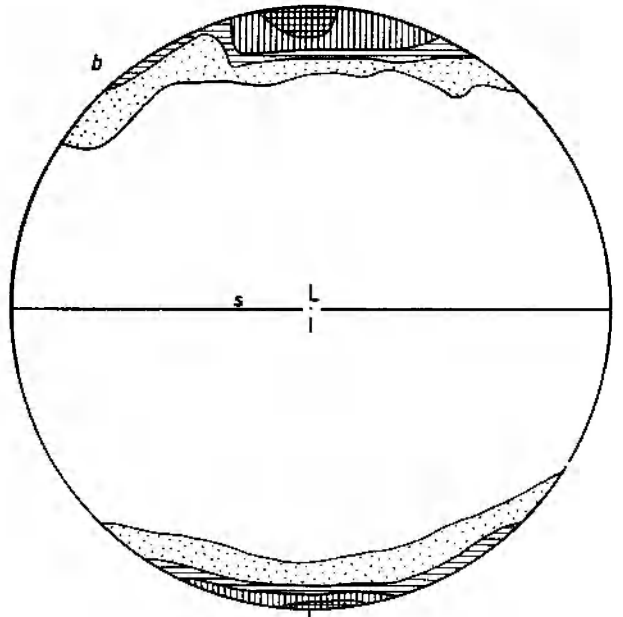
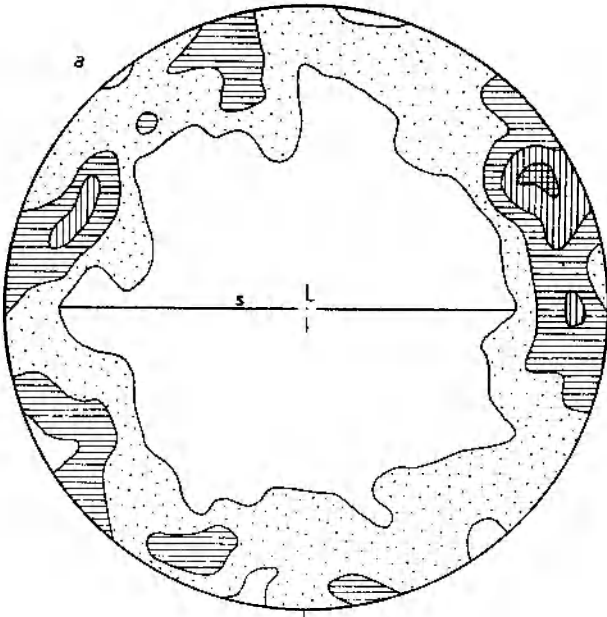
Diagram 16b obrazuje orientację blaszek biotytu w tym samym ksenolicie. Pojedyncze maksimum położone jest tu blisko obwodu, jednak asymetrycznie względem powierzchni foliacji, co obniża symetrię diagramu do prawie jednoskośnej.

Diagramy 16c i 16d odnoszą się do drugiego ksenolitu gnejsowego, pochodzącego z tego samego odsłonięcia. Na diagramie orientacji kwarcu (16c) maksima położone są podobnie jak poprzednio, ale tym razem na samym obwodzie diagramu. W tym przypadku symetria diagramu jest trójskośna. Bardzo podobny do diagramu 16b jest diagram orientacji biotytu 16d, na którym pojedyncze maksimum ułożone blisko obwodu dia-

Fig. 17

Orientacja osi optycznych kwarcu (a, c, e) i płaszczyzn (001) biotytu (b, d, f) w ksenolitych gnejsowych i otaczającym je granicie. $a-b$ – gnejs nr E-51; $c-d$ – gnejs nr E-66; $e-f$ – granit nr 46 (por. fig. 15; oznaczenia jak na fig. 16)

Orientation of quartz optic axes (a, c, e) and biotite (001) planes (b, d, f) in the gneiss xenolith and host granite. $a-b$ – gneiss no. E-51; $c-d$ – gneiss no. E-66; $e-f$ – granite no. 46 (compare fig. 15; for explanations – see fig. 16).



gramu jest również asymetryczne względem powierzchni foliacji. Symetria diagramu jest tym samym także bliska jednoskośnej.

Dwa kolejne diagramy (16e i 16f) wykonane zostały dla próbki granitu otaczającego wymienione wyżej ksenolity. Uzyskane na diagramach obrazy, zarówno orientacji kwarcu jak i biotyty, są praktycznie izotropowe, a pojedyncze, niskoprocentowe maksima nie wykazują jakiegokolwiek uporządkowania.

Próbki z eksploatowanego wyrobiska w Strzelinie (fig. 17). Diagramy 17a i 17b odnoszą się do kolejnego ksenolitu gnejsowego. Skała ta odznacza się bardzo drobnym ziarnem oraz wyjątkowo gładkimi powierzchniami foliacji. Orientacja kwarcu (17a) jest tu bardziej uporządkowana niż w ksenolitach opisywanych z poprzedniego wyrobiska: wysokoprocentowe maksima położone są na pełnym pierścieniu, nieznacznie odsuniętym od obwodu diagramu. Mały pierścień nie zaznacza się w ogóle. Bardzo wysoki stopień uporządkowania wykazuje diagram orientacji biotyty (17b). Widoczne jest tu pojedyncze maksimum położone na dużym kole, prostopadle do powierzchni foliacji. Symetria tego diagramu jest bliska rombowej.

W pobliżu opisywanego ksenolitu pobrany został także drugi, reprezentujący skałę o nieco grubszym ziarnie i znacznie słabiej zaznaczonej teksturze gnejsowej. Diagram orientacji kwarcu (17c) wykazuje maksima rozmieszczone na pełnym pierścieniu w pobliżu dużego koła. Występują tu również pojedyncze submaksima układające się w pobliżu osi b. Dzięki takiemu obrazowi symetria diagramu jest trójskośna. Diagram orientacji biotyty (17d) jest prawie identyczny z diagramami 16b i 16d: wykazuje pojedyncze maksimum na obwodzie diagramu, skośne do powierzchni foliacji.

Pomiary orientacji kwarcu i biotyty w granicie otaczającym wspomniane ksenolity (17e, 17f) dały taki sam wynik, jak w poprzednim przypadku (diagramy 16e i 16f). Obrazy są izotropowe, nie wykazują wyraźniejszej symetrii.

Próbki z okolic cukrowni w Strzelinie (fig. 18 i 19). Diagramy 18a i 18b zostały wykonane dla ksenolitu gnejsu drobnowarstewkowego. Na diagramie orientacji kwarcu (18a) widoczne są pojedyncze, niskoprocentowe maksima, odsunięte od dużego koła i układające się w niepełny pierścień. Wyraźny jest tu również ślad małego pierścienia wokół osi diagramu z trzema maksimumami i jednym submaksimum. Symetria diagramu jest trójskośna. Z kolei orientacja biotyty

(18b) jest bardzo podobna do orientacji przedstawionej na diagramie 17b: pojedyncze maksimum położone na obwodzie diagramu prostopadle do foliacji. Również i w tym przypadku symetria diagramu jest bliska rombowej.

Bardzo nieregularny obraz przedstawia diagram orientacji kwarcu (18c) drugiego w tym odsłonięciu ksenolitu gnejsowego. Maksima na tym diagramie, odsunięte nieco od obwodu, rozmieszczone są w obrębie niepełnego pierścienia. Występuje tu również pojedyncze submaksimum reprezentujące szczątkowy, mały pierścień wokół osi b. Symetria diagramu jest trójskośna. Orientacja biotyty w tej próbce jest taka sama jak w próbkach nr E-14, E-23 i E-66 (fig. 16b, 16d i 17d). Na diagramie 18d widoczne jest pojedyncze maksimum, symetryczne względem lineacji, ale skośne do powierzchni foliacji. Symetria tego diagramu jest bliska jednoskośnej.

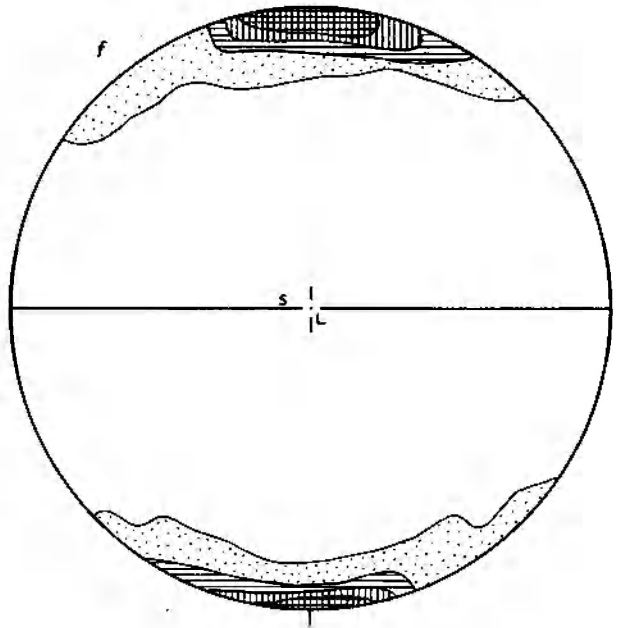
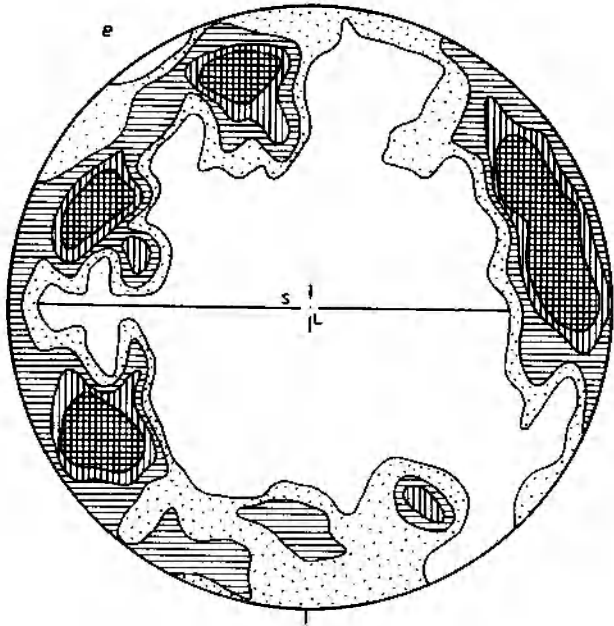
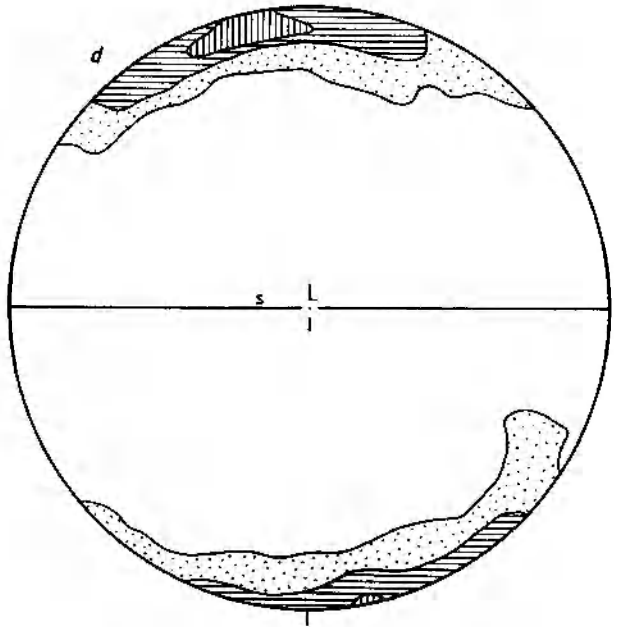
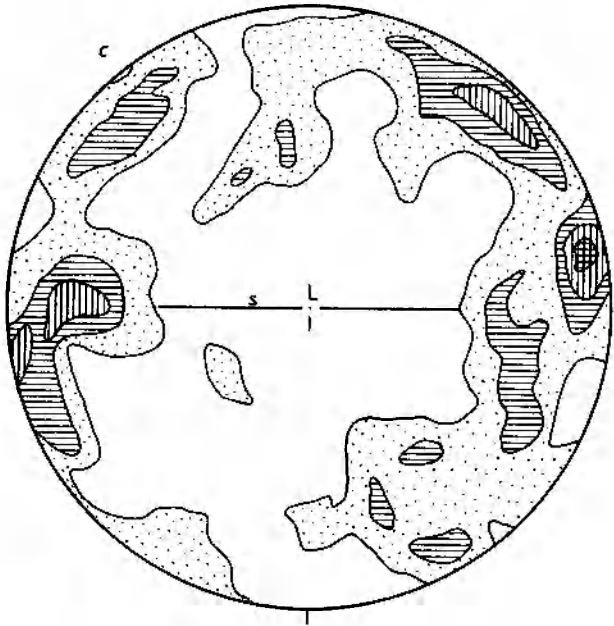
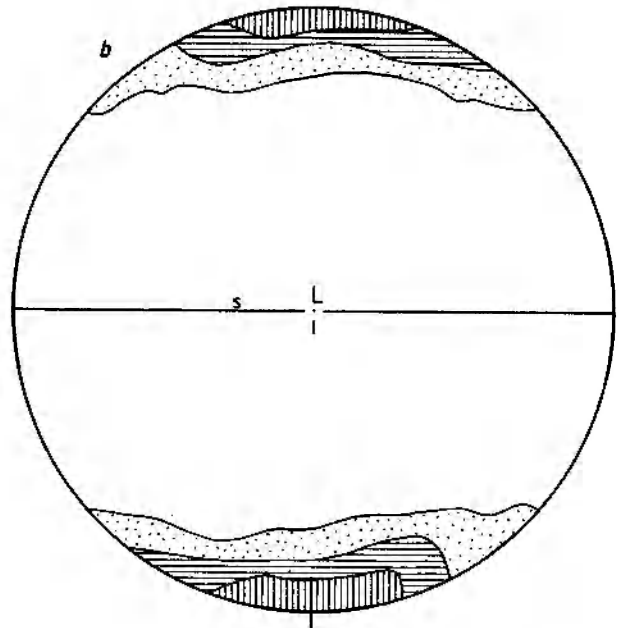
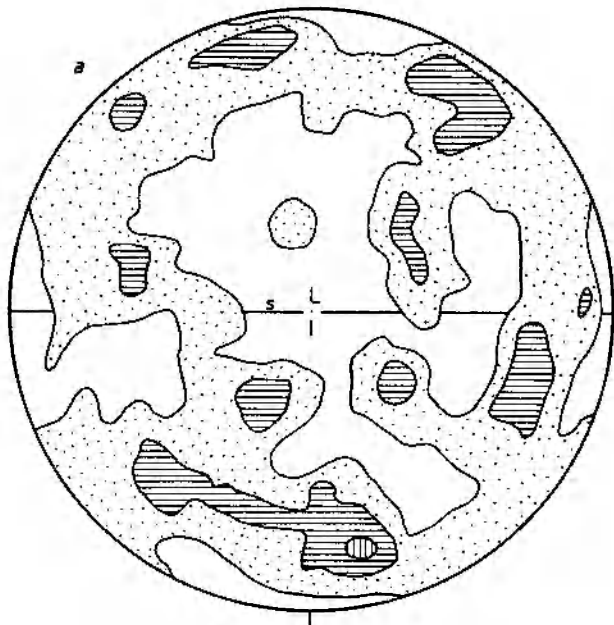
Kolejne diagramy (18e i 18f) wykonane zostały dla ksenolitu gnejsu drobnowarstewkowego o wyjątkowo drobnym ziarnie (średnia wielkość ziarn kwarcu w granicach 0,05–0,2 mm) i teksturze prawie łupkowej. Diagram orientacji kwarcu (18e) wykazuje stosunkowo większe uporządkowanie niż większość dotychczas opisywanych. Maksima, odsunięte nieco od obwodu, rozmieszczone są w obrębie wyraźnego, prawie pełnego pierścienia. Symetria tego diagramu jest również trójskośna. Diagram orientacji biotyty w tym samym ksenolicie (18f) wykazuje wysoki stopień uporządkowania (symetria rombowa), a pojedyncze maksimum umieszczone jest na obwodzie diagramu, symetrycznie względem powierzchni foliacji.

Czwarty ksenolit pochodzący z tego odsłonięcia reprezentuje gnejs warstewkowo-soczewkowy (nr E-4). Średnia wielkość ziaren kwarcu utrzymuje się tu w granicach 0,1–0,3 mm, a powierzchnie foliacji zaburzone są przez wzrastające soczewki kwarcowo-skaleniove. Diagram orientacji kwarcu (19a) ma symetrię trójskośną, a główne maksima rozmieszczone są na niepełnym pierścieniu w pobliżu dużego koła. Widoczne są tu rów-

Fig. 18

Orientacja osi optycznych kwarcu (*a, c, e*) i płaszczyzn (001) biotyty (*b, d, f*) w ksenolitach gnejsowych. *a-b* – gnejs nr E-15; *c-d* – gnejs nr E-33; *e-f* – gnejs nr E-41 (por. fig. 15; oznaczenia jak na fig. 16)

Orientation of quartz optic axes (*a, c, e*) and biotite (001) planes (*b, d, f*) in the gneiss xenoliths. *a-b* – gneiss no. E-15; *c-d* – gneiss no. E-33; *e-f* – gneiss no. E-41 (compare fig. 15; for explanations – see fig. 16)



niez pojedyncze submaksima reprezentujące mały pierścień wokół osi diagramu. Diagram orientacji biotyty w tym samym ksenolicie (19*b*) wykazuje pojedyncze maksimum położone blisko obwodu i asymetrycznie względem powierzchni foliacji, co obniża symetrię diagramu do bliskiej jednoskośnej.

Ostatni spośród opisanych z tego odsłonięcia ksenolitów reprezentuje odmianę oczkową gnejsu (nr E-5) o stosunkowo dużych oczkach mikroklinu (do 3 cm), a jednocześnie względnie gładkich powierzchniach foliacji. Na diagramie orientacji kwarcu (19*c*) wyraźne są dwa niskoprocentowe maksima ułożone asymetrycznie względem powierzchni foliacji w obrębie relikowego, małego pierścienia wokół b oraz jedno maksimum na obwodzie diagramu w płaszczyźnie ac i drugie blisko obwodu. Ogólnie stopień uporządkowania jest niski, a symetria diagramu trójskośna. Znacznie większe uporządkowanie wykazują blaszki biotyty, których normalne do (001) dają na diagramie 19*d*) pojedyncze maksimum na dużym kole, umiejscowione prostopadłe do powierzchni foliacji. Obraz taki wskazuje na symetrię rombowa.

Z kamieniołomu położonego w pobliżu cukrowni w Strzelinie pobrano do analizy także próbkę granitu, w obrębie którego występowały omawiane wyżej ksenolity gnejsowe. Przeprowadzone tu pomiary orientacji kwarcu i biotyty dały taki sam wynik, jak w przypadku granitu z poprzednich odsłonięć; także i tutaj oba diagramy (19*e* i 19*f*) są izotropowe, nie wykazują wyraźniejszego uporządkowania.

Próbki z nieczynnego kamieniołomu w Mikoszowie (fig. 20). Z kamieniołomu tego do analizy został wybrany tylko jeden ksenolit gnejsu drobnowarstewkowego o niezaburzonych powierzchniach foliacji i bardzo wyraźnej lineacji zorientowanej N-S. Jest to gnejs tego samego typu, co opisywany wcześniej z okolic cukrowni (nr E-41), tzn. o bardzo drobnym ziarnie, którego wielkość utrzymuje się w granicach 0,05–0,2 mm. Wykonany dla tej próbki diagram orientacji kwarcu (20*a*) wykazuje niski stopień uporządkowania i symetrię trójskośną. Na diagramie tym maksima położone są asymetrycznie względem powierzchni foliacji na niepełnym pierścieniu, odsuniętym nieco od dużego koła. Widoczne są tu również pojedyncze submaksima wokół osi b, wyznaczające szczytkowy, mały pierścień.

Orientacja biotyty w badanym ksenolicie przedstawiona jest na diagramie 20*b*, na którym pojedyncze maksimum, położone na obwodzie asymetrycznie względem powierzchni foliacji, sprawia, że symetria diagramu jest jednoskośna.

Podobnie jak i w poprzednich odsłonięciach, także i tutaj wykonano porównawczą analizę orientacji kwarcu i biotyty w granicie otaczającym ksenolit. Oba diagramy (20*c* i 20*d*) przedstawiają obrazy izotropowe, bez wyraźniejszego uporządkowania.

Analizy porównawcze gnejsów osłony in situ (fig. 20 i 21). Analizy te zostały wykonane w celu porównania obrazów orientacji kwarcu i biotyty w gnejsach stanowiących ksenolity oderwane od skały macierzystej z obrazami ich odpowiedników in situ. Badania mikroteksturalne przeprowadzono dla serii próbek pochodzących z odsłonięć na wschód od Strzelina, a także dla gnejsu z południowej części badanego terenu – ze wzgórza Glinik koło Białego Kościoła.

Diagram orientacji kwarcu (20*e*) wykonany dla gnejsu warstewkowo-soczewkowego ze wschodnich peryferii Strzelina wykazuje niski stopień uporządkowania. Podobnie jak w ksenolitach tego samego typu gnejsu, maksima położone są na niepełnym pierścieniu w pobliżu dużego koła, asymetrycznie względem powierzchni foliacji. Symetria tego diagramu jest trójskośna, podobnie jak w przypadku ksenolitów.

Kolejny diagram (20*f*) przedstawia orientację biotyty w tej samej próbce gnejsu. Jest to diagram o symetrii jednoskośnej, na którym maksimum położone jest asymetrycznie względem powierzchni foliacji. Kąt odchylenia od położenia biegunowego jest większy niż w odpowiednich ksenolitach gnejsowych, a ilość biotyty związanego z główną foliacją jest tutaj znikoma.

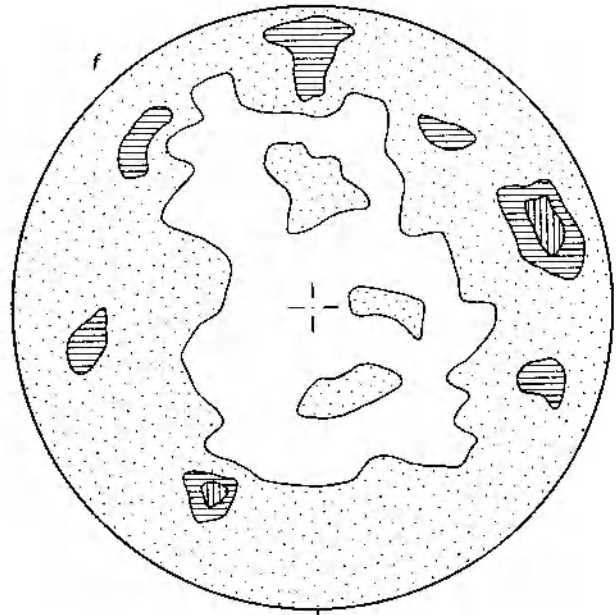
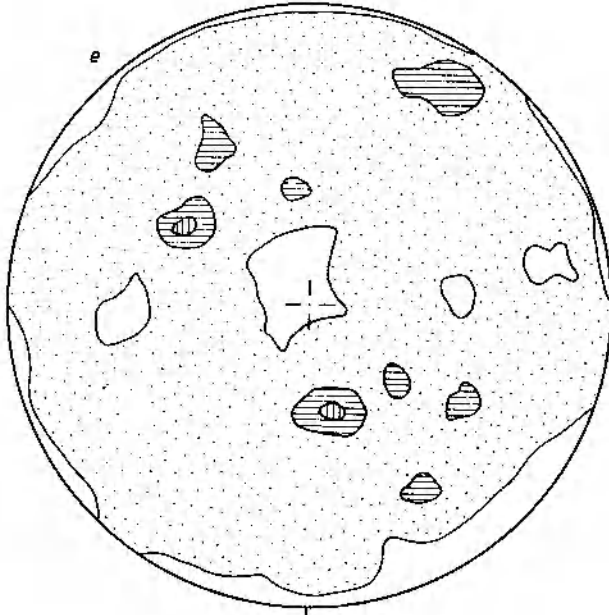
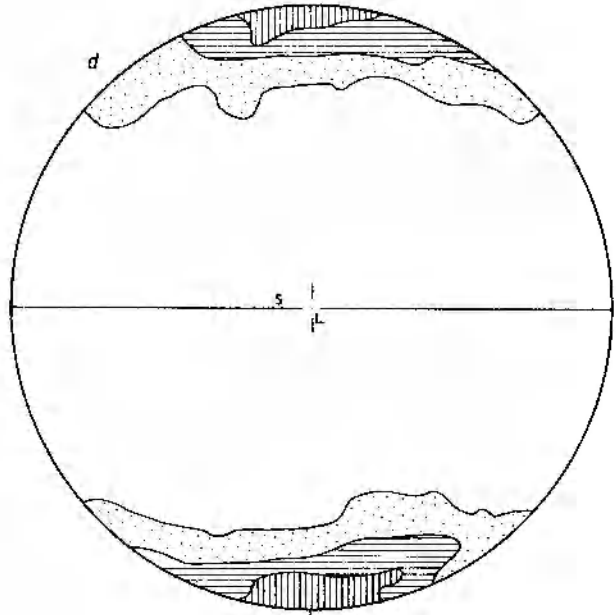
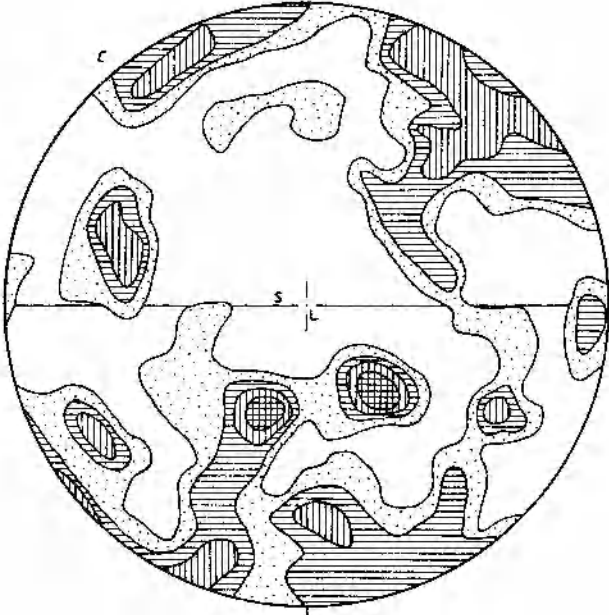
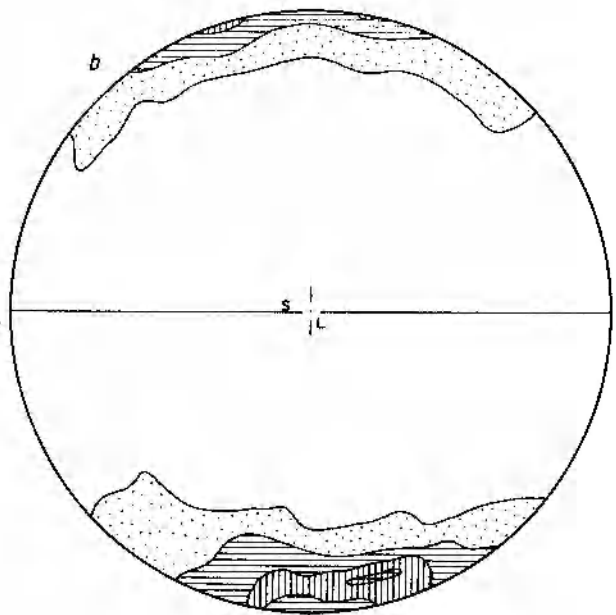
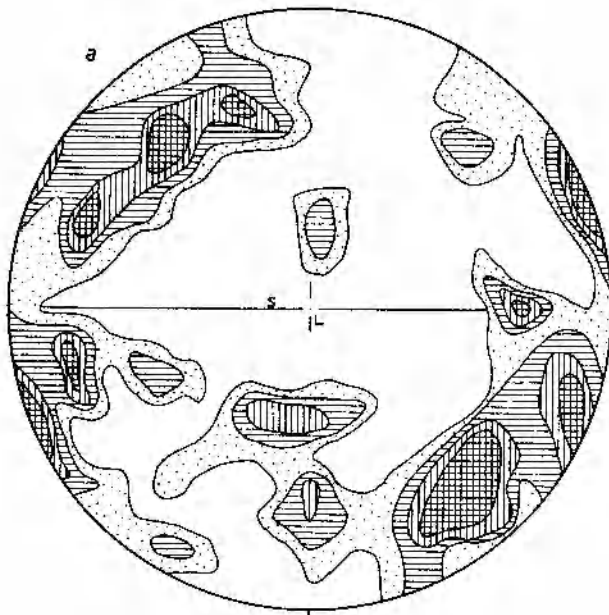
Nieco większą regularność przedstawia diagram orientacji kwarcu (21*a*) wykonany dla gnejsu oczkowego, kontaktującego bezpośrednio z analizowanym powyżej gnejsiem warstewkowo-soczewkowym. Diagram ten wprawdzie wykazuje również symetrię trójskośną i maksima asymetryczne względem powierzchni foliacji, ale tym razem pierścień jest pełny i położony bliżej dużego koła.

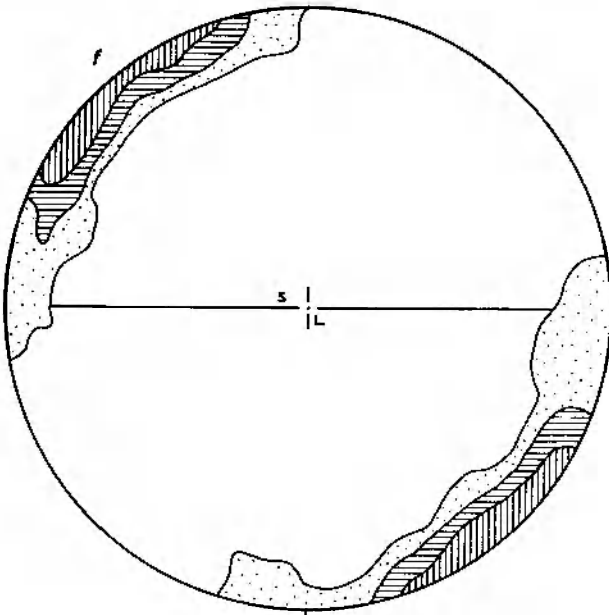
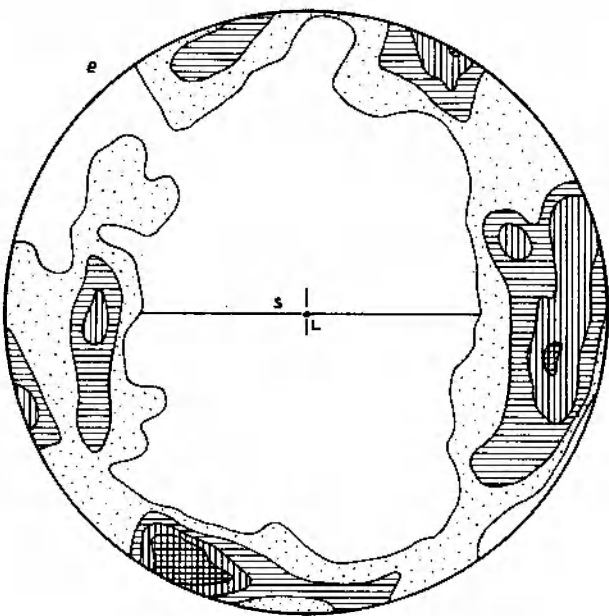
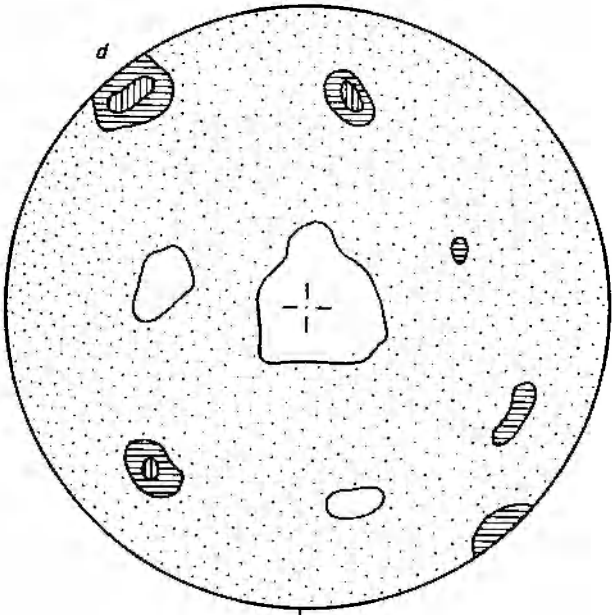
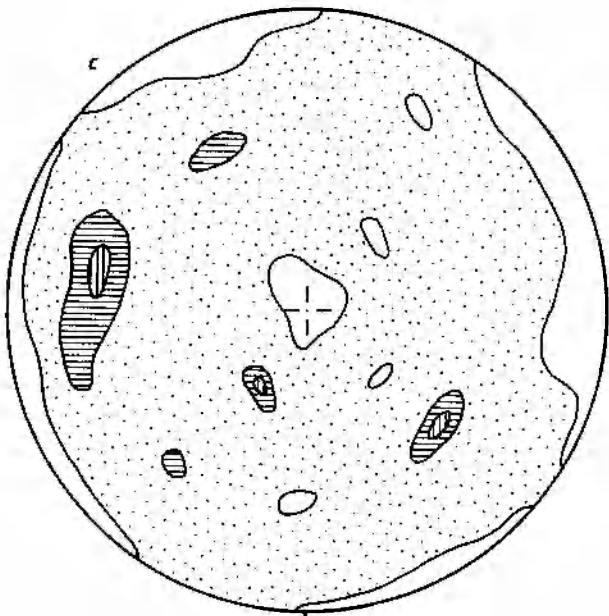
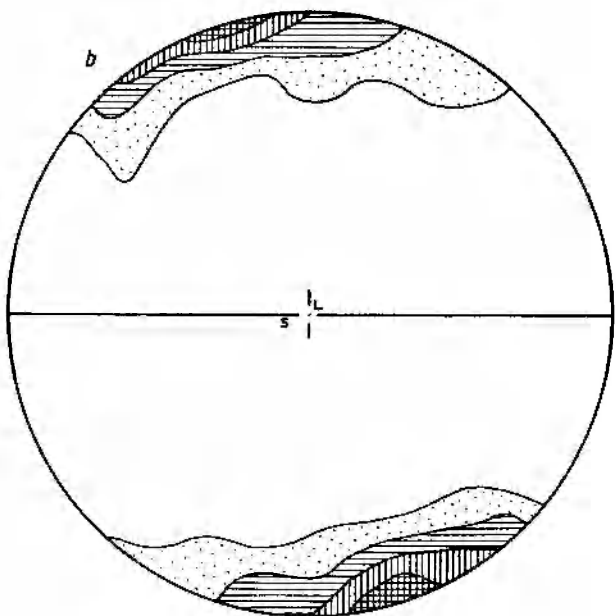
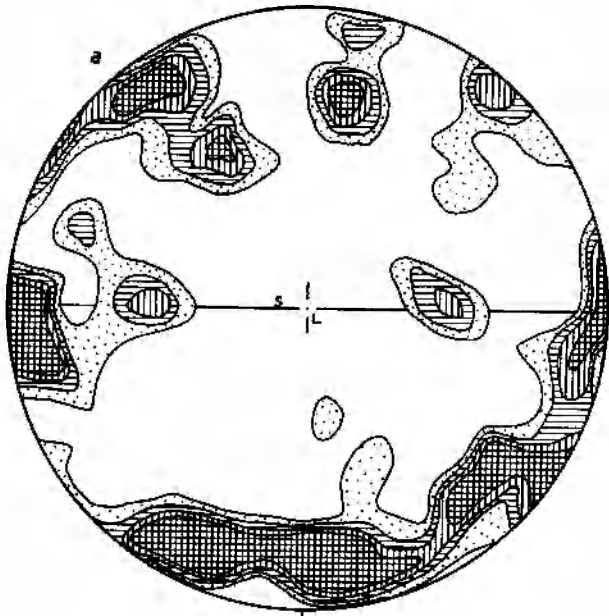
Orientacja biotyty jest tutaj taka sama, jak

Fig. 19

Orientacja osi optycznych kwarcu (*a*, *c*, *e*) i płaszczyzn (001) biotyty (*b*, *d*, *f*) w ksenolitach gnejsowych i otaczającym je granicie. *a-b* – gnejs nr E-4; *c-d* – gnejs nr E-5; *e-f* – granit nr 52 (por. fig. 15; oznaczenia jak na fig. 16)

Orientation of quartz optic axes (*a*, *c*, *e*) and biotite (001) planes (*b*, *d*, *f*) in the gneiss xenoliths and host granite. *a-b* – gneiss no. E-4; *c-d* – gneiss no. E-5; *e-f* – granite no. 52 (compare fig. 15; for explanations – see fig. 16)





w gnejsie warstewkowo-soczewkowym, i obrazujący to diagram (21 *b*) ma również maksimum asymetryczne względem powierzchni foliacji oraz symetrię bliską jednoskośnej.

Kolejne dwa diagramy zostały wykonane dla granitognejsu graniczącego poprzez strefę przejściową z omawianym powyżej gnejsiem oczkowym. Jest to skała o grubszym ziarnie niż omawiane wcześniej, a tekstura gnejsowa bywa tu w znacznym stopniu zatarta. W odróżnieniu od gnejsu warstewkowo-soczewkowego struktury linijne nie są tu widoczne.

Diagram orientacji kwarcu (21 *c*) wykazuje znaczną nieregularność i symetrię trójskośną. Maksima asymetryczne względem powierzchni foliacji rozmieszczone są tu bądź w pobliżu dużego koła, bądź też są od niego bardziej odsunięte. Śladów pierścienia wokół *b* nie obserwuje się.

Orientacja biotyту jest tutaj również słabo uporządkowana. Wprawdzie na diagramie (21 *d*) widoczne jest jedno maksimum położone w tym samym miejscu, co w omawianych poprzednio dwu odmianach gnejsów, to jednak znaczna część pomiarów rozproszona jest w obrębie niepełnego pierścienia w pobliżu dużego koła.

Ostatnie dwa diagramy zostały wykonane dla

próbki gnejsu warstewkowo-soczewkowego (wg dotychczasowej literatury – granitognejsu) ze wzgórza Glinik koło Białego Kościoła. Orientacja kwarcu (21 *e*) bardzo przypomina orientację tego minerału w większości ksenolitów; maksima położone są w obrębie wyraźnego, niepełnego pierścienia w pobliżu dużego koła, przeważnie asymetrycznie względem powierzchni foliacji. Występuje tu ponadto pojedyncze maksimum leżące w płaszczyźnie foliacji, prostopadle do lineacji.

Diagram orientacji biotyту (21 *f*) jest bardzo podobny do diagramów wykonanych dla gnejsów osłony w okolicach Strzelina (20 *f* i 21 *b*); znaczna większość pomiarów grupuje się w położeniu asymetrycznym względem powierzchni foliacji, w tym samym miejscu co i w przypadkach omawianych wcześniej. Symetria diagramu jest w związku z tym również jednoskośna.

Z bezpośredniego porównania diagramów wykonanych dla próbki ze wzgórza Glinik z diagramami reprezentującymi próbki z okolic Strzelina wyraźnie widać, że skała z rejonu Białego Kościoła znacznie bardziej przypomina typowe gnejsy niż granitognejsy.

OMÓWIENIE UKŁADU GRANIT-KSENOLITY

Na objętym badaniami terenie występuje kilka odmian ksenolitów gnejsowych, z których najliczniej reprezentowane są gnejsy drobnowarstewkowe. Biorąc pod uwagę skład mineralny i chemiczny wszystkich odmian gnejsów oraz stopniowe przejścia między poszczególnymi ich odmianami można przyjąć, że powstały one ze skał osadowych serii ilasto-piaszczystej, objętych deformacją i przemianami w facji amfibolitowej metamorfizmu regionalnego.

Do grupy skał gnejsowych zostały zaliczone także sporadycznie występujące granitognejsy. W starszej literaturze, począwszy od lat dwu-

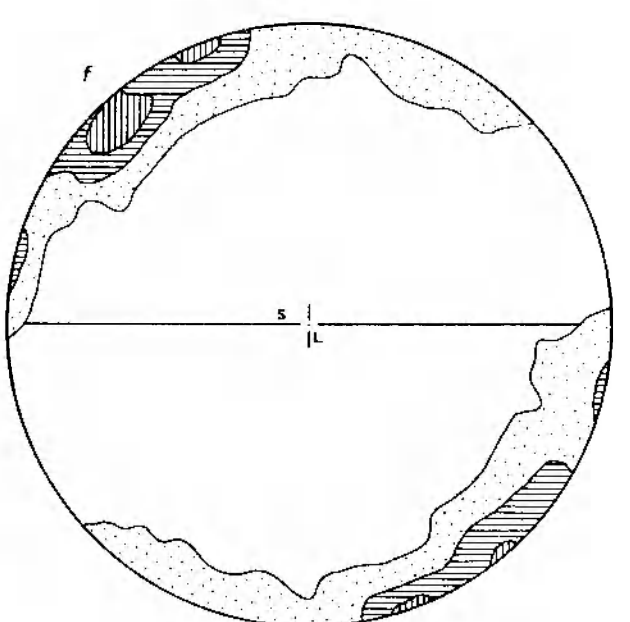
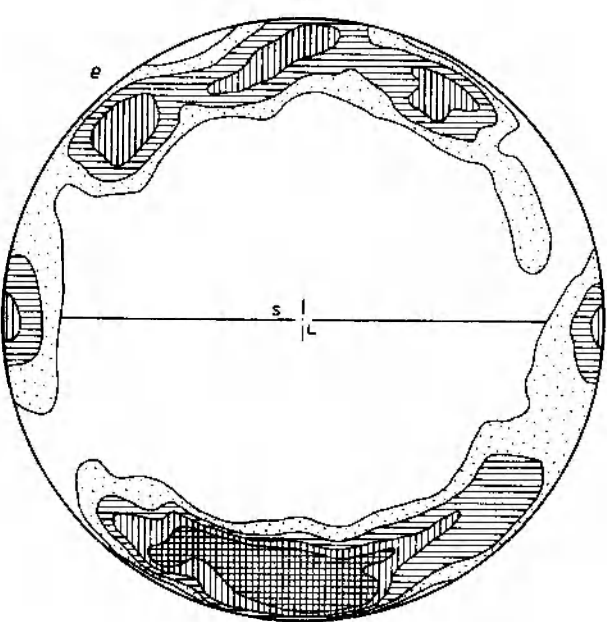
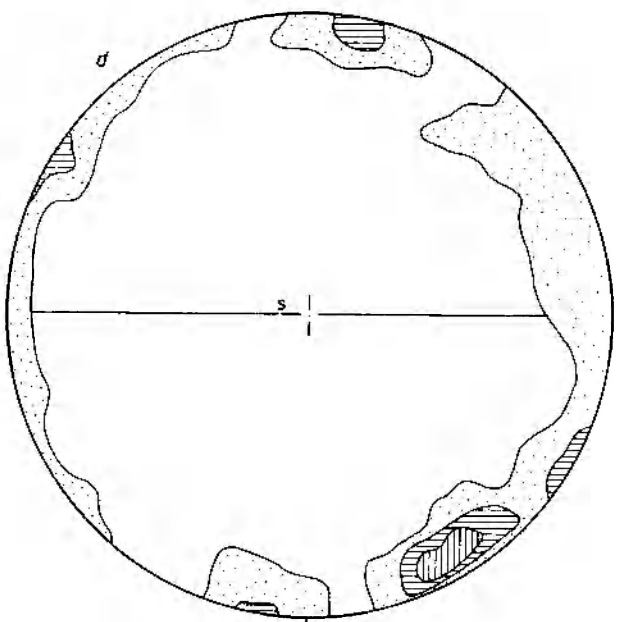
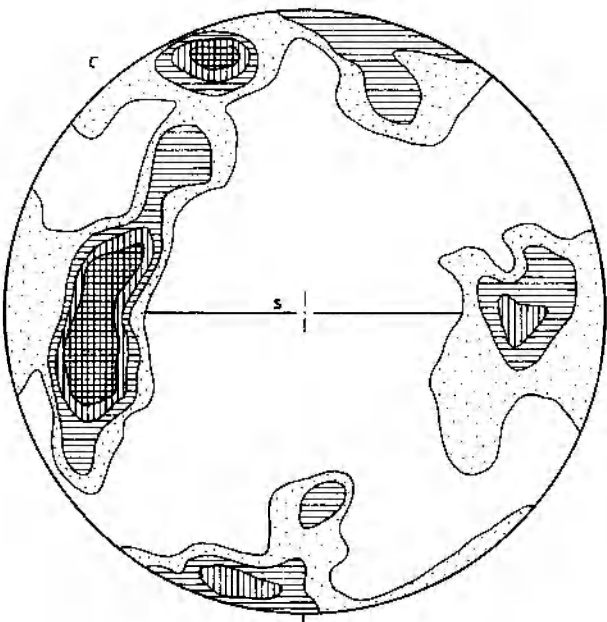
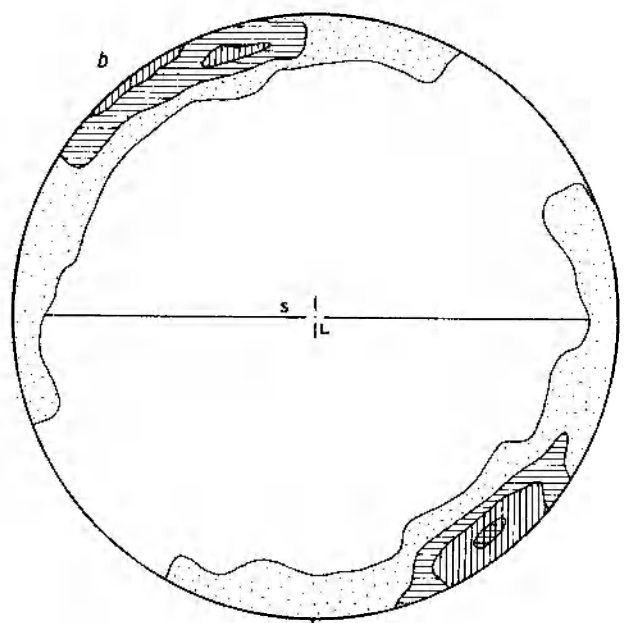
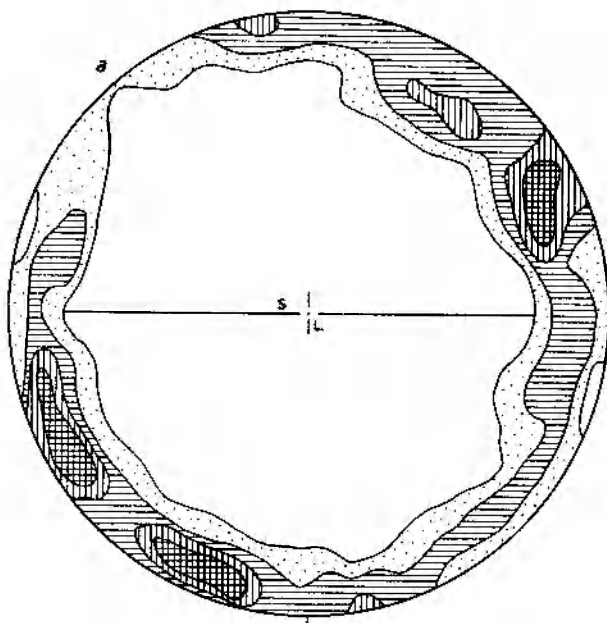
dziestych (Cloos 1920, 1922; Behr 1921) skały te uważane były za starszą odmianę granitu, zdeformowaną wskutek późniejszych procesów tektonicznych. Autorem tej teorii był Cloos (1920), który skały te oznaczył jako „starszy granit gnejsowaty” (w oryg. „älterer Gneisgranit”).

Termin „granitognejs” – zarówno w znaczeniu teksturalnym jak i genetycznym – pojawiał się w literaturze aż do lat pięćdziesiątych, kiedy to Borkowska (1956) przedstawiła inną możliwość interpretacji genezy tych skał. Autorka ta przyjęła bowiem, że obecne granitognejsy mogą być pierwotnymi łupkami, które uległy granityzacji, a później feldspatytacji plagioklazowej i mikroklinowej. Z interpretacją taką zgadza się również Oberc (1966) uważając, że skały te w swoim rozwoju petrogenetycznym nigdy nie przeszły przez stadium granitu. Jak wynika z wcześniejszych prac (m. in. Oberc *op. cit.*; Wojnar 1979) oraz obserwacji własnych autora, zarówno metamorfizm regionalny, jak i feldspatyzacja obejmowały skały pierwotnie osadowe jeszcze przed intruzją granitową, której oddziaływanie na skały osłony było stosunkowo słabe. Zasadniczym powodem małej aktywności intrudującego granitu była jego sto-

Fig. 20

Orientacja osi optycznych kwarcu (*a*, *c*, *e*) i płaszczyzn (001) biotyту (*b*, *d*, *f*) w ksenolicie gnejsowym nr E-9 (*a-b*), otaczającym go granicie nr 56 (*c-d*) oraz w gnejsie metamorficznej osłony in situ na wschód od Strzelina (*e-f*). Por. fig. 15 (oznaczenia jak na fig. 16)

Orientation of quartz optic axes (*a*, *c*, *e*) and biotite (001) planes (*b*, *d*, *f*) in the gneiss xenolith no. E-9 (*a-b*), host granite no. 56 (*c-d*), and gneiss of the metamorphic cover in situ, east of Strzelin (*e-f*). Compare fig. 15 (for explanations – see fig. 16)



sunkowo niska temperatura krystalizacji, która – zdaniem Borkowskiej (1972, 1973) – wynosiła zaledwie 300–450°C. Wiadomo także, że podczas metamorfizmu regionalnego skały były poddawane znacznie wyższym temperaturom, w związku z czym termiczny wpływ później intrudującego granitu nie mógł zaznaczyć się wyraźnie, ograniczając się jedynie do częściowej rekrystalizacji niektórych minerałów. Równocześnie podobny skład mineralny był powodem braku chemicznego oddziaływania granitu na zawarte w nim ksenolity gnejsowe.

Innego typu skałami, których skład mineralny oraz pozycja tektoniczna wskazują na ścisły związek z gnejsami, są skały amfibolowe. Zarówno stosunkowo duża ilość kwarcu w tych skałach (około 10–15%), jak i występowanie w terenie strefy przejściowej do gnejsów drobnowarstewkowych przemawiają za tym, że skały te nie są pochodzenia magmowego, lecz raczej stanowiły pierwotne wkładki margliste w obrębie materiału ilasto-piaszczystego. Trudno jest dokładniej sprecyzować, czy wkładki te były czysto margliste, czy też miały charakter margli dolomitycznych. Aktualnie bowiem nie można mieć pewności, czy margiel był w jakimś procencie zdolomityzowany jeszcze jako materiał osadowy, czy też kationy Mg^{++} były doprowadzane później, począwszy od stadium epigenetycznego, a skończywszy na metamorfizmie.

Równocześnie nie można wykluczyć całkowicie możliwości tufogenicznego pochodzenia skał amfibolowych, jednakże brak jest jakichkolwiek przesłanek, aby hipotezę taką wysunąć.

Wielu cennych informacji dostarczyły badania orientacji kwarcu i biotyту, prowadzone zarówno w ksenolitach gnejsowych oraz otaczającym je granicie, jak i w gnejsach osłony *in situ*. Generalnie, wszystkie diagramy orientacji kwarcu w ksenolitach gnejsowych odznaczają się niskim stop-

niem uporządkowania i symetrią trójskośną. We wszystkich przypadkach orientacja osi optycznych kwarcu ma charakter pierścieniowy, a ściślej pierścieni szczelinowych (sensu Dzedzicowa 1973); termin ten odpowiada angielskiemu *cleft girle* Turnera i Weissa (1963). Na załączonych do pracy diagramach (fig. 16–21) maksima i submaksima ułożone są w obrębie pierścienia, nie zawsze pełnego, odsuniętego od obwodu o około 20°.

Bardzo podobną orientację wykazuje kwarc w łupkach krystaliniku niemczańsko-kamienieckiego, graniczącego od zachodu z masywem strzełińskim. Wykonane dla tych skał diagramy (Dzedzicowa 1973) wykazują również nachylenie maksimów względem osi *L* w granicach 60–80°. Istnieje jednak pewna różnica między diagramami wykonanymi dla skał krystaliniku niemczańsko-kamienieckiego a diagramami z rejonu Strzelina. Na tych ostatnich bowiem obserwuje się dodatkowo pojedyncze, niskoprocentowe maksima, które można by korelować z małym pierścieniem odchylnym od osi diagramu o około 30–40°. Pierścienie tego typu stwierdzono również na diagramach wykonanych dla skał osłony południowej części masywu strzełińskiego (Wojnar 1979).

Diagramy orientacji biotyту w ksenolitach można generalnie podzielić na dwie grupy: 1) diagramy o symetrii rombowej lub bliskiej rombowej oraz 2) diagramy o symetrii jednoskośnej lub bliskiej jednoskośnej. Do grupy pierwszej należy więc włączyć diagramy, na których maksima położone są na obwodzie, prostopadle do powierzchni foliacji. Do drugiej grupy zaś diagramy, na których pojedyncze maksima położone są również na obwodzie, ale tym razem skośnie do powierzchni foliacji, przy czym kąt odchylenia wynosi około 10–20°. Obrazy tego typu są charakterystyczne zarówno dla gnejsów badanego przez autora terenu, jak i dla skał południowej osłony granitu strzełińskiego (Wojnar 1979). Przesunięcie maksimów na diagramach jest przypuszczalnie spowodowane obecnością w skałach słabo widocznych, młodszych powierzchni złupkowania S_2 , podkreślonych ułożeniem drobniutkich blaszek biotyту w laminkach łyszczkowych. Powierzchnie te na przecięciu z główną foliacją S_1 dają mniej lub bardziej wyraźną lineację.

Analizując dokładnie diagramy o symetrii jednoskośnej pod kątem powyższej uwagi można stwierdzić, że poza głównymi maksimami, ułożonymi skośnie do powierzchni foliacji skały, pozostałe niskoprocentowe submaksima coraz bardziej zbliżają się do położenia biegunowego, prostopadłego do foliacji. Potwierdza to obserwacje

Fig. 21

Orientacja osi optycznych kwarcu (*a, c, e*) i płaszczyzn (001) biotyту (*b, d, f*) w gnejsach metamorficznej osłony *in situ*. *a-b* – gnejs oczkowy z okolic Strzelina; *c-d* – granitognejs z okolic Strzelina; *e-f* – gnejs warstewkowo-soczewkowy z Białego Kościoła (por. fig. 1; oznaczenia jak na fig. 16)

Orientation of quartz optic axes (*a, c, e*) and biotite (001) planes (*b, d, f*) in gneisses of the metamorphic cover "in situ". *a-b* – augen gneiss from the vicinity of Strzelin; *c-d* – granite-gneiss from the vicinity of Strzelin; *e-f* – laminated gneiss from Biały Kościół (compare fig. 1; for explanations – see fig. 16)

mikroskopowe, wskazujące, że większość biotyту związana jest ze starszymi powierzchniami regionalnej foliacji S_1 , a część tylko ze złupkowaniem S_2 . Interpretacja taka pokrywa się z wnioskami przedstawionymi przez Wojnar (1979) dla skał południowej osłony granitu strzełińskiego.

Odnosząc powyższe obserwacje do diagramów o symetrii rombowej należy przypuszczać, że orientacja biotyту w tych skałach uwarunkowana była rozwojem powierzchni głównej foliacji S_1 .

Celem porównania obrazów orientacji kwarcu i biotyту w ksenolitach gnejsowych oraz ich odpowiednikach in situ przeprowadzono także badania mikroteksturalne w gnejsach osłony. Badaniami tymi objęto zarówno ciągłą serię gnejsową (gnejsy warstewkowo-soczewkowe, oczkowe i granitognejsy), odsłaniającą się na wschód od Strzelina, jak skały ze wzgórza Glinik koło Białego Kościoła. Zgodnie z przedstawionymi już opisami, we wszystkich analizowanych próbkach kwarc wykazuje podobny typ orientacji, jak w odpowiadających im odmianach gnejsów stanowiących ksenolity w granicie. Równocześnie w obrębie pakietu gnejsowego z okolic Strzelina zaznacza się znacznie większa nieregularność orientacji kwarcu i biotyту w granitognejsie niż w pozostałych dwu odmianach gnejsów.

Analiza orientacji kwarcu w granitach otaczających poszczególne ksenolity gnejsowe wykazała, że w ujęciu mikroteksturalnym (podobnie jak i makroskopowo) granit jest skałą izotropową, a punkty projekcyjne badanych osi optycznych kwarcu rozproszone są po całym diagramie, miejscami tylko tworzą słabe, niskoprocentowe maksima, nie mające jednak większego znaczenia.

Na diagramach orientacji biotyту w granitach można dopatrzeć się bardzo słabej regularności, jednakże orientacja blaszek biotyту związana jest raczej z miejscową teksturą fluidalną granitu niż

z rekryształizacją pod wpływem czynników tektonicznych.

Korelując teraz obrazy orientacji kwarcu i biotyту w ksenolitach gnejsowych oraz otaczającym je granicie, przy równoczesnym uwzględnieniu charakteru kontaktu granitu z tymi ksenolitami oraz wobec braku jakichkolwiek zmian kontaktowych należy przypuszczać, że nie ma żadnych bezpośrednich powiązań między charakterem mikroteksturalnym analizowanych ksenolitów a otaczającego je granitu. Przypuszczalnie pewna część badanych ziarn kwarcu uległa rekryształizacji pod wpływem granitu i stąd stosunkowo niska symetria diagramów orientacji osi optycznych tego minerału w porównaniu z diagramami orientacji biotyту, jednakże mikroskopowe rozdzielanie ziarn zrekrystalizowanych pod wpływem oddziaływania granitu i zachowanych w stanie nie zmienionym jest praktycznie niemożliwe. Przyczyną tego jest prawdopodobnie zabliznienie granic pomiędzy ziarnami pierwotnie, syndeformacyjnie zrekrystalizowanymi w trakcie metamorfizmu regionalnego na skutek podwyższenia temperatury przy kontakcie z granitem.

Sam granit jest tu skałą wyraźnie młodszą, której charakter intruzywny, jak się wydaje, jest oczywisty, przynajmniej w tej części masywu strzełińskiego (Borkowska 1956, 1959, 1972, 1973; Beres 1969; Morawski 1973). Pogląd taki potwierdzają także badania autora obejmujące enklawy innego typu, reprezentujące skały diorytowe. Na podstawie zebranych obserwacji oraz przeprowadzonych analiz enklawy te autor zaliczył do grupy autolitów, czyli enklaw pokrewnych genetycznie magmie, w której występują (Lorenc 1981). Problem ten stanowić będzie jednak temat odrębnych artykułów, omawiających pochodzenie tego typu enklaw oraz ich znaczenie dla określenia genezy zawierających je granitoidów.

PODSUMOWANIE

Zasadniczym celem pracy było omówienie natury oraz przypuszczalnego pochodzenia ksenolitów skał metamorficznych występujących w granitoidach strzełińskich. Jak wynika z przedstawionych w pracy danych, obecność różnego rodzaju enklaw w granitoidach może być pomocna przy wyjaśnianiu genezy tychże granitoidów.

Opierając się na zebranych obserwacjach oraz otrzymanych wynikach analiz petrograficznych, chemicznych i mikroteksturalnych w przypadku granitoidów masywu strzełińskiego można przyjąć, że:

1) skały gnejsowe występujące w północnej części masywu strzełińskiego są w znacznej większości fragmentami osłony, porwanymi w formie ksenolitów przez intrudującą magmę granitową w brzeżnych strefach tej intruzji;

2) skład mineralny i chemiczny gnejsów oraz ich ścisły związek ze skałami amfibolowymi wskazują, że materiałem wyjściowym dla tych skał był kompleks ilasto-piaszczysty (łupki ilaste, szarogłazy itp.) z pojedynczymi wkładkami marglistymi;

3) bardzo ostre granice między granitem i ksenolitami oraz brak jakichkolwiek przeobrażeń

kontaktowych wskazują, że oddziaływanie chemiczne i termiczne granitu było stosunkowo niewielkie i ograniczało się jedynie do częściowej rekrytalizacji kwarcu w ksenolitach;

4) granitoidy masywu strzelińskiego odsłaniające się na powierzchni reprezentują stropową część intruzji, a zawarte w nich ksenolity należy wiązać ze skałami osłony zarówno brzeżnej, jak i dachowej.

Prezentowana praca z pewnością nie wyjaśnia do końca problemu pochodzenia granitu strzelińskiego, ale po uwzględnieniu analogicznych wyników badań obejmujących inne rodzaje enklaw w tych samych skałach okazuje się, że wnioski końcowe dotyczące genezy granitoidów uzupełniają się, wskazując na typowo magmowy charakter tych skał.

LITERATURA

- BEDERKE E., 1935: Verbreitung und gliederung des Devons in den Ostsudeten. *Ztrbl. f. Min. Geol. Pal. L. A.*, s. 33-40.
- BEHR J., 1921: Erläuterungen zur Geologischen Karte v. Preussen. Blatt Strehlen.
- BEREŠ B., 1969: Petrografia granitu Strzelina i okolicy. *Arch. Miner.*, t. 28, z. 2, s. 5-105.
- 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. 2, s. 229-382.
- 1972: Feldspars of some variscan granitoids of Eastern Lower Silesia and their crystallization conditions. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Geogr.*, vol. 20, nr 3, s. 175-186.
- 1973: Variscan granitoids of the Sudetes and of their foreland. *Revue des Problemes Géologiques des Zones Profondes de L'Ecorce Terrestre en Base Silésie*. Przewodnik do XV Zjazdu AZOPRO. Warszawa, s. 29-44.
- BURCHART J., 1958: O granitoidach jawornickich Sudetów Wschodnich. *Arch. Miner.*, t. 22, z. 2, s. 237-348.
- CLOOS H., 1920: Geologie der Scholle in schlesischen Tiefengesteinen. *Abh. Preuss. Geol. L.-A.*, H. 81.
- 1922: Die gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Verlag v. Gebrüder Borntraeger, Berlin, ss. 107.
- DZIEDZICOWA H., 1973: O orientacji kwarcu w łupkach metamorfiku niemiecko-kamienieckiego. *Biul. Inst. Geol.*, 264, s. 105-127.
- KOCH-KOZŁOWSKA M., 1973: Polimetamorfitę strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka w Sudetach. *Geol. Sudetica*, vol. 8, s. 121-160.
- KOZŁOWSKI K., 1978: Petrografia skał metamorficznych. Skrypt, Uniwersytet Śląski, Katowice, ss. 177.
- LORENC M., 1981: Petrogeneza enklaw w masywie granitoidowym Strzelina. Archiwum ING PAN, Warszawa. Maszynopis, ss. 168.
- 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. Terre*, vol. 29, no. 3, s. 199-209.
- MORAWSKI T., 1973: Granity masywu Strzelin-Žulova. *Kwart. Geol.*, 17, 4, s. 924-925.
- OBERC J., 1966: Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. *Geol. Polon.*, vol. 20., s. 9-163.
- PROPACH G., 1977: Variscan granitization in the Regensburger Wald, West Germany. *N. Jb. Min. Mh.*, H. 3, s. 97-111.
- SCHUMACHER E., 1878: Die Gebirgsgruppe der Rumelsberges bei Strehlen. *Ztschr. Deutsch. Geol. Gessel.*, 1878, s. 427-520.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. *Stud. Geol. Polon.*, vol. 1, s. 3-115.
- STEPHENSON N. C. N., 1974: Petrology of the Albany and Torbay adamellite plutons, near Albany, Western Australia. *J. Geol. Soc. Aust.*, vol. 21, pt. 3, s. 219-246.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna geologia Polski, t. 3, Sudety, z. 1, ss. 330.
- TURNER F. J., WEISS L. E., 1963: Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw-Hill, New York, ss. 545.
- WINKLER H. G. F., 1974: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer, New York, ss. 320.
- WOJNAR B., 1979: Analiza teksturalna i petrologia skał metamorficznych południowej części masywu strzelińskiego. Archiwum ING PAN, Warszawa. Maszynopis, ss. 106.
- WÓJCIK L., 1968: The Strzelin granitoid massif and its cover. *Biul. Inst. Geol.*, nr 227, Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, t. 17, s. 121-145.

Marek LORENC*

PETROGENESIS OF XENOLITHS IN THE STRZELIN GRANITOIDS

ABSTRACT: The paper attempts an interpretation of the genesis of xenoliths occurring in the granitoids of the Strzelin massif. They are represented by amphibole rocks and four types of gneisses. Based on the petrographical, chemical, and microtextural analyses a genetic connection of gneissic xenoliths with the

rocks of the Strzelin granitoids metamorphic cover is shown. The investigations indicate magmatic nature of the granite containing xenoliths. Lack of any contact transformations confirms a weak thermal and chemical influence of the intruding magma.

Summary

In the northern part of the Strzelin massif, a metamorphic cover is seen mainly as xenoliths in the granitoids. These enclaves show great differences in their fabric. In general, the considered rocks may be divided into four kinds, i.e. fine-layered gneiss, laminated gneiss, augen gneiss, and granite-gneiss. Hornblende schist and amphibolite occurring in one locality only, near the sugar factory in Strzelin, represent the other type of rocks.

The xenoliths show always plate-like forms. Rock pieces have been torn off from the parent rocks along foliation planes and fragmented perpendicularly to these planes. Long distant transport of the xenoliths is evidenced by slightly rounded margins, but still retaining characteristic platy shapes.

Distribution of the analysed xenoliths is irregular throughout the Strzelin granitoids. The largest accumulation of such enclaves occurs at a northern part of the investigated area, near the sugar factory in Strzelin and at the quarries of the Granite Quarry. In the first mentioned region there are mainly numerous, big blocks, while in the active quarries appear only single and rather small enclaves.

Contact of the xenoliths with host granite is extremely characteristic. In every case it is very sharp, sporadically marked by narrow leucocratic rims, with contact changes nowhere observed. Such a situation suggests that the temperature of intruding granite was rather low and its activity weak.

Qualitative mineral composition of gneiss xenoliths is similar in different types of these rocks and the differences are only quantitative (tab. 2-4). Structural differences depend on grain size, character of directional structures, and presence or absence of feldspar eyes.

The main minerals in every kind of gneisses are: quartz, plagioclase, microcline, and biotite. In smaller quantities occur chlorite, apatite, muscovite, zircon, and iron ores.

Quartz forms xenomorphic grains, showing an undulating extinction. In all kind of gneisses the smaller grains

of quartz together with plagioclase form the groundmass, while the larger ones are porphyroblasts elongated parallel to the foliation plane. Moreover, in laminated gneisses, quartz occurs sometimes in secretional veins and quartzofeldspathic lenticles.

Plagioclase (An_{75}) occurs always with quartz. Xenoblasts of that mineral are very commonly twinned according to the albite or pericline laws and show some marks of sericitization and mechanical deformation. The first of the processes mentioned above led to slight clouding of grains, while the other caused bending of twin lamellae.

Microcline crystallized late since it occurs along intergranular spaces and shows irregular shapes. In augen gneisses and granite-gneisses microcline forms big porphyroblasts characterized by a polysynthetic twinning and containing numerous quartz and biotite inclusions. Myrmekite growing up at the boundary between microcline and plagioclase is very common.

Biotite is the last of the main components of the gneisses and it occurs as automorphic flakes marking the orientation of the main S_1 foliation. In many cases biotite flakes enclose single zircon grains surrounded by black pleochroic halos. In some fine-layered gneiss xenoliths, also a younger, diagonal S_2 schistosity planes are visible, marked by small biotite flakes of the second generation.

In every kind of gneiss xenoliths most of chlorite flakes seem to be secondary mineral after biotite. Besides, also some intergrowths of contemporaneous biotite and chlorite occur. A lot of secondary chlorite flakes enclose single zircon grains rimmed by pleochroic halos.

Muscovite as well as chlorite form intergrowths with biotite, indicating that both minerals grew at the same time.

As accessory minerals occur also round apatite grains and small aggregates or single clods of opaque oxides.

Into the group of gneissic rocks the author included also granite-gneisses. In the former literature these rocks

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

were considered as older kind of granite, deformed during later tectonic processes. The present author's observations confirm the opinion by Borkowska (1956) and Oberc (1966) that these rocks are of sedimentary origin and have never passed through granitic stage. Granite-gneisses were metamorphosed and feldspathized before granite intrusion, an influence of which on the cover rocks was rather weak. The main reason of weak activity of granite intrusion was its low temperature in the range of 300–450°C (Borkowska 1972, 1973). In such a case the thermal influence of granite intrusion on the gneissic rocks could not be distinct as during regional metamorphism these rocks experienced much higher temperatures. Similar qualitative mineral composition of both gneisses and granite seemingly did not promote any mutual reactions.

Amphibole rocks are the other rock type with a tectonic position and mineral composition indicating genetic connection with the gneisses. In view of their quartz contents (10–15%) they are transitional rocks between gneisses and hornblende schists and can not be of magmatic origin, being probably developed from primary marly intercalations within argilo-arenaceous sediments. It is difficult to say whether these intercalations were purely calcareous or slightly dolomitic.

Useful information gave a microtextural analysis of the orientation of quartz optic axes and (001) biotite planes in gneiss xenoliths, host granite, and gneisses of the metamorphic cover in situ. In general, all diagrams of quartz optic axes orientation in gneiss xenoliths and gneisses of the cover show a triclinic symmetry. The orientation itself is of a cleft girdle type (*sensu* Turner, Weiss 1963) and the girdles are removed from the diagram's circle by near 20°.

Similar type of orientation is shown by quartz optic axes in gneisses of the southern part of the Strzelin massif (Wojnar 1979) and schists of the Niemcza–Kamieniec crystalline zone (Dziedzicowa 1973).

The (001) biotite planes orientation depends on the presence or absence of younger S_2 schistosity planes in the gneisses. In rocks where these planes are present most of biotite flakes crystallize parallel to the main S_1 foliation planes and the younger generation parallels with S_2 schisto-

sity. In such a case diagrams show monoclinic symmetry and visible maxima are removed from the polar position by near 10–20°. In the rocks exhibiting the main S_1 foliation only, the diagrams show orthorhombic symmetry and maxima have position perpendicular to the foliation.

Analogous diagrams were made for gneisses of the metamorphic cover in situ, and accordingly to what was mentioned above, the type of symmetry is similar to that of xenoliths. The sole difference in detail is a more chaotic orientation of quartz optic axes in xenoliths caused by recrystallization of this mineral under the influence of granite intrusion. This effect is not visible on diagrams made for gneisses of the cover.

Quite different type of orientation is represented by diagrams made for the host granite (at least in places where xenoliths were sampled). Diagrams are isotropic and neither quartz optic axes nor biotite (001) planes do not show any distinct arrangement. Slight biotite orientation visible on some diagrams is caused more probably by fluidal textures of granite than by tectonic factors.

On the basis of analyzed data it is possible to confirm that granite itself is much younger rock than the surrounding gneisses and its intrusive nature seems to be evident. Moreover, it is allowable to conclude that:

1) gneisses occurring in the northern part of the Strzelin massif represent mostly fragments of the metamorphic cover torn off as xenoliths by the intruding granitic magma;

2) mineral and chemical composition of gneisses and their connection with amphibole rocks indicate that the parent material of those rocks comprised argilo-arenaceous complex with some marly intercalations;

3) sharp contacts between granite and xenoliths and absence of any contact transformations indicate that thermal and chemical influence of granite was weak and limited to partial recrystallization of quartz and feldspars in the xenoliths;

4) granitoids of the Strzelin massif presently exposed at the earth's surface belong to the upper part of the intrusion and enclosed xenoliths are derived from the roof and marginal cover of the intrusion.

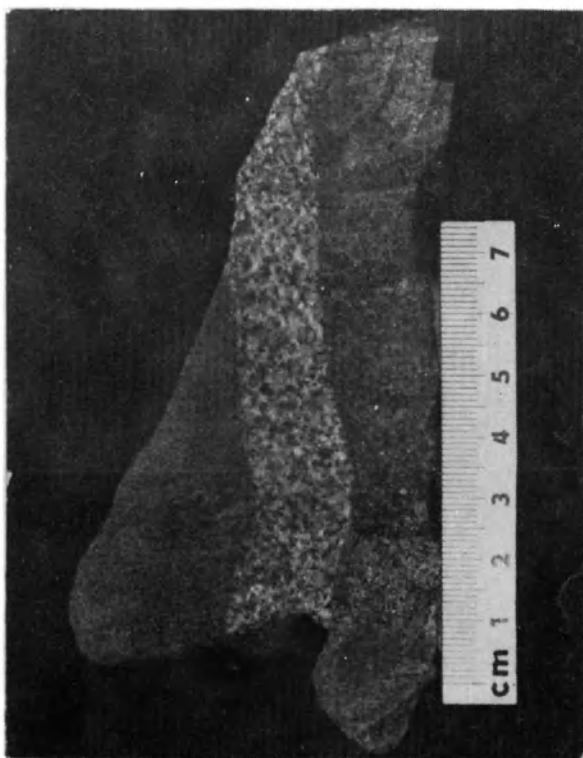
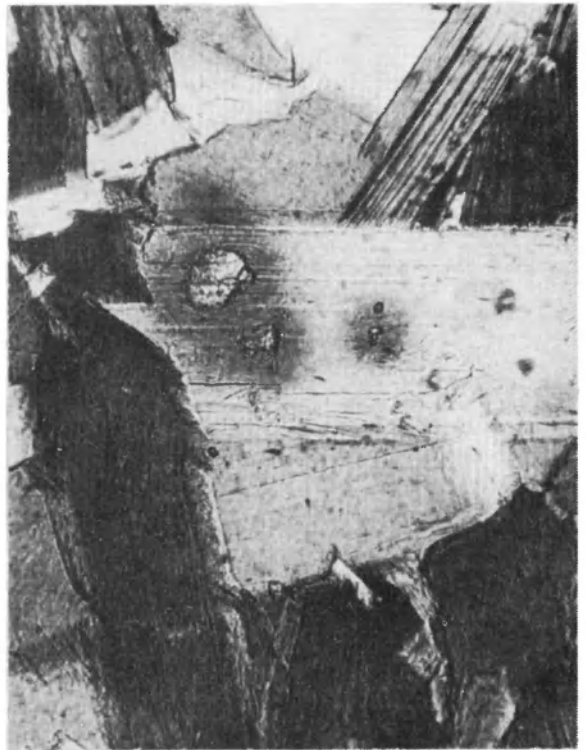
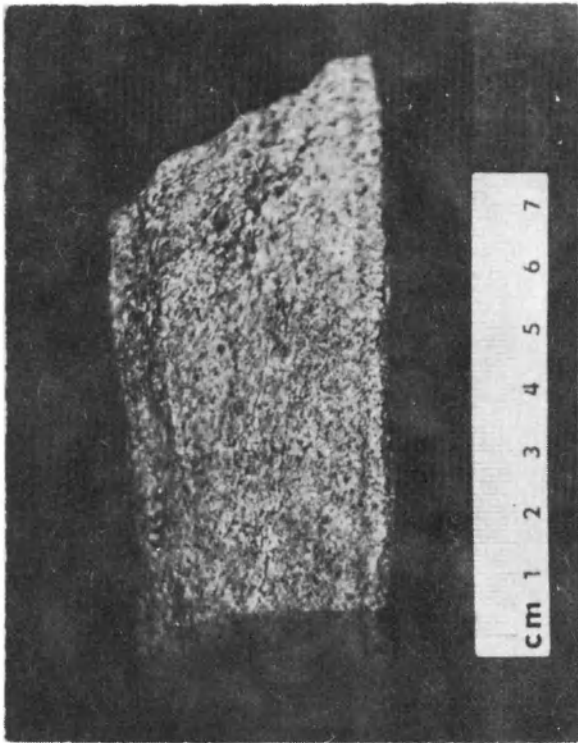
Translated by Marek Lorenc

PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I

PLATE I

1. Dwa ksenolity gnejsu drobnowarstewkowego w granicie z Mikoszowa. Widoczny ostry kontakt między obu skałami
Two xenoliths of the fine layered gneiss in Mikoszków granite. Note a sharp contact between the rocks
2. Młodsze, skośne złupkowanie w ksenolicie gnejsu drobnowarstewkowego (stary kamieniołom w Strzelinie)
Younger diagonal schistosity in fine-layered gneiss xenolith (old quarry in Strzelin)
3. Ksenolit gnejsu drobnowarstewkowego – przekrój prostopadły do lineacji. Nikole 70°. Pow. 111 ×
Fine-layered gneiss xenolith – cross-section perpendicular to mineral lineation. Nicols 70°. Magn. 111 ×
4. Ksenolit gnejsu drobnowarstewkowego – wrostki cyrkonu w biotycie. Jeden nikol. Pow. 187 ×
Fine-layered gneiss xenolith – zircon inclusions in biotite. One nicol. Magn. 187 ×

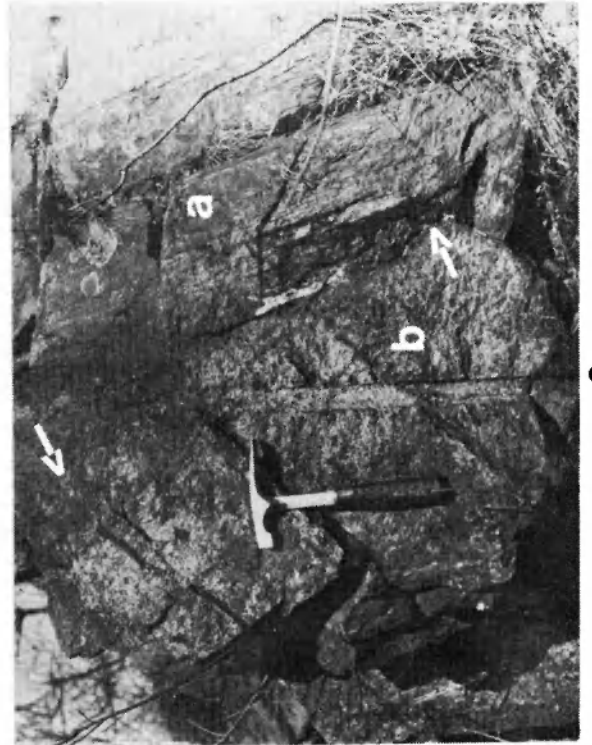
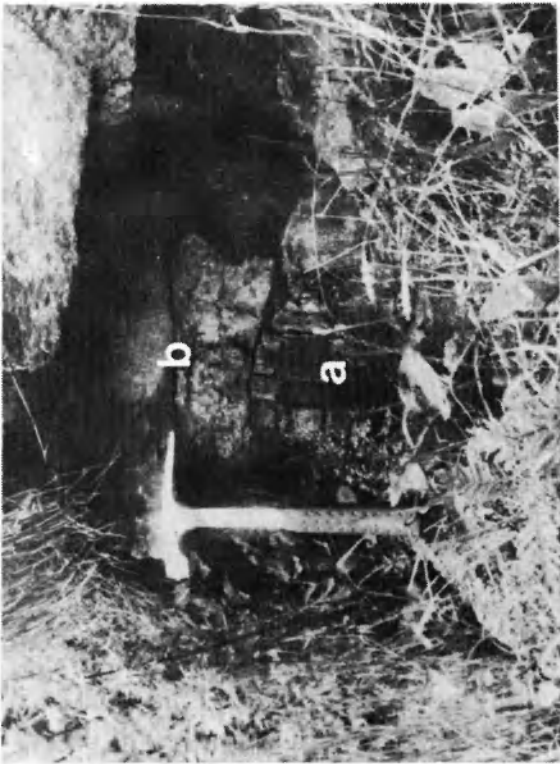
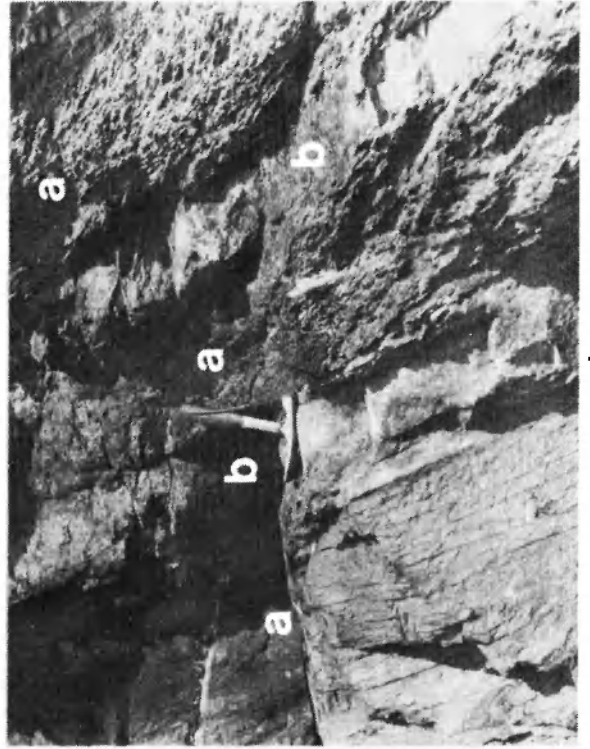
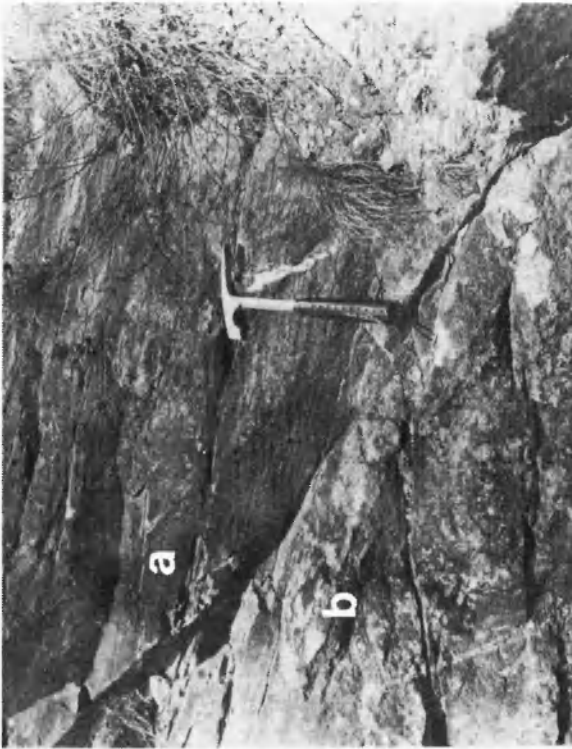


Marek LORENC – Petrogeneza ksenolitów w granitoidach masywu strzelińskiego
Petrogenesis of xenoliths in the Strzelin granitoids

PLANSZA II

PLATE II

1. Ksenolit gnejsu drobnowarstewkowego (a) w granicie (b) ze starego kamieniołomu w pobliżu cukrowni strzelińskiej
Fine-layered gneiss xenolith (a) in granite (b) from an old quarry near sugar factory in Strzelin
- 2–3. Ostry kontakt między ksenolitem gnejsu warstewkowo-soczewkowego (a) i granitem (b). Lokalizacja jak wyżej
Sharp contact between laminated gneiss xenolith (a) and granite (b). The same locality
4. Fragment dużego ksenolitu (a) przedstawiający stopniowe przejście od gnejsu warstewkowo-soczewkowego do oczkowego w granicie (b). Lokalizacja jak wyżej
Fragment of a big xenolith (a) displaying transitions between laminated gneiss and augen gneiss in granite (b). The same locality

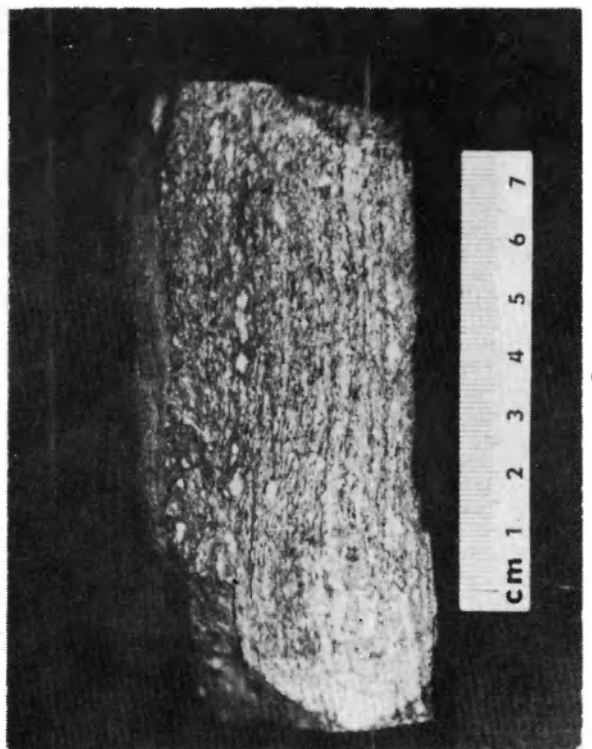
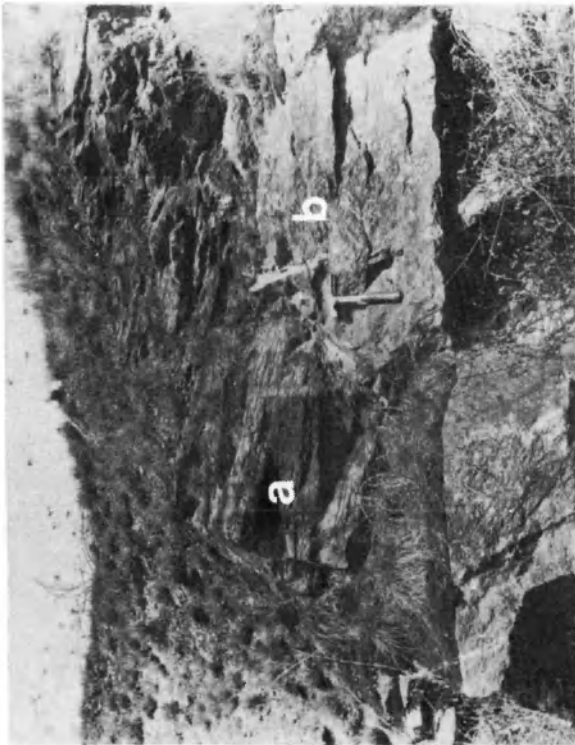


Marek LORENC - Petrogeneza ksenolitów w granitoidach masywu strzelińskiego
Petrogenesis of xenoliths in the Strzelin granitoids

PLANSZA III

PLATE III

1. Ksenolit gnejsu warstewkowo-soczewkowego (a) w granicie (b) ze starego kamieniołomu w pobliżu cukrowni strzeleńskiej
Laminated gneiss xenolith (a) in granite (b) from the old quarry near the sugar factory in Strzelin
2. Stopniowe przejście gnejsu drobnowarstewkowego (strona lewa) w gnejs warstewkowo-soczewkowy (strona prawa). Fragment dużego ksenolitu (lokalizacja jak wyżej)
Gradual transition from the fine-layered gneiss (left) to laminated gneiss (right). Fragment of a big xenolith (the same locality)
3. Fragment dużego ksenolitu o teksturze przypominającej frakcjonalne uziarnienie w skałach osadowych. Gnejs drobnowarstewkowy (u góry) stopniowo przechodzi w gnejs warstewkowo-soczewkowy (u dołu). Lokalizacja jak wyżej
Fragment of a big xenolith showing a texture similar to graded bedding in sedimentary rocks. Fine-layered gneiss (top) passes gradually into laminated gneiss (bottom). The same locality
4. Pojedyncze porfiroblasty mikroklinu w ksenolicie gnejsu warstewkowo-soczewkowego. Przekrój prostopadły do lineacji. Nikole skrzyżowane. Pow. 26 ×
Single microcline porphyroblasts in the laminated gneiss xenolith. Cross-section perpendicular to mineral lineation. Crossed nicols. Magn. 26 ×

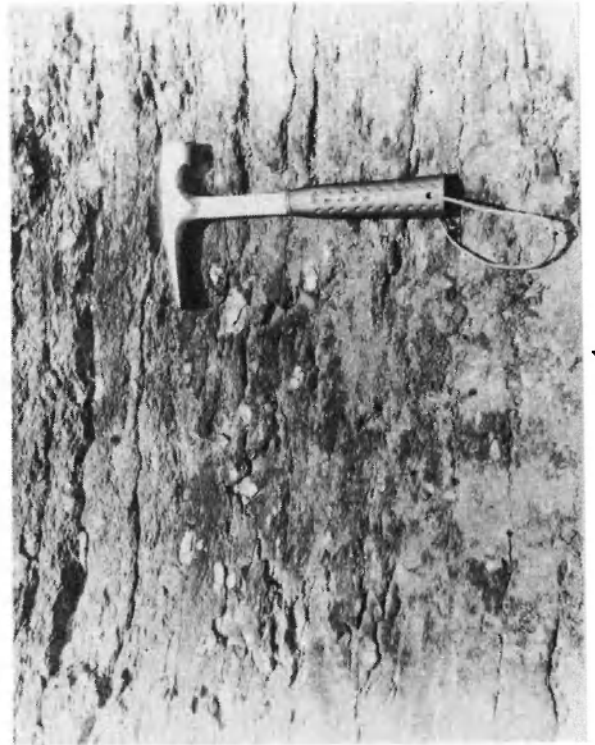


Marek LORENC – Petrogeneza ksenolitów w granitoidach masywu strzelińskiego
Petrogenesis of xenoliths in the Strzelin granitoids

PLANSZA IV

PLATE IV

- 1-2. Zgodny kontakt gnejsu warstewkowo-soczewkowego z gnejsiem oczkowym. Metamorficzna osłona in situ na wschód od Strzelina
Conformable contact of the laminated gneiss with the augen gneiss (metamorphic cover in situ, east of Strzelin)
3. Powiększenie kontaktu widocznego na fotografii 1
Details of the contact visible in photo 1
4. Mikrokinowe oczka w gnejsie oczkowym (lokalizacja jak wyżej)
Microcline eyes in the augen gneiss (the same locality)



Marek LORENC – Petrogeneza ksenolitów w granitoidach masywu strzelińskiego
Petrogenesis of xenoliths in the Strzelin granitoids

PLANSZA V

PLATE V

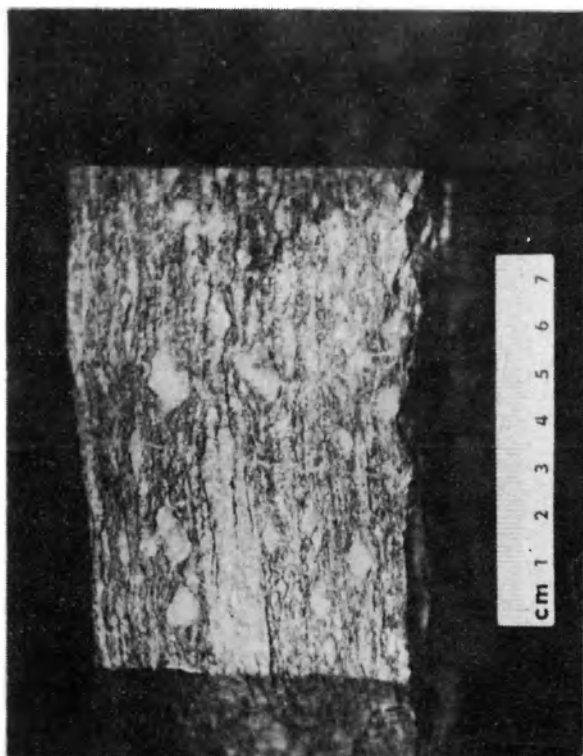
1. Żyłki kwarcowo-skalieniowe i zrotowane oczka mikroklinu w ksenolicie gnejsu oczkowego (stary kamieniołom w pobliżu cukrowni strzelińskiej)
Quartzofeldspathic veins and rotated microcline eyes in the augen gneiss xenolith (old quarry near sugar factory in Strzelin)
2. Porfiroblast mikroklinu w ksenolicie gnejsu oczkowego (lokalizacja jak wyżej). Przekrój prostopadły do lineacji. Nikole skrzyżowane. Pow. 27 ×
Microcline porphyroblast in the augen gneiss xenolith (the same locality). Cross-section perpendicular to mineral lineation. Crossed nicols. Magn. 27 ×
3. Przerosty granofirowe kwarcu w plagioklacie z gnejsu oczkowego (lokalizacja jak wyżej). Nikole skrzyżowane. Pow. 208 ×
Quartz granophyre intergrowths within plagioclase in an augen gneiss (the same locality). Crossed nicols. Magn. 208 ×
4. Pojedyncze oczka mikroklinu w granitognejsie (metamorficzna osłona in situ na wschód od Strzelina)
Single microcline eyes in a granite-gneiss (metamorphic cover in situ, east of Strzelin)



2



4



1



3

Marek LORENC - Petrogeneza ksenolitów w granitoidach masywu strzelińskiego
Petrogenesis of xenoliths in the Strzelin granitoids

PLANSZA VI

PLATE VI

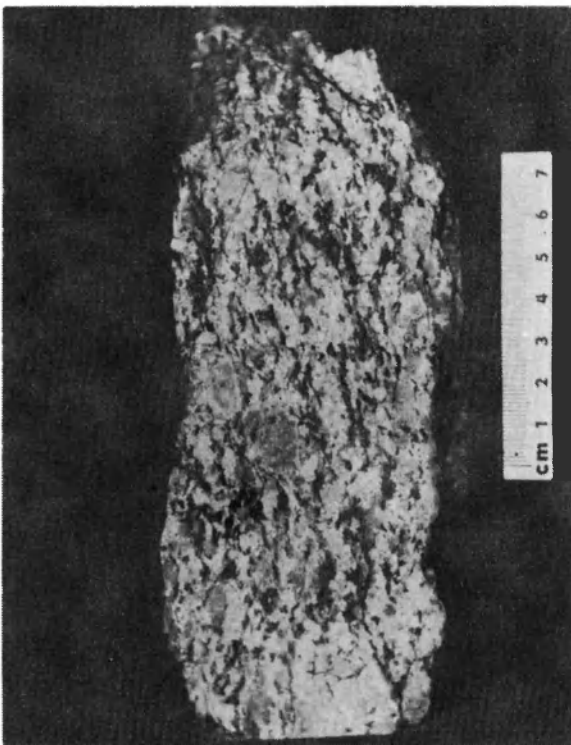
1. Granitognejs metamorficznej osłony in situ na wschód od Strzelina. Przekrój prostopadły do lineacji
Granite-gneiss of the metamorphic cover in situ, east of Strzelin. Cross-section perpendicular to mineral lineation
2. Tekstura kierunkowa granitognejsu podkreślona przez agregaty kwarcowo-skalenkowe. Przekrój prostopadły do lineacji. Nikole 70°. Pow. 28 ×
Directional structures marked by quartzofeldspatic aggregates in granite-gneiss. Cross-section perpendicular to mineral lineation. Nicols 70°. Magn. 28 ×
3. Polisyntetyczne zbliżnienia mikroklinu w granitognejsie. Nikole skrzyżowane. Pow. 104 ×
Polysynthetic twins of microcline in granite-gneiss. Crossed nicols. Magn. 104 ×
4. Myrmekit na granicy mikroklinu i plagioklazu w granitognejsie. Nikole skrzyżowane. Pow. 232 ×
Myrmekite at the boundary between microcline and plagioclase in granite-gneiss. Crossed nicols. Magn. 232 ×



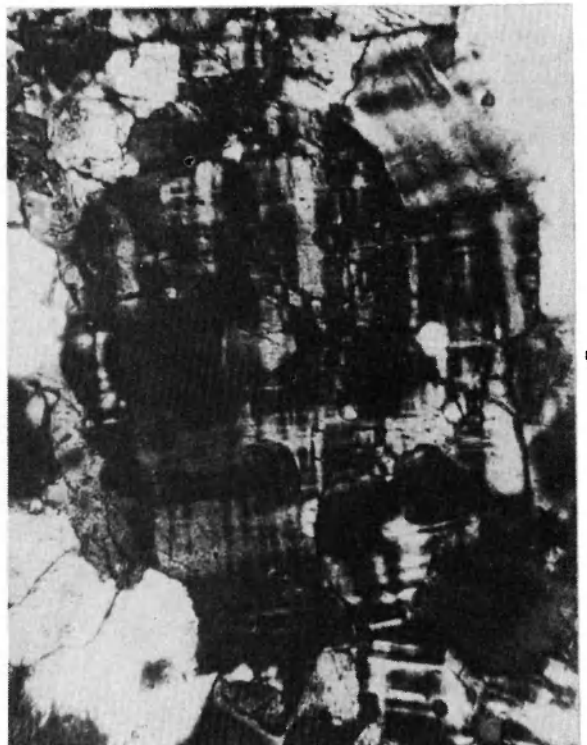
2



4



1



3

Marek LORENC – Petrogeneza ksenolitów w granitoidach masywu strzełińskiego
Petrogenesis of xenoliths in the Strzelin granitoids

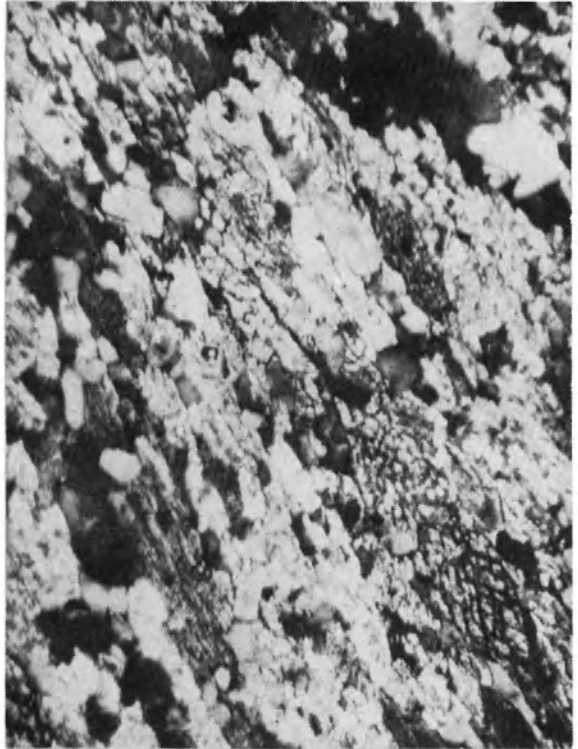
PLANSZA VII

PLATE VII

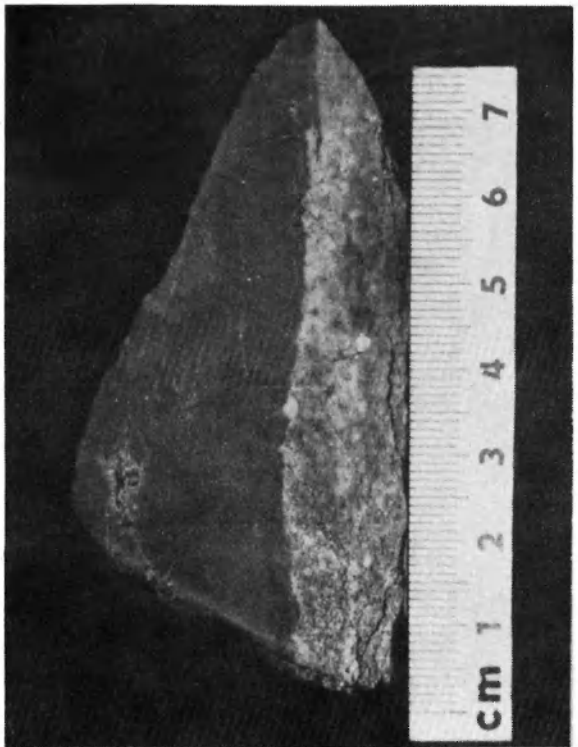
1. Ostry kontakt ksenolitu gnejsowo-amfibolitowego w granicie (stary kamieniołom w pobliżu strzeleńskiej cukrowni)
Sharp contact of the gneiss-amphibolite xenolith in granite (old quarry near sugar factory in Strzelin)
2. Ostry kontakt między łupkiem hornblendowym i granitem. Próbką została pobrana z dolnej części ksenolitu widocznego na fotografii 1
Sharp contact between hornblende schist and granite. Sample was taken from the lower part of the xenolith visible in photo 1
3. Łupek hornblendowy – przekrój prostopadły do lineacji. Nikole skrzyżowane. Pow. 83×
Hornblende schist – cross-section perpendicular to mineral lineation. Crossed nicols. Magn. 83×



1



3



2

Marek LORENC – Petrogeneza ksenolitów w granitoidach masywu strzeleńskiego
Petrogenesis of xenoliths in the Strzelin granitoids