

GENEZA GNEJSÓW I GRANITÓW WSCHODNIEJ CZĘŚCI METAMORFIKU IZERSKIEGO W ŚWIETLE BADAŃ CYRKONU W WYBRANYCH PROFILACH GEOLOGICZNYCH

Genesis of gneisses and granites
from the eastern part of the Iżera metamorphic complex
in the light of study on zircon from selected geological profiles

Krystyna KLIMAS-AUGUST

Zakład Geologii Fizycznej Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

SPIS TREŚCI

Streszczenie	2
Wstęp	2
Minerał cyrkon w świetle współczesnych poglądów petrologicznych	3
Cyrkon jako wskaźnik genezy skał krystalicznych	3
Przegląd badań eksperymentalnych	5
Uwagi o cyrkonach migmatytów	7
Zakres i metoda przeprowadzonych badań	8
Rozwój poglądów na petrogenezę serii metamorficznej we wschodniej części metamorfiku izerskiego	9
Petrografia skał w profilach objętych badaniami	11
Lokalizacja, sytuacja geologiczna i charakterystyka strukturalno-teksturalna prób	11
Charakterystyka mikroskopowa badanych skał	14
Amfibolity i gnejsy	14
Granity	15
Obserwacje mikroskopowe i omówienie wyników	17
Skład chemiczny badanych skał	19
Pierwiastki główne	19
Pierwiastki śladowe	23
Skład frakcji ciężkiej i uwagi o współwystępowaniu minerałów akcesorycznych	28
Studium cyrkonów	29
Własności fizyczne	29
Podział na populacje	35
Parametry statystyczne	35
Metoda obliczeń i obróbki graficznej materiału statystycznego	35
Wyniki badań statystycznych	44
Interpretacja petrogenetyczna zróżnicowania cech fizycznych i parametrów statystycznych cyrkonów	45
Dyskusja	47
Problem genezy granitów	47
Typy genetyczne granitów	47
Stopień topienia	48
Już orto- czy jeszcze paragnejsy	49
Stratygrafia widmowa (ghost stratigraphy)	50
„Protoklaza” – deformacja skał w obecności małej ilości stopu	50
Wyciskanie stopu	52
Dlaczego soczewkowate megabudiny	52
Wnioski	54
Literatura	55
Dodatek – Appendix	60
Summary	64

STRESZCZENIE. W pracy podjęto próbę weryfikacji poglądów na genezę granitów i gnejsów wschodniej części metamorfiku izerskiego. Jako główną metodę badawczą zastosowano analizę fizycznych cech cyrkonu. Uzupełniono ją studium jakościowego i ilościowego zróżnicowania minerałów akcesorycznych i zmienności składu chemicznego tych skał.

Badane granity gruboziarniste i porfirowate można uznać za granity S anatektyczne właściwe, powstałe przez częściowe upłynnienie zmetamorfizowanej wcześniej serii suprakrustalnej. Nowy stop pojawił się w nich w niewielkiej ilości i najczęściej pozostał na miejscu wraz z fazą rezydualną obrastając nie stopione do końca minerały. Wśród opornego na anateksis residuum zachowało się dużo cyrkonów, które zakodowały w swych cechach fizycznych fakt przejścia przez detrytyczny cykl rozwoju.

W niektórych miejscach doszło do segregacji nowego stopu i wyciśnięcia go na niewielką odległość od miejsca powstania. W ten sposób powstały niewielkie, nieregularne gniazda i strefy granitów leukokratycznych, występujące wśród gnejsów lub na granicy gnejsów z granitami porfirowatymi. Zaproponowano dla nich nazwę granitów S anatektycznych, segregacyjnych. Zbliżone do nich genetycznie są drobnoziarniste granity żyłowe. W tym przypadku odsegregowany stop przemieszczał się na większą lub mniejszą odległość i porywał z residuum niektóre minerały oporne na topienie (refractory), w tym także nieliczne ziarna cyrkonu. Skały te nazwano granitami S palingenetycznymi, segregacyjnymi.

Nieliczne z badanych próbek granitów zawierają wśród cyrkonów starszej generacji dużo kryształów euhedralnych. Cyrkony młodsze, o wyjątkowo wysokiej elongacji, są w nich także częste. Ich obecność może wskazywać na dużą podatność skał wyjściowych (np. pierwotne granity) na procesy anateksis. Być może należy je uznać za granity regeneracyjne.

Badane gnejsy izerskie są, jak się wydaje, skałami z pogranicza serii orto- i para-. Ich obecny charakter petrograficzny i występowanie w postaci powtarzających się sekwencji: łupek łyszczkowy (amfibolitowy), różne odmiany gnejsów, granitognejs, granit, są efektem wielu procesów skałotwórczych. Pierwotnie zróżnicowana litologicznie seria skał osadowych (aleuryty, psamity, skały węglanowe, tufy, kwaśne wulkanoklastyki) uległa przemianom metamorficznym i być może też metasomatycznym. Cechy kryształów cyrkonu i ilościowy udział wydzielonych generacji tego minerału w różnych odmianach łupków i gnejsów szczególnie dobrze rejestrują to pierwotne zróżnicowanie serii metamorficznej oraz pojawienie się na stosunkowo późnym etapie rozwoju tych skał zmiennej, choć najczęściej niewielkiej, ilości stopu anatektycznego. Deformacja skał zachodząca w obecności małej ilości stopu (granitognejsy i gnejsy oczkowe), wyciskanie go z jednych odmian (niektóre gnejsy warstwowe), segregacja i przemieszczanie w kierunku innych (migmatyty-arteryty) dały w efekcie zróżnicowany kompleks skał, który jednak zachował jeszcze wiele cech wskazujących na jego pierwotnie osadowy charakter. Procesy te zachodziły między ekranami łupków zbudowanych ze składników opornych na upłynnienie. Sprzyjały one mechanizmowi wyciskania i migracji stopów w stronę od jednej warstwy łupku do następnej przed którą stop był gromadzony, zgodnie z kierunkiem nacisku tektonicznego. Podobną rolę mogły pełnić te ekrany łupkowe także w stosunku do innych fluidów, które pojawiły się zapewne w tych skałach także przed i po anateksis. Stąd tak wyraźna asymetria wszystkich badanych sekwencji łupek-gnejsy-granit, nie tylko tych z objawami wyciskania stopu. W takim ujęciu większość procesów przeobrażających zamykałaby się w obrębie pojedynczych sekwencji metamorficznych między kolejnymi ekranami łupków.

WSTĘP

Niniejsza praca jest próbą nowego spojrzenia na genezę gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego. Pomimo wielu publikacji poświęconych temu problemowi, pozostaje on ciągle otwarty. Poglądy prezentowane przez dotychczasowych badaczy są bardzo różnorodne, często skrajnie magmatystyczne lub skrajnie transformistyczne.

Bezpośrednią inspiracją, która wpłynęła na wybór metody pracy, mianowicie analizy cyrkonów w celu określenia genezy skał, była lektura obszernego opracowania Smulikowskiego (1972), dotyczącego petrogenetycznych i strukturalnych problemów północnej części okrywy granitu Karonoszy. W zakończeniu opracowania autor pisze (*op. cit.*, s. 175): „Przy użyciu pewnego arsenału metod i środków, dostępne dla badaczy są określone i ograniczone w swoim zakresie obserwacje i wyniki. Powtarzając i powielając takie obserwacje uzyskuje się obraz coraz pełniejszy, lecz trudno oczekiwać odkrycia jakichś prawdziwie nowych faktów. Pole do popisu miałyby zapewne nowe metody, które nigdy na oma-

wianym terenie nie były dotychczas stosowane”. Do metod tych zalicza między innymi badanie składu minerałów akcesorycznych (ciężkich) w różnych skałach granitoidowych i seriach suprakrustalnych oraz porównanie odpowiedniej liczby powtarzalnych wyników i geochemiczne oznaczenia pierwiastków głównych i śladowych w najważniejszych minerałach skałotwórczych.

Z wymienionych metod autorka wybrała analizę cech fizycznych cyrkonu. Jest ona jedną z nielicznych metod petrogenetycznych możliwych do wykonania w naszych warunkach laboratoryjnych, gdyż opiera się głównie na badaniu cech tego minerału pod mikroskopem polaryzacyjnym. Pozostałe minerały akcesoryczne, aby mogły być w pełni wykorzystane w badaniach petrogenetycznych, wymagają oznaczeń pierwiastków śladowych i ziem rzadkich. Jest to obecnie w naszym kraju niemożliwe, ze względu na brak odpowiednio wyposażonego i wyspecjalizowanego laboratorium. Jako metody uzupełniające autorka zastosowała studium jakościowego i ilościowego zróżnicowania minerałów akcesorycznych

w poszczególnych skałach, analizę składu chemicznego skał (analiza mokra 14-składnikowa) i analizę ilościową zawartości niektórych pierwiastków śladowych oznaczonych w całej próbce skalnej.

Przy doborze materiału do badań zrezygnowano z często stosowanego punktowego sposobu pobierania próbek, a skoncentrowano się na kilku wybranych profilach, dających możliwie najwięcej informacji na temat problemów petrologicznych wschodniej części krystaliniku izerskiego. Dobór wspomnianych profili zaproponowała T. Oberc-Dziedzic.

Pracę tę wykonała autorka w latach 1978-1981 i 1985-1987 w Zakładzie Geologii Fizycznej Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego przy wydatnej pomocy dr T. Oberc-Dziedzic.

Zastosowanie genetycznych metod petrologicznych do testowania prac geostrukturalnych, petrotektonicznych i petrologicznych prowadzonych w tym Zakładzie zostało zaproponowane przez prof. J. Oberca.

Autorka pragnie serdecznie podziękować prof. J. Obercowi za ukierunkowanie jej zainteresowań naukowych w stronę genetycznych zagadnień petrologii, sformułowanie tematu rozprawy i dyskusje w czasie prowadzenia badań. Serdecznie dziękuje również promotorowi prof. A. Majerowi-

czowi za liczne dyskusje i cenne uwagi po przeczytaniu masyżynopisu pracy oraz za wskazanie różnych możliwości zinterpretowania niektórych cech petrograficznych badanych przez autorkę skał. Przyczyniło się to w znacznym stopniu do uściślenia i właściwego sformułowania wielu zagadnień omawianych w pracy.

Szczególne podziękowania pragnie autorka złożyć dr T. Oberc-Dziedzic za bardzo trafne wytypowanie próbek do badań, liczne dyskusje, wspólne wyjazdy w teren i za udostępnienie części wyników swoich badań petrograficznych przed ich opublikowaniem.

Autorka dziękuje recenzentom prof. J. Obercowi i prof. J. Burchartowi za cenne rady i uwagi krytyczne zawarte w recenzjach oraz dyskusje dotyczące znaczenia petrogenetycznego niektórych cech fizycznych cyrkonu.

Ponadto autorka serdecznie dziękuje kol. dr. R. Kryzie za liczne rady i wprowadzenie w zawilości migmatyzacji i migmatytów, a także za pomoc w ostatecznym zredagowaniu pracy, kol. mgr H. Emerle-Tubielewicz za cenne uwagi w terenie i przy oglądaniu szlifów, jak też za pomoc w wykonaniu rysunków, kolegom mgr. S. Mazurowi i mgr. inż. S. Augustowi za pomoc w zmaganiu się z komputerem, a mgr. A. Stryjewskiemu za dokumentację fotograficzną, kol. mgr. H. Siagle i jego zespołowi z Laboratorium Chemicznego Instytutu Nauk Geologicznych za wykonanie analiz chemicznych, a panom J. Marce, T. Matzowi i J. Rzechonkowi za dezintegrację i przesiewanie prób, a także wykonywanie preparatów proszkowych, a pani M. Piwowskiej za przepisanie na maszynie pracy.

MINERAŁ CYRKON W ŚWIETLE WSPÓŁCZESNYCH POGLĄDÓW PETROLOGICZNYCH

Z powodzi literatury, opublikowanej na temat znaczenia cyrkonu dla określenia petrogenety, przytoczy tu autorka tylko prace historycznie ważne lub w jej przekonaniu znaczące. Wypunktowane zostaną także niektóre wyniki badań eksperymentalnych. Te ostatnie dotyczą wprawdzie zachowania pierwiastka Zr w czasie inicjalnej anateksis zachodzącej w skorupie ziemskiej, ale są ważne dla interpretacji zachowania się minerału cyrkonu w czasie tych procesów. Przedstawione tu zostaną własne poglądy autorki na ten temat, wypracowane na podstawie długoletnich badań cyrkonów w różnych typach skał i studiowania literatury. Szczegółowy historyczny rozwój poglądów został już częściowo przedstawiony w pracach Majerowicza (1975) i Klimas-August (1981a).

CYRKON JAKO WSKAŹNIK GENEZY SKAŁ KRYSZTALICZNYCH

Wśród badaczy zajmujących się petrologicznym znaczeniem cyrkonu zaznaczają się dwa trendy. Pierwszy, historycznie starszy, reprezentu-

je grupa petrologów, którzy przypisują cyrkonowi ważną rolę w określeniu genezy skał krystalicznych. Przyjmują oni jego dużą odporność na czynniki chemiczne i zmiany temperatury. W opracowaniach petrogenetycznych podkreślają następujące cechy i zachowania cyrkonu:

1. Cyrkon, krystalizujący z magmy granitoidowej jako jeden z pierwszych minerałów, tworzy w skałach magmowych euhedralne kryształy o elongacji powyżej 2 (Winchel 1914; Armstrong 1922; Brammal, Harwood 1923; Poldervaart 1955, 1956, 1965). Długość kryształów i ich postać krystalograficzna uzależnione są od warunków *PT* krystalizacji (Hoppe 1957, 1962, 1963, 1966a; Lachowicz 1979; Pupin 1976, 1980).

2. Podczas transportu materiału detrytycznego ziarna cyrkonu ulegają ścieraniu i w zależności od długości trwania transportu są bardziej lub mniej zaokrąglone. Elongacja cyrkonów detrytycznych jest mniejsza od 2. Występowanie w skale metamorficznej takich cyrkonów w dużej liczbie świadczy o jej pierwotnie osadowym pochodzeniu (Smithson 1937, 1941; Tyler *et al.* 1940; Poldervaart 1955, 1965; Shotwell, Heimlich 1973). Jeżeli

w skale magmowej występuje duża liczba ziarn zaokrąglonych, to tłumaczy się ich obecność albo asymilacją przez magmę skał osadowych (relikty tych skał mogą być zachowane w formie ksenolitów), albo zahamowaniem wzrostu lub korozją magmową pierwotnie euhedralnych kryształów. Są to nieprzetopione fragmenty cyrkonów skał macierzystych w magmach paligenetycznych (Poldervaart 1955, 1956; Eckelman, Kulp 1956; Hoppe 1957, 1962, 1963; Kalsbeek, Zwart 1967; Lee *et al.* 1968; Lachowicz 1979).

Swoistą cechą, pozwalającą odróżnić ziarna obtoczone w czasie transportu od zaokrąglonych przez korozję, jest częsty w tych pierwszych tzw. „kąta wygaszania”, czyli kąt między osią z cyrkonów a osią maksymalnego wydłużenia. W cyrkonach krystalizujących ze stopu magmowego brak „kąta wygaszania”, gdyż oś krystalograficzna z pokrywa się w nich z osią wydłużenia. W czasie transportu kryształy cyrkonu często pękają i ulegają zaokrągleniu. Może wtedy dojść do wydłużenia ziarna niezgodnego z osią z (Murthy, Siddiquie 1964; Poldervaart 1965; Malcuit, Heimlich 1972; Heimlich *et al.* 1975 *vide* Klimas-August 1981a, ryc. 2). Występowanie w skale dużej liczby cyrkonów zaokrąglonych, z „kątami wygaszania” o dużym rozrzucie wartości (0-45°), jest według tych autorów dość pewnym dowodem na przejście przez cyrkonny zawarty w skale metamorficznej lub magmowej detrytycznego cyklu rozwoju, a w konsekwencji dowodem na paragnejsy lub granity S. Korozja w procesach magmowych, pomagmowych lub jeszcze późniejszych nie doprowadza do wytworzenia tego kąta, gdyż atakuje ona przede wszystkim wszelkie nieregularności i progi w kryształach, doprowadzając w efekcie do zgodności osi maksymalnego wydłużenia ziarna z jego osią z (Poldervaart 1965). Jedynie wzrost cyrkonu przy stresie może według Malcuita i Heimlicha (1972) spowodować niekiedy powstanie tego kąta. Wykazuje on w tym przypadku małe wartości (3-8°; Klimas-August 1981b).

Druga grupa petrologów, nie negując przydatności wyżej wymienionych cech do określenia genezy skał, przyjmuje poza magmowym kilka innych środowisk powstawania cyrkonów i ich dużą podatność na niszczące działanie nie tylko stopów, lecz także roztworów, zwłaszcza alkalicznych (Maurice 1949; Blumenthal 1958; Coleman, Erd 1961 i in.). Skrajnym przedstawicielem tej grupy jest Saxena (1966), który wskazuje na cztery inne, poza magmowymi, sposoby powsta-

wania cyrkonu. Uważa on, że minerał ten może się tworzyć już autigenicznie w osadach w warunkach hipergenicznych, a także w różnych stopniach metamorfizmu.

Autorzy należący do tej grupy nie są zgodni w poglądach na charakter chemiczny roztworów, które korodują cyrkonny. Jedni, jak np. Maurice (1949), przyjmują, że są to roztwory kwaśne, inni – i tych jest większość, że alkaliczne (Blumenthal 1958; Coleman, Erd 1961; Dietrich 1968 *vide* Malcuit, Heimlich 1972). Carroll (1953, s. 112) pisze, że „alkaliczność jest wymagana do rozpuszczenia cyrkonu, a kwasowość do jego krystalizacji”.

Lata sześćdziesiąte to era koncepcji metasomatyzmu. W tym czasie przyjmowano, że metasomatyzujące roztwory alkaliczne atakowały i rozpuszczały cyrkonny. W zależności od ilości rozpuszczonego Zr cyrkon mógł też krystalizować z tychże roztworów tworząc wyrostki (outgrowths) bądź przyrosty (overgrowths) na osobnikach starszych lub nawet w postaci nowych, często euhedralnych kryształów (Saxena 1966; Malcuit, Heimlich 1972; Köppel, Grünenfelder 1971).

Cechy wtórnego wzrostu, takie jak: wyrostki, przyrosty, agregaty kryształów, równoległe zrosty, są często wymieniane jako typowe dla granitów paraautochtonicznych i autochtonicznych (Poldervaart, Eckelman 1955; Hoppe 1959; Poldervaart 1965; Jocelyn, Pidgeon 1974) oraz metasomatycznych czarnokitów i migmatytów (Szemiankin *et al.* 1974). Rozpoczynając swoje badania z zastosowaniem metody cyrkonowej autorka skłaniała się do tych poglądów i przedstawiła metasomatyczny model rozwoju gnejsów granodiorytowych z okolic Grabiszyc (Klimas-August 1981b).

Istnieją też różnice zdań dotyczące zachowania się cyrkonu w czasie metamorfizmu izochemicznego. Praca Saxeny (1966) została skrytykowana przez Marshalla (1967), który dowodził, że cyrkonny nie mogą powstawać i nie są przeobrażane w czasie autigenezy i niskiego stopnia metamorfizmu. Większość autorów przyjmuje, że cyrkon jest trwały w warunkach od niskiego do średniego stopnia metamorfizmu (Poldervaart, Bacström 1950; Kalsbeek 1964; Murthy, Siddiquie 1964; Siddiquie, Viswanthan 1965; Kalsbeek, Zwart 1967). Według Poldervaarta (1965) nie zmienione cyrkonny detrytyczne występują w facji albitowo-epidotowo-hornfelsowej i hornblendowo-hornfelsowej, ale są zmieniane w facji piroksenowo-hornfelsowej metamorfizmu kontakto-

wego. W metamorfizmie regionalnym są trwałe w facji amfibolitowej do zakresu syllimanitowego. Gastil *et al.* (1967, s. 879) w pracy traktującej o wpływie metamorfizmu na cyrkon uważają, że „metadetrytyczne cyrkonie przyjmują nową postać tylko w warunkach bliskich topieniu, ale nawet wtedy są odmienne od typowo magmowych kryształów”. Hoppe (1966b) zakłada, że w facji amfibolitowej ulegają one częściowej rekrytalizacji. Clifford *et al.* (1981) określając wiek radiogeniczny cyrkonów z różnych skał tej facji analizowali także morfologię cyrkonów i ich zawartość w poszczególnych odmianach granulitów. Uznali oni granulity dwupiroksenowe, skały z kordierytami i piroksenem romboidalnym i skały kordierytowo-granatowe za restyty, które powstały po ekstrakcji różnych ilości stopu granitowego z przeobrażonych osadów ilastych. Według nich (*op. cit.*, s. 242) „cyrkon może w sprzyjających okolicznościach przetrzymać topienie i (lub) wysoki stopień metamorfizmu i przyrosty (overgrowths), tak często obserwowane na cyrkonach, prawdopodobnie reprezentują nową krystalizację w warunkach granulitowej facji metamorfizmu”. Dlatego metodą ołowiowo-uranową udaje się niekiedy określić wiek skał premetamorficznych, a nawet kilka etapów metamorfizmu czy częściowego topienia.

W latach 1975-1980 zmniejszyła się liczba prac wykorzystujących metodę cyrkonową do celów petrogenetycznych. Zaczęto natomiast częściej niż poprzednio wykorzystywać cyrkonie do określania wieku niektórych zjawisk geologicznych metodą uranowo-ołowiową. Metoda ta, stopniowo udoskonalana, z powodzeniem stosowana jest do dziś (np. Pidgeon *et al.* 1970; Grauert *et al.* 1973; Allegree *et al.* 1974; Bowes *et al.* 1976; Maltinson 1977; Gebauer, Grünfelder 1977; Lee *et al.* 1981; Clifford *et al.* 1981).

PRZEGLĄD BADAŃ EKSPERYMENTALNYCH

W latach 1979-1983 ukazało się kilka prac eksperymentalnych o zachowaniu się pierwiastka Zr w stopach o różnym chemizmie. Zawierają one także oparte na tych eksperymentach teoretyczne rozważania o zachowaniu się cyrkonu, apatytu i innych minerałów akcesorycznych w czasie częściowego topienia skorupowego (Watson 1979, 1980; Watson, Capobianco 1981; Watson, Green 1981; Watson, Harrison 1983, 1984; Harrison, Watson 1984). Prace te stanowią rozszerzenie i uzupełnienie eksperymentów rozpoczę-

tych przez Bowdena (1966) i Larsena (1973).

Wynikają z nich następujące wnioski:

1. Ilość rozpuszczonego ZrO_2 wymagana do nasycenia stopu w cyrkon zależy od aktywności SiO_2 . Obserwuje się niższą rozpuszczalność w stopach wysokokrzemionkowych niż w niskokrzemionkowych w tej samej temperaturze.

2. Fazy akcesoryczne mają raczej małą rozpuszczalność w inicjalnych stopach skorupowych, dlatego są zdolne do przetrwania epizodów częściowego topienia i wymiany pierwiastków śladowych i izotopów ze współistniejącym stopem. Dla uzasadnienia tego twierdzenia Watson i Harrison (1984, s. 21) przytaczają przykład przedstawiony na figurze 1.

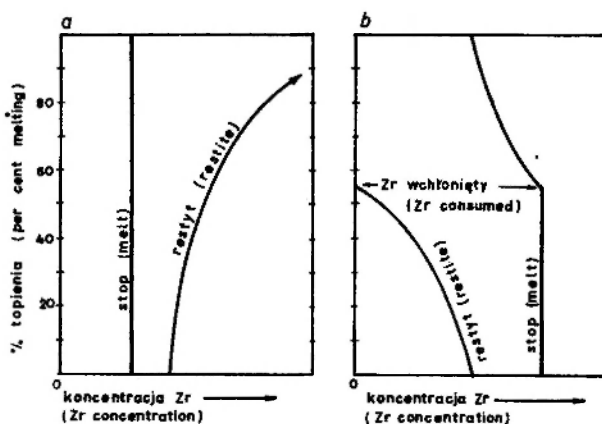


Fig. 1. Schematyczny diagram obrazujący zróżnicowanie zawartości Zr w stopie i restycie ze wzrostem stopnia topnienia skał źródłowych wg Watsona i Harrisona (1984)

Differentiation of Zr concentration in melt and restite vs per cent melting of parent rocks (Watson, Harrison 1984)

Jeżeli koncentracja Zr w skałach regionu źródłowego (zakładając, że cały zgromadzony jest w cyrkonie) przekracza poziom rozpuszczonego Zr wymagany do nasycenia nowo powstałego stopu (fig. 1a), to stopy produkowane przez wszystkie stopnie topienia w tym obszarze źródłowym będą nasycone w cyrkon. Ilość cyrkonu w residuum rośnie ze wzrostem stopnia topnienia, a koncentracja Zr w stopie utrzymuje się przy poziomie nasycenia. Ewentualne zmiany następują tylko ze wzrostem temperatury lub w związku ze zróżnicowaniem składu stopu. W tym wypadku Zr zachowuje się jak tzw. istotny składnik strukturalny (essential structural constituent – ESC; Sun, Hanson 1975) przez cały interwał topienia. Jego koncentracja jest efektywnie buforowana

przez istnienie fazy rezydualnej, w której jest składnikiem stechiometrycznym.

Zupełnie inaczej będzie zachowywał się Zr podczas topienia skał źródłowych zawierających małe ilości cyrkonu (fig. 1b), gdzie koncentracja Zr jest mniejsza od wartości wymaganej do saturacji nowo powstałego stopu. Na początku topienia, gdy cyrkon „opiera się” jako faza rezydualna, nastąpi zmniejszenie jego ilości w restycie, a zawartość Zr w nowym stopie będzie buforowana do wartości saturacji. Po całkowitym rozpuszczeniu cyrkonu ilość Zr w stopie będzie malała.

Diagramy przedstawione na figurze 1 można skalibrować ilościowo stosując prosty bilans mas. Konieczna jest do tego znajomość wartości saturacji w Zr stopów o różnym chemizmie, o których będzie mowa niżej. Z powyższych przykładów wynika, że saturacja danej fazy akcesorycznej może nie zostać osiągnięta wskutek zbyt małej ilości składnika, który jest strukturalnie konieczny (ESC) dla danego minerału, jak np. Zr dla cyrkonu czy P dla apatytu.

3. Badania dyfuzji pierwiastków śladowych i izotopów minerałów akcesorycznych do nowo powstałego stopu wykazały, że tempo dyfuzji jest bardzo powolne. Dyfuzja ołowiu w cyrkonie bywa tak powolna, że cyrkonu wieku miliarda lat mogą uchronić swój wiek w skałach magmowych dużo młodszych (Pidgeon, Aftalion 1978). Sądząc z danych eksperymentalnych Watsona i Greena (1891) oraz Watsona i Harrisona (1984) dyfuzja REE i Sr w apatycie w temperaturze topienia skorupowego jest tak mała, że osiągnięcie równowagi Sr z kontaktującym stopem może wymagać 10^7 lat. Zdaniem cytowanych wyżej autorów, całkowita równowaga pierwiastków śladowych i izotopów między skorupowym stopem inicjalnym a rezydualnymi minerałami akcesorycznymi będzie osiągnięta rzadko. Uważają oni, że minerały te, nawet gdy są inkluzjami w innych minerałach skałotwórczych, doświadczają jednak fizycznego kontaktu z nowo powstającym stopem. Potwierdzeniem tego poglądu jest fakt, że wiele skorupowych magm anatektycznych ma zawartość Zr $\approx 100 \pm 50$ ppm i $P_2O_5 \approx 0,12 + 0,05\%$ (White, Chappel 1977). Wartości te odpowiadają generalnie poziomom saturacji cyrkonu i apatytu w tych magmach. Nie mogłoby to zostać osiągnięte bez kontaktu tych minerałów ze stopem. Ponadto niekiedy następuje porwanie przez stop starych kryształów z fazy rezydualnej, stąd częste są stare ziarna z nowymi obwódkami. Może to doprowadzić niekiedy nawet do przekroczenia zawartości

ESC w nowej magmie ponad wymagany poziom saturacji dla danego składnika.

4. Powszechnie przypuszcza się, że pierwiastki główne modalnie ważnych faz mineralnych osiągną równowagę ze stopem inicjalnym w krótkim okresie w porównaniu z czasem trwania topienia. Jednak takie przypuszczenie nie może być przyjęte bez zastrzeżeń dla faz akcesorycznych, które przenoszą do stopu wysoko naładowane jony (np. Zr^{4+} , P^{5+}). Odznaczają się one dużo mniejszą dyfuzyjnością niż pierwiastki głównych minerałów skałotwórczych.

Wyniki badań eksperymentalnych nad kinetyką rozpuszczalności w stopie cyrkonu (Harrison, Watson 1983) wskazują, że zależy ona od obecności wody w systemie. Mianowicie, petrologicznie bardziej realne, mokre warunki topienia wymagają do stopienia cyrkonu stosunkowo mało czasu. Topienie to jest geologicznie natychmiastowe. Suche natomiast, petrologicznie raczej trudne do przyjęcia, warunki topienia wymagają setek milionów lat do osiągnięcia równowagi.

Odnosząc warunki laboratoryjne eksperymentów do systemów naturalnych można przyjąć, że tempo rozpuszczalności minerałów akcesorycznych w stopie, jakkolwiek powolne, nie stanowi istotnej przeszkody osiągnięcia równowagi saturacji. Jedynym możliwym wyjątkiem może być apatyt, którego rozpuszczalność jest kontrolowana przez bardzo powolną dyfuzję fosforu do stopu, zawierającego mało wody (Watson, Harrison 1983; Harrison, Watson 1984). Nawet w tym przypadku jednak równowaga saturacji będzie osiągnięta przy względnie mokrych warunkach topienia (2% wag. H_2O).

5. Poziomy saturacji stopów magmowych o różnym chemizmie są stosunkowo dokładnie wyznaczone eksperymentalnie dla apatytu (Watson, Capobianco 1981; Green, Watson 1982; Harrison, Watson 1984) i cyrkonu (Watson, Harrison 1983). Poziom rozpuszczonego P_2O_5 , wymaganego do nasycenia stopu w apatyt, jest całkiem niski (0,02-0,15%) w stopach granitoidowych ($\geq 70\%$ SiO_2) przy temperaturach odpowiadających skorupowemu topieniu. Wartość ta wzrasta z obniżeniem zawartości SiO_2 poniżej 70% wag. i ze wzrostem temperatury. Tylko niewielki wpływ na tę wartość mają zmiany ciśnienia i ilości rozpuszczonej H_2O . Zachowanie saturacji cyrkonem w skorupowych stopach anatektycznych jest funkcją temperatury i składu stopu (fig. 2). Można to ilościowo ująć w następującym równaniu (Watson, Harrison 1984):

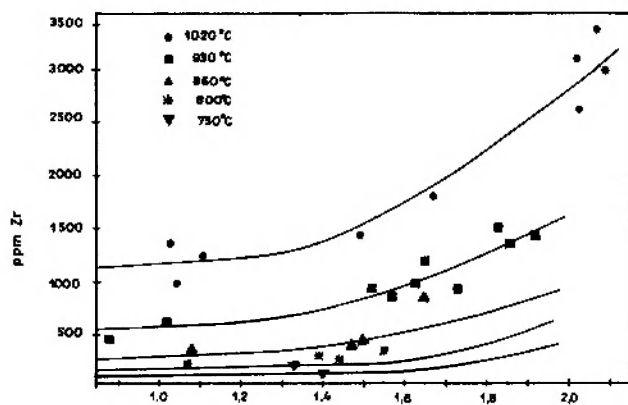


Fig. 2. Koncentracja Zr w stopach nasyconych cyrkonem jako funkcja kationowego składu stopu $M = (Na + K + 2Ca)/(Al \cdot Si)$, (Watson, Harrison 1984)

Zr concentration in saturated melts vs cationic index of melt composition $M = (Na + K + 2Ca)/(Al \cdot Si)$, (Watson, Harrison 1984)

$$\ln D_{Zr}^{zir/liq} = \{-3,8 - [0,85(M-1)]\} + 12900/T,$$

gdzie: $D_{Zr}^{zir/liq}$ jest stosunkiem koncentracji Zr w stechiometrycznym cyrkonie do Zr w stopie; T – jest temperaturą w K, M – jest stosunkiem kationów $(Na + K + 2Ca)/(Si \times Al)$. Dla normalnych peraluminowych granitów, w których $M = 1,3$, a $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 \leq 1,0$, rozpuszczalność cyrkonu waha się od 100 ppm rozpuszczonego Zr w temperaturze $750^\circ C$ do 1200 ppm w temperaturze $1020^\circ C$ (fig. 2). W stopach peralkalicznych rozpuszczalność cyrkonu wzrasta do ponad 4% wag. wraz ze wzrostem M czy $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$: Linthout (1984) wykazał, że skały peralkaliczne, mimo że mają względnie duże ilości Zr, posiadają bardzo mało lub nie zawierają wcale cyrkonu. Pierwiastek Zr krystalizuje w nich w postaci alkalicznych cyrkonokrzemianów (AZS – alkali-zirconosilicates) w późniejszych etapach krystalizacji stopu w porównaniu z cyrkonem, który krystalizuje jako pierwszy lub, jak niektórzy uważają, drugi po apatyte. Skały metaaluminowe, ze względnie niską zawartością Zr w stosunku do poprzednich, zawierają dość liczne kryształy cyrkonu.

UWAGI O CYRKONACH MIGMATYTÓW

Przedstawione zostaną tutaj w skrócie nie publikowane jeszcze wyniki badań, które autorka wykonała przy okazji określania genezy niektórych skał krystalicznych metamorfiku Wzgórz Strzebińskich (Oberc *et al.* 1986). Stanowią one próbę zaobserwowania reakcji cyrkonów zawartych w skale na pojawienie się częściowego stopu. Wiele zjawisk występujących w cyrkonach z gnejsów strzebińskich spotyka się także w cyrkonach

z badanych skał izerskich. Pomogło to autorce w genetycznej interpretacji pewnych cech cyrkonów z granitoidów izerskich.

Po badaniach petrograficznych Oberc-Dziedzic (Oberc *et al.* 1986) i studium minerałów akcesorycznych określono część gnejsów jako migmatyty, które mogły powstać na skutek anateksis. Do badań cyrkonów wybrane zostały próbki skał z różną ilością i różnym stopniem segregacji leukosomu. W gnejsach tych wyróżniono trzy grupy cyrkonów. Pierwsza została tylko nieznacznie zmieniona przez metamorfizm i dlatego zawiera cyrkon z wyraźnie zakodowanymi w nich cechami skał premetamorficznych. Drugą reprezentują cyrkon pierwotne, zmienione w procesach metamorfizmu, a głównie ultrametamorfizmu. Trzecia, młodsza od pozostałych grup, występująca tylko w niektórych próbkach, może być uważana za wykrytowaną ze stopu. Po poszeregowaniu migmatytów w odmiany o zwiększającej się ilości leukosomu okazało się, że w skałach, gdzie nowo powstałego stopu było więcej i gdzie był on bardziej równomiernie rozłożony w próbce, a więc gdzie kontakt fazy rezydualnej z nowym stopem był większy, wzrasta ilość cyrkonów z cechami, które mogą być efektem oddziaływania na nie stopu. Do cech tych autorka zaliczyła:

1) różny stopień i różne formy korozji (cyrkon o powierzchni dołkowej, korozja skorupowa, formy grzebieniaste).

2) chmurność (clouding),

3) cyrkon z cechami dobudowywania i rekrystalizacji (wyrostki, przyrosty, agregaty ziarn, równoległe zrosty, formy zrekrystalizowane).

Szczegółowo cechy te zostaną opisane i zilustrowane na przykładach cyrkonów ze skał izerskich. Podobne zjawiska korozji, wtórnego wzrostu, zrostów, rekrystalizacji i „chmurności” cyrkonów opisują Gupta i Johannes (1985) z terenów migmatytowych Norwegii i Szwecji, gdzie migmatytyzację przez częściową anateksis udowodnili wcześniejszymi badaniami petrograficznymi i geochemicznymi (Johannes, Gupta 1982). Dane, zawarte w pierwszej z cytowanych prac, potwierdzają przedstawioną przez autorkę interpretację zjawisk obserwowanych głównie w drugiej populacji cyrkonów. W jednej z badanych prób, gdzie neosom występował w postaci żyłki o szerokości 3 cm i mógł być doprowadzony z zewnątrz (arteryt), zostało znalezionych kilka cyrkonów euhedralnych, przezroczystych, o dużej elongacji. Mogły one wykrytować z nowo powstałego stopu. Przypuszczalnie korozja starszych cyrkonów w źródle stopu była tak duża, że został osiągnięty

poziom nasycenia nowego stopu w Zr i cyrkon mógł wykrystalizować w postaci nowych kryształów. W niektórych gnejsach z nodulami syllimanitu nie stwierdzono cyrkonów w ogóle. Prawdopodobnie są to odmiany, w których nastąpiło całkowite oddzielenie się stopu anatektycznego

od residuum, w którym został cyrkon, apatyt, część biotyту i inne minerały odporne (refractory) na anateksis. Możliwość takiego zachowania fazy rezydualnej wynika z badań eksperymentalnych Watsona i Harrisona (1984), a także Webera *et al.* (1985).

ZAKRES I METODA PRZEPROWADZONYCH BADAŃ

Jak wspomniano we wstępie, celem pracy jest próba wyświetlenia genezy niektórych skał izerskich na podstawie analizy cyrkonów. Badanie cyrkonów, studium paragenez mineralnych, jak również uzupełniające oznaczenia geochemiczne powinny udzielić odpowiedzi na następujące pytania:

1. Czy badane skały metamorficzne stanowią serię orto-, para-, czy też mieszaną? Jeśli mieszaną, to należy stwierdzić, czy metoda cyrkonowa może je odróżnić i podzielić.

2. Jaki był materiał wyjściowy skał paraserii?

3. Jakim typom genetycznym granitów odpowiadają granity izerskie?

4. Czy cyrkon rejestruje procesy geologiczne, którym podlegały skały? Jak to objawia się w jego cechach fizycznych i zawartości w poszczególnych próbkach skalnych?

W celu rozwiązania tych zagadnień pobrano 22 próbki skalne granitów i gnejsów, a także 3 próbki amfibolitów i 1 łupku łyszczkowego z 7 profili geologicznych na obszarze między Chmieleniem a Jelenią Górą. Skały poddano rozdrobieniu w dezintegratorze konstrukcji Grodzickiego-Matza, następnie przesiano je, a frakcje, które zwykle w skałach granitoidowych są najbogatsze w cyrkon (0,25-0,15 i 0,15-0,08 mm), rozdzielono w bromoformie i wykonano z nich preparaty proszkowe. Okazało się jednak, że wśród minerałów ciężkich o tym rozmiarze cyrkon jest niezwykle rzadki. Postawiono więc sprawdzić frakcję $\leq 0,08$ mm i stwierdzono w niej dość liczne kryształy tego minerału. Stosowanie tradycyjnej metody rozdzielania nie dawało jednak pozytywnych rezultatów. Zmusiło to autorkę do wykonania wielu eksperymentów i opracowania nowego sposobu odzyskiwania minerałów ciężkich z tak drobnej frakcji rozdrobnionych skał (Klimas-August, w przygotowaniu).

Z większości próbek skalnych opisano pod

mikroskopem po 100 cyrkonów, zwracając uwagę na ich różne cechy fizyczne i mierząc długość i szerokość. Z aplitowego granitu 281/15 opisanych zostało 50 cyrkonów ze względu na niezwykle małą ich zawartość w tej próbce (50 cyrkonów na 2,5 kg próbki). W kilku próbkach (tab. 6) w ogóle nie było cyrkonów lub znaleziono tylko kilka ziarn w całej rozdzielonej masie próbki.

Oprócz sporządzenia dokładnego opisu i rysunków mikroskopowych wiele form sfotografowano dla udokumentowania ich różnorodności.

Następnie ustalono procentowy udział cyrkonów we frakcji ciężkiej (licząc, ile cyrkonów przypada na 200 ziarn tej frakcji) i jakościowe zróżnicowanie minerałów akcesorycznych w każdej próbce (tab. 6).

Próbki skał, z których wydobywano cyrkonony zostały przeglądnięte pod mikroskopem.

Petrografię badanych skał opracowała autorka na podstawie opublikowanych prac petrograficznych, głównie Kozłowskiej-Koch (1965), Oberc-Dziedzic (1975, 1978). Oberc-Dziedzic i Klimas-August (1981) oraz tabeli składu modalnego (tab. 2) i trójkąta QAP (fig. 5) udostępnionych przez Oberc-Dziedzic.

Z 20 prób wykonano pełne 14-składnikowe analizy chemiczne w Laboratorium Chemicznym Instytutu Nauk Geologicznych (kierowanym przez H. Siaglę).

W 11 próbkach oznaczono metodą PIXE (Proton Induced X-ray Emission – jedna z metod spektrometrii masowej, Szymczyk *et al.* 1981) zawartość pierwiastków śladowych. Oznaczenie na całych zmielonych częściach próbki wykonał zespół kierowany przez S. Szymczyka w Instytucie Fizyki Jądrowej w Krakowie.

Pomiary długości i szerokości cyrkonów opracowano statystycznie, obliczając podstawowe parametry statystyczne, wykresy *RMA*, testy istotności i histogramy częstotliwości.

ROZWÓJ POGLĄDÓW NA PETROGENEZĘ SERII METAMORFICZNEJ WE WSCHODNIEJ CZĘŚCI METAMORFIKU IZERSKIEGO

Od czasów prac Raumera (1813), który obszar izerski uważał za jednorodny kompleks granitoidowy, na temat różnych problemów budowy geologicznej bloku izerskiego wypowiedziało się bardzo wielu geologów. Temat genezy skał budujących ten obszar poruszony jest w około 70 pracach, choć nie wszystkie są opracowaniami wykonanymi metodami petrologicznymi. Wiele z nich zawiera wnioski o petrogenезie wyprowadzone przy okazji rozwiązywania innych zagadnień geologicznych.

Najwięcej faktów geologicznych, które są podstawą do różnego typu opracowań i interpretacji, dostarczają zwykle prace kartograficzne. Przed wojną, od 1902 roku prowadził je na tym obszarze G. Berg i jego uczniowie (E. Zimmermann, W. Ahrens), a po wojnie J. i M. Szalamachowie. W latach 1960-1975 cały obszar krystaliniku izerskiego skartowany został przez magistrantów kierowanych przez prof. J. Oberca. Szczegółowe mapy geologiczne kilku fragmentów obszaru opublikowali również jego wychowankowie: Oberc-Dziedzic (1966), Kotowski (1971) i Żaba (1984a). Autorzy ci spowodowali powstanie pewnych tendencji w interpretacji petrogenetycznej serii skalnych tego obszaru.

Berg (1923, 1926a, b, c, 1935, 1941) uważał gnejsy izerskie za sfałdowaną i zgnejsowaną w czasie orogenezy kaledońskiej synorogeniczną intruzję. Intruzja ta wdarła się w łupki mikowe pochodzenia suprakrustalnego, stanowiące strop intruzji, pod którym zachodziła pneumatolityczna dyferencjacja. Na skutek tej dyferencjacji część magmy, bogatsza w alkalia, krzemionkę i składniki lotne, przetrwała w stanie ciekłym do wygaśnięcia ruchów tektonicznych. Dostarczała ona bezkierunkowych skał leukokratycznych, które Berg nazwał „gnejsem pegmatytowym” lub „pegmatytową facją brzezną” utworzoną w stropie plutonu. Autor ten wyróżnił też „gnejs granitowo-ziarnisty”, który stanowił uchronione przed deformacją relikty pierwotnego granitu.

Współczesne Bergowi i późniejsze prace wielu geologów niemieckich (Closs 1922; Bederke 1924, 1939, 1956; Ebert 1937; Zimmermann 1937; Brüll 1942; Schwarzbach 1943; Watznauer 1953; Pietzsch 1956; Möbus 1959), czeskich (Kodym, Svoboda 1948; Maška 1954; Chaloupský 1958, 1962, 1963, 1966a, b; Domečka 1970; Cháb, Suk 1977) i polskich (Książkiewicz 1947; Smulikowski 1952, 1958a; Schmuck 1957; Teisseyre 1948;

Borowska *et al.* 1980) potwierdzają właściwie główne koncepcje Berga, tzn. suprakrustalne pochodzenie łupków mikowych i intruzyjne granitów, zmienionych w czasie orogenezy kaledońskiej w gnejsy. Ahrens (1925) zmodyfikował powyższe interpretacje po stwierdzeniu w niektórych gnejsach objawów blastezy. Miała ona miejsce po kataklazie, której uległ zeszywniały już granit. W tak powstałych gnejsach nastąpiła intensywne blasteza będąca efektem ciekłych emanacji z tej samej intruzji.

Znacząca jest też interpretacja przez Smulikowskiego (1958a) śródlupkowych gnejsów oczkowych jako powstałych wskutek lokalnej feldspatyzacji serii suprakrustalnej. „Gnejsy pegmatytowe”, nazywane przez niego leukogranitami, uważa on za skały pochodzące w ogromnej większości z gnejsów izerskich, które w wyniku procesów metasomatycznych utraciły niemal całkowicie ciemne składniki (Smulikowski w: Teisseyre *et al.* 1957, Smulikowski 1958a). Svoboda i Chaloupský (1962) przyjmują możliwość, że nie wszystkie gnejsy izerskie powstały przez deformację granitów.

Zupełnie inny od dotychczasowych pogląd przedstawił Oberc (1958, 1960a, b, c, 1961) przyjmując suprakrustalne pochodzenie całego kompleksu izerskiego. Przedstawił on model (Oberc 1965) sedymentacji geosynkinalnej z piaskami, mułowcami, ilowcami i marglami, z wulkanitami kwaśnymi i zasadowymi, zakończonej fałdowaniem staroassyntyjskim. Podczas metamorfizmu towarzyszącemu temu fałdowaniu utworzone zostały kwarcyty, łupki kwarcowe, mikowe, aplitowe, amfibolity, wapienie krystaliczne i gnejsy laminowane. Później uległy one staroassyntyjskiej granityzacji i przeszły w gnejsy laminowane, grafitowe, amfibolowe i amfibolowo-biotytowe. Związana z ruchami młodoassyntyjskimi kataklaza wyżej wymienionych skał, ich podeformacyjna blasteza, statyczna pegmatytyzacja i lokalna mobilizacja doprowadziły na pograniczu prekambru i kambru do powstania granitów rumburskich i leukogranitów. W zlepieńcach górnego ordowiku południowych Karkonoszy pojawiają się otoczki leukogranitów (Chaloupský 1963). Dowodem na to, że wspomniane wyżej granity powstały później niż łupki i gnejsy, jest występowanie w nich tzw. enklaw autochtonicznych (Oberc 1967b; Oberc, Kotowski 1969; Oberc-Dziedzic 1974, 1975).

W następnych pracach Oberc (1977, 1978) uściśla wyżej wymienione poglądy przyjmując, że w staroassyntyjskiej geosynklinie sudeckiej zachodzi-

la sedymentacja fliszowa. Nakładające się „cyklometry” piaskowców szarogłazowych, miejscami kwarcowych i arkozowych, przechodzących ku górze w łupki ilaste, dały w efekcie powtarzanie się serii gnejsowo-łupkowych.

Dużo informacji o budowie bloku izerskiego, jak i opisywanej jego E części, wnieśli J. i M. Szałamachowie. Dokonali oni szczegółowego podziału teksturalnego gnejsów i granitów (J. Szałamacha, M. Szałamacha 1968), który stosowali podczas prac kartograficznych. Na północnym kontakcie pasma kamienickiego z gnejsami izerskimi M. Szałamacha i J. Szałamacha (1964) stwierdzili stopniowe metasomatyczne przejścia. J. Szałamacha (1966) uważa skały izerskie za serię para- i wiąże strefowe, zgodne ułożenie poszczególnych odmian gnejsów izerskich w stosunku do pasm łupkowych z pierwotną stratyfikacją osadów. Z obrazu kartograficznego uzyskanego przez niego wynika, że granity izerskie występują wśród gnejsów w postaci soczewek „megabudin” o wydłużeniu zgodnym z biegiem pasm łupkowych i powierzchni foliacji w gnejsach. Zależności wiekowe między głównymi typami skał autorzy ci ujmują podobnie, jak J. Oberc.

Ważne znaczenie dla petrografii skał granitoidowych mają prace Kozłowskiej-Koch (1960, 1961, 1965). Na podstawie szczegółowych badań petrograficznych autorka ta doszła do wniosku (1965, s. 229), „że kompleks gnejsów izerskich stanowi formację poligeniczną powstałą częściowo wskutek granityzacji starszych skał serii suprakrustalnej, częściowo zaś z metamorficznej przeróbki intruzji magmowych”.

Podobne poglądy wyrażają Teisseyre (1968, 1970), Smulikowski (1972), Kozłowski (1974) i Żaba (1984a). Ten ostatni podejmuje próbę rozdzielenia supra- i infrakrustalnych gnejsów i granitów izerskich oraz podaje wiele cech pozwalających odróżnić je od siebie. Przedstawia też skomplikowaną, dziesięcioetapową historię rozwoju skał izerskich.

Podobną opinię do Kozłowskiej-Koch (1965) zaprezentowano także w jedynej pracy, w której zastosowano metodę cyrkonową do skał tego regionu (Kryza *et al.* 1979).

Dotychczas wymienieni autorzy różnią się w poglądach na wykształcenie serii premetamorficznych (seria suprakrustalna, infrakrustalna lub elementy jednej i drugiej). Zgodni są oni jednak co do charakteru głównych procesów przeobrażających i różnicujących kompleks izerski w trakcie i po metamorfizmie. Będą to głównie: dyferencjacja metamorficzna, deformacje tektoniczne i procesy metasomatyczne, a więc przeobrażenia bez udziału stopu. Warunki metamorfizmu określone zostały na fację amfibolitową. M. Szałamacha (1970) oraz

M. Szałamacha i J. Szałamacha (1974) przeprowadzili analizę facjalną w łupkach łyszczkowych pasma kamienickiego w rejonie Krobicy. Uznali, że w skałach tych nastąpił przeskok z subfacji dystenowo-almandynowo-muskowitowej facji amfibolitowej ($T = 540-560^{\circ}\text{C}$, przy $P_{\text{H}_2\text{O}}$ do 6,5 kb) do subfacji kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynowej facji zieleńcowej ($T = 505-525^{\circ}\text{C}$, przy $P_{\text{H}_2\text{O}} = 6 \pm 1$ kb). Kozłowski (1974) na podstawie badań łupków tego samego pasma określił warunki metamorfizmu na subfację kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynową facji zieleńcowej w temperaturze około $500-550^{\circ}\text{C}$. Żaba (1984a) stwierdził w gnejsach i granitach oraz amfibolitach masywu Izerskiego Stogu paragenety odpowiadające subfacji staurolitowo-almandynowej facji almandynowo-amfibolitowej (Turner, Verhoogen 1951; Winkler 1967). Według niego skały tego obszaru znajdują się na granicy niskiego i średniego stopnia metamorfizmu, gdyż obecność niewielkich ilości reliktoowego aktynolitu wskazuje na bliskość granicy z facją zieleńcową.

Tabela 1. Zestawienie wyników datowań skał północnej osłony metamorficznej granitu Karkonoszy
Compilation of geochronological data from the northern metamorphic cover of the Karkonosze granite

Metoda	Rodzaj oznaczanego materiału	Wyniki oznaczeń [Ma]	Źródło
Rb-Sr	cała skała (whole rock)	450–500	Borkowska <i>et al.</i> , 1980
K-Ar	„	291–239	Sedletski w: Burchart, 1971
	biotyt + chloryt (biotite + chlorite)	364	„
	biotyt (biotite)	310–322	Jarmołowicz-Szulc (niepublikowane – unpublished)
Trakowa	„	372	„
	tytanit (sphene)	361 ± 41	Jarmołowicz-Szulc, 1984
	„	487 ± 43	„
	cyrkon (zircon)	324 ± 23	„
		389 ± 37	„
		-489 ± 51	„

Oberc-Dziedzic (w: Oberc-Dziedzic, Klimas-August 1981) widzi anateksis w tworzeniu się niektórych granitów jako proces stosunkowo młody, który miał miejsce już po etapie metamorfizmu serii suprakrustalnej.

Przy omawianiu dotychczasowych poglądów

podawane były zależności wiekowe między poszczególnymi odmianami skalnymi przyjmowane przez cytowanych autorów. Porównawcze zestawienie

wyników datowań izotopowych skał północnej osłony metamorficznej granitu Karkonoszy przedstawia tabela 1 (wg Jarmołowicz-Szulc 1985).

PETROGRAFIA SKAŁ W PROFILACH OBJĘTYCH BADANIAMI

LOKALIZACJA, SYTUACJA GEOLOGICZNA I CHARAKTERYSTYKA STRUKTURALNO-TEKSTURALNA PROB

Próby skalne do badań pobrane zostały z kilku profili geologicznych między Chmieleniem a Jelenią Górą, większość między Barcinkiem a kontaktem

gnejsów izerskich z granitem Karkonoszy (fig. 3).

Różne odmiany strukturalno-teksturalne gnejsów pobrane zostały z trzech ciągów profilowych. Każdy z nich rozpoczyna się amfibolitem (łupkiem amfibolowym) lub łupkiem łyszczykowym. Idąc od tych skał w jednym kierunku napotykamy

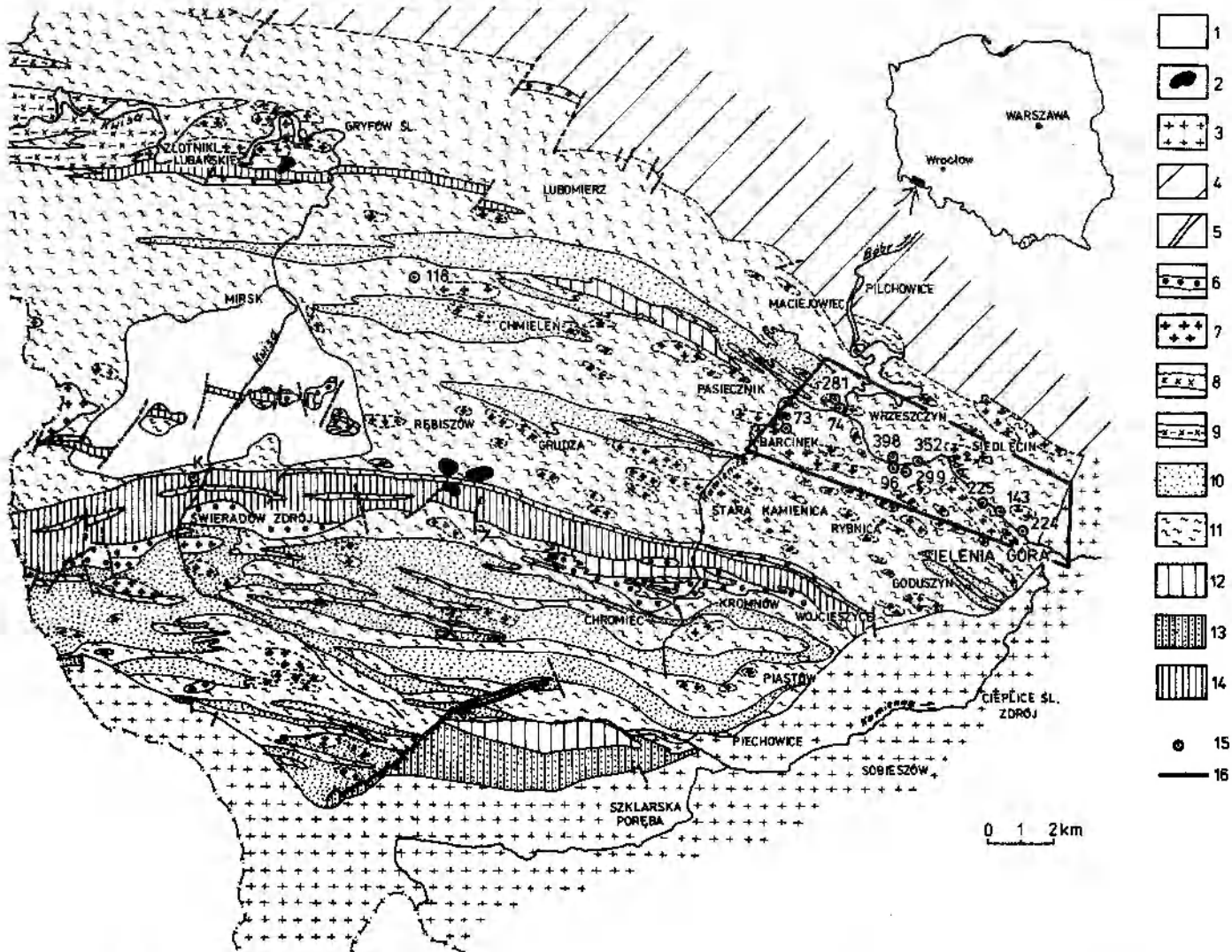


Fig. 3. Budowa geologiczna wschodniej części metamorfiku izerskiego z lokalizacją punktów pobrania próbek skał do badań metodą cyrkonową. 1 – czwartorzęd; 2 – bazalty; 3 – granit Karkonoszy; 4 – skały metamorficzne metamorfiku kaczawskiego; 5 – żyły kwarcowe; 6 – leukogranity; 7 – granity gruboziarniste; 8 – granodioryty; 9 – gnejsy granodiorytowe; 10 – granity i gnejsy drobnoziarniste; 11 – gnejsy oczkowe; 12 – gnejsy laminowane i śródlupkowe; 13 – hornfelsy; 14 – łupki łyszczykowe; 15 – miejsca pobrania prób; 16 – granica opróbowanego obszaru

Geology of the eastern part of the Iżera metamorphic complex. The location of samples taken for the method study of zircon is indicated (after Oberc-Dziedzic – in press). 1 – Quaternary; 2 – basalt; 3 – Karkonosze granite; 4 – paleozoic metamorphic rocks of the Kaczawskie Mts; 5 – quartz vein; 6 – leukogranite; 7 – coarse-grained granite; 8 – granodiorite; 9 – granodiorite gneisses; 10 – fine-grained granites and gneisses; 11 – augen gneisses; 12 – laminated gneisses and intraschists gneisses; 13 – hornfels; 14 – mica schist; 15 – the location of samples; 16 – boundaries of the study area

zwykle różnego rodzaju gnejsy, niekiedy granitognejsy, które z kolei sąsiadują z granitami. Idąc od amfibolitu w drugą stronę napotykamy w takim profilu zwykle granit gruboziarnisty lub granitognejs (termin granitognejs użyty jest do określenia skał o słabo zachowanej teksturze gnejsowej). Takie powtarzanie się serii skalnych nie jest w Górach Izerskich czymś wyjątkowym. Skłoniło ono Oberca (1977) do wniosku, że osady powstające w staroasyntyjskiej geosynklinie sudeckiej tworzyły serię zbudowaną z powtarzających się „cyklotemów”. Asymetrię taką opisuje też Oberc-Dziedzic (1975) dla enklaw gnejsowych w granicie rumburskim. Według niej asymetria polega na zanikaniu tekstury gnejsowej (od gnejsów o najdrobniejszym ziarnie i teksturze płasko-równoległej) w jednym kierunku powoli i na znacznej przestrzeni, a w kierunku przeciwnym szybko lub nawet z ostrym kontaktem.

Wzajemne stosunki i sytuację geologiczną badanych skał przedstawia figura 4, która nie jest wiernym obrazem żadnego z odsłoneń, ale schema-

tem poglądowym przedstawiającym zależności przestrzenne między poszczególnymi odmianami skał.

Próbki 143/1, 143/2, 143/3, 143/4, 224/2, 224/2, 225, 73/1, 73/2 zostały pobrane z różnych odmian strukturalno-teksturalnych gnejsów z opisanych wyżej sekwencji amfibolit-granit. Gnejsy 74e i 281/17 stanowią enklawy autochtoniczne *sensu* Oberca (1967b) w granicie rumburskim. Pozostałe próbki to różne odmiany granitów izerskich. Nie ma na badanym obszarze odsłoneń, gdzie wszystkie typy skał występowałyby jednocześnie. Wiele odmian skalnych i podobnych zależności przestrzennych, jak na figurze 4a (choć nie wszystkie), można odnaleźć na wzgórzu Stanek przy ujściu Kamienicy do Bobru. Stamtąd pochodzi najwięcej z badanych prób.

Lokalizację, pozycję geologiczną i krótki opis petrograficzny skał przedstawiono w Dodatku. Kolejność prób i podział na grupy są oparte na zróżnicowaniu zawartości i cech cyrkonów.

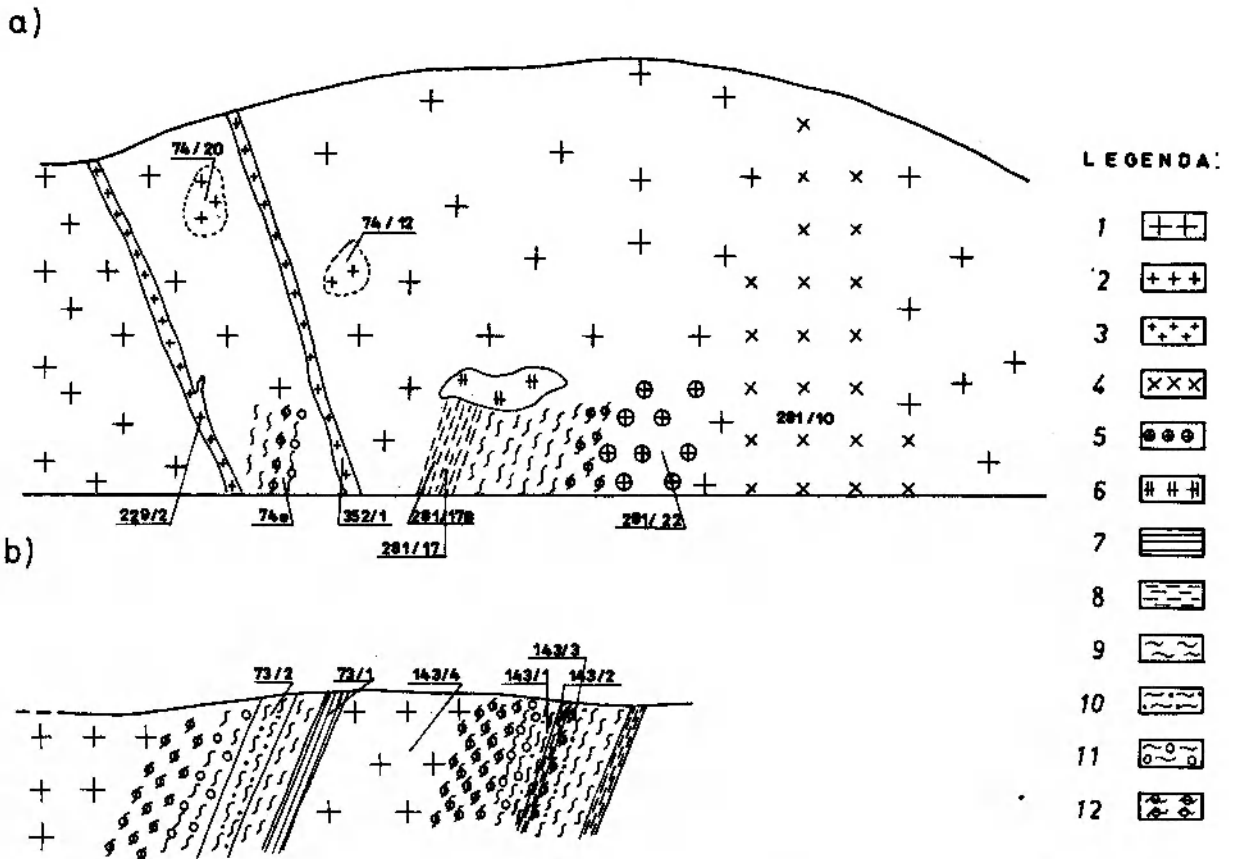


Fig. 4. Stanowisko geologiczne i wzajemne stosunki między skałami pobranymi do badań metodą cyrkonową. 1 – granit porfirowaty; 2 – granit średnioziarnisty; 3 – granit drobnoziarnisty, żyłowy; 4 – granit drobnoziarnisty z plastrowatym biotytem; 5 – granit gruboziarnisty; 6 – strefy granitu leukokratycznego; 7 – łupek łyszczkowy; 8 – amfibolit; 9 – gnejs warstwowy; 10 – gnejs warstwowo-soczkowy; 11 – gnejs warstwowo-oczkowy; 12 – gnejs oczkowy

Geological setting and relationships between rocks taken for method study of zircon. 1 – porphyrite granite; 2 – medium-grained granite; 3 – fine-grained granite dike; 4 – fine-grained granite with large biotite plates; 5 – coarse-grained granite; 6 – zones of leucocratic granite; 7 – mica schists; 8 – amphibolite; 9 – layered gneiss; 10 – layered lensoidal gneiss; 11 – layered augen gneiss; 12 – augen gneiss

Tabela 2. Skład mineralny gnejsów i granitoidów okolic Wrzeszczyna (% obj.) według Oberc Dziedzic (w druku)
Mineral composition of gneisses and granitoids from the vicinity of Wrzeszczyn (vol. %) after Oberc-Dziedzic (in press)

Mineral—mineral	Nr próbki Sample no.	281/17*	74e	398/4	398/3	96	281/22	74/19	74/12	74/20	281/15	281/10	118	299/2	352/1
Kwarc—quartz		33,7	24,0	20,2	37,0	32,7	32,0	36,2	26,7	36,0	25,4	27,6	35,0	25,9	34,8
Mikroklin — microcline		—	6,2	0,3	—	0,1	1,7	33,4	1,0	14,6	45,1	22,8	26,4	34,2	37,8
Plagioklaz — plagioclase		33,7	41,8	62,7	53,7	32,9	15,2	22,3	52,8	41,0	23,6	43,1	23,2	24,6	21,8
Żyłki albitu w mikroklinie — albite veins in microcline		—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	1,6	6,1	—	—
Myrmekit — myrmekite		—	—	—	—	—	—	0,3	—	1,6	—	—	1,1	—	—
Albit szachownicowy — chessboard albite		1,6	—	—	—	5,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Albit krystaloblastyczny — crystaloblastic albite		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,1	—
Biotyt — biotite		3,9	21,4	3,6	1,5	21,4	21,9	4,4	11,5	3,6	1,3	2,0	2,8	2,6	1,4
Muskowit — muscovite		25,0	5,4	4,1	1,9	2,9	—	3,0	7,6	3,0	4,5	2,8	2,7	4,3	1,6
Pinit — pinit		—	—	2,8	2,1	2,3	27,9	—	—	—	—	—	2,6	4,3	1,6
Granat — garnet		—	—	1,8	1,6	0,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Chloryt — chlorite		—	—	4,1	1,9	—	—	—	—	—	—	—	—	2,1	0,7
Epido — epidote		0,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Minerały nierzeczocyste — opaque minerals		0,8	0,5	—	—	0,7	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatyt — apatite		0,4	0,6	—	0,2	0,4	0,6	—	0,1	—	0,1	—	0,1	0,5	0,1
Syllimnityt — sillimanite		—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Razem — total %		99,9	99,9	99,8	99,9	100,0	100,0	99,9	99,7	99,8	100,0	99,9	100,0	99,6	99,8

*Objaśnienia numeracji prób w tabeli 3. Sample designations are given in Table 3

CHARAKTERYSTYKA MIKROSKOPOWA BADANYCH SKAŁ

Jak już wspomniano, gnejsy i granity izerskie były badane przez wielu petrologów. W niniejszym opracowaniu autorka opiera się głównie na pracach Kozłowskiej-Koch (1965), Oberc-Dziedzic (1975) oraz Oberc-Dziedzic i Klimas-August (1981), ponieważ wiele prób skalnych, z których zbadano cyrkonny pochodzi z tych samych odsłoneń, co skały opisywane przez wyżej wymienione autorki. Zostały tu wykorzystane, udostępnione przez T. Oberc-Dziedzic nie opublikowane (praca w druku) wyniki analiz składu modalnego niektórych granitów (tab. 2) oraz wykonane na ich podstawie trójkąt klasyfikacyjny Q-A-P (fig. 5). Własne obserwacje płytek cienkich, udostępnionych również przez T. Oberc-Dziedzic, traktuje autorka jako badania uzupełniające; zostały one przeprowadzone pod kątem analizy głównych minerałów skałotwórczych jako tła dla minerałów akcesorycznych.

AMFIBOLITY I GNEJSY

Według Kozłowskiej-Koch (1965) głównym składnikiem amfibolitów (143/2 = 68, *vide* Dodatek, fig. 3) jest hornblenda zwyczajna, przechodząca często w biotyt, który z kolei ulega chlorytyzacji. W skale występuje także epidot i tytanit, a lokalnie – warstewki zuralityzowanych piroksenów. W pasmach hornblendowych skupia się serycyt, który powstał w wyniku serycytyzacji starszych plagioklazów. Niekiedy przekształca się on w większe łuski łuszczyków. Pasma hornblendowe są rozepchnięte przez okrągłe lub soczewkowate blasty albitu. Drobne ziarenka kwarcu (jeśli w ogóle występują w skale) są rozproszone równomiernie lub skupione w płaskich soczewkach. Akcesorycznie występują tlenki żelaza, piryty i kalcyty. Poprzeczne do złupkowania szczeliny zabliźnione są sektorowym adularem, rzadziej chlorytem i prenitomem.

Wśród gnejsów z odsłonecia 68 (= 143; Dodatek; fig. 3) Kozłowska-Koch (1965) wyróżnia odmiany cienko laminowane, lokalnie sfałdowane, oraz gnejsy laminowane z soczewkowatymi skupieniami kwarcowo-skaleniovymi, miejscami nabrzmiewającymi w grubsze soczewki. Grubienie jasnych lamin łączy się z częściowym ich rozmiękczeniem i porozrywaniem w formy typu boudinage. W odsłoneciach obserwujemy przejścia między tymi odmianami. W obrazie mikroskopowym przejścia te wiążą się ze stopniowym wzrostem lub ubytkiem skalenia i kwarcu.

Laminy kwarcowe gnejsów składają się z drob-

nych, nieraz spłaszczonych ziarn kwarcu, lokalnie z oznakami deformacji tektonicznej. Laminy łuszczykowe zbudowane są z serycytu, którego łuszczyki przekształcają się w większe blaszki łuszczyków, a te z kolei zastępuje mętny, niezblizniaczony albit.

Laminy skaleniove zbudowane są z równych, spłaszczonych blastów albitu, często poprzerastanych kwarcem, lub z diablastycznych przerostów metasomatycznych pertytów, antypertytów, albitu i kwarcu. Albit jest często wypierany przez skałen potasowy. Wtedy oczyszcza się z serycytu i staje się plamisty, gdyż pojawia się niżej dwójłomny mikroklin. Efektem mikroklinizacji są antypertyty typu infiltracyjnego. Dalsza redukcja relików prowadzi do powstania porfiroblastycznego mikroklinu. W lokalnych strefach zaburzeń tektonicznych w mikroklinach występują szczeliny z miazgą kataklastyczną. Niektóre laminy skaleniove zostają drobno zgranulowane. Strefy kataklastycznego roztarcia przebiegają zgodnie z laminacją łupkową lub ukośnie. Skutki tych deformacji zostają zatarte przez albityzację mikroklinu, której efektem jest albit szachownicowy. W niektórych ławicach laminacja jest sfałdowana, w innych natomiast jest zaburzona przez nabrzmiewanie lamin skaleniovych.

Próbki skalne z odsłonecia 5, odpowiadające profilowi 224/1, 224/2, 225 (Dodatek; fig. 3), Kozłowska-Koch (*op. cit.*) opisuje jako mniej lub bardziej sfelspatyzowane amfibolity oraz gnejsy migmatyczne z różnymi typami pośrednimi, aż do granitów gruboziarnistych. Partie jasne tych skał mają cechy podobne do skał opisywanych wyżej.

Ciemne partie w migmatytach zbudowane są z amfibolitów i z relików hornfelsów, o czym świadczą odpowiednie paragenezy mineralne. W pasmach łuszczykowych spotyka się brunatny i oliwkowy biotyt oraz drobnoluszczykowy muskowitz. Chlorytyzacji ulega tylko biotyt brunatny, który tworzy też nieco większe blaszki. Wśród łuszczyków często występuje korund, który jest nieraz przez nie wypierany. Warstewki łuszczyków ulegają feldspatytacji plagioklazowej, przy czym ich relikty nie tracą pierwotnego kierunku. W plagioklazach tych spotyka się też relikty korundu. Niektóre warstewki łuszczykowo-plagioklazowe są obrośnięte rąbkami drobnokrystalicznego skalenia potasowego, wyraźnie plamistego, o subtelnym przerostach pertytowych, który stopniowo wypiera plagioklasy, powodując niekiedy powstanie lamin łuszczykowo-mikroklinowych. Feldspatytacji plagioklazowej, a następnie mikroklinizacji, ulegają także równoległe do lamin skaleniovo-kwarcowych warstewki z andalu-

zytem i korundem. Lokalnie laminacja ta jest zaburzona, warstewki są pogięte i plastycznie pofalowane.

W najslabiej sfeldspatyzowanych partiach łupkowych obserwuje się zamknięte w zsercytyzowanych plagioklazach pseudomorfozy pinitowe po kordierycie oraz nieliczne słupki zbiotyzowanej niebieskozielonej hornblendy. Z innej partii gnejsów smużystych z relikdami hornfelsów autorka ta opisuje poprzerastany z łyszczkami andaluzyt, syllimanit, często o wykształceniu fibrolitowym, i pseudomorfozy pinitowe po kordierycie. Andaluzyt miejscami przechodzi w łyszczki, gdzie indziej znów najpierw dostarcza syllimanitu, a dopiero potem przechodzi w łyszczek.

Pinit rekrystalizując dostarcza zielonego łyszczku i muskowitu. W gnejsach tych często spotyka się charakterystyczne dla hornfelsów skupienia szkieletowych tlenków żelaza. W niektórych partiach skał, na styku plagioklazu z mikrolinem, wznoszą się na plagioklazu albitowe obwódki, wolne od serycytu. W tych zupełnie sfeldspatyzowanych partiach skały obserwuje się poikiloblastyczne i diablastyczne poprzerastanie plagioklazów z kwarcem.

Pierwsze z opisywanych odsłoneń (nr 68) uwiadczenia według Kozłowskiej-Koch skomplikowane procesy feldspatyzacji i granityzacji serii łupkowej. W drugim odsłonięciu (nr 5) gnejsy według niej także zatraciły swój łupkowy charakter wskutek bardziej silnej feldspatyzacji i pofalowania. Obecność reliktdów hornfelsowych z syllimanitem, korundem, andaluzytem i pinitem po kordierycie uznaje ona za strefy kontaktowe granitów rumburskich. Twierdzenie to, według tej autorki, nie obala poglądów na suprakrustalne pochodzenie części gnejsów izerskich. Intruzja taka działając na przyległe łupki dała hornfelsy, które później razem z łupkami odległymi od kontaktu uległy granityzacji. Oberc-Dziedzic (1985) uznaje skały tego odsłoneńca za znajdujące się w strefie oddziaływania termicznego granitu Karkonoszy. Wcześniej Oberc-Dziedzic (1975) opisała enklawy gnejsowe w granicie rumburskim wschodniej części bloku izerskiego. Niektóre badane przez nią próby skalne pochodzą z tych samych odsłoneń, z których pobierano próbki do badań metodą cyrkonową (profile 143,73 = 0,73). W niniejszej pracy zostaną przedstawione tylko te fakty, które nie zostały zauważone, a jeśli zauważone, to nie tak uwypuklone, czy też inaczej zinterpretowane przez Kozłowską-Koch (1965).

Wśród enklaw Oberc-Dziedzic (1975) wyró-

żnia szereg odmian strukturalno-teksturalnych gnejsów, które dzieli na dwie grupy. Do pierwszej zalicza gnejsy smużyste zwięzłe i warstewkowo-smużyste (tu należą badane przeze mnie próby z odsłoneń 143 i 0,73 = 73), do drugiej płasko-soczewkowe i warstewkowo-soczewkowe. Istotną różnicą między tymi grupami, poza cechami teksturalnymi, jest segregacja składników. W skałach grupy pierwszej foliacja wyrażona jest przez równoległe uporządkowanie blaszek łyszczków, przy braku uporządkowania innych minerałów. Cechuje je też słaba segregacja składników. Najstarsze, jej zdaniem, drobne plagioklasy występują razem z kwarcem, epidotem i serycytem. Ich wielkość waha się od 0,01 do 0,06 mm, maksymalnie do 0,2 mm. Drugą grupę gnejsów cechuje znakomita segregacja na laminy o grubości od 1 do 5 mm, ciemne – łyszczkowe, szare – kwarcowe i białe – skaleniowe z serycytem i epidotem. Tak doskonale wysegregowanie składników Oberc-Dziedzic przypisuje dyferencjacji, którą wiąże z metamorfizmem izochemicznym i metasomatozą. Następnie przedstawia ona metasomatyczny schemat rozwoju gnejsów warstewkowo-soczewkowych, poprzez różne odmiany gnejsów oczkowych do granitognejsów i granitów.

GRANITY

Z licznych danych literaturowych na temat granitów izerskich wybrane zostały te opisy z prac Oberc-Dziedzic (1975) oraz Oberc-Dziedzic i Klimas-August (1981), które dotyczą próbek granitów badanych przez autorkę metodą cyrkonową.

Granity gruboziarniste (m.in. próbka 096) są skałami o teksturze bezkierunkowej. Lokalnie pojawiają się w nich pasemka ukierunkowanych łyszczków lub skaleni. Struktura skały miejscami jest porfirowata.

Według Oberc-Dziedzic (1975) w obrazie mikroskopowym granity są bezkierunkowe. Duże formy kwarcu o niebieskawym zabarwieniu zbudowane są z większych ziarn o falistym wygaszaniu i otaczających je mniejszych ziarenek. Kilkuziarnowe zespoły kwarcu można także spotkać w tle skalnym między skaleniami i łyszczkami. Najstarsze, zdaniem Oberc-Dziedzic (*op. cit.*), bardzo drobne plagioklasy, z ziarenkami epidotu i serycytem, tkwiące w interstycjach, szczególnie dobrze widoczne są tam, gdzie zachowały się relikty budowy gnejsowej.

We wszystkich opisywanych próbkach granitu występują także szare plagioklasy o tabliczko-

wych zarysach. Wnętrze ich przepełnione jest zoizytem i serycytem. Plagioklasy te mają czystsze obwódki o dodatnim znaku optycznym. Słabo widoczne prążki bliźniacze są niekiedy powyginane.

Skaleń potasowy, przeważnie krátkowo zbliźniaczony, zawiera wrostki kwarcu, muskowitu, plagioklazów drobnych mętnych i większych tabliczkowatych o zserycytowanym wnętrzu. Występuje w nim system przerostów pertytowych złożony z prostopadle ułożonych grubych żyłek i cienkich nitek. W mikroklinach niektórych granitów widoczne są smugi plagioklazów, podobnie jak w gnejsach oczkowych i granitognejsach. Plagioklasy w tych smugach są prawie zupełnie zmyrmekityzowane. Myrmekit tworzy się także na granicy blastów mikroklinu i drobnych mętnych plagioklazów tła. Myrmekit jest wchłaniany przez mikroklin. Rzadko tworzy się on na granicy między tabliczkowatym plagioklazem a mikroklinem. W niektórych granitach mikroklin wypiera także muskowit, rozczłonkując go na małe formy. W granicie 096 mikroklin nie tworzy dobrze zindywidualizowanych blastów. Frontalnie atakuje on tło skalne penetrując między ziarnami plagioklazów i w obrębie skupień łuszczkowych. Trudny jest do ustalenia stosunek mikroklinu do albitu szachownicowego. W jednej z prób widoczne jest gromadzenie się mikroklinu wokół blastów albitu szachownicowego. Mikroklin wydaje się młodszy od albitu szachownicowego. Albit nie zawiera wrostków skalenia potasowego. Jednak plamistość albitu szachownicowego w innej próbie sugeruje, że mógł on powstać przez wyparcie mikroklinu.

Łuszczyki grupują się w postaci krótkich pakietów o kierunkowej budowie, a często tworzą skupienia słupkowate (pseudomorfozy pinitowe po kordierycie). Skupienia te są zbudowane z brunatnego lub ciemnozielonego biotyту, z którego powstaje muskowit, przy czym tworzy się drzewkowaty epidot. Część biotyту uległa chloryzacji. Prócz łuszczyków w skupieniach tych występuje apatyt, leukoksen, epidot i ilmenit z obwódkami leukoksenu. Większe blaszki biotyту są wypierane wzdłuż płaszczyzn łupliwości przez skaleń potasowy. Inne skupienia łuszczyków barwy szarej zbudowane są z muskowitu i zielonawego biotyту. Nie jest wykluczone, że mogły one powstać kosztem skupień pierwszego rodzaju, gdyż spotyka się też takie skupienia, w których muskowitowi towarzyszy tytanit przy braku biotyту. Występują też pojedyncze blaszki biotyту, miejscami automorficzne, niekiedy z wrostkami

cyrkonu z polami pleochroicznymi. Są one wypierane wzdłuż płaszczyzn łupliwości przez mikroklin lub są całkowicie schlorityzowane. Powstaniu muskowitu towarzyszy wydzielanie tlenków Fe i epidotu. Większe blaszki biotyту są pofalowane. Oberc-Dziedzic (1975) podkreśla, że zarówno laminy łuszczkowe w gnejsach, jak i pseudomorfozy i pasemka (resztki lamin) w granitach mają ten sam zespół minerałów towarzyszących: apatyt, ilmenit, epidot, leukoksen. Muskowit występuje w postaci małych blaszek towarzysząc plagioklazom albo współwystępuje z biotytem.

Bardzo charakterystyczną cechą niektórych granitów jest występowanie granatu w obrębie plagioklazów. Zjawisko to notowała Oberc-Dziedzic (*op.cit.*) też w niektórych gnejsach i granitognejsach. W plagioklazie tkwią one w pobliżu jego oczyszczonych brzegów. Są także sitowo poprzerastane z plagioklazem i serycytem. Zdaniem cytowanej autorki, powstały one razem z plagioklazami, w których tkwią, a nie są relikami odziedziczonymi po gnejsach. Ich powstanie przypuszczalnie jest związane z rekrystalizacją bardzo drobnych plagioklazów na większe blasty.

W późniejszej pracy autorka ta (Oberc-Dziedzic, Klimas-August 1981) opisuje badany także przeze mnie gruboziarnisty granit porfirowaty (74/19), z którego zbudowany jest główny masyw Stanka. Granit ten składa się z szaroniebieskiego mikrolinu, kremowego plagioklazów, niebieskiego kwarcu, biotyту i zielonych pseudomorfoz pinitowych po kordierycie. W tym tle tkwią porfirokryształowe mikrokliny, do 5 cm długości, automorficzne lub ovoidalne, niektóre z obwódkami plagioklazów. Zawierają one wrostki plagioklazów, szkieletowego kwarcu i biotyту. Plagioklasy, często o budowie pasowej, mają silnie zserycytowane jądro (25-30% An), o amebowatych zarysach, i automorficzne obwódki (10% An). Tworzą one zmyrmekityzowane wrostki w obrębie porfirokryształów mikroklinu. Obfity myrmekit występuje także na granicy otoczki plagioklazowej i porfirokryształu mikroklinu. Myrmekit nie występuje natomiast między skaleniemi tła skalnego. Nie jest wykluczone, zdaniem Oberc-Dziedzic, że porfirokryształowe mikrokliny, jądra pasmowych plagioklazów, część biotyту i kwarcu są pozostałościami po gnejsach, które gruntownie przekrystalizowały z udziałem stopu magmowego.

Powyższy opis petrograficzny wraz z wynikami analiz planimetrycznych podanymi w tabeli 2 i opisem petrograficznym badanych próbek skalnych, wykonanym przez autorkę przed przystąpieniem do badania cyrkonów, a przedstawionym

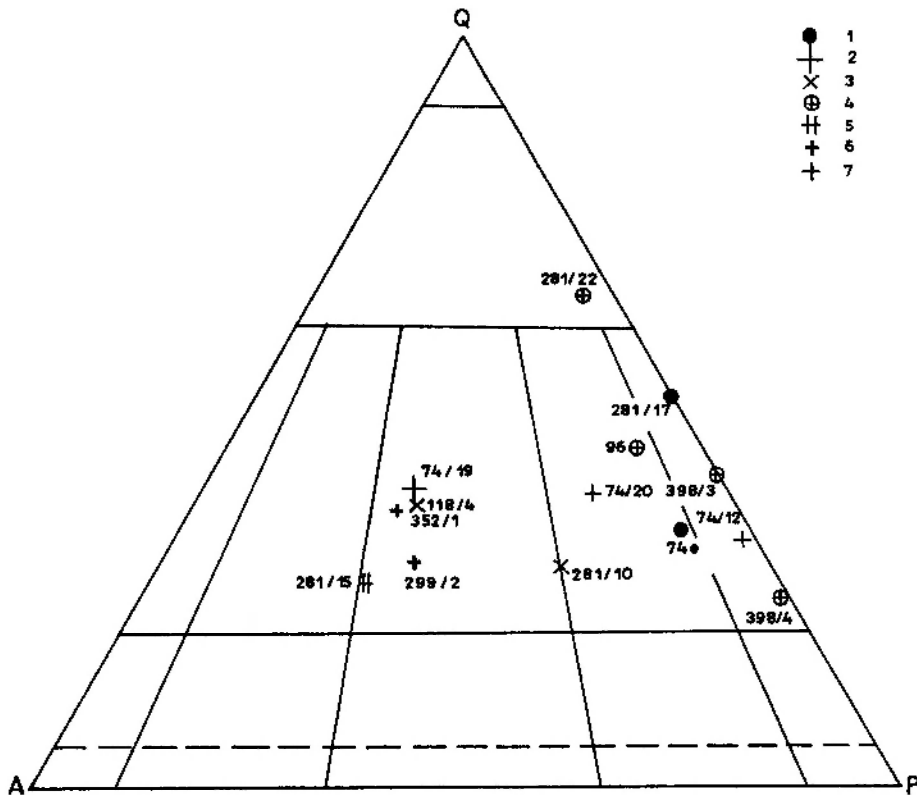


Fig. 5. Granity iżerskie i niektóre gnejsy w trójkącie klasyfikacyjnym Q-A-P. 1 – gnejsy; 2 – granit porfirowaty; 3 – granit drobnoziarnisty; 4 – granit gruboziarnisty; 5 – granit leukokratyczny; 6 – granit drobnoziarnisty, żyłowy; 7 – granit średnioziarnisty. Objasnienia numeracji prób w tabeli 3

Q-A-P diagram for the Iżera granites and some gneisses. 1 – gneisses; 2 – porphyrite granite; 3 – fine-grained granite; 4 – coarse-grained granite; 5 – leucocratic granite; 6 – fine-grained granite dike; 7 – medium-grained granite. Samples designations are given in Table 3

w Dodatku, daje obraz różnorodności granitów iżerskich pod względem tekstury, składu mineralnego i form geologicznego występowania. Petrograficznie należą one do granitów, granodiorytów i tonalitów, a próbka 281/22 wypada w polu kwarconośnego granitoidu (fig. 5).

OBSERWACJE MIKROSKOPOWE I OMÓWIENIE WYNIKÓW

Z materiałów petrograficznych, przedstawionych przez cytowane wyżej autorki, wynika skomplikowany obraz procesów petrogenetycznych. Procesy te, zaznaczając się ze zmiennym nasileniem, dały w efekcie urozmaicony strukturalnie i teksturalnie kompleks skał o małym zróżnicowaniu mineralnym i chemicznym.

Mimo różnic w poglądach Kozłowskiej-Koch i Oberc-Dziedzic co do charakteru, kolejności i nasilenia niektórych procesów, wiele w nich elementów wspólnych. Do ważniejszych należą:

1. Metamorficzny i metasomatyczny charakter procesów przeobrażających pierwotną serię suprakrustralną, od różnych odmian łupków i

gnejsów, poprzez gnejsy oczkowe, granitognejsy do granitów. Wzrost oczek skaleniowych i kwarcowych następował kosztem starszych lamin przy doprowadzeniu niektórych składników z zewnątrz.

2. Zgodność pierwotnych struktur sedymentacyjnych z foliacją.

3. Wyróżnienie kilku etapów deformacji mineralów.

4. Raczej niewielki udział procesów kataklazy i mylonityzacji w tworzeniu się skał. Procesy te, jeśli wystąpiły, to miały na tym obszarze zasięgi lokalne.

Obie autorki nie przeprowadziły analizy fałszywej opisywanych procesów metamorficznych.

Ze swoich własnych obserwacji petrograficznych autorka wypunktuje tu pewne fakty, których dokładną interpretację petrologiczną poda po przedstawieniu wniosków wynikających z badań cyrkonów.

1. We wszystkich odmianach badanych gnejsów, oprócz lamin kwarcowych i łuszczkowych, licznie występują laminy zbudowane z drobnej

mozaiki plagioklazowo-kwarcowej (pl. II). Plagioklaz zdecydowanie przeważa w niej nad kwarcem. Rozmiary ziarn w tej mozaice wahają się od 0,01 do 0,06 mm, niekiedy do 0,2 mm. Jest to zakres frakcji skał aleurytowych i to raczej bliżej jej dolnej granicy. Gdyby zatem przyjąć proste przeobrażenie metamorficzne, bez kataklazy i mylonityzacji, należałoby jako skały wyjściowe dla badanych gnejsów i granitów przyjąć skały mułowcowo-ilaste. Nie jest to zgodne z obserwacjami cyrkonów występujących w tych skałach. Zróżnicowanie ich rozmiarów i innych cech morfologicznych dowodzi dużej różnorodności skał premetamorficznych. Będzie o tym mowa w dalszej części pracy. Tu autorka zaznacza tylko, że we wszystkich badanych odmianach gnejsów średnie długości cyrkonów starszych generacji są trochę większe (o 0,02-0,06 mm), a niekiedy dużo większe (o 0,15 mm – tab. 8b) od średnich rozmiarów materiału skaleniowego w laminach. Ponieważ w skałach osadowych okruchowych minerały akcesoryczne są zwykle mniejsze od szkieletu ziarnowego, skały premetamorficzne w przypadku wielu próbek musiały być co najmniej psamitami.

2. Niektóre ziarna kwarcu i minerałów akcesorycznych z ciemnych lamin łuszczkowych są często większe niż plagioklasy z kremowych lamin plagioklazowo-kwarcowych z nielicznymi łuskami serycytu. Nie można więc przyjąć jako czynnika rozdrabniającego ogólnej kataklazy czy mylonityzacji, gdyż wtedy powinny ulec tak drobnemu zgranulowaniu również ziarna kompetentne z lamin ciemnych. Ponadto w skałach, w których obecny jest kwarc i skaień, kwarc jest zawsze bardziej podatny na odkształcenia mylonityczne niż skaień. Różnica w stosunku do kwarcu w podatności na destrukcję ujawnia się obecnością porfiroklastów skalenia w kwarcowej miazdze mylonitycznej (Ryka, Maliszewska 1982; Higgins 1971). W tych skałach nie tylko tego nie obserwuje się, ale nieraz występują większe ziarna kwarcu w mozaice plagioklazowo-kwarcowej.

3. W niektórych gnejsach warstewkowych (np. próbka 73/2) nawet w obrębie jednego szlifu widoczne są strefy, gdzie laminy kwarcowe są zbudinowane, a laminy zbudowane z drobnej mozaiki plagioklazów z nielicznymi ziarnami kwarcu sfaldowane (pl. I, 1, 2). W przewężeniu międzybudinowe wciśnięty jest materiał lamin plagioklazowo-kwarcowych. Dowodzi to dużej różnicy plastyczności między tymi laminami. O różnicy plastyczności między laminami plagioklazowymi a oczkami mikroklinu pisze także Oberc-Dziedzic (1975) opisując gnejsy oczkowe, w któ-

rych oczka mikroklinu poprzecinane są ukośnymi smugami zbudowanymi z materiału tła lamin plagioklazowych. Według niej istnieje zbieżność czasowa między pękaniem oczek mikroklinu i tłoczeniem w pęknięcia materiału plagioklazowego a deformacją kwarcu.

4. W granitach gruboziarnistych (398/3, 96) występują liczne strefy zbudowane z plagioklazów w postaci drobnej mozaiki, z większą lub mniejszą zawartością kwarcu. Ich rozmiary i formy ziarn są podobne do lamin plagioklazowo-kwarcowych w gnejsach. W tych ostatnich ziarna są niekiedy lekko spłaszczone. Strefy te występują zwykle na brzegach większych, zserycytowanych plagioklazów lub przebiegają w poprzek nich (pl. III, 1). W obrębie tej mozaiki występują niekiedy granaty. Jurewicz i Watson (1985) otrzymali takie małe ziarna skalenia i kwarcu, jak w opisywanych smugach, w czasie eksperymentów krystalizacji częściowych stopów, które pojawiły się w skale w niewielkiej ilości. Liczba ziarn kwarcu wśród skaleni była największa na początku eksperymentu krystalizacji i malała w czasie do pewnego stałego poziomu.

5. W granitach porfirowatych i średnioziarnistych ilość drobnej mozaiki plagioklazowo-kwarcowej maleje.

6. Częstym zjawiskiem jest pojawienie się „wianków” myrmekitu na granicy tej drobnej mozaiki z innymi skaleniami.

7. W niektórych ciemnych granitach współwystępują kordieryt, granat i syllimanit (tab. 2). Już Mehnert (1968) uważał, że melanosomy zawierające tę paragenezę są ważne z punktu widzenia petrogenety, gdyż pojawienie się tych minerałów czasowo odpowiada formowaniu się leukosomu. Oberc-Dziedzic (1985) sygnalizuje, że syllimanit i kordieryt pojawiają się w historii skał izerskich dwukrotnie: raz w towarzystwie granatu na etapie formowania się granitów izerskich, drugi raz pod wpływem termicznego oddziaływania granitu Karkonoszy w towarzystwie andaluzytu, a w strefie położonej blisko kontaktu – także korundu i hercynitu.

8. Analizując skład minerałów frakcji ciężkiej w łupkach łuszczkowych z Krobicy (tab. 6b) autorka nie stwierdziła w tej odmianie cyrkonów. Kozłowski (1974) i M. Szalamucha (w: Teisseyre *et al.* 1967) wspominają, że spotyka się je sporadycznie w niektórych odmianach. We wszystkich typach badanych gnejsów cyrkonony występują w większej liczbie niż w łupkach. Jest to jeszcze jeden dowód, że nie wszystkie gnejsy powstały przez przeobrażenie łupków.

9. Minerale akcesoryczne (w tym cyrkony) w łupkach łyszczkowych (próba K), skalenio-łyszczkowych (pr. 73/1), gnejsach warstewkowych i warstewkowo-soczewkowych (pr. 281/17, 73,2) występują w postaci smug i większych nagromadzeń wśród lamin łyszczkowych (pl. IV, 1, 2).

10. W gnejsach oczkowych (pr. 74e), granitognejsach (pr. 398/3), granitach gruboziarnistych, średnioziarnistych i porfirowatych cyrkony tworzą skupienia wśród nagromadzeń biotyту i pinitu. W odmianach tych skał, gdzie występują większe blaszki biotyту, cyrkony wraz z innymi minerałami akcesorycznymi tworzą łańcuszki wokół tych blaszek lub wypełniają szczeliny w biotycie. Jeśli występują w obrębie wieloblaszkowego biotyту, wtedy także pozlepiane są w kępki (pl. V, 1, 2).

11. W leukokratycznych odmianach granitów (pr. 74/14, 281/15) i w granitach drobnoziarnistych żyłowych (pr. 299/2, 352/1) cyrkon wraz z innymi minerałami akcesorycznymi i małymi blaszkami biotyту występują sporadycznie. Są one bezładnie rozrzucone w kwarcowo-skaleniowym tle.

SKŁAD CHEMICZNY BADANYCH SKAŁ

PIERWIĄSTKI GŁÓWNE

Zestawienie wyników analiz chemicznych przedstawione jest w tabeli 3a, b, a obliczonych na ich podstawie niektórych parametrów chemicznych w tabeli 4a, b.

Na podstawie stosunku $(K_2O + Na_2O):Al_2O_3$ badane skały należy określić jako peraluminowe, gdyż dla wszystkich prób jego wartość jest mniejsza od jedności. W sekwencjach łupkowo-gnejsowo-granitowych wartość tego stosunku rośnie od łupku do granitu. W granitach najniższe wartości obserwujemy w odmianach gruboziarnistych (398/3, 96), nieco wyższe w porfirowatych (74/19, 281/22) i drobnoziarnistych (281/10, 118, 299/2, 352/1), a najwyższe w leukokratycznych (74/14, 281/15). Podobną tendencję zmiany wykazują też wartości $Na_2O + K_2O + CaO$ i $Na_2O + K_2O$.

Ciekawych informacji dostarcza rozkład tlenków wchodzących w skład minerałów opornych na anateksis (refractory minerals). Do takich minerałów zaliczane są między innymi apatyt, cyr-

Tabela 3a. Skład chemiczny granitów ze wzgórza Stanek i okolic Wrzeszczyna (w % wagowych)
Chemical compositions of granites from the Stanek hill and vicinity of Wrzeszczyn (wt %)

Skład chemiczny index	Nr próbki – sample no.										
	398/4*	398/3	96	281/22	74/20	74/14	281/15	281/10	118	299/2	352/1
SiO ₂	63,00	67,23	69,86	63,29	71,92	73,04	71,04	75,27	74,36	73,09	74,71
Al ₂ O ₃	19,08	18,58	15,81	16,50	14,60	13,01	14,63	13,82	13,48	13,20	13,52
Fe ₂ O ₃	0,79	1,02	1,02	0,60	0,50	1,81	0,26	0,42	śl.	0,40	0,25
FeO	2,92	2,74	2,56	4,57	2,10	0,73	0,50	1,41	1,92	1,58	1,09
MnO	0,17	0,04	0,04	0,27	0,05	0,02	0,05	0,03	0,05	0,03	0,01
MgO	0,74	0,95	1,19	1,28	0,62	0,19	0,15	0,30	0,50	0,34	0,24
CaO	4,01	2,16	1,65	3,13	1,79	0,89	0,65	0,98	1,21	0,89	0,96
Na ₂ O	5,26	2,63	3,32	3,93	2,90	3,38	3,0	2,67	3,13	2,40	2,22
K ₂ O	3,06	2,71	2,37	3,75	4,09	6,77	9,38	4,65	5,08	6,65	5,85
TiO ₂	0,33	0,22	0,43	0,65	0,19	0,05	0,06	0,12	0,20	0,14	–
P ₂ O ₅	0,39	0,11	0,12	0,24	0,05	0,18	0,17	0,02	0,15	0,02	0,008
CO ₂ , H ₂ O ⁺	0,55	1,45	0,99	2,10	0,54	0,46	0,41	0,56	0,48	0,50	0,46
H ₂ O ⁻	0,12	0,30	0,19	0,14	0,04	0,10	0,08	0,04	0,08	0,04	0,04
Suma – total	100,42	100,14	99,55	100,45	99,39	100,63	100,38	100,29	100,64	99,13	99,358

* 398/4, 398/3 – granitognejsy gruboziarniste; 96 – granit gruboziarnisty; 281/22 – granit gruboziarnisty miejscami porfirowaty; 74/20 – granit średnioziarnisty; 74/14 – leukokratyczny granit drobnoziarnisty; 281/15 – leukogranit heteroziarnisty; 281/10 – granit drobnoziarnisty z plastrowatym biotytym; 118 – granit z Chmielenia; 299/2, 352/1 – drobnoziarniste granity żyłowe

398/4, 398/3 – coarse-grained granitogneisses; 96 – coarse-grained granite, 281/22 – coarse-grained granite somewhere porphyritic; 74/20 – medium-grained granite; 74/14 – fine-grained leucocratic granite; 281/15 – unevenly grained leucogranite; 281/10 – fine-grained granite; 118 – granite from Chmielen; 299/2, 352/1 – fine-grained granitic dikes

Tabela 3b. Skład chemiczny łupków i gnejsów izerskich z okolic Barcinka i Wrzeszczyna (w % wagowych)
Chemical compositions of the Izera schists and gneisses from the vicinity of Barcinek and Wrzeszczyn (wt %)

Skład chemiczny index	Nr próbki – sample no.											
	K*	73/1	73/2	225	224/1	224/2	143/1	143/3	143/4	143/2	281/17B	281/17
SiO ₂	43,37	49,05	74,53	70,69	70,20	70,14	70,34	70,93	71,39	48,84	48,44	72,24
Al ₂ O ₃	27,88	16,28	11,89	14,62	16,92	14,54	16,05	15,45	15,77	15,17	18,48	14,54
Fe ₂ O ₃	2,79	6,79	1,14	1,40	1,34	1,91	0,51	1,43	0,64	3,08	1,43	0,56
FeO	10,04	6,01	0,80	2,15	2,06	2,73	2,36	1,78	2,00	9,13	8,54	1,66
MnO	0,10	0,06	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,05	0,07	0,07
MgO	2,00	4,79	0,84	0,86	0,89	0,73	0,73	0,64	0,56	6,51	6,38	0,87
CaO	0,76	6,81	1,17	1,27	1,44	1,21	1,89	1,34	1,69	8,89	9,37	1,53
Na ₂ O	0,82	3,87	3,86	2,52	3,75	2,85	2,66	3,62	2,44	2,28	1,99	4,19
K ₂ O	6,87	2,06	3,01	4,76	2,29	4,64	4,43	3,82	4,67	1,21	0,97	2,77
TiO ₂	1,33	1,57	0,43	0,36	0,35	0,38	0,33	0,31	0,33	2,67	2,39	0,30
P ₂ O ₅	0,12	0,75	0,21	0,08	0,09	0,11	0,11	0,11	0,09	0,14	0,11	0,25
CO ₂ , H ₂ O ⁺	3,91	1,70	1,23	0,82	0,67	0,60	0,70	0,17	0,54	1,31	1,06	1,35
H ₂ O ⁻	0,21	0,74	0,39	0,32	0,15	0,27	0,15	0,17	0,19	0,32	0,43	0,24
Suma – total	100,20	100,48	99,53	99,89	100,17	100,13	100,29	99,80	100,35	99,60	99,60	100,57

* Lokalizacja, pozycja geologiczna i krótki opis petrograficzny badanych próbek podany jest w dodatku. K, 73/1 – łupki łyszczykowe; 73/2, 225 – gnejsy warstewkowe; 224/1, 143/1, 281/17 – gnejsy warstewkowo-soczewkowe; 224/2, 143/3 – gnejsy warstewkowo-oczkowe; 143/2, 281/17B – łupki amfibolitowe; 143/4 – granitognejs

Location, geological setting and brief petrographic description of the samples are given in appendix. K, 73/1 – mica schists; 73/2, 225 – layered gneisses; 224/1, 143/1, 281/17 – layered-lensoidal gneisses; 224/2, 143/3 – layered-augen gneisses; 143/2, 281/17B – amphibolite schists; 143/4 – granitogneiss

Tabela 4a. Niektóre parametry chemiczne granitów izerskich ze wzgórza Stanek i okolic Wrzeszczyna
Some chemical indexes for Izera granites from the Stanek hill and vicinity of Wrzeszczyn

Parametry chemiczne Index		Nr próbki – sample number										
		398/4*	398/3	96	281/22	74/20	74/14	281/15	281/10	118	299/2	352/1
Parametry Niggliego Niggli index:s	al	41,9	49,7	45,5	37,9	45,2	41,6	45,2	48,8	44,4	44,6	48,9
	fm	15,9	20,4	22,7	24,9	16,2	12,3	4,6	11,7	13,4	12,3	8,8
	c	16,0	10,5	8,6	13,1	10,1	5,2	3,6	6,3	7,2	5,5	6,3
	alk	26,2	19,4	23,2	24,1	28,5	40,9	46,6	33,2	35,0	37,6	36,0
	k	0,28	0,40	0,32	0,39	0,14	0,57	0,67	0,53	0,52	0,65	0,63
	mg	0,26	0,31	0,38	0,30	0,30	0,13	0,26	0,23	0,31	0,24	0,24
	si	234,7	305,3	341,6	246,5	378,1	397,0	372,6	450,9	415,5	419,3	456,7
Na ₂ O+K ₂ O (% wag.)		8,32	5,34	5,69	7,68	6,99	10,15	12,38	7,32	8,21	9,05	8,07
Na ₂ O+K ₂ O+CaO (% wag.)		12,33	7,50	7,34	10,81	8,78	11,04	13,03	8,30	9,42	9,94	9,03
K ₂ O+Na ₂ O		0,44	0,29	0,36	0,47	0,48	0,78	0,85	0,53	0,61	0,67	0,60
Al ₂ O ₃												

* Objaśnienia numeracji prób w tabeli 3a. Sample designations are given in table 3a.

Tabela 4b. Niektóre parametry chemiczne łupków i gnejsów izerskich z okolic Barcinka i Wrzeszczyna
Some chemical indexes for Izero schists and gneisses from the vicinity of Barcinek and Wrzeszczyn

Parametry chemiczne Index		Nr próbki — sample number											
		K*	73/1	73/2	225	224/1	224/2	43/1	143/3	143/4	143/2	281/17B	281/17
Parametry Niggli-go Niggli indexes	al	45,7	24,4	43,2	43,9	48,3	42,1	46,5	45,5	47,7	21,8	26,3	44,7
	fm	37,7	44,1	17,2	21,2	19,6	23,5	17,0	17,6	15,4	47,7	43,3	16,4
	c	2,3	18,6	7,7	7,0	7,5	6,3	10,0	7,2	9,3	23,2	24,3	8,5
	alk	14,3	12,9	31,9	27,9	24,6	28,1	26,5	29,7	27,6	7,3	6,1	30,4
	k	0,85	0,26	0,37	0,55	0,29	0,52	0,52	0,41	0,55	0,26	0,24	0,30
	mg	0,22	0,26	0,45	0,31	0,33	0,23	0,31	0,27	0,28	0,50	0,53	0,41
	si	120,6	124,9	459,4	360,6	340,0	344,3	345,8	354,8	366,9	119,1	117,1	376,5
Na ₂ +K ₂ O (% wag.)		7,69	5,93	6,87	7,28	6,04	7,49	7,09	7,44	7,11	3,49	2,96	6,96
Na ₂ O+K ₂ O+CaO (% wag.)		8,45	12,7	8,04	8,55	7,48	8,70	8,98	8,78	8,80	12,38	12,33	8,49
K ₂ O+Na ₂ O		0,28	0,36	0,58	0,50	0,36	0,52	0,44	0,48	0,45	0,23	0,16	0,48
Al ₂ O ₃													

* objaśnienia numeracji prób w tabeli 3b. Samples designations are given in table 3b.

kon, tytanit, biotyt. Korelują z nimi odpowiednio następujące tlenki: P₂O₅, TiO₂, MgO, MnO, Fe₂O₃, FeO. Najwięcej tych tlenków jest w łupkach. Ich ilość maleje w sekwencji od różnych rodzajów gnejsów do granitów. W granitach ich udział maleje od granitów gruboziarnistych, gdzie zawartości są podobne do zawartości w gnejsach, poprzez granity porfirowate, średnioziarniste, do odmian leukokratycznych (281/15, 74/14) i drobnoziarnistych żyłowych (299/2, 352/1).

Wyniki analiz chemicznych naniesiono na diagramy Simone'a (fig. 6-9), których sposób wykonania jest przedstawiony przez Kozłowskiego *et al.* (1986). Na diagramie przedstawionym na figurze 6 wiele granitów wypada w polu granitoidów magmowych. Granit porfirowaty (281/22), średnioziarnisty (74/20) i enklawa gnejsu (281/17) leżą blisko granicy z psamitami. Próbkę granitów gruboziarnistych (96, 398/3) i pozostałych gnejsów grupują się w pobliżu lewego brzegu pola ograniczającego psamity. Amfibolity i łupki amfibolitowe mieszczą się w polu skał magmowych. Próbkę granitu leukokratycznego (281/15) wypada poza wykres. Niektóre z tych cech potwierdza diagram MgO-K₂O-Na₂O (na podstawie Flucka 1971, uzupełniony wg Żaby 1984b — fig. 7). Większość granitów, łupki amfibolitowe i amfibolity znalazły się w polu skał orto- i para-. Punkty projekcyjne łupków amfibolitowych i amfibolitów na diagramie (figura 8) MgO-

CaO-(FeO + Fe₂O₃) Lapadu-Harguesa (1953) i na diagramie opartym na parametrach Niggliego (1923) — (al-alk)/c — na figurze 9 wypadają w polu ortoamfibolitów. Przeczy jednak temu ich

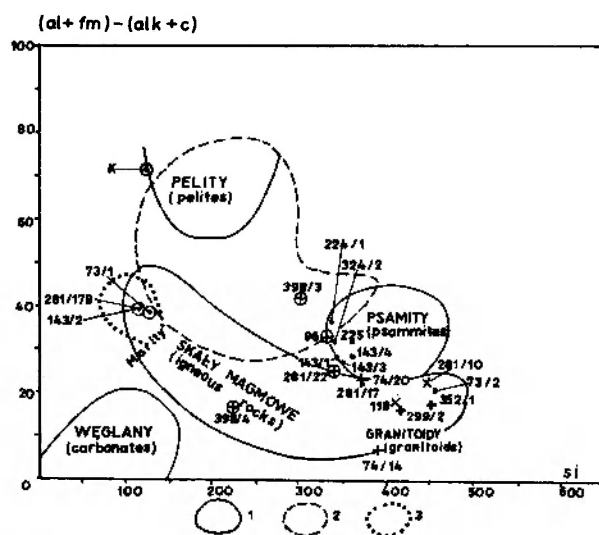


Fig. 6. Diagram Simone'a oparty na parametrach Niggliego (1923) z uzupełnieniami wg Kozłowskiego *et al.* (1986). 1 — pola wyznaczone przez Simone'a; 2 — skały suprakrustalne kompleksu gnejsowo-łupkowego z woroneżskiego masywu krystalicznego wg Zelenszikowej, Efanowej (1975); 3 — amfibolity bloku izerskiego wg Żaby (1984); pozostałe objaśnienia jak na figurze 5; objaśnienia numeracji prób w tabeli 3
Simone (1953) diagram based on Niggli (1923) parameters and modified by Kozłowski *et al.* (1986). 1 — fields determined by Simone (1953); 2 — supracrustal rocks of the gneiss-schist formation of the Woronezh massif (Zelenschikova and Efanova, 1957); 3 — amphibolites of the Izero block (Żaba, 1984). Other explanations as in Fig. 5. Samples designations are given in Table 3

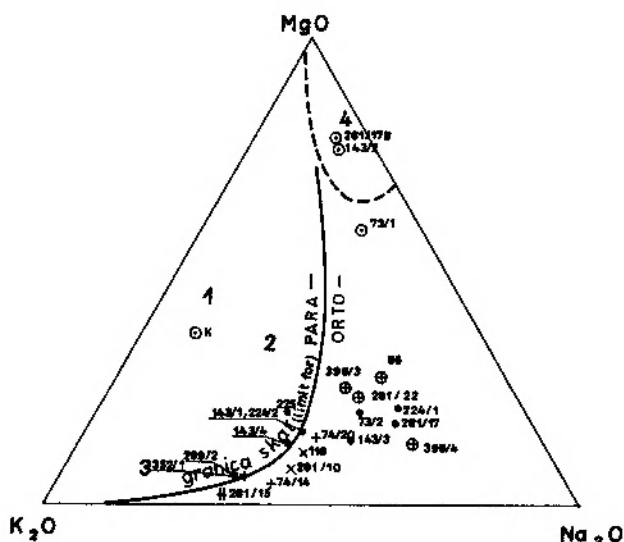


Fig. 7. Diagram $MgO-K_2O-Na_2O$ (na podstawie Flucka 1971, uzupełniony). 1 – iltunki; 2 – arkozy; 3 – szarogłazy; 4 – ortoamfibolity bloku izerskiego (wg Żaby, 1984).

Pozostałe objaśnienia na figurze 5 i w tabeli 3

$MgO-K_2O-Na_2O$ diagram (after Fluck 1981, modified). 1 – clay shales; 2 – arcoses; 3 – greywackes; 4 – orthoamphibolites of the Izera block (Żaba 1984); see Fig. 5 and Table 3 for other explanations

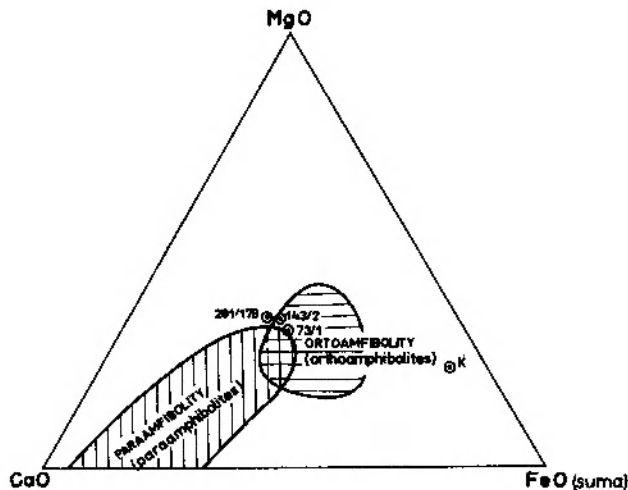


Fig. 8. Diagram $MgO-CaO-(FeO + Fe_2O_3)$ Lapadu-Harguesa (1953, *vide* Kozłowski *et al.* 1986). Objaśnienia numeracji prób w tabeli 3b

$MgO-CaO-(FeO + Fe_2O_3)$ diagram of Lapadu-Hargues (1953, *vide* Kozłowski *et al.* 1986). Samples designations are given in Table 3b

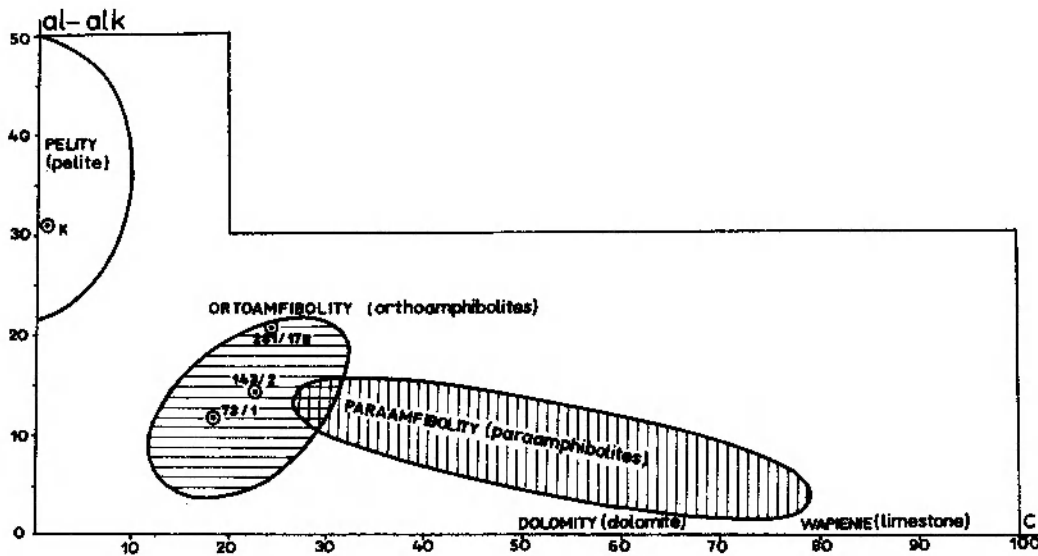


Fig. 9. Łupki i amfibolity na diagramie opartym na parametrach Niggliego (1923) – $(al-alk)/c$. Objaśnienia numeracji prób w tabeli 3b

Niggli (1923) parameters projections of schists and amphibolites. For samples designations see Table 3b

pozycja geologiczna (fig. 4), gdyż występują one w postaci cienkich zgodnych warstw wśród gnejsów. Ich granice i foliacja są takie same, jak w gnejsach. Nie mogą to być sille młodszych wulkanitów, gdyż brały udział w fałdowaniu i metamorfizmie razem z serią, z której powstały gnejsy. Cechy cyrkonów tak z gnejsów, jak i niektórych łupków amfibolitowych (jeśli minerały te w ogóle

tam występują) wskazują na przejście przez detrytyczny cykl rozwoju. Taka pozycja geologiczna amfibolitów będzie więc efektem cykliczności sedimentacji, a nie np. dużej liczby małych wylewów law bazaltowych równoczesnych z sedimentacją. Należy więc przy odtwarzaniu genezy tych skał zastanowić się, jaki proces mógł doprowadzić do wzbogacenia w tytan (TiO_2), żelazo

(Fe₂O₃ i FeO), magnez (MgO) i inne składniki chemiczne, które dają taką, a nie inną ich pozycję na diagramach genetycznych. Problem ten będzie szerzej dyskutowany w rozdziale następnym.

PIERWIĄTKI ŚLADOWE

W tabeli 5 przedstawiono wyniki analiz składu pierwiastkowego niektórych badanych próbek granitów i gnejsów uzyskanych metodą PIXE. Polega ona na fluorescencyjnym wzbudzeniu cha-

cenie w Zr, Pb, Cu i Zn w próbce gnejsu 143/3, która pobrana została w niewielkiej odległości od amfibolitu 143/2. Zauważa się także podwyższoną zawartość Zr w próbce gnejsu 143/1 w porównaniu z innymi gnejsami i granitami.

Wszystkie badane granity i gnejsy izerskie (tab. 5) zawierają niewielkie w stosunku do granitów i gnejsów metamorfiku Wzgórz Strzebińskich ilości pierwiastka Zr oznaczonego tą samą metodą (zawartość Zr waha się w nich od 600 do 10 150 ppm: Oberc *et al.* 1986).

Tabela 5. Zawartość pierwiastków śladowych w gnejsach i granitach izerskich z okolic Wrzeszczyna i Chmielenia
Trace elements content in the Izera gneisses and granites from the vicinity of Wrzeszczyn and Chmielen

Nr próbki Sample no,	Pierwiastki śladowe — trace elements (ppm)										
	Sr	Rb	Ga	Ni	Cu	Cr	Zn	Y	Zr	Pb	Se (%)
96 granit gruboziarnisty (coarse-grained granite)	346	113	5,7	—	3,6	—	10	48,3	251	19,2	
74/20 granit średnioziarnisty (medium-grained granite)	127	198	4,4	—	0,9	—	8,0	12,6	131	22	
118 granit drobnoziarnisty (fine-grained granite)	49	248	4,1	—	1,1	—	4,4	17,9	59	20,2	
74/14 granit leukokratyczny (leucocratic granite)	60	203	7,5	—	2	—	1,1	1,6	30	21	
143/1 gnejs (gneiss)	282	251	śl.	—	20	8,6	31	63	876	17,8	
143/2 amfibolit (amphibolite)	93	35	9,2	śl.	42	—	15	2,5	160	—	
143/3 gnejs (gneiss)	810	469	—	—	45	14,3	72	11	1073	62,8	
143/4 gnejs (gneiss)	156	246	—	śl.	14	6,0	30	39	215	25,9	
224/1 gnejs (gneiss)	144	51	—	—	8,9	15	19	23	59	4,6	1,3
224/2 gnejs (gneiss)	127	94	—	—	6,5	34	15	56	57	9,5	
225 gnejs (gneiss)	109	136	—	—	6,4	23	18	60	67	7,2	2

śl. — traces.

rakterystycznego promieniowania X wiązką protonów (energia wiązki = 2,6 MeV, z cyklotronu C-48).

Z analizy danych zawartych w tabeli 5 wynika, że zawartość Zr, Y, Zn, Cr, Ni, Cu koreluje z zawartością minerałów akcesorycznych, takich jak cyrkon (Zr, Y), magnetyt (Zn, Cr, Ni), tytanit, apatyt, i częściowo z zawartością biotyту (Zn) (por. tab. 6). Są to minerały odporne (refractory) na procesy anateksis. Obserwuje się zwiększoną liczbę tych pierwiastków w granicie gruboziarnistym (pr. 96), a wyraźne zmniejszenie w odmianach granitu od średnioziarnistego (pr. 74/20) poprzez drobnoziarnisty (pr. 118) do granitu leukokratycznego (pr. 74/14). W gnejsach tendencja ta nie jest taka wyraźna. Obserwuje się wzboga-

Chrom stwierdzono tylko w gnejsach. Jest to pierwiastek, który najczęściej występuje w magnetycie (Polański, Smulikowski 1969). Badane próbki znajdują się w strefie oddziaływania termicznego granitu Karkonoszy, o czym wspomniano wyżej. Zawierają one duże ilości magnetytu skupionego w kępkach (tab. 6), który może być efektem tego oddziaływania.

Gal w przeciwieństwie do chromu został wykryty tylko w granitach i amfibolicie. Wyraźne zwiększenie jego ilości obserwuje się w granicie leukokratycznym (pr. 74/14) i amfibolicie (pr. 143/2).

Zaznacza się także wyraźna wprost proporcjonalna zależność zawartości Rb od zawartości K₂O w skale, a Sr od ilości CaO (tab. 3).

Tabela 6.a Współwystępowanie minerałów akcesorycznych i ilościowy skład frakcji ciężkiej w badanych próbkach granitów
Assemblages of accessory minerals and composition of heavy fraction of the studied granites

Nr próbki Sample no.	Współwystępowanie minerałów akcesorycznych Accessory minerals assemblages	Ilościowy skład minerałów frakcji ciężkiej o rozmiarze < 0,08 mm (%) Heavy fraction (< 0,08 mm) composition (%)	Uwagi Comments
1	2	3	4
398/3*	kordieryt, pinit, granat, ilmenit z leukoksenem, magnetyt; apatyt, cyrkon cordierite, pinit, garnet, ilmenite with leucoxene, magnetite; apatite zircon	granat - 40, chloryt - 25, muskowit - 15, magnetyt - 13, apatyt - 2, cyrkon - 3, chlorit - 40, chlorit - 25, muskowit - 15, magnetit - 13, sericite - 2, zircon - 3, apatite - 2	dużo granatu cyrkon - zawartości średnie high amount of garnet, average amount of zircon
96	kordieryt (pinit), granat, ilmenit z leukoksenem, magnetyt; apatyt, cyrkon cordierite (pinit), garnet, ilmenite with leucoxene, magnetite; apatite, zircon	biotyt - 30, chloryt - 20, sericyt - 17, muskowit - 8, ilmenit - 8, granat - 4, cyrkon - 8, apatyt - 4, inne - 1, biotit - 30, chlorit - 20, sericit - 17, muscovite - 8, ilmenite - 8, garnet - 4, zircon - 8, apatite - 4, others - 1	dużo więcej granatu występuje we frakcji 0,15-0,08 mm; cyrkonu nieco więcej niż w gnijsach higher amount of garnet occur in the fraction 0,15-0,08 mm; slightly higher amount of zircon that in gneisses
74/19	kordieryt (pinit), granat, ilmenit z leukoksenem; apatyt, cyrkon cordierite (pinit), garnet, ilmenite with leucoxene; apatite, zircon	biotyt - 40, muskowit - 24, ilmenit z leukoksenem - 10, apatyt - 8, sericyt - 7, inne - 1, biotite - 40 muscovite - 24, ilmenite with leucoxene - 10, zircon - 10, apatite - 8, sericite - 7, others - 1	sporażenie spotyka się granat; cyrkonu trochę więcej niż w pr. 96 garnet is rare; slightly higher amount of zircon than in the sample 96
281/22	kordieryt (pinit), sporadycznie granat, ilmenit z leukoksenem; apatyt, cyrkon cordierite (pinit), rarely ilmenite with leucoxene; apatite zircon	biotyt - 35, chloryt - 15, muskowit - 11, cyrkon - 11, sericyt - 9, ilmenit z leukoksenem - 9, apatyt - 9, inne - 1, biotite - 35, chlorite - 15, muscovite - 11, zircon - 11, sericite - 9, ilmenite with leucoxene - 9, apatite - 9, others - 1	wyjątkowo dużo pinitu, osiąga on duże rozmiary; stosunkowo więcej niż w innych próbkach apatytu i cyrkonu, sporadycznie granat exceptionally abundant pinit reaches large size; relatively higher amount of apatite and zircon than in other samples; garnet is rare
74/12	ilmenit z leukoksenem, sporadycznie granat; apatyt, cyrkon ilmenite with leucoxene, rarely garnet; apatite zircon	biotyt - 40, muskowit - 25, ilmenit z leukoksenem - 10, sericyt - 3, apatyt - 6, cyrkon - 8, epidot - 3, chloryt - 3, inne - 2, biotite - 40 muscovite - 25, ilmenite with leucoxene - 10, sericite - 3, apatite - 6, zircon - 8, epidote - 3, chlorite - 3, others - 2	poza nieregularnymi i półzakończonymi apatytami, takimi jak w większości wyżej przedstawionych prób, występują też fragmenty dużych słupków apatytu; sporadycznie występuje granat besides angular and semirounded apatite grains, such as occur in majority of the above listed samples, here occur fragments of large prismatic crystals; garnet is rare
74/20	ilmenit z leukoksenem, sporadycznie granat; apatyt, cyrkon ilmenite with leucoxene, rarely garnet; apatite zircon	biotyt - 49, muskowit - 19, ilmenit z leukoksenem - 12, chloryt - 2, granat - 1, epidot - 2, cyrkon - 9, apatyt - 6, biotite - 49, muscovite - 19, ilmenite with leucoxene - 12, chlorite - 2, garnet - 1, epidote - 2, zircon - 9, apatite - 6	oprócz nieregularnych i półzakończonych ziarn apatytu występują także wykształcone w postaci małych słupków besides angular and semirounded apatite grains here occur short prismatic crystals
74/11	apatyt (ślady) apatite (traces)	biotyt - 85, muskowit - 10, sericyt - 4, apatyt - 1, biotite - 85, muscovite - 10, sericite - 4, apatite - 1	frakcji ciężkiej bardzo mało, brak cyrkonów very low amount of the heavy fraction, zircon is absent

1	2	3	4
74/14	apatyt (ślady) apatite (traces)	biotyt - 89, muskowitz - 6, sercyt - 4, apatyt - 1 biotite - 89, muscovite - 6, sericite - 4, apatite - 1	frakcji ciężkiej bardzo mało, brak cyrkonów very low amount of the heavy fraction, zircon is absent
281/15	apatyt, cyrkon (ślady) apatite, zircon (traces)	biotyt - 87, muskowitz - 8, sercyt - 3, apatyt - 1, granat - 1 biotite - 87, muscovite - 8, sericite - 3, apatite - 1, garnet - 1	frakcja ciężka mało obfita, cyrkon w ilości bardzo znikomej low amount of the heavy fraction, zircon in trace amounts
281/10	granat, hercynit(?), tlenki rudne; cyrkon, apatyt garnet, hercynite(?), ore oxides; zircon, apatite	nie rozdzielono not separated	granatu mało; apatytu stosunkowo dużo; cyrkonu o wiele mniej niż w pr. 74/19 low amount of garnet; relatively abundant apatite; lower amount of zircon than in the sample 74/19
118	granat (ślady), tlenki rudne (magne- tyt); apatyt, cyrkon garnet (traces), ore oxides (magne- tite); apatite, zircon	biotyt - 61, magnetyt - 12, muskowitz - 6, sercyt - 6, apa- tyt - 8, cyrkon - 4, chloryt - 3 biotite - 61, magnetite - 12, muscovite - 6, sericite - 6, apati- te - 8, zircon - 4, chlorite 3	granat w ilościach śladowych; dość dużo apatytu, niekiedy w postaci fragmentów dużych słupków; występują zaokrąglone biotyty garnet in trace amounts; abundant apatite sometimes as long prismatic crystals; rounded plates of biotite
299/2	apatyt, tytanit apatite, sphene	biotyt - 75, sercyt - 6, muskowitz - 3, apatyt - 15, tytanit - 1 biotite - 75, sericite - 6, muscovite - 3, apatite - 15, sphene - 1	frakcji ciężkiej bardzo mało, cyrkonów brak, ale niektóre blaszki biotytu mają wyraźne pola pleochroiczne; dość dużo apatytu w for- mie beczułkowatych ziarn very low amount of the heavy fraction; zircon is absent but strong pleochroic halo occur in some biotite plates; many barrel-shaped apatite grains
352/1	apatyt, cyrkon, granat (ślady) apatite, zircon garnet (traces)	biotyt - 95, muskowitz - 2, sercyt - 1, minerał rudny z leu- kośsenem - 1, apatyt - 1 biotite - 95, muscovite - 2, sericite - 1, ore mineral with leu- cosene - 1, apatite - 1	j.w., apatytu występuje bardzo mało as above, apatite is rare

* Objaśnienia numeracji prób w tabeli 3a. Sample designations are given in table 3a.

Tabela 6b. Współwystępowanie minerałów akcesorycznych i ilościowy skład frakcji ciężkiej w badanych próbkach łupków i gnejsów
Assemblages of accessory minerals and composition of heavy fraction of the studied schists and gneisses

Nr próbki Sample no.	Współwystępowanie minerałów akcesorycznych Accessory minerals assemblage	Ilościowy skład minerałów frakcji ciężkiej o rozmiarze < 0,08 mm (%) Heavy fraction (< 0.08 mm) composition (%)	Uwagi Comments
1	2	3	4
224/1*	sillimanit, andaluzyt, korund, grudełkowe tlenki Fe (magnezyt), hercynit(?), apatyt, cyrkon sillimanite, andalusite, corundum nodular Fe-oxides (magnetite), hercynite(?), apatite, zircon	biotyt oliwkowy — 31, tlenki Fe — 22, choryt — 20, biotyt brunatny — 16, cyrkon — 3, andaluzyt — 2, korund — 1, muskovit — 2, sercyt — 1, apatyt — 1, inne — 2 olive biotite — 31, Fe-oxides — 22, chlorite — 20, brown biotite — 16, zircon — 3, andalusite — 2, corundum — 1, muscovite — 2, sericite — 1, apatite — 1, others — 2	frakcja ciężka ma obfitość cyrkonów w gnejsach i granitach izoklinalnych; w tej próbie występuje właśnie ilość średnia the heavy fraction is not abundant; zircon content in the sample is equal to the average zircon content in the Izera granites and gneisses
224/2	sillimanit, andaluzyt, korund, grudełkowe tlenki Fe, apatyt, cyrkon sillimanite, andalusite, corundum nodular Fe-oxides; apatite, zircon	biotyt brunatny — 51, biotyt oliwkowy — 20, tlenki Fe — 20, cyrkon — 4, apatyt — 1, korund — 2, andaluzyt — 2 brown biotite — 51, olive biotite — 20, Fe-oxides — 20, zircon — 4, apatite — 1, corundum — 2, andalusite — 2	j.w. w obu próbkach występują półzaokrąglone i nieregularne apatyty as above; in both samples there occur semirounded and irregular apatite grains
225	sillimanit, andaluzyt, korund, grudełkowe tlenki Fe; apatyt, cyrkon sillimanite, andalusite, corundum nodular Fe-oxides; apatite, zircon	biotyt brunatny — 63, biotyt oliwkowy — 12, tlenki Fe — 8, andaluzyt — 4, cyrkon — 6, korund — 2, apatyt — 2, sercyt — 1, inne — 2 brown biotite — 63, olive biotite — 12, Fe-oxides — 8, andalusite — 4, zircon — 6, corundum — 2, apatite — 2, sericite — 1, others — 2	frakcja ciężka obfita; cyrkonu nieco więcej niż w pr. 224; nieco więcej apatyty, wykształconego w postaci nieregularnych ziarn, występuje także nićkowy apatyt w skąpleniu abundant heavy fraction; zircon and apatite contents are slightly higher than in the sample 224; apatite occurs in the form of angular grains and thread-like aggregates in feldspars
K	turmalin; tlenki Fe tourmaline, Fe-oxides	biotyt — 38, choryt — 36, tlenki Fe — 21, turmalin — 2, inne — 3 biotite — 38, chlorite — 36, Fe-oxides — 21, tourmaline — 2, others — 3	frakcja ciężka bardzo obfita, cyrkonów brak very abundant heavy fraction, zircon is absent
143/1	hornblenda, tlenki Fe; andaluzyt, hercynit (?), apatyt, cyrkon; epidot hornblende Fe-oxides; andalusite, hercynite (?), apatite, zircon, epidote	biotyt — 39, tlenki Fe — 30, cyrkon — 10, choryt — 7, epidot — 4, hornblenda — 3, apatyt — 3, andaluzyt — 1, inne — 3 biotite — 39, Fe-oxides — 30, zircon — 10, chlorite — 7, epidote — 4, hornblende — 3, apatite — 3, andalusite — 1, others — 3	frakcja ciężka obfita, cyrkonu nieco więcej niż w próbie 225 abundant heavy fraction, zircon content is slightly higher than in the sample 225
143/2	tlenki Fe, biotyt, tytanit, kalcyt, choryt, apatyt, pyryt Fe-oxides, biotite, sphene, calcite, chlorite, apatite, pyrite	tlenki Fe — 80, tlenki Fe — 10, choryt — 5, epidot — 2, tytanit — 1, kalcyt — 1, inne — 1 Fe-oxides — 80, Fe-oxides — 10, chlorite — 5, epidote — 2, sphene — 1, calcite — 1, others — 1	frakcja ciężka bardzo obfita, cyrkonów brak, apatyt w postaci długich słupków very abundant heavy fraction, zircon is absent; long prismatic crystals of apatite
143/3	tlenki Fe, andaluzyt; apatyt, cyrkon Fe-oxides, andalusite; apatite, zircon	biotyt — 40, choryt — 38, tlenki Fe — 8, cyrkon — 10, apatyt — 4, biotite — 40, chlorite — 38, Fe-oxides — 8, zircon — 10, apatite — 4	frakcja ciężka obfita, cyrkon występuje w ilości podobnej jak w pr. 143/1 abundant heavy fraction, zircon amounting similarly to the sample 143/1

4

3

2

1

143/4	tlenki Fe; epidot; apatyt, cyrkon Fe-oxides; epidote apatite, zircon	biotyt - 39, chloryt - 39, tlenki Fe - 8, cyrkon - 8, apatyt - 1, epidot - 2, inne - 2 biotite - 39, chlorite - 39, Fe-oxides - 8, zircon - 8, apatite - 1, epidote - 2, others - 2	1, j.w., apatytu bardzo mało as in the above sample; very small amounts of apatite
73/1	epidot, tytanit; tlenki Fe; cyrkon, apatyt; chlozyt epidote, iphenas; Fe-oxides; apatite, zircon; chlorite	serpentyt - 20, tytanit - 30, tlenki Fe - 15, bio. yt - 7, apatyt - 22, epidot - 4, cyrkon - 2 serpente - 20, sphen: - 30, Fe-oxides - 15, biotite - 7, apatite - 22, epidote - 4, zircon - 2	cyrkonu bardzo mało, tworzy ziarna dużo mniejsze od występujących w innych próbkach very small amounts of zircon, its grains are much smaller than in other samples
73/2	tlenki Fe; epidot; apatyt, cyrkon Fe-oxides; epidote; apatite, zircon	epidot - 68, biotyt - 20, serpentyt - 5, cyrkon - 3, apatyt - 2 tlenki Fe - 2 epidot: - 68, biotite - 20, serpente - 5, zircon - 3, apatite - 2, Fe-oxides: - 2	cyrkonu dużo więcej niż w pr. 73/2, niektóre kryształy bardzo duże zircon is much more abundant than in the sample 73/2, some crystals are very big
281/17B	tlenki Fe, tytanit, apatyt, epidot Fe-oxides, sphen, apatite, epidote	amfibole - 90, biotyt - 2, tytanit - 3, tlenek Fe - 3, apatyt - 2 amphiboles - 90, biotite - 2, sphen - 3, Fe-oxides - 3, apatite - 2	1 cyrkon na całe szkło only one zircon grain in the whole glass-slide
281/17	ilm. nit (magnetyt?) z leukoksenem; apatyt, cyrkon; epidot, chloryt illmenite (magnetite?) with leucocoxene; apatite, zircon; epidote, chlorite	biotyt - 35, ilm. nit z leukoksenem - 22, muskowit - 15, cyrkon - 8, apatyt - 6, epidot - 2, chloryt - 3, tytanit - 1 biotite - 35, ilm. nit with leucocoxene - 22, muscovite - 15, zircon - 8, apatite - 6, epidote - 2, chlorite - 3, sphen - 1	cyrkon w ilościach średnich, dość dużo apatytu medium amounts of zircon, apatite is relatively abundant
74 e	ilm. nit z leukoksenem; apatyt, cyrkon; granat illmenite with leucocoxene; apatite, zircon; garnet	biotyt - 70, ilm. nit z leukoksenem - 21, apatyt - 5, cyrkon - 4 biotite - 70, ilm. nit with leucocoxene - 21, apatite - 5, zircon - 4	dość dużo apatytu, cyrkon w ilościach średnich, sporadyczny granat apatite is relatively abundant, medium amounts of zircon, garnet is rare

* Objaśnienia numeracji prób w tabeli 3b. Explanations of the samples designations are given in table 3b.

SKŁAD FRAKCJI CIĘŻKIEJ I UWAGI O WSPÓLWYSTĘPOWANIU MINERAŁÓW AKCESORYCZNYCH

Zróznicowanie występowania minerałów akcesorycznych w poszczególnych próbkach (tab. 6) zostało ustalone na podstawie badań preparatów proszkowych i szlifów. Uwzględnione zostały wszystkie minerały akcesoryczne, nawet te, które nie należą do tzw. frakcji ciężkiej. Procentowy udział poszczególnych minerałów ciężkich został obliczony dla ziarn o rozmiarze mniejszym niż 0,08 mm. Obliczono go licząc 2 razy po 200 ziarn tej frakcji z każdej próbki, wliczając też łuszczyki, amfibole i inne ciężkie główne minerały skałotwórcze. W tabeli 6 przedstawiono średnią z dwóch wyliczeń. Autorka zdaje sobie sprawę z małej dokładności takiego ujęcia, ale przy stosowanej przez nią metodzie wydzielenia frakcji ciężkiej jest to jedyny sposób ilościowego oszacowania zawartości poszczególnych minerałów ciężkich w próbce. We frakcjach o większym wymiarze ziarn proporcje ilościowe tych minerałów są często zupełnie inne. Dlatego ważne i niekiedy bardziej miarodajne są uwagi autorki o proporcjach poszczególnych minerałów umieszczone w rubryce 4 w tabeli 6, a ustalone po przejrzeniu wielu preparatów proszkowych potrzebnych do uzyskania wymaganego minimum statystycznego – 100 ziarn cyrkonów. Wśród badanych skał większość zawiera mniej więcej równe, niewielkie ilości cyrkonu (tab. 6). Jego wartość nieznacznie wzrasta w odmianach porfirowatych (74/19, 281/22) i średnioziarnistych (74/20). Odmiany leukokratyczne granitów (281/15, 74/11, 74/14), natomiast które tworzą nieregularne gniazda w granicie porfirowatym (fig. 4) zawierają cyrkon w ilościach śladowych. Granity drobnoziarniste żyłowe (299/2, 352/1) zawierają go jeszcze mniej. Z tych ostatnich nie można go wyseparować tradycyjnymi metodami, gdyż jest jeszcze mniejszy niż w pozostałych odmianach. O jego obecności w skale świadczą być może niewielkie pola pleochroiczne w też niewielkich blaszkach biotyту. Pola takie jednak pojawiają się często wokół innych minerałów promieniotwórczych, jak allanit, monacyt i ksenotym.

Nieco odmiennie proporcje ilościowe obserwuje się w zawartości apatyту. Ogólnie jego ilość maleje w kierunku od granitów gruboziarnistych i gnejsów przez średnioziarniste do drobnoziarnistych żyłowych. Niewielki wzrost jego zawartości obserwuje się w granitach porfirowatych (74/19, 281/22) i leukokratycznych (74/11, 74/14, 281/15).

Apatyt wykształcony jest w postaci ziarn o różnym pokroju. W większości łupków, gnejsów i granitów gruboziarnistych i porfirowatych (tab. 6 – uwagi) tworzy nieforemne, krótkie ziarna i słupki lub formy półokrągłe. W łupkach, gnejsach i granitognejsach występują one wraz z innymi minerałami akcesorycznymi w laminach łuszczykowych lub w ich pobliżu. W niektórych łupkach apatyt pojawia się w dużej ilości. W granitach ziarna apatyту układają się w smugi wokół większych blaszek biotyту wraz z innymi minerałami akcesorycznymi. Smugi te występują też w szczelinach w biotycie lub jako wrostki na jego brzegach. W granitach leukokratycznych i drobnoziarnistych żyłowych spotyka się ziarna apatyту rozrzucone w tle skaleniowo-kwarcowym. Innym typem apatyту są kryształy subhedralne, niekiedy beczułkowate, krótkie i grube. Spotyka się je w małej ilości wraz z pierwszym typem apatyту w leukokratycznych (281/15, 74/11, 74/14) i niektórych drobnoziarnistych (299/2) odmianach granitu. Tworzą one zwykle wrostki w biotycie lub innych minerałach skałotwórczych. Ciekawy jest fakt, że w granicie 352/1, bardzo podobnym mineralogicznie, chemicznie i strukturalnie do 299/2, apatyt występuje tylko w ilościach śladowych. Żyła tego granitu ma granice proste, a granitu 229/2 – nieregularne (fig. 4). W granitach 74/12 oprócz półokrągłych i nieregularnych spotyka się też duże euhedralne apatyty, a w 74/20 małe, cienkie słupki.

Zupełnie odmienną formą apatyту są kryształy igłowe, wykształcone w postaci bardzo długich i cienkich słupków, o elongacji często powyżej 10. Ściany słupa są euhedralne, lśniące i gładkie. Brak prawidłowo wykształconych zakończeń. Kryształy są prosto ucięte. Występują zwykle w skaleniach. Pojawiają się obok półokrągłych i nieregularnych w próbce 299 i 143/2 i sporadycznie w 352/1. Dwie pierwsze próbki zostały pobrane ze strefy oddziaływania termicznego granitu karkonoskiego i być może forma ta jest związana z wpływem tego granitu. Podobne skalenie, jeszcze gęściej usiane igłami apatyту, zostały zanotowane przez autorkę w żyłach monzonitów kwarcowych metamorfiku Wzgórz Strzeelińskich. Te kryształy nitkowe (wiskersy) zinterpretowała ona tam jako efekt bardzo szybkiej krystalizacji przechłodzonego stopu (Oberc *et al.* 1986).

Z innych istotnych cech wynikających z tabeli 6 należy wymienić:

1. Podwyższoną zawartość tytanitu w odmianach łupkowych i gnejsie warstewkowym (281/17). Wykształcony jest on w postaci koper-

tokształtnych, klinowatych lub nieregularnych ziarn.

2. Wzbogacenie w ilmenit z wianuszkami leukoksenu w granitach porfirowatych (74/19, 281/22), średnioziarnistych (74/12, 74/20), enklawie gnejsu (74e) i granitach drobnoziarnistych z plastrowatym biotytem (118, 281/10).

3. Dużo magnetytu często euhedralnego, skupionego w kępki w próbkach z profilu 224, 225, 143. Skupienia te są zapewne efektem oddziaływania termicznego granitu Karkonoszy.

Efekt termicznym wywołanym przez granit karkonoski jest współwystępowanie andalazytu, sillimanitu i korundu w profilu 224 i 225 oraz zespołu andalazytu i korundu w niektórych próbkach z profilu 143.

STUDIUM CYRKONÓW

WŁASNOŚCI FIZYCZNE

Petrogenetyczne znaczenie poszczególnych własności fizycznych cyrkonów zostało szczegółowo omówione w pracach: Majerowicza (1975), Klimas-August (1981a) i częściowo w jednym z wcześniejszych rozdziałów. Ilościowe różnicowanie cech cyrkonów z badanych prób przedstawia tabela 7.

Barwa jest cechą, która wykazuje często krańcowe różnicowanie, nawet w obrębie cyrkonów z jednej próbki. Obserwuje się formy o jasnych tonacjach barw, często bezbarwne, sine, sinoszare, a także od żółtoszarych do barw ciemnych, jak szare, ciemnoszare i brązowe w różnych odcieniach. Cyrkony o zabarwieniu ciemnym zdecydowanie przeważają we wszystkich badanych próbkach skalnych. Wykazują je ziarna zaokrąglone, półzaokrąglone i nieregularne. Bezbarwne są najczęściej kryształy o pokroju euhedralnym lub subhedralnym. Jest ich zwykle niewiele, a w niektórych próbkach, np. w 73/1, 224/2, nie występują w ogóle. W innych próbkach, np. 118 i 74/20 (tab. 7), wśród ciemnoszarych i brązowych cyrkonów spotyka się niewielkie ilości kryształów euhedralnych. Często są one fragmentami większych form z jednym tylko zakończeniem. Drugi koniec jest zwykle koronkowo skrodowany.

Przezroczystość. Cecha ta jest ściśle związana z barwą i zawartością inkluzji w kryształach. Duży wpływ na nią ma zjawisko nazywane przez jednych autorów cienistością (shadowy appearan-

ce – Malcuit, Heimlich 1972) przez innych chmurnością (clouding – Gupta, Johannes 1985). Zjawisko to prowadzi w efekcie do metamiktyzacji (Tomita 1954; Łazarenko 1963). Cyrkony o jasnych tonacjach barw są najczęściej przezroczyste lub półprzezroczyste. W miarę ciemnienia barwy czy zwiększenia się chmurności, przezroczystość zmniejsza się, przechodząc od form słaboprzezroczystych, poprzez przeświecające do zupełnie nieprzezroczystych. Wśród cyrkonów z badanych skał osobniki euhedralne i subhedralne są zwykle przezroczyste; półzaokrąglone i zaokrąglone są przezroczyste lub słaboprzezroczyste. Największa chmurność i wiele nieprzezroczystych cyrkonów, często o nieregularnych kształtach, występuje w tych skałach, w których zaznaczyły się zjawiska korozji, rekrytalizacji i dobudowywania cyrkonów.

Z tabeli 7 wynika, że najwięcej cyrkonów o ciemnych tonacjach barw, a więc słaboprzezroczystych lub nieprzezroczystych, występuje w granitach (96, 118) i granitognejsach (398/3). W odmianach porfirowatych, średnioziarnistych i drobnoziarnistych ich liczba wyraźnie zmniejsza się. W obrębie sekwencji gnejsowych najwięcej cyrkonów ciemnych jest na początku każdego takiego profilu, tzn. w łupku i w gnejsie warstwowym.

Pokrój. W każdej próbce kryształy euhedralne i subhedralne stanowią mniejszość. Najwięcej jest form półzaokrąglonych, zaokrąglonych i zupełnie nieregularnych, niekiedy o dziwacznych, koronkowo powyginanych granicach (patrz pl. VI-XIV).

Tabela 7. Zestawienie niektórych cech fizycznych
Compilation of some physical properties

Cecha — feature							Nr próbki	
	73/1*	73/2	143/1	143/3	143/4	224/1	224/2	
Zaokrąglone i półzaokrąglone [liczba] Rounded and semirounded [number]	100	75	85	80	56	77	88	
Ziarna z kątami wygaszania, I grupa [liczba] Grains showing extinction angle, I group [number]	36	26	26	31	22	30	11	
Kąt wygaszania [°] max.	27	35	40	35	42	33	26	
Extinction angle [°] mean — śr.	12	13	13	12	14	14	13	
min.	4	6	4	3	6	5	7	
							Procenty	
Błyszcząca, przezroczysta Colours, transparent								
subhedralne + euhedralne całe kryształy whole	—	15	3	10	18	7	3	
subhedral + euhedral załamane crystals broken	—	6	6	5	9	3	1	
Ciemno zabarwiony, słabo przezroczysty Dark, almost opaque								
euhedralne — euhedral	—	7	1	3	10	3	—	
subhedralne + euhedralne całe kryształy whole	—	1	—	3	—	2	2	
subhedral + euhedral załamane crystals broken	—	3	—	—	—	—	—	
nieregularne — angular	—	1	6	5	17	13	8	
Złamane — broken (suma — total)	—	9	6	5	9	3	1	
Korozja — corrosion	63	61	60	48	63	82	70	
Inkluzje — inclusions	7	34	11	20	21	18	19	
Przezroczyste — transparent	2	19	5	10	16	7	3	
Półprzezroczyste — translucent	7	46	25	30	37	25	32	
Słabo przezroczyste i nieprzezroczyste Opaque and almost opaque	91	35	70	60	47	68	65	
Równoległe zrosty, rozdwojenia Parallel intergrowths, splitting	4	1;1	3	4	2	7	12	
Agregaty ziarn — aggregates of grains	—	—	2	1	1	—	12	
Wyrostki — outgrowths	—	1	2	—	1	3	2	
Przyrosty — overgrowths	—	—	—	—	2	2	—	
Formy dobudowane lub zrekrytalizowane Overgrown or recrystallized individuals	—	5	8	6	3	6	8	
Jądra — cores	—	12	4	9	4	3	—	
Jądra pyłowe — dusty cores							30	
Jąderka — tiny cores	2	—	—	3	—	—	3	
Pseudojądra — pseudocores	—	1	—	2	1	5	1	
Korozja skorupowa — corrosion	—	2	—	—	—	7	10	
Formy nietypowe razem Unusual habits total	6	20	19	25	14	29	29	
Szczelinowate — fractured	—	2	5	—	5	3	—	
Zrosty z tlenkiem Fe Intergrowths with Fe-oxide	—	—	—	—	1	5	1	

* Objaśnienie numeracji prób w tabeli 3. Samples designations are given in Table 3.

cyrkonów z badanych granitów i gnejsów izerskich
of zircon from the Izera granites and gneisses

— sample no.											
225	74e	281/17	398/3	96	74/19	281/22	74/20	74/12	281/15	281/10	118
92	83	60	78	86	61	48	58	70	68	66	71
16	9	21	27	39	3	10	32	7	10	14	9
34	21	40	40	40	29	24	32	39	19	38	39
15	13	18	11	18	16	11	15	18	11	19	14
3	4	4	4	4	8	4	5	6	5	7	8
— per cent											
6	7	16	8	10	12	38	10	12	24	9	12
3	8	15	2	1	12	9	3	4	6	11	3
—	4	4	5	1	8	24	2	5	18	4	5
1	—	—	—	—	—	7	12	1	—	—	4
—	—	—	—	—	—	—	10	—	—	—	3
—	2	9	12	3	15	5	7	14	2	14	3
3	8	15	2	1	12	9	13	4	6	11	6
66	63	54	42	56	62	49	60	75	64	67	61
17	24	30	19	19	23	75	21	20	50	15	14
7	27	43	8	2	33	30	7	20	62	24	4
30	32	27	17	31	33	29	26	33	22	27	21
63	41	30	75	67	34	41	67	47	16	49	75
6;2	4;2	4	4	3	3;3	2	2	3;2	—	4	9
1	1	2	—	1	1	1	2	1	—	—	4
—	—	14	—	4	2	6	5	4	6	2	—
1	4	2	11	1	3	2	2	1	—	2	—
5	1	3	6	5	1	7	7	3	—	6	16
4	3	9	—	6	7	8	3	4	8	4	—
1	—	1	7	—	1	1	—	—	—	—	1
—	—	4	—	2	—	2	3	1	—	—	—
5	2	1	—	1	—	—	9	2	—	1	0
4	2	—	—	6	—	—	4	1	—	1	5
24	17	40	18	23	21	29	23	22	18	18	30
4	2	5	10	7	1	6	10	6	2	—	—
—	—	—	—	1	3	—	—	—	—	2	—

Formy krystalograficzne są możliwe do określenia w kryształach euhedralnych i niektórych subhedralnych. Są to wyłącznie kombinacje słupów tetragonalnych i piramid. Najczęściej spotyka się kombinację (110) i (100) z przeważającą (311) i podporządkowaną (111) (pl. VII, 18; IX, 23, 29). Liczny jest także habitus wrzecionowaty, będący kombinacją prostych form krystalograficznych w rodzaju (100) i (111) z mniejszym lub większym rozwojem (311) przy równoczesnym zaniku słupa (110) (pl. VI, pr. 96, 14). Wśród cyrkonów półzaokrąglonych i zaokrąglonych widoczne są niekiedy fragmenty krawędzi lub ścian (pl. VII, 7; IX, 2). Elementy takie można też odnaleźć w formach zrekrystalizowanych (pl. VI, pr. 96: 5, 6).

Budowa zonalna. W cyrkonach badanych skał mikroskopowo nie stwierdzono budowy zonalnej. W kilku kryształach o barwie brunatnej obserwowano autorka cieniutkie nieregularne linie przyrostów odpowiadające raczej tzw. zonalności włoskowatej (Heimlich *et al.* 1975).

Korozja. Można obserwować jej przejawy na wielu ziarnach cyrkonów w każdej próbce (tab. 7). Różny jest jednak stopień jej zaawansowania. W stadium początkowym na powierzchni ziarn pojawiają się niewielkie zagłębienia i nierówności (pl. XII, pr. 143/3: 11). W następnym etapie atakowane są krawędzie. Ulegają one nieregularnemu wyginaniu (pl. VI, pr. 96: 5, 9). W najwyższym stopniu zaawansowania tego procesu cyrkonny przyjmują postać nieregularnych form o koronkowych granicach (pl. XI, pr. 73/2: 4, 8). Dość częstym typem korodowania jest tzw. korozja skorupowa. Objawia się ona skorupowym usuwaniem wierzchnich warstw minerału. Odslaniające się części wewnętrzne sprawiają niekiedy wrażenie jąder (zostaną one omówione niżej) i są przez Lachowicza (1979) nazywane pseudojądrami (tab. 7; pl. XIII, pr. 224/1: 1, 5).

Jak wspomniała autorka wcześniej, nie ma w literaturze petrologicznej jednolitych poglądów na temat charakteru medium korodującego. Mogą to być roztwory, najprawdopodobniej alkaliczne, lub magma. Odróżnienie efektów działalności jednego od drugiego jest bardzo trudne, zwłaszcza gdy nałożą się na siebie. Zdaniem autorki roztwory alkaliczne, jeśli takie istniały w skale, były z pewnością bardziej penetratywne i miały większą możliwość wniknięcia w drobne szczelinki w minerałach i nieregularności na jego powierzchni. Korozja magmowa natomiast powinna dawać w efekcie postacie podobne do obtopionych.

Najwięcej form skorodowanych występuje wśród ziarn półzaokrąglonych, zaokrąglonych i nieregularnych o ciemnych tonacjach barw. Niekiedy jednak słabe objawy korozji można też obserwować na kryształach subhedralnych, sinoszarych i półprzezroczystych. Z tabeli 7 wynika także, że w miarę wzrostu liczby ziarn skorodowanych, maleje liczba cyrkonów z kątami wygaszania (np. 74/19). Potwierdzałoby to wspomniane już wcześniej spostrzeżenie Poldervaarta (1965), że najpierw są korodowane te nierówności w formach o nieregularnych zarysach, które powoduje istnienie niezgodności katowej między wydłużeniem ziarna, a jego osią krystalograficzną (fig. 10, 6, 7). Z tabeli tej widać także, że większa liczba cyrkonów z objawami korozji pojawia się w gnejsach i granitach dwuskaleniowych (skałen potasowy + plagioklaz) niż w odmianach plagioklazowych tych skał. Zaznacza się też wyraźny wzrost liczby form skorodowanych w próbkach z profilu 224, który znajduje się w strefie termicznego oddziaływania granitu Karkonoszy.

Inkluzje. Kryształy cyrkonu we wszystkich próbkach zawierają mało inkluzji w porównaniu np. z cyrkonami typowymi dla plutonów magmowych (np. dla granitu karkonoskiego – Kryza *et al.* 1979). W ziarnach ciemnych lub chmurnych inkluzje są po prostu niewidoczne. W kryształach bezbarwnych lub sinoszarych występują w niewielkiej liczbie. Przeważają wakuole okrągłe, najczęściej gazowe lub ciekłe (pl. XIII, pr. 224/1: 12). Wrostki w stanie stałym, spotykane rzadziej, wykształcone są w postaci drobnych form krystalicznych (pręciki, igielki, pl. IX, 23, 31) lub tworzą nieregularne i często nieprzezroczyste ciała (pl. VIII, pr. 74/20: 6). Podobne bezbarwne cyrkonny z małą liczbą inkluzji spotykała autorka w niektórych aplitech okolic Strzelina (Oberc *et al.* 1986). Stanowiły one w tamtych skałach większość, przeciwnie niż w opisywanych granitoidach izerskich, gdzie jest ich stosunkowo niewiele.

Obecność starszych cyrkonów – jąder, wewnątrz młodszych cyrkonów – gospodarzy. Cyrkonny z badanych gnejsów i granitów izerskich nie są bogate w jądra, które traktuje się jako relikty cyrkonów pochodzących z różnych etapów rozwoju skały, w tym także ze skał premetamorficznych. Dużo więcej takich reliktowych cyrkonów spotykała autorka w gnejsach granodiorytowych okolic Grabiszyc na południe od Leśnej (Klimas-August 1981b). W cyrkonach badanych skał jądra są wykształcone w

nietypowy sposób, w porównaniu z tymi z gnejsów granodiorytowych czy opisywanych w literaturze (np. Malcuit, Heimlich 1972; Shotwell, Heimlich 1973 i in.). Jądra są słabo widoczne na tle cyrkonu, w którym występują. Różnica barw między jądrem a cyrkonem gospodarzem jest minimalna (pl. VII, 19). Niekiedy jądro można rozpoznać dopiero przy skrzyżowanych nikolach po charakterystycznym układzie barw interferencyjnych. W innych kryształach zarysy jądra są zaznaczone tylko ułożeniem inkluzji pyłowych na jego brzegach (w tab. 7 – tzw. jądra pyłowe; pl. VI, pr. 96: 9). Wewnątrz dużego cyrkonu występować może kilka małych okrągłych jąder (w tab. 7 – jąderka, pl. IX, 32). Dłuższe osie jąder są najczęściej niezgodne z dłuższą osią gospodarza, która pokrywa się z osią krystalograficzną z. Wskazuje to na istnienie „kąta wygaszania” w cyrkonie występującym wewnątrz (pl. XI, pr. 73/2: 15). Rzadziej obserwuje się zgodność wydłużenia i osi = jąder i kryształów gospodarzy (pl. VII, 20). W ziarnach, w których zaznaczyła się korozja skorupowa, jak wspomniano wyżej, odsłaniają się wewnętrzne ich części do złudzenia przypominające jądra (tab. 7 – pseudojądra, pl. XIII, pr. 224/1: 1, 5).

Obecność „kąta wygaszania”. O dużym petrogentycznym znaczeniu tej cechy była już mowa wcześniej. Jak wynika z tabeli 7, występuje on dość często w cyrkonach wszystkich badanych próbek. Jego wartości wahają się w szerokim zakresie od 3-42°. Najczęściej obserwuje się go w odmianach tego minerału o ciemnych tonacjach barw, o formach zaokrąglonych, półzaokrąglonych i nieregularnych (fig. 10, 11).

W literaturze nie jest opisywane zachowanie cyrkonu w czasie takich procesów, jak kataklaza (protoklaza), mylonityzacja, ruchy dyferencjalne w różnej skali, czy wreszcie inne deformacje tektoniczne w dużej skali. Aby wykluczyć ewentualny wpływ tych procesów na powstanie form z kątem wygaszania, w tab. 7 zostały uwzględnione raczej ziarna zaokrąglone i półzaokrąglone (pl. XIV, 1, 4). Nie uwzględniono tu form nieregularnych i będących złamaną częścią większych kryształów. Mają one zwykle jedno zakończenie prawidłowo wykształcone, a drugi koniec skorodowany (pl. XIV, 17, 24). Takie formy mogły powstać przy krótkim transporcie osadowym, ale nie można wykluczyć wpływu wymienionych wyżej procesów. Jak wspomniano wcześniej, korozja magmowa niweluje zwłaszcza te nieregularności, które powodują niezgodność między wydłuże-

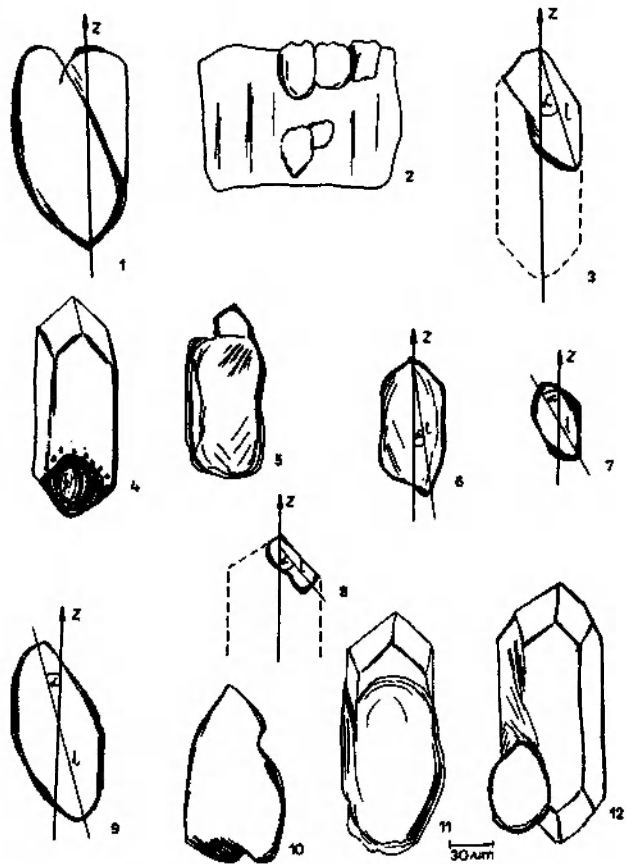


Fig. 10. Różne nietypowe formy cyrkonu. 1, 2, 12 – równoległe zrosty dwóch lub kilku ziarn (2 – w blaszce biotyту, brzegi wystające bardziej skorodowane); 3, 8 – próba rekonstrukcji ziarn cyrkonu do kryształów euhedralnych; 3, 6-9 = cyrkon z „kątem wygaszania”; 5, 11 – formy zrekrystalizowane

Various untypical forms of zircon. 1, 2, 12 – parallel intergrowths of two or more grains (2 – in the biotite protruding margins are more corroded); 3, 8 – an attempt of reconstruction of zircon grains to euhedral crystals; 3, 6-9 = zircon grains displaying the „extinction angle”; 5, 11 – recrystallized individuals

niem ziarna a jego osią z. Może jednak do tego nie dojść, gdy będzie ona działała przez krótki czas.

Niewielka liczba kryształów euhedralnych, o asymetrycznej budowie wykazuje także obecność kąta wygaszania. Jego wartość waha się od 3° do 6°. Możliwe, że kryształy te powstały przez wzrost cyrkonu przy stressie (Klimas-August 1981b).

Nietypowe formy cyrkonu. W większości plutonów magmowych cyrkon występuje w postaci maleńkich, najczęściej pojedynczych wzrostków w różnych minerałach skałotwórczych, najczęściej w biotycie. W badanych skałach izerskich, jak wspomniano wcześniej, cyrkon wystę-

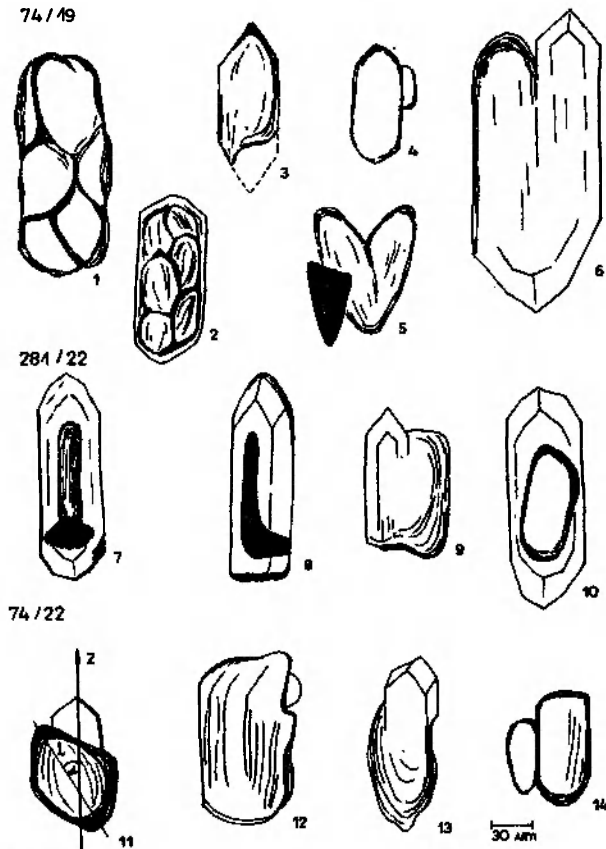


Fig. 11. Różne nietypowe formy cyrkonu. 1 – agregaty ziarn cyrkonu zrosnięte w postaci większego ziarna; otoczone przyrostem (overgrowth) (2); 6, 9, 13 – formy zrekrystalizowane; 4, 14 – równoległe zrosty; 7, 8, 10 – cyrkon z jądrami; 10 – jądro o wydłużeniu niezgodnym z osią z cyrkonu gospodarza; 5 – zrost cyrkonu z magnetytem

Various untypical forms of zircon; 1 – polycrystalline zircon aggregate rimmed by overgrowth (2); 6, 9, 13 – recrystallized forms; 4, 14 – parallel intergrowth; 7, 8, 10 – zircons with cores; 10 – the core elongation deviates from the z axis of the host zircon; 5 – zircon intergrown with magnetite

puje w postaci skupień dwóch lub kilku ziarn, wraz z innymi minerałami akcesorycznymi. Tworzą one wyciągnięte zgodnie z foliacją smugi w laminach lyszczkowych gnejsów i granitów. W niektórych granitach te agregatowe skupienia cyrkonów i innych minerałów akcesorycznych nagromadzone są wokół większych blaszek biotytu lub wypełniają szczeliny w tym mineralu (pl. V, 1, 2). Nawet cyrkonu występujące wewnątrz blaszek biotytu tworzą często skupienia złożone z kilku ziarn. Pojedyncze kryształy cyrkonu, najczęściej euhedralne, subhedralne, rzadziej półokrągłe, wszystkie jasno zabarwione spotykane są jako wrostki w skaleniach, kwarcu lub interstycjach między głównymi minerałami skałotwórczymi. Efektem takiego sposobu występowania jest pojawienie się w preparatach proszkowych dużej

liczby równoległych zrostów dwóch ziarn (np. pl. VI, pr. 96:4) i agregatów kilku ziarn cyrkonu (np. pl. VI, pr. 398/3:12). Niekiedy te agregaty lub pojedyncze cyrkonu są zrosnięte z magnetytem (fig. 11, 5). W skale takich agregatowych skupień jest dużo więcej niż w preparacie proszkowym (tab. 7), gdyż część z nich ulega rozbiciu w trakcie procesu dezintegracji skały. W kilku próbkach autorka spotkała zjawisko przedstawione na planszy VII (5, 10, 15) i figurze 11 (1, 2), które polega na tym, że wiele ziarn cyrkonów, najczęściej ciemno zabarwionych, tworzy podłużną wstęgę, którą otacza też ciemny przyrost (overgrowth) o euhedralnych zarysach. We wstępnym etapie badań można było sądzić, że jest to proces rozpadu dużego euhedralnego kryształu na mniejsze ziarna wzdłuż gęstego systemu spękań. W tym przypadku trudne do wytłumaczenia było istnienie niespękanej otoczki. Dopiero dokładne obserwacje szlifów wyjaśniły, że jest to zjawisko odwrotne, tzn. zrastanie się wielu ziarn. Osie optyczne w takim agregacie są zwykle równoległe do siebie i cały kryształ wygasa prosto. Niekiedy zdarza się, że któreś z ziarn ułożone jest optycznie niezgodnie i ono wygasa inaczej niż pozostałe. W literaturze zjawiska takie nazywane równoległymi zrostami i agregatami kryształów opisywane były przez wielu autorów i interpretowane jako dowód na anateksis lub metasomatozę (Hoppe 1959; Harris 1959; Dalziel 1963; Jocelyn, Pidgeon 1974 i in.). Poldervaart i Eckelman (1955) uznają je za cechę charakterystyczną dla granitów autochtonicznych. Gupta i Johannes (1985) oraz badania przeprowadzone przez autorkę, przedstawione wyżej, wykazują, że dużo takich form może pojawiać się w migmatytach z udziałem stopu.

W badanych skałach dość częstym zjawiskiem są rozdwojenia i formy nadbudowane nowym wzrostem (tab. 7). W pierwszym przypadku z jednego, grubego, najczęściej nieregularnego osobnika wyrastają dwa cieńsze, jaśniejsze o euhedralnych formach (pl. VII, 143/3:23). Drugie zjawisko polega na tym, że na zaokrąglonym lub nieregularnym fragmencie zwykle ciemnego cyrkonu wyrasta mniej lub bardziej euhedralny, jaśniejszy kryształ (pl. VII, 21). Inną formą nowego wzrostu jest występowanie drobnych, trójkątnych lub prostokątnych wyrostków (outgrowths) lub większych częściowych lub całkowitych obwódek jaśniejszego cyrkonu na ciemnym (overgrowths). Te dwa ostatnie zjawiska nie są rozwinięte na dużą skalę (tab. 7). O wiele częściej spotyka się je w gnejsach granitoidowych z okolic Grabiszyc.

PODZIAŁ NA POPULACJE

Ważną petrograficznie cechą fizyczną cyrkonu są jego rozmiary, głównie długość i szerokość. Wymiary i inne obliczone na ich podstawie parametry statystyczne dobrze dokumentują pewne procesy geologiczne. Z doświadczeń autorki wynika, że przed ich obliczeniem należy cyrkonny podzielić na grupy, których istnienie w każdej próbce wynika ze zróżnicowania opisanych wyżej cech fizycznych.

Opisywane cyrkonny zostały podzielone na trzy grupy. Do grupy I klasyfikowano ziarna o cechach wskazujących na przejście przez detrytyczny cykl rozwoju, a do grupy III zaliczano kryształy wskazujące na krystalizację ze stopu magmowego. W grupie II znalazły się pozostałe cyrkonny.

Grupa I to cyrkonny wykazujące „kął wygaszania”. Jego wartości są zróżnicowane w szerokim zakresie od 3 do 42°. Są to zwykle formy półzaokrągłone, zaokrągłone, najczęściej szare, ciemnoszare lub brązowe. Powierzchnia ich często jest nierówna, dołkowa i zadziorowa. Ta grupa cyrkonów, jakkolwiek w różnych ilościach, obecna jest prawie we wszystkich badanych próbkach (tab. 7). Obserwuje się zmniejszenie liczby cyrkonów tej populacji w sekwencjach gnejsowych od partii o wyraźniejszych teksturach gnejsowych do skał, w których tekstury te zanikają (np. profil 73, 224), a w granitach – od granitognejsów i granitów gruboziarnistych (398/3, 96) do granitów porfirowatych (74/19).

W niektórych odmianach granitów występują cyrkonny, które mają barwę, przezroczystość i inne cechy optyczne zbliżone do opisanej wyżej grupy I, różnią się natomiast pokrojem. Są subhedralne lub niekiedy nawet euhedralne. Wśród tej grupy spotyka się także formy stanowiące część kryształu z jednym tylko zakończeniem prawidłowym, a drugim skorodowanym. Występują one w próbkach 74/20, 281/22 i 118 (tab. 7).

Grupa II to cyrkonny o największym zróżnicowaniu pod względem formy (półzaokrągłone, zaokrągłone i niekiedy subhedralne) i barwy, jasno- i ciemnoszare z dużym procentem ziarn chmurnych. Cyrkonny te mają zwykle nierówne powierzchnie, o różnym stopniu korozji. W obrębie tej grupy występują często różne opisane wyżej nietypowe formy cyrkonów z objawami dobudowania i rekrytalizacji, takie jak: równoległe zrosty, agregaty kryształów, rozdwojenie itp. (tab. 7).

Do grupy III zostały zaliczone formy euhedralne, niekiedy subhedralne, bezbarwne. Zwykle mają one niewielką liczbę inkluzji. Są lśniące i gładkie, bez objawów korozji. Ich liczba wzrasta w granitach od granitów gruboziarnistych (96) w kierunku odmian porfirowatych i średnioziarnistych. W gnejsach występują w mniejszej liczbie lub w ogóle ich brak (np. 73/1, 224/2 – tab. 7).

PARAMETRY STATYSTYCZNE

Zastosowanie badań statystycznych miało na celu zobiektywizowanie spostrzeżeń autorki dotyczących zróżnicowania cyrkonów na grupy. Miało pomóc w odpowiedzi na pytanie, czy populacje cyrkonów wydzielone na podstawie cech fizycznych różnią się też rozmiarami i innymi parametrami statystycznymi obliczonymi na ich podstawie.

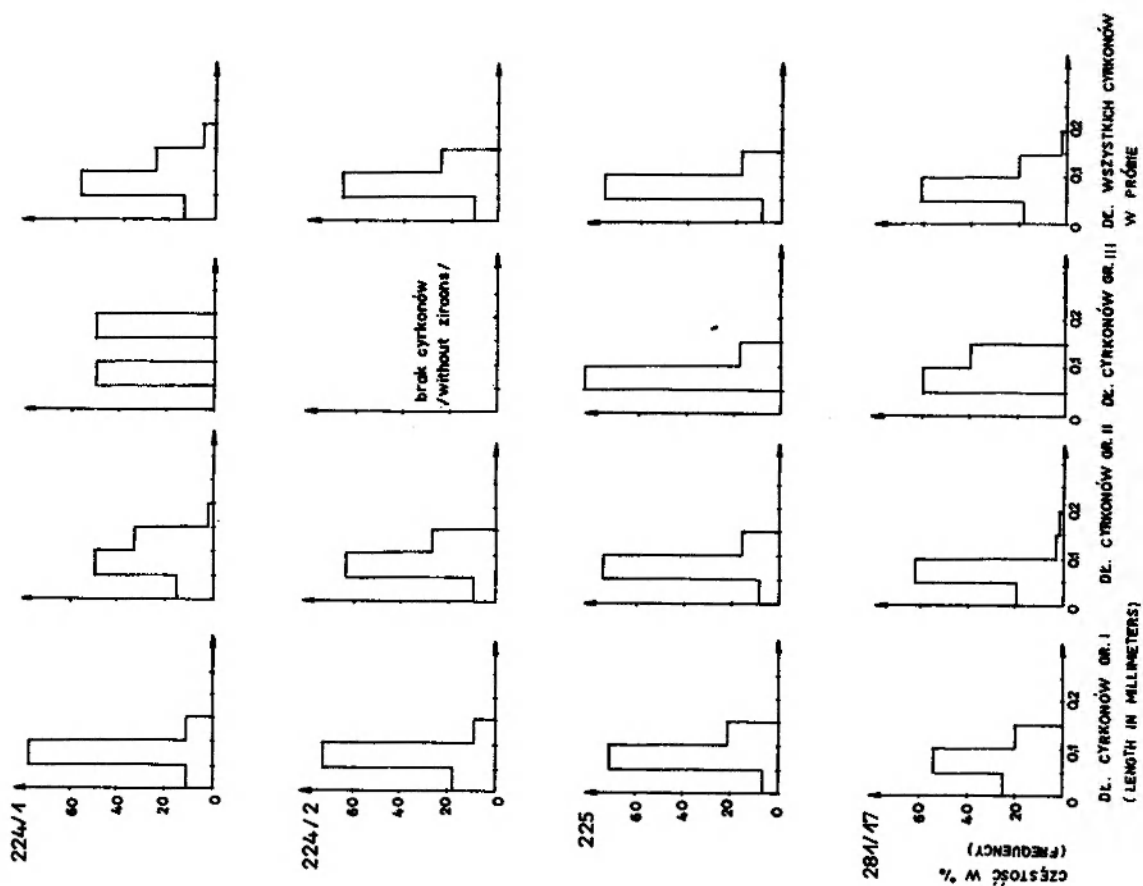
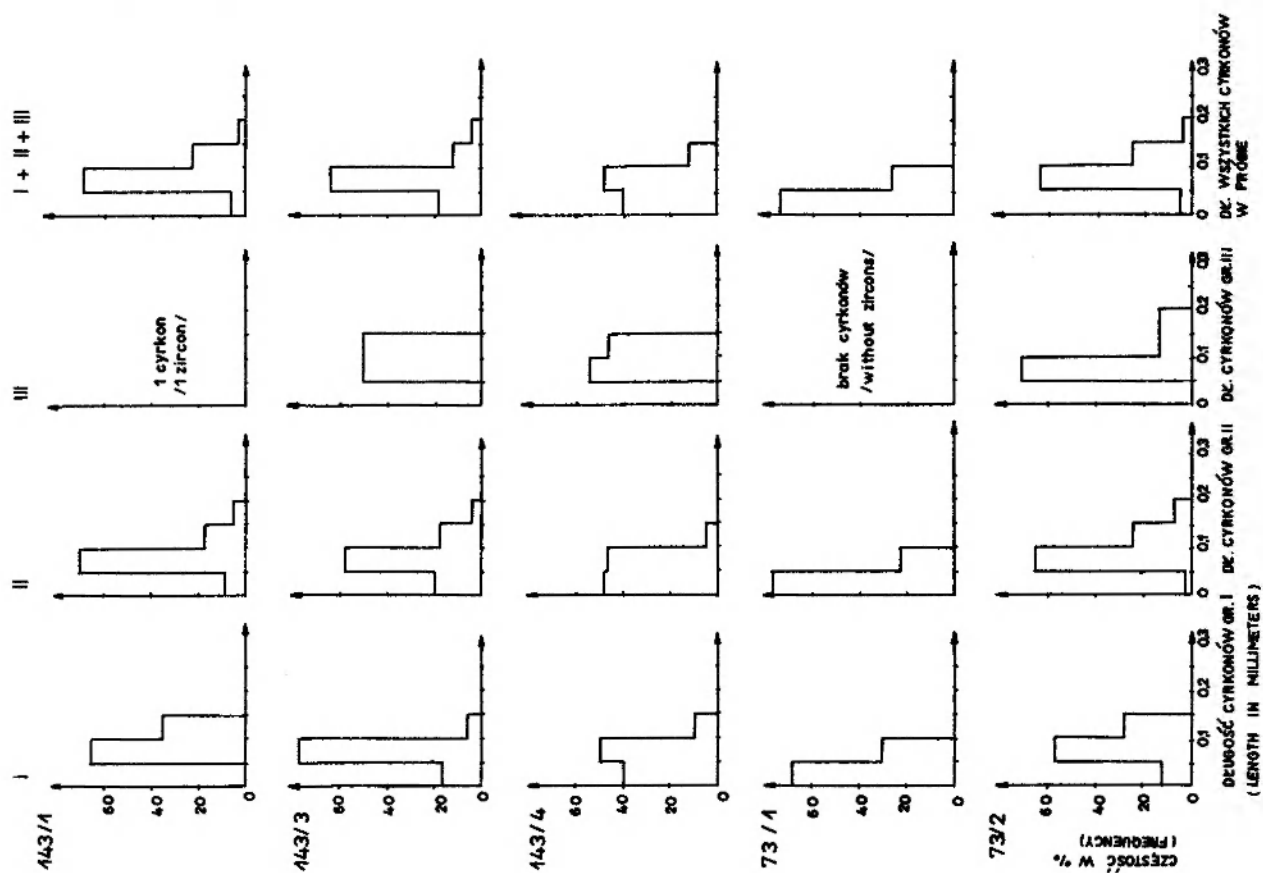
METODA OBLICZEŃ I OBRÓBKII GRAFICZNEJ MATERIAŁU STATYSTYCZNEGO

Na podstawie zmierzonej w każdym cyrkonie długości x i szerokości y obliczono najpierw elongację l , która jest stosunkiem x/y . Wartości długości i elongacji przedstawiono na diagramach częstości występowania tych cech w obrębie wyróżnionych grup i dla wszystkich badanych cyrkonów w próbce (fig. 12, 13). Następnie obliczono metodą komputerową następujące statystyki: średnią długość, średnią szerokość, średnią elongację, standardowe odchylenia długości i szerokości, współczynnik korelacji, standardowy błąd nachylenia RMA i współczynnik względnego rozproszenia wokół RMA (tab. 8, 9). Są to podstawowe parametry stosowane często przy analizie statystycznej większej ilości danych. Autorka ogranicza się tu do podania wzorów matematycznych, według których były one liczone. Ich zastosowanie w metodzie cyrkonowej zostało szczegółowo omówione m. in. w pracach Alpera i Poldervaarta (1957) oraz Murthy'ego i Siddiquiego (1964) i częściowo Klimas-August (1981a).

Obliczono cztery grupy statystyk:

- 1) parametry będące miarą skupienia:
 - a) średnia długość $\bar{x} = \sum(x)/N$, gdzie N – liczba cyrkonów w populacji,
 - b) średnia szerokość $\bar{y} = \sum(y)/N$,
 - c) średnia elongacja $\bar{l} = \sum(l)/N$;
- 2) parametry charakteryzujące rozproszenie:
 - a) standardowe odchylenie długości

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum(x - \bar{x})^2}{N}}$$



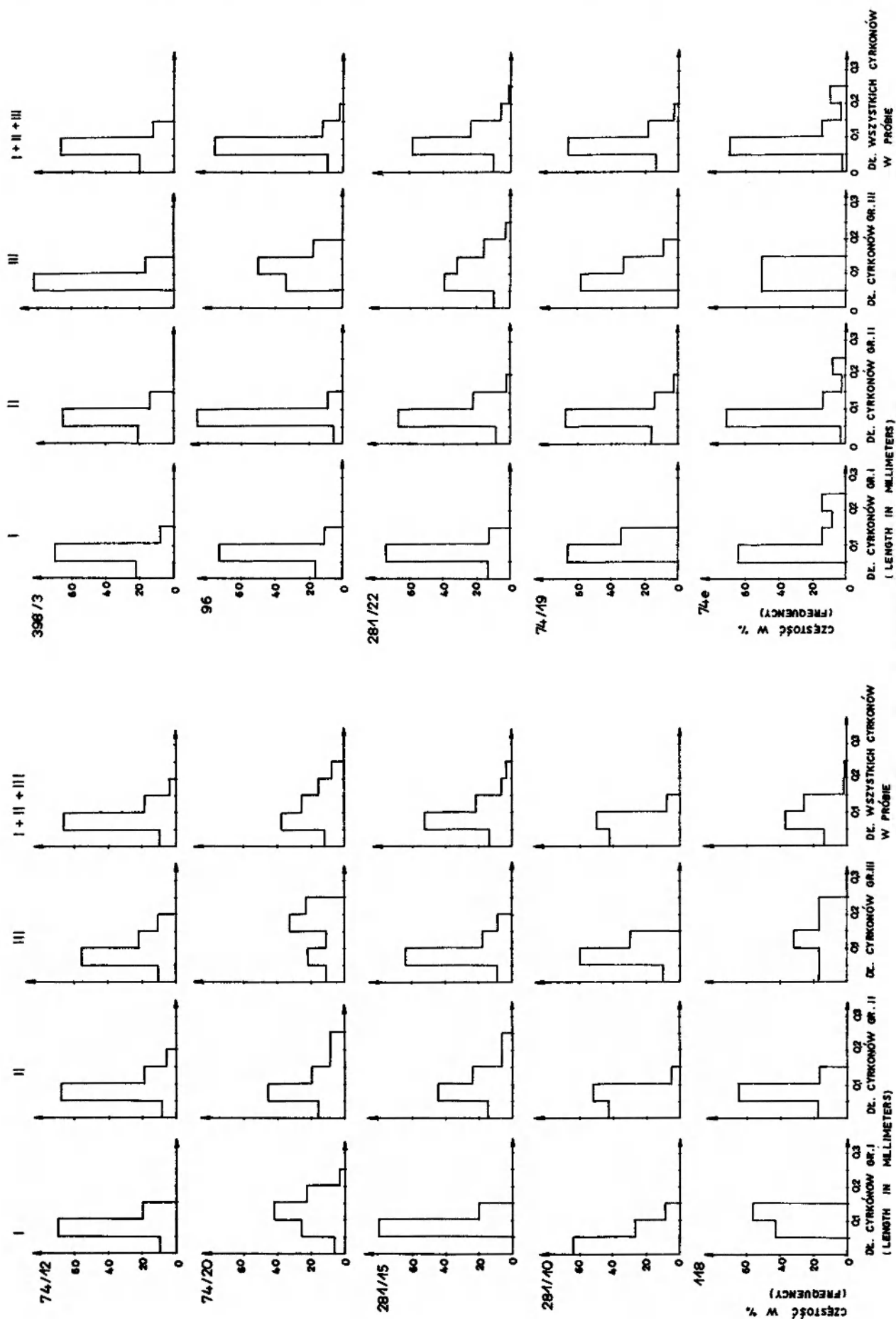
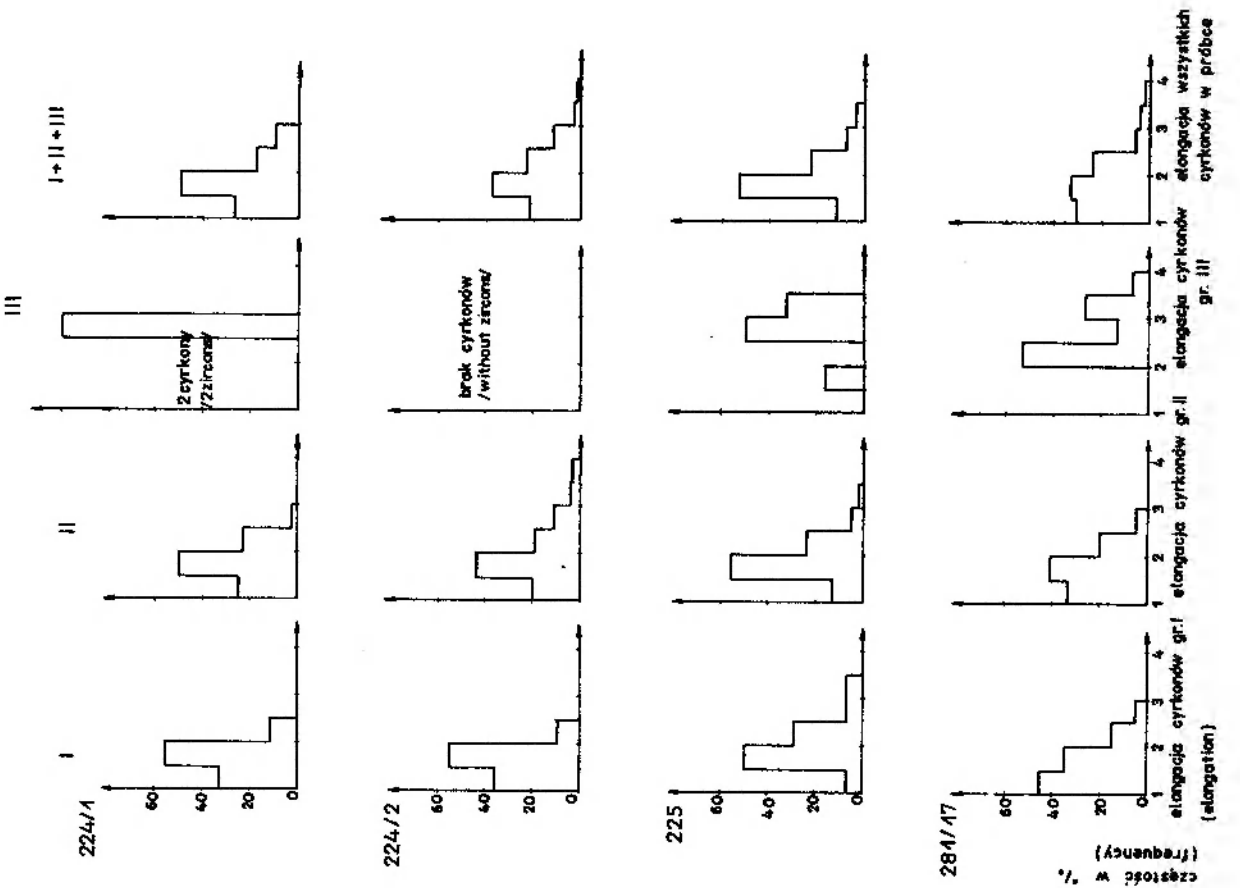
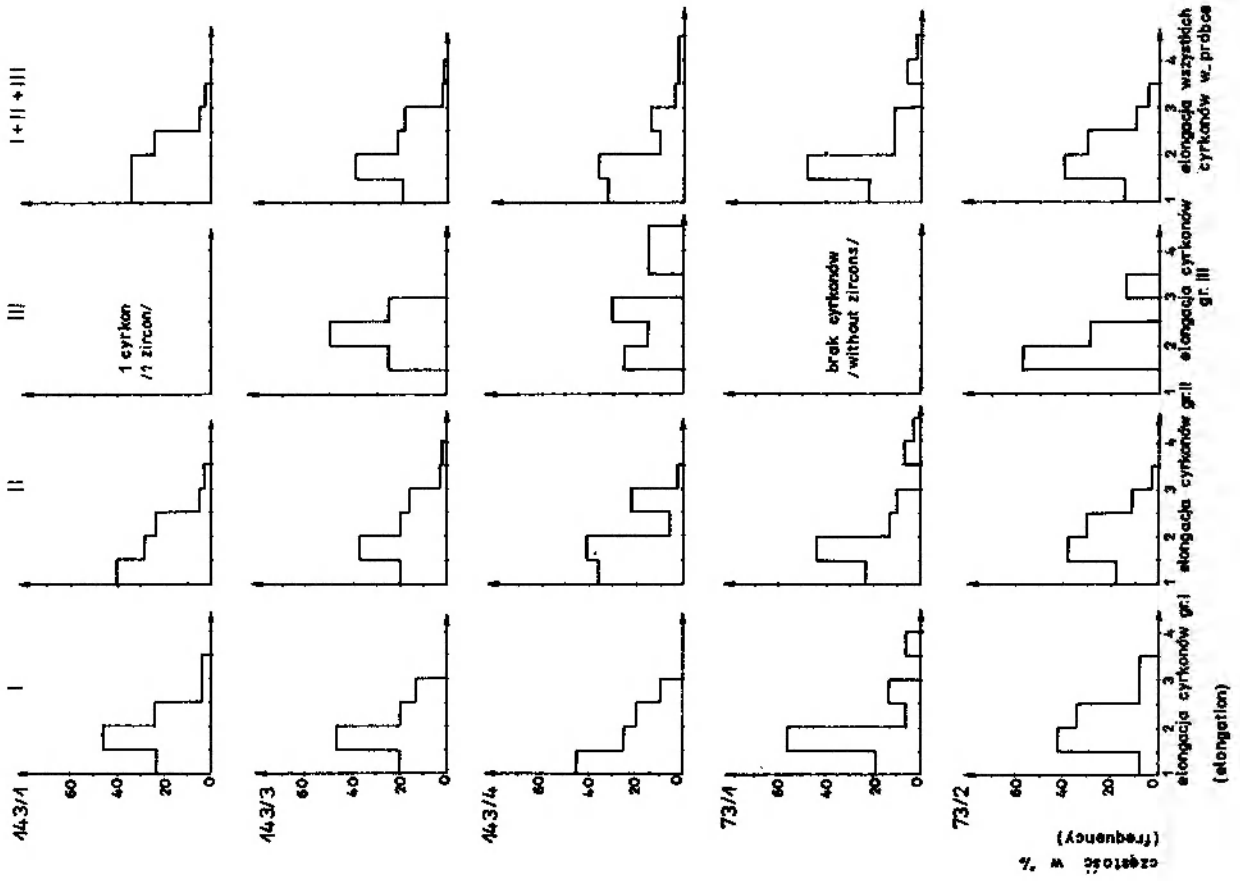


Fig. 12. Diagramy częstości występowania cyrkonów o danej długości w różnych populacjach
 Frequency versus length of zircon crystals in different populations



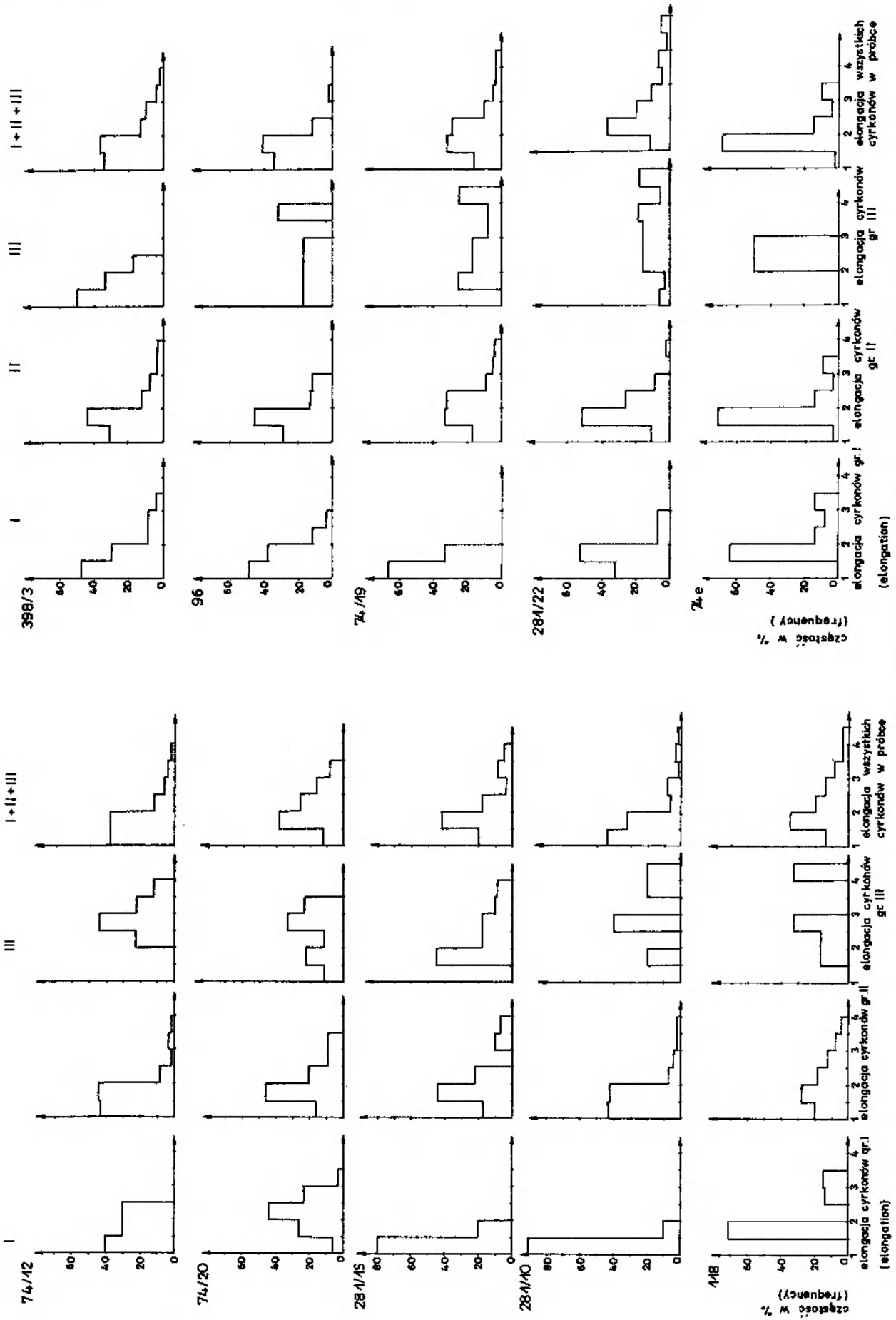


Fig. 13. Diagramy częstości występowania cyrkonów o danej elongacji w różnych populacjach
 Frequency versus elongation of zircon crystals in different populations

Tabela 8a. Zestawienie niektórych parametrów statystycznych wydzielonych grup cyrkonów w badanych próbkach granitów.
 x – długość [mm], y – szerokość [mm], l – elongacja, S – standardowe odchylenie
 Statistical parameters for determined groups of zircon of granite samples. x – length [mm], y – width [mm], l – elongation,
 S – standard deviation

Grupa Group	Parametr Parameter	Nr próby – sample no.										
		389/3*	96	74/19	281/22	74/12	74/20	281/15	281/10	118	118**	
I	x	max.	0,13	0,11	0,12	0,13	0,15	0,21	0,17	0,11	0,11	0,15
		śr.***	0,07	0,07	0,08	0,08	0,09	0,12	0,11	0,05	0,09	0,14
		min.	0,02	0,04	0,06	0,04	0,03	0,05	0,07	0,02	0,03	0,12
	S_x	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	
II	x	max.	0,14	0,13	0,18	0,18	0,21	0,24	0,21	0,12	0,15	–
		śr.	0,07	0,08	0,09	0,10	0,10	0,11	0,10	0,05	0,08	–
		min.	0,02	0,04	0,04	0,06	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	–
	S_x	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,05	0,05	0,03	0,03	–	
III	x	max.	0,11	0,17	0,17	0,21	0,19	0,30	0,18	0,14	0,26	–
		śr.	0,08	0,12	0,11	0,11	0,10	0,15	0,10	0,09	0,13	–
		min.	0,06	0,06	0,07	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	–
	S_x	0,02	0,04	0,03	0,04	0,04	0,08	0,04	0,03	0,07	–	
I + II	x	max.	0,14	0,13	0,18	–	0,21	0,24	0,21	0,12	0,15	–
		śr.	0,07	0,07	0,08	0,09	0,09	0,11	0,10	0,05	0,09	–
		min.	0,02	0,04	0,04	–	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	–
	S_x	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,03	0,03	–	
I + II + III	x	max.	0,14	0,17	0,18	–	0,21	0,30	0,21	0,14	0,26	–
		śr.	0,07	0,08	0,09	0,10	0,10	0,12	0,10	0,06	0,09	–
		min.	0,02	0,04	0,04	–	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	–
	S_x	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04	–	
I + II	y	śr.	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,03	0,04	0,05
		S_y	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02
III	y	śr.	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,06	0,04	0,03	0,04	–
		S_y	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	–
I + II + III	y	śr.	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,03	0,04	–
		S_y	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	–
I	l	max.	3,3	2,7	1,8	2,6	2,5	3,0	2,0	2,0	3,3	7,5
		śr.	1,8	1,6	1,6	1,7	1,8	1,8	1,6	1,4	2,1	3,4
		min.	1,0	1,0	1,5	1,3	1,0	1,0	1,4	1,0	1,6	2,0
II	l	max.	4,0	3,0	4,0	3,5	3,0	3,0	4,0	3,5	3,3	–
		śr.	1,9	1,9	2,3	2,2	1,9	2,0	2,3	1,8	2,2	–
III	l	min.	1,0	1,2	1,3	1,4	1,2	1,0	1,5	1,0	1,0	–
		max.	3,5	4,8	5,0	6,5	4,0	2,8	4,0	4,7	5,7	–
		śr.	2,8	2,9	3,2	3,4	3,0	2,3	2,6	3,3	3,4	–
I + II	l	min.	2,2	1,5	1,8	2,0	2,4	1,8	2,0	2,0	1,8	–
		max.	4,0	3,0	4,0	3,5	3,0	3,0	4,0	3,5	3,3	–
		śr.	1,8	1,8	2,0	2,0	1,8	2,0	2,3	1,7	2,3	–
I + II + III	l	min.	1,0	1,0	1,3	1,3	1,0	1,0	1,4	1,0	1,0	–
		max.	4,0	4,3	5,0	6,5	4,0	3,0	4,0	4,7	5,7	–
		śr.	1,9	1,9	2,2	2,4	1,9	2,0	2,4	1,9	2,4	–
	min.	1,0	1,0	1,3	1,3	1,0	1,0	1,4	1,0	–	–	
Testy istotności Z – Z tests												
I vs. II	$RMA-Za$	3,69	–1,55	–2,29	0,36	0,84	–1,51	–1,26	0,68	–2,18	–	
	$RMA-Zp$	0,0004	–0,0003	–0,0002	–0,0005	0,00005	0,0009	0,00006	0,00004	0,00004	–	
I + II vs. III	$RMA-Za$	1,7	6,87	1,53	2,51	1,31	–0,30	1,00	1,87	4,12	–	
	$RMA-Zp$	–0,0018	–0,0024	–0,0040	–0,0106	–0,0057	–0,0077	3,63	–0,0061	–0,0082	–	

* objaśnienie numeracji prób w tabeli 3a. Obszerna dokumentacja innych danych statystycznych wykorzystywanych przy wykresach (fig. 12–15) znajduje się w pracy Klimas-August (1987).

Explanation of the samples designations are given in table 3a. Detailed statistical data are given in Klimas-August (1987).

** Starsze euhedralne – older euhedral.

*** mean.

Tabela 8b. Zestawienie niektórych parametrów statystycznych wydzielonych grup cyrkonów w badanych próbkach gnejsów
 x – długość [mm], y – szerokość [mm], l – elongacja, S – standardowe odchylenie
 Statistical parameters for determined groups of zircon of gneiss samples. x – length [mm], y – width [mm], l – elongation,
 S – standard deviation

Grupa Group	Parametr Parameter	Nr próby – sample no.										
		224/1*	224/2	225	143/1	143/3	143/3	73/1	73/2	281/17	74e	
I	x	max.	0,15	0,11	0,12	0,13	0,12	0,11	0,08	0,13	0,12	0,21
		śr.	0,08	0,07	0,08	0,09	0,07	0,07	0,04	0,09	0,08	0,11
		min.	0,04	0,03	0,04	0,06	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,06
II	S_x	max.	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,05
		śr.	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,05
		min.	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,06
III	x	max.	0,04	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,05
		śr.	0,18	–	0,14	–	0,13	0,17	–	0,21	0,17	0,15
		min.	0,14	–	0,09	–	0,10	0,11	–	0,12	0,11	0,12
I+II	S_x	max.	0,09	–	0,06	–	0,07	0,06	–	0,09	0,08	0,10
		śr.	0,09	–	0,03	–	0,03	0,03	–	0,04	0,02	0,02
		min.	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,06
I+II+III	x	max.	0,03	0,03	0,07	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,05
		śr.	0,21	0,15	0,12	0,20	0,18	0,13	0,08	0,18	0,13	0,23
		min.	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,06
I+II+III	S_x	max.	0,21	0,15	0,14	0,20	0,18	0,17	0,08	0,21	0,17	0,23
		śr.	0,09	0,08	0,09	0,09	0,08	0,07	0,04	0,10	0,08	0,10
		min.	0,03	0,03	0,03	–	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,06
I+II	y	max.	0,03	0,03	0,07	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,05
		śr.	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,02	0,05	0,04	0,06
		min.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
III	S_y	max.	0,06	–	0,03	0,04	0,04	0,04	–	0,04	0,04	0,04
		śr.	0,04	–	0,01	–	0,01	0,01	–	0,004	0,01	0,01
		min.	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,02	0,05	0,04	0,06
I+II+III	y	max.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
		śr.	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,02	0,05	0,04	0,06
		min.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
I	l	max.	2,3	2,3	3,0	3,3	3,0	3,0	3,0	3,3	3,0	2,3
		śr.	1,7	1,7	2,0	1,9	2,3	1,7	1,8	2,0	1,7	1,8
		min.	1,2	1,0	1,8	1,1	1,0	1,0	1,1	1,1	1,0	1,4
II	l	max.	4,0	4,0	3,3	3,3	4,0	3,0	5,0	3,3	2,8	3,5
		śr.	1,9	2,0	2,0	2,0	2,2	1,9	2,2	2,1	1,8	2,1
		min.	1,3	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0	1,0
III	l	max.	3,0	–	3,5	–	4,0	6,0	–	5,3	4,5	3,8
		śr.	2,8	–	2,9	1,8	2,0	3,1	–	3,4	2,8	3,1
		min.	2,6	–	2,0	–	1,5	1,8	–	2,3	2,2	2,5
I+II	l	max.	4,0	4,0	3,3	3,3	4,0	3,0	5,0	3,3	3,0	3,5
		śr.	1,9	2,0	2,0	2,0	2,1	1,9	2,1	2,1	1,8	1,9
		min.	1,0	1,0	1,1	–	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0	1,0
I+II+III	l	max.	4,0	4,0	3,5	3,3	4,0	6,0	5,0	5,3	4,5	3,8
		śr.	1,9	2,0	2,3	2,0	2,1	2,1	2,1	2,2	1,9	2,0
		min.	1,0	1,0	1,1	1,0	1,1	1,0	1,0	1,1	1,0	1,0
Testy istotności Z – Z tests												
I vs. II	$RMA-Za$	–0,72	0,87	0,24	np	–2,57	0,46	–2,68	–1,53	–0,70	–1,55	
	$RMA-Zp$	–0,00090	–0,00078	–0,0002	np	–0,00026	0,00039	0,00008	–0,00022	0,00002	0,00042	
I+II vs. III	$RMA-Za$	np	–	1,92	np	2,11	1,94	–	6,12	0,86	np	
	$RMA-Zp$	np	–	–0,00016	np	–0,00062	–0,00709	–	–0,008	–0,0093	np	

* objaśnienia numeracji prób w tabeli 3b. Explanations of samples designations are given in table 3b.

Tabela 9. Wartości podstawowych parametrów statystycznych dla wszystkich cyrkonów w próbce
Basic statistical properties of all zircon grains in the sample

Nr próby Sample no.	Średnia długość Mean length x	Średnia szerokość Mean width y	Średnia elongacja Mean elongation l	Standardowe odchylenie długości Standard deviation of the length S_x	Standardowe odchylenie szerokości Standard deviation of the width S_y	tg kąta nachylenia RMA tg of the slope angle RMA	Kąt nachylenia RMA do osi odciętych Angle between RMA and abscissa α	Współczynnik korelacji Correlation coefficient r	Współczynnik rozproszenia wokół RMA Coefficient of relative dispersion around RMA Dd (%)	Standardowy błąd nachylenia Standard error of slope δa
224/1*	0,09	0,05	1,88	0,03	0,01	0,40704	22	0,7920	23,95	0,3208
224/2	0,08	0,04	1,98	0,03	0,01	0,48971	26	0,4327	33,22	0,0465
225	0,09	0,04	2,2	0,05	0,01	0,40969	22	0,5145	32,20	0,2042
143/1	0,09	0,04	2,0	0,03	0,01	0,40299	21	0,5031	29,13	0,0373
143/3	0,08	0,04	2,1	0,03	0,01	0,44879	24	0,66720	28,99	0,0345
143/4	0,07	0,04	2,1	0,03	0,01	0,47806	25	0,59079	39,10	0,0404
73/1	0,04	0,02	2,1	0,02	0,01	0,63229	32	0,80811	29,01	0,5491
73/2	0,10	0,05	2,2	0,03	0,01	0,48537	25	0,49771	32,27	0,04389
281/17	0,08	0,04	1,9	0,03	0,02	0,47836	25	0,62535	34,86	0,03809
74 e	0,10	0,06	2,0	0,05	0,02	0,49961	28	0,74927	30,22	0,03610
398/3	0,07	0,04	1,9	0,03	0,02	0,72226	36	0,60883	34,95	0,05818
96	0,08	0,04	1,9	0,02	0,01	0,59701	30	0,50478	31,04	0,05179
74/19	0,09	0,04	2,2	0,03	0,02	0,52607	27	0,57396	34,55	0,04516
281/22	0,10	0,04	2,4	0,03	0,01	0,43652	23	0,43858	37,77	0,03923
74/12	0,09	0,05	1,9	0,03	0,02	0,52005	27	0,69433	30,05	0,03860
74/20	0,12	0,06	2,0	0,05	0,03	0,48021	25	0,82604	27,52	0,02762
281/15	0,10	0,05	2,4	0,04	0,03	0,62588	32	0,88862	22,57	0,04279
281/10	0,06	0,03	1,9	0,03	0,01	0,47194	25	0,70994	37,83	0,03543
118	0,09	0,04	2,4	0,04	0,01	0,35398	19	0,45261	42,15	0,03799

* objaśnienia numeracji prób w tabeli 3. Sample designations are given in table 3.

b) standardowe odchylenie szerokości

$$S_y = \sqrt{\frac{\sum (y - \bar{y})^2}{N}};$$

3) parametry będące miarą korelacji:

a) współczynnik korelacji

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x - \bar{x})^2 \sum (y - \bar{y})^2}};$$

4) parametry charakteryzujące RMA:

a) współczynnik względnego rozproszenia punktów wokół RMA

$$Dd = 100 \sqrt{\frac{2(1-r)(S_x^2 + S_y^2)}{\bar{x}^2 + \bar{y}^2}};$$

b) standardowy błąd nachylenia

$$\sigma_{\bar{a}} = a \sqrt{(1-r^2)/N}.$$

Dwa ostatnie parametry przydatne są w metodzie zredukowanych głównych osi (odcinków) – Reduced Major Axis (RMA) (Alper, Poldervaart 1957; Murthy, Siddiquie 1964). Jest ona zastosowana w celu graficznego ujęcia zróżnicowania zależności długości od szerokości w różnych populacjach cyrkonów (fig. 14, 15). Oparta jest na zastosowaniu regresji liniowej opisanej funkcją liniową

$$y = ax + b,$$

nachylenie $a = S_y/S_x$ jest tangensem kąta nachylenia tej linii do osi x .

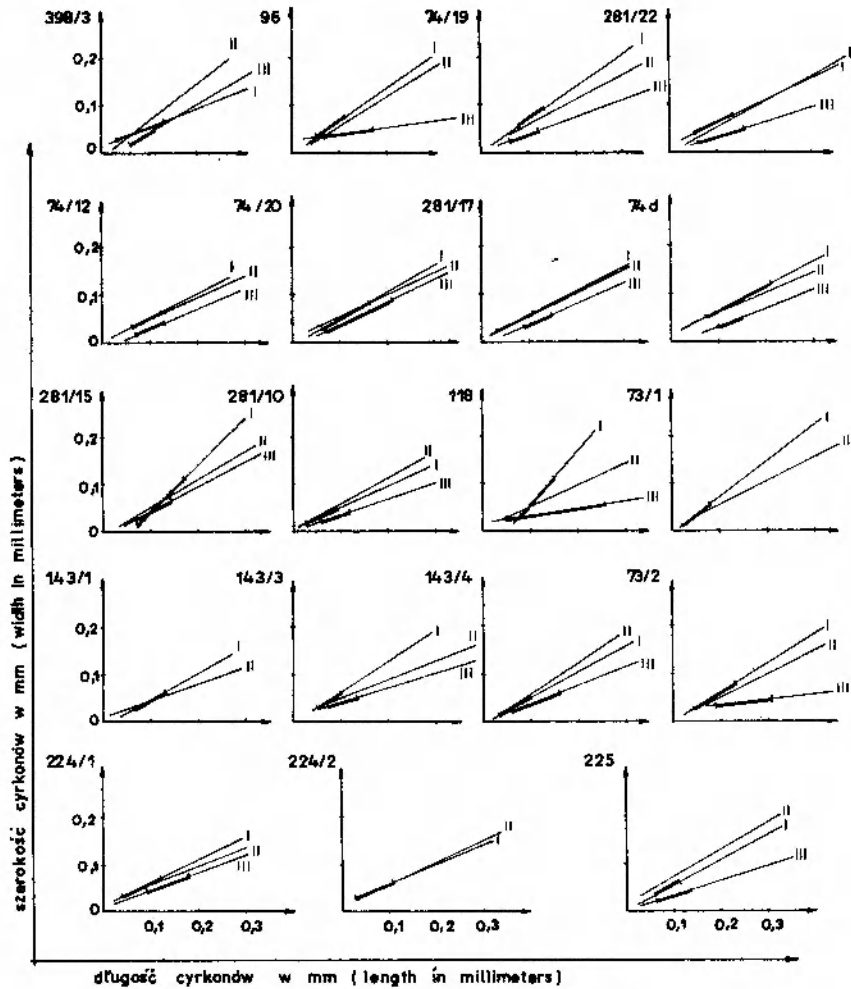


Fig. 14. Wykresy zredukowanych głównych osi (Reduced Major Axis – RMA) dla poszczególnych grup cyrkonów. Grubszą kreską oznaczono odcinek otrzymany po wyeliminowaniu 5% najdłuższych i najkrótszych cyrkonów z populacji I i III. Reduced major axis (RMA) diagrams for each group of zircon. Bold line – part after elimination of 5% of longest and shortest zircons from population I and III

Długość zredukowanych odcinków otrzymano po wyeliminowaniu 5% najdłuższych i najkrótszych cyrkonów w populacji. Dla jasności rysunku (fig. 14) operację tę wykonano dla dwóch najważniejszych genetycznie grup (I i III). Już wizualnie można zauważyć zróżnicowanie między wykresami RMA dla poszczególnych grup cyrkonów w próbce (fig. 14). Do ilościowej estymacji tych różnic zastosowano test istotności Z do porównania nachylenia i pozycji RMA między grupami cyrkonów I a II i I + II a III. Jest on oparty na założeniu, że te dwie porównywane grupy pochodzą z tej samej populacji (hipoteza zerowa). Poziom ufności został przyjęty dowolnie przy $Z \geq 1,96$ (prawdopodobieństwo $p \leq 0,05$), jak u Alpera i Poldervaarta (1957) oraz Murthy'ego i Siddiquiego (1964). Porównanie nachylenia obliczono wg wzoru:

$$Za = \frac{a_1 - a_2}{\sqrt{\sigma \bar{a}_1^2 + \bar{a}_2^2}},$$

gdzie: a_1 i a_2 są nachyleniem tych dwóch porównywanych grup, a \bar{a}_1 i \bar{a}_2 są ich standardowymi błędami nachylenia. Gdy wartość ta jest większa niż 1,96, wówczas różnica nachylenia RMA między porównywanymi próbkami jest istotna przy przyjętym poziomie prawdopodobieństwa. Jeżeli testowane nachylenia są istotnie różne, to testowanie pozycji RMA nie jest konieczne. Gdy wartość Za jest mniejsza niż 1,96, można wykonać porównanie pozycji RMA wg wzoru:

$$Zp = \frac{x_1(a_1 - a_2) + (b_1 - b_2)}{\sigma \bar{a}_2 (\bar{x}_1 - \bar{x}_2)},$$

gdzie a_1 , x_1 , b_1 dotyczą próbki 1
 $b_1 = y_1 - a_1 x_1$;

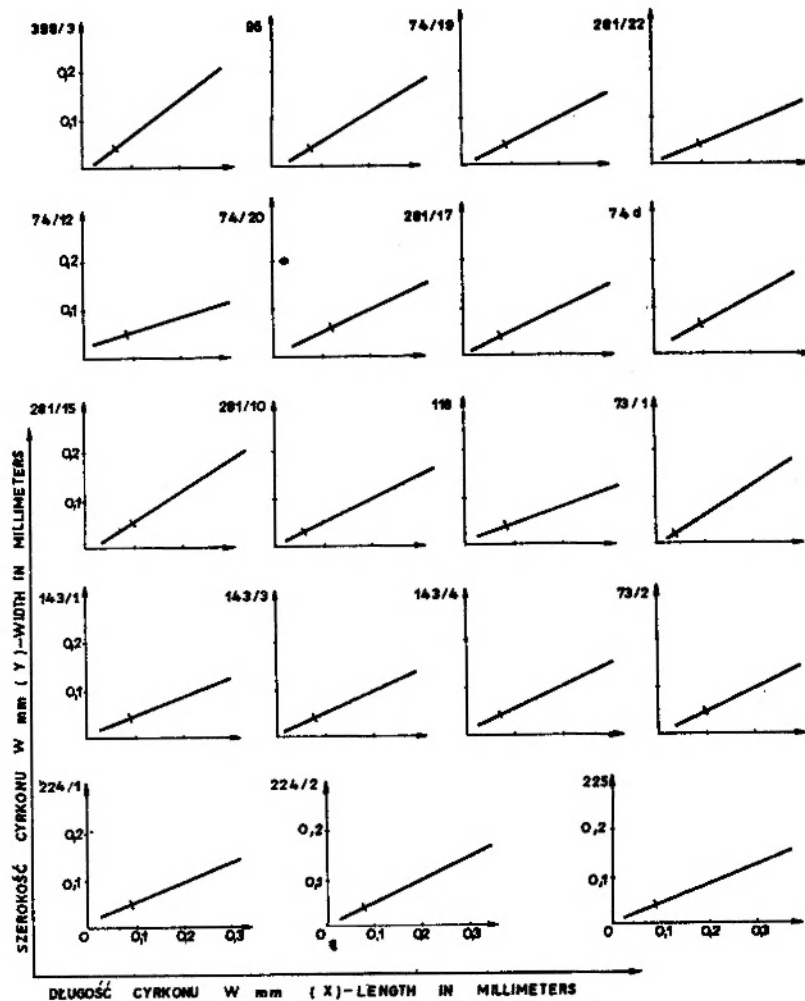


Fig. 15. Wykresy zredukowanych głównych osi (RMA) dla wszystkich cyrkonów w danej próbce skalnej. Punkt na prostej regresji oznacza wartości średniej długości i średniej szerokości cyrkonów

Reduced major axis diagrams for all zircon crystals in the whole rock sample. Mean values of length and width of the crystals are projected on the regression line

a_2, \bar{x}_2, b_2 dotyczą próbki 2,
 $b_2 = y_2 - a_2 x_2$.

Jeśli Z_p jest większe od 1,96, różnice w pozycji RMA porównywanych próbek są statystycznie istotne przy przyjętym poziomie prawdopodobieństwa.

WYNIKI BADAŃ STATYSTYCZNYCH

Ze studium materiału statystycznego przedstawionego w tabelach 8 i 9, diagramów częstotliwości długości (fig. 12), elongacji (fig. 13) oraz wykresów RMA (fig. 14, 15) wynikają następujące zależności:

– Średnie wartości długości i szerokości cyrkonów, jak też innych parametrów statystycznych (tab. 9) dla wszystkich badanych cyrkonów w

poszczególnych próbkach skalnych są niezbyt zróżnicowane.

– Zauważa się tendencję wzrostu średniej długości, szerokości i elongacji w sekwencjach łupek-gnejs-granit w kierunku od łupku (gnejsu warstwowego) do granitu. W granitach izerkich wartości tych cech wzrastają od granitognejsów i granitów gruboziarnistych (398/3, 96) do odmian porfirowatych (74/19, 281/22). W przypadku wartości nachylenia (kąta nachylenia) RMA obserwuje się tendencję odwrotną (tab. 9, fig. 15).

– Wyraźnie odbiegają od większości prób wartości elementów statystycznych w próbce 73/1 (najniższa średnia długość cyrkonów – 0,06 mm) i 74/20 (największa średnia długość cyrkonów – 0,12 mm i największy rozrzut wartości długości,

którego miarą jest standardowe odchylenie długości $S_x = 0,05$ mm).

– Większe zróżnicowanie parametrów statystycznych uwidacznia się dopiero, gdy liczone są dla poszczególnych grup cyrkonów w próbkę, wydzielonych wcześniej na podstawie zmienności cech fizycznych. Obliczone statystyki potwierdzają odrębność tych grup. Generalnie wartości długości i elongacji są najmniejsze w cyrkonach grupy I, choć w niektórych próbkach dość różne od ich wartości średnich. Długość i elongacja cyrkonów wzrastają od grupy I do III (tab. 8, fig. 12, 13). Natomiast wartości szerokości i nachylenia (kąta nachylenia) *RMA* w tym kierunku maleją.

– Zróżnicowanie statystyk jest mniejsze między grupami I a II, większe natomiast między I i II a III. Widoczne jest to zarówno w zróżnicowaniu wartości (tab. 8), jak i na wykresach *RMA* (fig. 14), na których regresja liniowa dla cyrkonów III grupy wyraźnie różni się nachyleniem i pozycją od dwóch pozostałych.

– Testy istotności (Z_a , Z_p , tab. 8) wykazują, że zróżnicowanie nachylenia *RMA* grup I i II jest statystycznie istotne tylko w próbce 398/3 ($Z_a > 1,96$), podczas gdy różnice te między grupami I i II a III są statystycznie istotne w większej liczbie próbek (tab. 8).

Należy w tym miejscu zauważyć, że cyrkonów grup I i II są zwykle półzaokrąglonymi lub mniej lub bardziej nieregularnymi fragmentami większych kryształów (fig. 10, 3, 8). Przy próbie rekonstrukcji graficznej całych kryształów z takich fragmentów autorka otrzymywała cyrkonów o rozmiarach 0,10-0,25, a nawet 0,30 mm. Są to rozmiary frakcji charakterystycznych dla cyrkonów z typowych plutonów magmowych (Poldervaart 1965; Kryza *et al.* 1979). Długości cyrkonów III grupy, jakkolwiek największe w stosunku do dwóch pozostałych, są w tych skałach znacznie mniejsze niż euhedralnych cyrkonów opisywanych w różnych granitach magmowych (*op.cit.*). Cyrkonów z tej grupy mają mniejszą szerokość, a przez to większą elongację, zawsze powyżej 2 (max. 6,5) (tab. 8; fig. 13).

INTERPRETACJA PETROGENETYCZNA ZRÓZNICOWANIA CECH FIZYCZNYCH I PARAMETRÓW STATYSTYCZNYCH CYRKNÓW

Wyróżnione wcześniej na podstawie zróżnicowania cech fizycznych i potwierdzone zmiennością parametrów statystycznych grupy cyrkonów zawierają pewne zespoły cech szczególnych, będących efektem oddziaływania określonych procesów

geologicznych. Na podstawie cech tych zespołów można odtworzyć pewne szczegóły ewolucji ich skał macierzystych.

Pierwsze dwie grupy cyrkonów są zbliżone do siebie genetycznie i prawdopodobnie wiekowo, świadczy o tym opisane wyżej podobieństwo ich cech fizycznych, głównie barwy i pokroju. Są one niewątpliwie starszą generacją cyrkonów niż kryształy grupy III. Dowodem na to są między innymi ich ciemniejsze barwy, występowanie dużej liczby form chmurnych i metamiktycznych. Cechy te są funkcją czasu (m. in. Tomita 1954; Łazarenko 1963; Klimas-August 1981a). Często te ciemno zabarwione cyrkonów występują jako jądra wewnątrz euhedralnych gospodarzy. Potwierdzeniem tych przypuszczeń są podane w literaturze oznaczenia wieku (metodą izotopową U-Pb) starsze w przypadku jąder niż przyrostów w niektórych granitoidach (m. in. Köppel, Grünenfelder 1971; Grauert *et al.* 1973).

Śród tych starszych cyrkonów autorka wyróżniła 2 grupy. Do pierwszej zaliczone zostały formy, które wyraźniej niż pozostałe zanotowały w swych cechach fizycznych fakt przejścia przez detrytyczny cykl rozwoju. Za takie uważane są w literaturze petrologicznej, o czym była już mowa wcześniej, następujące cechy: obecność wielu form zaokrąglonych i półzaokrąglonych, obecność w wielu cyrkonach kąta wygaszania o szerokim zakresie wartości (0-45°), niezbyt duże zróżnicowanie długości cyrkonów, mała wartość elongacji (poniżej 2), gdyż w czasie transportu długość kryształów ulega większej redukcji poprzez kruszenie i ścieranie niż szerokość. Zwykle obserwuje się w przypadku takich cyrkonów bardziej strome nachylenie i mniejsze długości zredukowanych odcinków *RMA*. Charakter zróżnicowania tych cech będzie uzależniony od rodzaju i długości transportu materiału detrytycznego. Obecność w badanych próbkach dużego zróżnicowania zespołu tych cech cyrkonów świadczy o odmienności litologicznej skał, z których pochodzą. Porównując tylko zróżnicowanie długości kryształów w poszczególnych próbkach (fig. 12, tab. 8) można przypuszczać, że premetamorficzny kompleks skał osadowych składał się z aleurytów (73/1) i ze skał o grubszym ziarnie, zważywszy, że minerały akcesoryczne w tychże skałach występują we frakcjach mniejszych niż ich szkielet ziarnowy.

Druga grupa cyrkonów, jakkolwiek wykazuje też wiele cech wymienionych wyżej, nie zawiera w swym składzie cyrkonów z kątem wygaszania. Jak wspomniano wcześniej, jego obecność może zostać zniwelowana przez korozję roztworów lub

magmy. Cyrkony tej grupy rejestrują w swych cechach warunki i charakter procesów metamorficznych (chmurność, korozja, objawy rekrytalizacji). W obrębie tej grupy występuje wiele nietypowych form tego minerału, które omówione zostały wyżej. Pojawienie się dużej liczby równoległych zrostów, agregatów kryształów, wyrostków, przyrostów, form nadbudowanych nowym wzrostem i zrekrystalizowanych jest w świetle poglądów przedstawionych wcześniej dowodem na metamorfizm był zbliżony do warunków topienia skał granitoidowych.

Oznaką pojawienia się stopu w niektórych badanych skałach może być występowanie w nich III grupy cyrkonów. Ujawnia się ona w większej ilości w niektórych granitach (tab. 8). Oddziaływanie nowo powstałego stopu na residuum musiało trwać tak długo, aż doszło do nasycenia w Zr, co umożliwiło jego krystalizację w postaci najmłodszych i najczęściej euhedralnych, bezbarwnych kryształów. O tym, że są one najmłodsze świadczy prawie zupełnie brak objawów korozji, która tak mocno dotknęła cyrkony grupy I i II. Gdyby tej korozji podlegały małe euhedralne kryształy grupy III (pl. IX, 30), uległyby one całkowitemu zniszczeniu. Nowo utworzony stop zastygał prawdopodobnie szybko, dlatego nowy cyrkon wykrył w większości w postaci małych kryształów (najwięcej we frakcji 0,05-0,10 mm; fig. 12). Przy dłuższym czasie krystalizacji stopu tworzą się zamiast nich przyrosty i wyrostki na starych nie strawionych do końca fragmentach tego minerału (Poldervaart 1965).

Ciekawych danych dostarcza porównanie ilościowej zawartości poszczególnych grup cyrkonów w badanych skałach. Liczba cyrkonów grupy I jest dość wysoka w gnejsach, granitognejsach i granitach gruboziarnistych (398/3, 96): 25-30%. Dość gwałtownie natomiast spada w granitach porfirowatych (74/19, 281/22 – tab. 7) – od 3 do 10%. Odwrotną zależność obserwuje się w zawartości cyrkonów grupy III. Prawie ich nie ma lub występują w niewielkich ilościach w gnejsach i granitach gruboziarnistych, a najwięcej jest ich w granitach porfirowatych i średnioziarnistych. W gnejsach pojawia się niewielki procent form jasno zabarwionych subhedralnych lub półzaokrąglonych, niekiedy z małymi kątami wygaszania (3-6°). Wykazują one wiele cech pozwalających na zaliczenie ich do grupy III. Być może w czasie ich krystalizacji istniały warunki utrudniające uzyskanie doskonałej euhedralnej formy, np. wzrost przy stressie. Duża liczba euhedralnych kryształów grupy III w granitach porfiro-

watych i gruboziarnistych dowodzi, że istotnym procesem, który wpłynął na ich obecną formę i cechy petrograficzne, było zapewne pojawienie się stopu. Był to w historii geologicznej tych skał proces młody, jeśli nie najmłodszy po pominięciu procesów wtórnych, (hydrotermalne, wietrzeniowe) nie mających większego wpływu na cyrkony. Nie oznacza to, że stop nie mógł pojawić się w granitach gruboziarnistych i gnejsach. Przeciwnie, wymienione wyżej nietypowe formy występowania cyrkonów świadczą o jego prawdopodobnej obecności także w tych skałach. Mogło go być jednak niewiele lub kontakt starych cyrkonów z nim mógł być niewystarczający do osiągnięcia wymaganego poziomu nasycenia w Zr w nowym stopie. Mógł on wreszcie zostać wyciśnięty ze skały wraz z rozpuszczonym Zr i wykrył w innym miejscu. Przy dużej ilości stopu mogła też nastąpić powolna jego segregacja i przemieszczenie w inne miejsce.

Czy wszystkie badane skały były przed metamorfizmem skałami osadowymi? Jeśli przyjmie się, że faktycznie cyrkony z „kątami wygaszania” powstały tylko i wyłącznie w czasie transportu materiału detrytycznego, to większość badanych skał zawiera takie cyrkony (tab. 7). W próbkach granitów 74/20, 281/22 i 118 wśród cyrkonów starszej generacji występuje pewien procent kryształów euhedralnych. Granit drobnoziarnisty 118 nie zawiera dużej liczby cyrkonów z „kątem wygaszania”, ma natomiast wyjątkowo duże i o dużej elongacji cyrkony III grupy. Możliwe, że dla niego skałą wyjściową był granit, byłby to zatem wg klasyfikacji Smulikowskiego (1958b) granit regeneracyjny. Aby wniosek ten mógł być przyjęty, należałoby poprzez bardzo gęste opróbowanie badanego obszaru wyznaczyć kształt i zasięg granitu. Niewykluczone, że był to niewielki blok (granitoidu) tkwiący wśród skał osadowych (np. część olistostromy).

Granity średnioziarnisty (74/20) i gruboziarnisty (281/22) oprócz starych, euhedralnych kryształów cyrkonu zawierają też duży procent form z „kątami wygaszania”. Cyrkony z tych próbek charakteryzują się także dużym rozrzutem długości, szerokości i elongacji. Przed metamorfizmem i ponownym częściowym przetopieniem mógł to być kwaśny wulkanoklastyk lub granit kontaminowany materiałem osadowym.

Bardzo istotny dla petrogenyzy jest fakt występowania bardzo małych ilości cyrkonu w granitach leukokratycznych (74/11, 74/14, 281/15) i drobnoziarnistych żyłowych (352/1, 299/2). Jeżeli zważymy, że cyrkon trudno ulega upłynnieniu i

ma tendencję do pozostawania w residuum, jako tzw. minerał oporny, skały te mogłyby reprezen-

tować stopy (leukosomy) odsegregowane od skały macierzystej.

DYSKUSJA

PROBLEM GENEZY GRANITÓW

Z punktu widzenia genezy badanych skał granitoidowych istotne znaczenie, zdaniem autorki, mają następujące fakty:

1. Istnienie w większości granitów znacznej liczby cyrkonów grupy I o cechach wskazujących na przejście przez detrytyczny cykl rozwoju. Najwięcej cyrkonów tej grupy występuje w granitognejsach i granitach gruboziarnistych, mniej w granitach porfirowatych i drobnoziarnistych.

2. Pojawienie się w niektórych granitach (próbki 118, 282/22, 74/20) pewnej liczby cyrkonów euhedralnych wśród cyrkonów starszej generacji wskazujących, że skały te mogą być premetamorficznymi, starymi granitami.

3. Występowanie w badanych skałach najmłodszych cyrkonów grupy III w ilościach odwrotnie proporcjonalnych do cyrkonów grupy I.

4. Obecność tylko śladowych ilości cyrkonu w odmianach granitów leukokratycznych i drobnoziarnistych żyłowych.

5. Ta sama tendencja (od granitów gruboziarnistych poprzez porfirowate i średnioziarniste do leukokratycznych i drobnoziarnistych, żyłowych) spadku zawartości innych minerałów, opornych na procesy częściowego topienia (np. apatyt, tytanit).

6. Zróżnicowanie składu chemicznego badanych skał, sugerujące możliwość segregacji materiału łatwiej uruchamialnego podczas anateksis i powstania z niego granitów leukokratycznych i żyłowych. Tlenki i pierwiastki śladowe odporne pozostają w większej ilości w niektórych granitach gruboziarnistych.

7. Zajmowanie przez te granity miejsca skał ortona na diagramach genetycznych, ale zwykle w pobliżu granicy ze skałami para-

TYPY GENETYCZNE GRANITÓW

Powyższe fakty można zinterpretować w następujący sposób:

Wszystkie badane próbki granitów można uznać za granitoidy magmowe (fig. 16). Wiele z nich (np. granity gruboziarniste – pr. 96, 398/3, 281/22; porfirowate – pr. 74/19 i drobnoziarniste – pr. 281/10) można zaliczyć do granitów S.

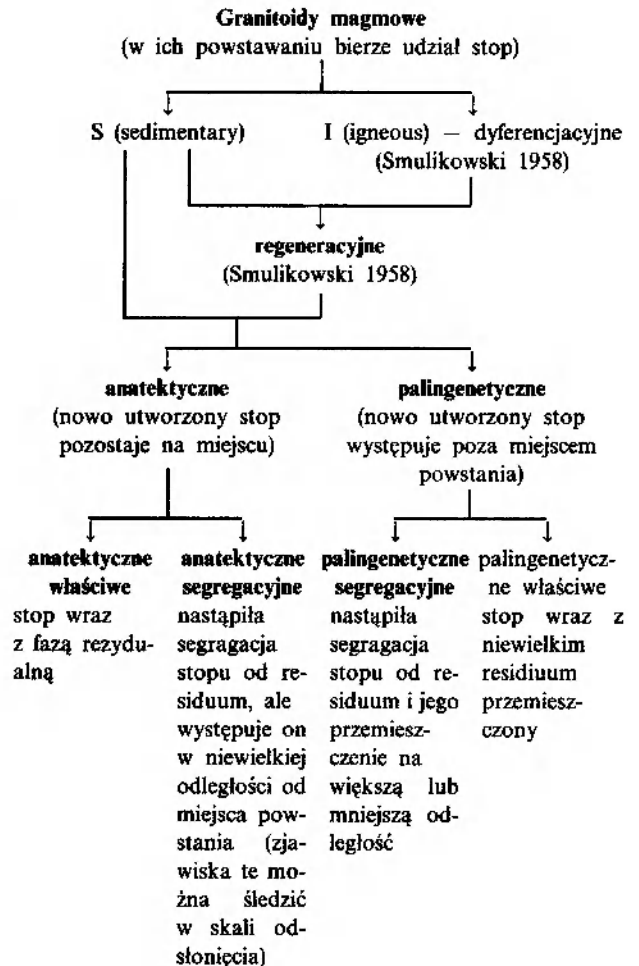


Fig. 16. Klasyfikacja granitoidów magmowych w świetle badań cyrkonów i niektórych innych minerałów akcesorycznych – propozycja (wg Klimas-August, w przygotowaniu). Pogrubiono typy genetyczne stwierdzone wśród granitoidów izerskich

W literaturze (Clemens, Wall 1981; White, Chappel 1983) zwykle określa się tym mianem palingenetyczne plutony magmowe, w których magma została przemieszczona ze źródła topienia skał w wyższe poziomy skorupy ziemskiej. Granity te zawierają niekiedy nieprzetopione relikty skał lub minerałów, z których można odczytać ich pierwotnie suprakrustalny charakter. Najczęściej jednak do ich charakterystyki stosowane są kryteria geochemiczne ze względu na wieloznaczność interpretacyjną zachowanych reliktyw.

Badane granity izerskie są nieco inne niż opisywane w literaturze i – zdaniem autorki –

bardziej odpowiadają definicji granitów S (sedimentary), gdyż zawierają w swym składzie dużo części rezydualnej, uchronionej przed częściowym topieniem. Wskutek tego zachowało się w nich dużo cyrkonów, które zakodowały w swych cechach fizycznych fakt przejścia przez detrytyczny cykl rozwoju. W badanych granitach nowego stopu było niewiele i w większości pozostał na miejscu razem z fazą rezydualną. Świadczą o tym liczne enklawy autochtoniczne skał uchronionych przed anateksis. Będą to – wg klasyfikacji przedstawionej na figurze 16 – granity S anatektyczne, właściwe.

O niewielkim przemieszczeniu stopu można mówić w przypadku niektórych granitów leukokratycznych i żyłowych – bezcyrkonowych. W granitach leukokratycznych (281/15, 74/11, 74/14) i drobnoziarnistych żyłowych (352/1, 299/2 cyrkon) nie występuje lub pojawia się w ilościach śladowych. Ponieważ nie są to granity peralkaliczne, lecz peraluminowe, i Zr nie krystalizuje w nich w postaci alkalicznych cyrkonokrzemianów (AZS). Najbardziej prawdopodobna jest następująca interpretacja:

Są to skały powstałe przez segregację stopu anatektycznego od skały macierzystej, w której cyrkonny pozostały wraz z innymi minerałami opornymi. W trakcie procesu segregacji z nowo powstałym stopem porwane zostały małe cyrkonony, apatyty i blaszki biotyty i bezładnie rozrzucone w kwarcowo-skaleniovym tle skały. Zawartość pierwiastka cyrkonu (Zr) w tych skałach jest niska (np. pr. 74/14 = 30 ppm – tab. 5). Jak wspomniano weźniej, nowo utworzone peraluminowe stopy anatektyczne mają niski poziom wymagany do nasycenia w Zr. Nie zawsze jest on osiągnięty, a jeśli już zostanie osiągnięty, to ilość nowego cyrkonu nie jest duża (np. 281/15 – tab. 6). Osiągnięcie poziomu nasycenia stopu w Zr przyspiesza obecność kryształów porwanych, które są ciągle korodowane i zachowują się też jako „istotny składnik strukturalny” (ESC). Takie granity, zubożone w składniki odporne na anateksis, są niekiedy w literaturze nazywane granitami anatektycznymi (Weber *et al.* 1985). Zdaniem autorki, należy wydzielić w oddzielną grupę granity leukokratyczne, które powstają na skutek segregacji stopu anatektycznego od części rezydualnej, ale nowo powstały stop pozostaje w niewielkiej odległości od miejsca powstania. Zjawiska te można śledzić w skali odsłonięcia. Granity leukokratyczne tworzą zwykle nieregularne gniazda i strefy w granitach gruboziarnistych i porfirowatych lub w gnejsach znajdujących się blisko, ścinając

ich strukturę gnejsową. Autorka proponuje dla nich nazwę granitów S anatektycznych, segregacyjnych (fig. 16). Drugą grupę granitów segregacyjnych, powstałą także przez segregację materiału anatektycznego z pozostawieniem fazy rezydualnej, stanowią granity żyłowe. Odsegregowany stop został w tym przypadku przemieszczony na większą lub mniejszą odległość od źródła powstania. Będą to granity S palingenetyczne, segregacyjne (fig. 16). Sprawa mechanizmu segregacji nowego stopu rozpatrzona będzie w następnym rozdziale.

Nieliczne z badanych skał (np. 118) zawierają wśród cyrkonów starszej generacji dużo kryształów euhedralnych, a mniej z kątami wygaszania. Można je z dużą dozą prawdopodobieństwa uznać za granity regeneracyjne (fig. 16). Oprócz cyrkonów starszych generacji, występuje w nich duża liczba euhedralnych cyrkonów najmłodszych. Są one w nich wyjątkowo duże i z dużą elongacją (tab. 8; fig. 11–13; pl. IX). Świadczyć to może o dużej podatności skał wyjściowych na procesy anateksis.

STOPIEŃ TOPIENIA

Jeśli chodzi o stopień topienia, to otrzymane wyniki wskazują, że mógł on być różny w różnych odmianach granitów, zależnie od ich składu mineralnego. Pewnym wskaźnikiem stopnia anateksis jest liczba młodych cyrkonów, które wykryły się z nowego stopu (np. 74/19, 281/22, 74/20 – tab. 7). Nie jest to jednak kryterium niezawodne, gdyż w niektórych przypadkach część nowego stopu uległa prawdopodobnie segregacji i przemieściła się w inne miejsce. Odnosi się to może szczególnie do odmian granitów gruboziarnistych (398/3, 96), wzbogaconych w minerały odporne. Obserwacje terenowe wykazywały, że w pobliżu tych granitów występują niekiedy nieregularne gniazda granitów leukokratycznych, czy też żyły granitów drobnoziarnistych pozbawione całkowicie lub zawierające tylko minimalne ilości cyrkonu, apatyty, tytanitu i biotyty rozrzucone bezładnie w kwarcowo-skaleniovym tle.

Najpierw ulegały topieniu główne minerały skałotwórcze według kolejności ustalonej eksperymentalnie (Tuttle, Bowen 1958; Kranck, Oja 1960; Wyllie, Tuttle 1961a, b; Winkler, von Platen 1961), przy czym nawet w najbardziej upłynionych skałach nie uległy one całkowitemu stopieniu. Ponieważ nie były prowadzone dokładne obserwacje w wielu szlifach, autorka nie może się wypowiedzieć na ten temat. Jednak już przy

ogólnym przeglądaniu szlifów widać w niektórych głównych minerałach skałotwórczych część starszą i młodszą, która mogła wykrystalizować z nowego stopu. Stop ten krystalizował nie tylko uzupełniając szczeliny w obrębie starszych ziarn i tworząc na nich obwódki, lecz tworzył także samodzielne ziarna.

Wiele cech z przytoczonego wyżej opisu petrograficznego tych skał (na podstawie Oberc-Dziedzic, 1975) dość dobrze pasuje do tego modelu. Przykładem mogą być czystsze obwódki plagioklazowe o dodatnim znaku optycznym, niekiedy z granatem, na plagioklazie, zupełnie zmyrmekityzowane smugi plagioklazów w mikroklinach itp. Co więcej, model anatektyczny lepiej niż przedstawiony przez cytowaną autorkę (*op.cit.*) model metasomatyczny tłumaczy wiele obserwowanych zjawisk.

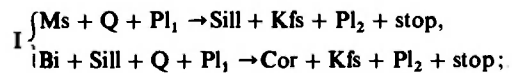
Oberc-Dziedzic (w: Oberc-Dziedzic, Klimas-August 1981) opisując granit porfirowaty 74/19 widzi w nim starszą część pozostałą po gnejsie, która gruntownie zrekrytalizowała z udziałem stopu magmowego.

Z obserwacji przeprowadzonych przez autorkę wynika, że ogromnie pomocny w odróżnieniu starszych części skały od młodszych może być myrmekit. Jawi się on w tych skałach jako utwór w pewnym stopniu synantetyczny *sensu* Sederholm (1916), tylko tu, zamiast minerałów wcześniej wykrystalizowanych z magmy, mamy minerały rezydualne, a zamiast stopu resztkowego – stop inicjalny.

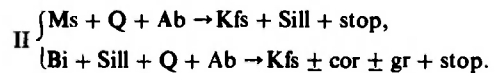
W niektórych skałach doszło prawdopodobnie do niekongruentnego topienia biotyty. Świadczy o tym występowanie minerałów akcesorycznych (zwłaszcza w próbkach 74/20, 118 oznaczonych jako granity regeneracyjne). Większość z nich występuje, jak już wspomniano, w postaci skupień wokół blaszek biotyty, na jego brzegach lub w szczelinach, a także w masie pinitowej, niekiedy z granatami. Częściowo skupienia takie, zwłaszcza te w postaci smug, mogą być pozostałością tekstur osadowych. Ta postać skupień charakterystyczna jest dla granitów zawierających najwięcej cyrkonów I grupy i dla większości badanych przez autorkę odmian gnejsów. Najlepiej wykształcone, największe i stosunkowo najliczniejsze cyrkonony grupy III występują w odmianach granitu, w których wśród cyrkonów starszych pojawiają się kryształy euhedralne wskazujące na pierwotnie magmową genezę tych skał. Zgadzałoby się to z ogólnie przyjętym schematem dyferencjalnej anateksis, że częściej większa ilość stopu w tych samych warunkach pojawia się w

skałach granitoidowych niż w osadowych o podobnym składzie. Spowodowane to jest większą liczbą kontaktów skałeni alkalicznych z kwarcem w tych pierwszych (np. Kranck, Oja 1960; Winkler, von Platen 1961).

Uwzględniając minerały poboczne obecne w gnejsach i granitach izerskich można przytoczyć za Ashworthem (1985) następujące reakcje, które mogły prowadzić do powstania stopu w badanych skałach:



albo



Aby wykazać, że powyższe reakcje zachodziły w tych skałach, należy zrobić dokładne badania petrograficzne z rozważeniem warunków równowag chemicznych i bilansu mas. Przyjęcie tych reakcji jako działających w sprzężeniu tłumaczy małą ilość zachowanego syllimanitu w tych skałach (tylko w próbce 398/4 – tab. 2), który w tym ujęciu mógł zostać niemal całkowicie skonsurowany w wyniku drugiej reakcji.

JUŻ ORTO- CZY JESZCZE PARAGNEJSY

W rozważaniach na temat pochodzenia i ewolucji gnejsów badanego obszaru istotne znaczenie mają następujące fakty:

1. Występowanie zgodnych, powtarzających się sekwencji łupek – różne odmiany gnejsów – granitognejs – granit.

2. Punkty projekcyjne gnejsów i granitów wypadają na diagramach genetycznych (fig. 7, 8) na granicy skał orto- i para- lub w jej pobliżu, ale po stronie skał orto-.

3. Obecność w gnejsach i granitognejsach lamin zbudowanych z drobnej mozaiki plagioklazowo-kwarcowej. Podobne plagioklasy ze sporadycznymi kwarcami występują też w zmiennych ilościach w granitach, szczególnie obficie w granitach gruboziarnistych (pl. III).

4. W niektórych gnejsach (np. 73/2) te drobno-mozaikowe laminy plagioklazowo-kwarcowe są sfaldowane, przy obecności jednocześnie nawet w tym samym szlifie lamin kwarcowych porożrywanych w budiny. Przewężenia międzybudinowe wypełnia materiał lamin plagioklazowo-kwarcowych (pl. I).

5. Brak kataklazy i mylonityzacji. Procesy te, jeśli się zaznaczyły, to tylko lokalnie. Zwracały

na to uwagę również Kozłowska-Koch (1965) i Oberc-Dziedzic (1975).

6. Wszystkie gnejsy i granity z sekwencji mają dużą liczbę cyrkonów świadczących o przejściu przez detrytyczny cykl rozwoju.

7. W łupkach amfibolitowych brak cyrkonów lub występują w ilościach śladowych (też osadowe). W łupku skaleniowo-łyszczykowym 73/1 jest ich znacznie mniej niż w gnejsie 73/2, są one mniejsze i mają mniejszą elongację (tab. 7, 8; pl. XI), choć też wykazują cechy cyrkonów osadowych.

8. Cyrkony III, najmłodszej grupy pojawiają się w niewielkiej liczbie w niektórych granitach gruboziarnistych z sekwencji. W dużej liczbie pojawiają się w gnejsach 281/17, 73/2, w których budowie zdecydowanie przeważają laminy kwarcowe i łyszczykowe nad zbudowanymi z drobnej mozaiki plagioklazowo-kwarcowej.

STRATYGRAFIA WIDMOWA (GHOST STRATIGRAPHY)

Różnice w rozmiarach cyrkonów I grupy z poszczególnych członów powtarzających się sekwencji skał metamorficznych dowodzą zróżnicowania litologicznego serii permetamorficznej. Szczególnie wyraźna różnica w rozmiarze ziarn zaznacza się między łupkiem skaleniowo-łyszczykowym a gnejsiem (profil 73/1–73/2 – pl. XI). W wielu łupkach cyrkony występują tylko w ilościach śladowych. Seria osadowa, która potem uległa metamorfizmowi była zróżnicowana od aleurytów do psamitów (być może też psefitów). Podobne zróżnicowanie rozmiaru ziarn cyrkonów obserwuje się także wśród enklaw łupkowo-gnejsowych zawartych w granitach porfirowatych. Opisywane sekwencje można uznać za elementy stratygrafii widmowej (Burchart 1970).

Z powyższych rozważań wynika, że chociaż cyrkony rzeczywiście mało zmieniają się przy metamorfizmie, to dzisiejsze zróżnicowanie na łupki-gnejsy—granitognejsy zapewne ma swe źródło w pierwotnym zróżnicowaniu skał wyjściowych, a nie jest tylko efektem różnego nasilenia metasomatozy (jak to dotychczas interpretowano).

„PROTOKLAZA” – DEFORMACJA SKAŁ W OBECNOŚCI MAŁEJ ILOŚCI STOPU

W cyrkonach nie zostało zarejestrowane dokładnie, co działo się w czasie metamorficznego przeobrażenia skał. Zostało zanotowane jednak, że na pewnym etapie rozwoju metamorficznego skały znalazły się w warunkach bliskich topieniu.

W niewielkiej ilości pojawił się w nich stop. Świadczą o tym opisane wcześniej nietypowe formy występowania cyrkonów i nieliczne najmłodsze cyrkony III grupy w granitognejsach i granitach gruboziarnistych. W skałach tych występują również laminy drobnomozaikowych plagioklazów z kwarcami. W dużej liczbie, lecz w nieco innej formie występują one także w granitach (398/3, 96).

Do wytłumaczenia powyższych faktów poszukiwała autorka takiego procesu, który doprowadził do zgranulowania plagioklazów i wyciągnięcia ich w smugi. W granitach gruboziarnistych drobnomozaikowe strefy pojawiają się na brzegach większych ziarn lub tworzą smugi przecinające je w poprzek. Musiał to być proces stosunkowo młody. Sądząc po najmłodszej generacji cyrkonów, pojawienie się stopu też było stosunkowo młodym procesem w historii geologicznej tych skał. Należy spróbować znaleźć proces, który pozwoliłby powiązać ze sobą te dwa fakty.

W poszukiwaniach tych pomocna okazała się praca Jurewicza i Watsona (1985), przedstawiająca wyniki badań eksperymentalnych nad rozmieszczeniem stopów inicjalnych w systemach granitowych i sposoby ich segregacji. Z eksperymentów wynika, że częściowy stop w początkowej fazie topienia gromadzi się albo przy brzegach ziarn skaleni i kwarcu, czyli w interstycjach między nimi (fig. 18a), lub może tworzyć bardziej rozległe nagromadzenia (fig. 18b).

Przy oglądaniu tych rysunków uderza mała wielkość i kropłowy kształt ziarn kwarcu. Podobne małe kwarcce, którymi bardzo gęsto są usiane skalenie, występują w badanych przez autorkę skałach z profili 224, 225 i 143. Zostały one pobrane ze strefy oddziaływania granitu Karkonoszy. Zdaniem autorki od podobnego zjawiska mogło rozpocząć się topienie skał. Często w skaleniach, głównie granitów, ale też gnejsów, spotyka się różnego rodzaju przerosty pismowe, które Żaba (1984a), badając skały Izerskiego Stogu, podzielił na dwie grupy genetyczne: eutektyczne i infiltracyjne. Szczególnie dużo tych pierwszych występuje w granitach 118, 74/20, 281/22 i 281/10.

Skały, w których pojawiło się trochę stopu, czy w interstycjach międzyziarnowych, czy też w postaci większych nagromadzeń, musiały być – zdaniem autorki – bardziej podatne na naprężenia niż skały w stanie stałym, a głównie były podatne skalenie z „polami” stopu. Takie ilości stopu nigdy ze skały nie wydostałyby się przez powolną segregację. Stop, aby wydostać się z

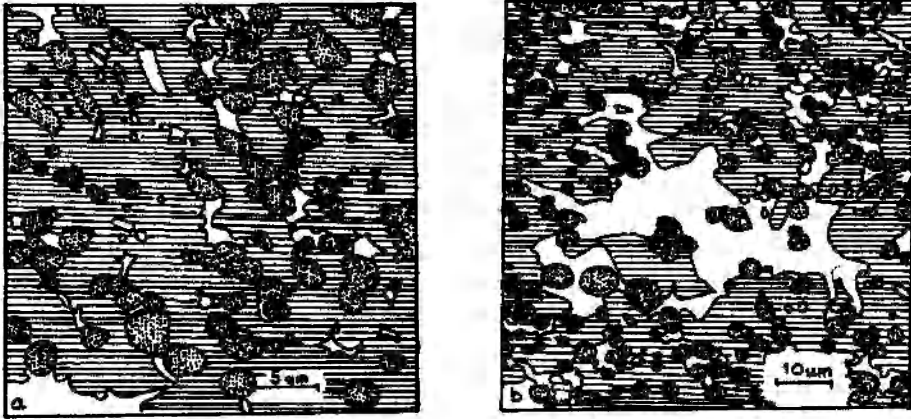


Fig. 17. Rozmieszczenie stopu w interstycjach ziarn (a) lub w postaci większych nagromadzeń (b) w 14 dniu eksperymentu krystalizacji. Pola zakreskowane – skażeń, zakropkowane – kwarc, białe – stop (wg Jurkiewicza, Watson 1985)
Distribution of interstitial melt (a) and its accumulation (b) in 14th day of experimental crystallization. Shaded – feldspar, dotted – quartz, blank – melt (after Jurewicz, Watson 1985)

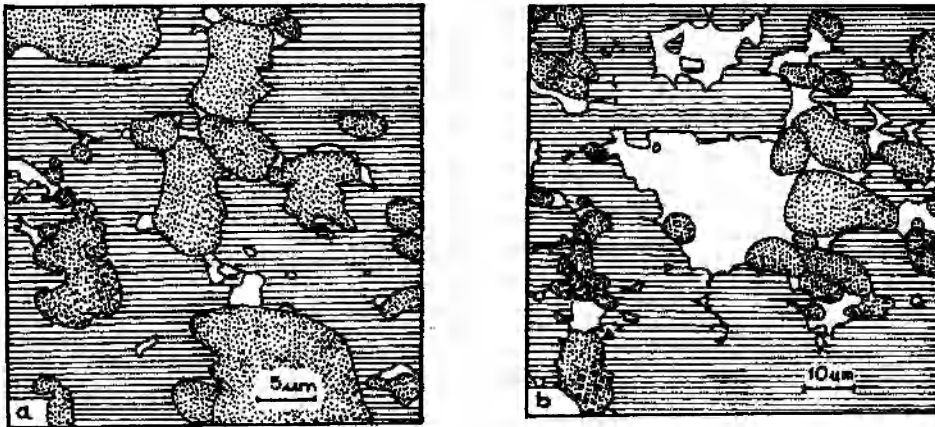


Fig. 18. Rozmieszczenie stopu w interstycjach ziarn (a) lub w postaci większych nagromadzeń (b) w 14 dniu eksperymentalnego częściowego topienia (wg Jurewicz, Watson 1985; objaśnienia jak na fig. 17)
Distribution of interstitial melt (a) and its accumulation (b) after 14 days of experimental partial melting (after Jurewicz, Watson 1985; see fig. 17 for explanation)

takiego układu, musiał zostać wyciśnięty. Wystarczył chyba niewielki nacisk, aby skałenie z kropkowym kwarcem zostały rozprasowane wraz z partiami nowego stopu na smugi zbudowane z drobnej mozaiki ziarn skaleninowych z kropkowymi kwarcami. Część kwarcu mogła w tym procesie zgrupować się w większe wstęgi, jak to jest już częściowo widoczne na figurze 18b. Inicjalny stop, który stanowił „smar” przy tych ruchach, dostarczył w trakcie krystalizacji nowej porcji drobnych kryształów lub krystalizował na kryształach starszych. W obrębie smug plagioklazowych w niektórych odmianach gnejsów znajduje się więc materiał pochodzący z rozdrobnienia starszych skałeni, nieliczne kropkowe kwarcie i nowo wykrystalizowane kryształy.

Reasumując, wiele badanych gnejsów, zwa-

szcza gnejsów oczkowych, może stanowić „rozprasowane” skały o składzie granitów, głównie plagioklazowych, niekiedy z mikroklinem.

Skały te mogły być podobne pod względem składu i struktury do granitów gruboziarnistych (398/3, 96), w których pojawiła się niewielka ilość stopu (występują nietypowe formy cyrkonów, brak III grupy). W takim stanie zostały one rozprasowane w gnejsy. Byłby to więc rodzaj deformacji, podobnej do protoklazy, z tą różnicą, że tu deformacji uległy ziarna nie zmienione jeszcze w inicjalny stop anatektyczny, a przy protoklazie deformowane są kryształy wydzielone wcześniej i otoczone stopem resztkowym.

Są to w takim ujęciu gnejsy powstałe przez zdeformowanie z udziałem fazy stopu skał o składzie granitów, najczęściej plagioklazowych, rza-

dziej z mikroklinem. Zachowały one nie stopione resztki różnych minerałów, w tym wiele cyrkonów o cechach wskazujących na przejście przez detrytyczny cykl rozwoju. Na diagramach genetycznych (fig. 6, 7) często zajmują miejsce na granicy skał orto- i para- lub tuż przy niej, ale po stronie skał orto-. Należy je chyba uznać za skały przejściowe między gnejsami para- i orto-.

WYCISKANIE STOPU

W niektórych gnejsach warstewkowych (73/2, 281/17) zbudowanych głównie z warstewek kwarcowych i łuszczkowych, a tylko w niewielkiej ilości ze smug drobnej mozaiki plagioklazowo-kwarcowej występuje oprócz osadowych, starszych cyrkonów duża liczba młodych euhedralnych kryształów. W pobliżu tych skał pojawiają się w terenie niewielkie ciała granitów leukokratycznych. Często ścinają one teksturę gnejsową (np. leukogranit 281/15 ścina teksturę gnejsową 281/17 – fig. 4) albo stanowią ostatni człon sekwencji łupek – gnejsy – leukogranit (jak w profilu 73).

Z dużym prawdopodobieństwem można w tych dwóch przypadkach przyjąć mechanizm wyciskania materiału leukokratycznego ze skał. Nowego stopu w skale macierzystej musiało być dość dużo. Świadczy o tym duża liczba cyrkonów młodej generacji. Większość ciał leukokratycznych, oprócz plagioklazu, zawiera też mikroklina (281/15, 74/14). Wśród granitów także najwięcej cyrkonów najmłodszych pojawia się w granitach dwuskaleniowych. Wyciskanie stopu nastąpiło już po krystalizacji cyrkonu, który w większości pozostał w skale macierzystej. Tylko nieliczne małe kryształy zostały porwane przez stop wraz z innymi minerałami akcesorycznymi i starszymi cyrkonami. Ekranem w miarę sztywnym, gdyż zbudowanym z dużej ilości składników opornych na upłynnianie, były warstwy łupków. Sprzyjały one mechanizmowi wyciskania i migracji stopów w stropie od warstwy łupku w stronę następnej warstwy łupku, przed którą stop był gromadzony, zgodnie z kierunkiem nacisku tektonicznego, a utrudniały ich wędrówkę w stronę przeciwną.

Podobną rolę ekranów mogły pełnić warstwy łupków także dla innych fluidów pojawiających się w tych skałach przed i po anatektycznym upłynnieniu. Stąd tak wyraźna asymetria wszystkich badanych sekwencji łupek – gnejsy – granit, nie tylko tych z objawami wyciskania. Jest ona w tych skałach wypadkową pierwotnego zróżnicowania

litologicznego i późniejszej metasomatycznej i anatektycznej przebudowy.

Obecny skład łupków nie musi odzwierciedlać ich składu pierwotnego. Prawdopodobnie i one zostały zubożone w składniki łatwo uruchamiane, a wzbogacone w tzw. minerały odporne. Tłumaczyłoby to dyskutowaną wcześniej niezgodność między ich pozycją geologiczną (wskazującą na serię para-) a składem chemicznym i mineralnym (wskazującym na skały orto-).

Czy nie mogły gnejsy powstać przez zgnejsowanie granitów porfirowatych lub innych z dużą liczbą młodych cyrkonów? Przeciwno takiemu schematowi rozwoju tych skał przemawia brak objawów sztywnych deformacji i skład chemiczny wskazujący na ubytek alkaliów w porównaniu z granitami zawierającymi dużo młodych cyrkonów.

Niektóre odmiany gnejsów warstewkowych (pr. 224/1, 143/1), zbudowanych z naprzemianległych warstewek kwarcowo-łuszczkowych, w których często zgromadzone są minerały akcesoryczne, i lamin zbudowanych z drobnej mozaiki plagioklazowo-kwarcowej, należy uznać za migmatyty. Leukosom plagioklazowo-kwarcowy wysegregowany i wyciśnięty z pobliskich granitów został wciśnięty między warstewki łuszczkowe i kwarcowe (kwarcowo-skaleniowe) wcześniejszych łupków łuszczkowych i gnejsów. Są to chyba bardziej artryty Sederholma (1907) niż wenity Holmquista (1907). Stop do nich doprowadzony nie pochodzi z oddalonego zbiornika magmowego, jak przyjmował Sederholm (*op.cit.*), lecz jest stopem inicjalnym wyciśniętym ze skał znajdujących się w niewielkiej odległości.

W takim ujęciu większość procesów przeobrażających zamykałaby się w obrębie opisywanych pojedynczych sekwencji metamorficznych; amfibolit (łupek łuszczkowy) – różne odmiany gnejsów – granitognejs – granit, między dwoma kolejnymi ekranami amfibolitów (łupków łuszczkowych).

DLACZEGO SOCZEWKOWATE „MAGABUDINY”

Fakty, które mogą pomóc w odpowiedzi na to pytanie:

1. W obrazie kartograficznym (fig. 3) większe ciała granitowe, zbudowane przeważnie z granitów porfirowatych (w tym badane na wzgórzu Stanek i w okolicy Chmielenia), tworzą „megabudiny” (Szalamacha 1966) w obrębie sekwencji łupkowo – gnejsowo – granitognejsowych (granitowych).

2. Te „megabudiny” mają kształt soczewkowaty i elipsoidalny, o dłuższej osi zgodnej z biegiem foliacji w łupkach i gnejsach.

3. Zróżnicowanie cech cyrkonów pozwala przypuszczać, że w obrębie „megabudin” mogły występować premetamorficzne skały osadowe (aleuryty, psamity, kwaśne wulkanoklastyki) i granitoidy magmowe.

Badania cyrkonów wskazują, że duże masy granitu porfirowatego budujące „megabudiny”, są efektem pojawienia się na pewnym etapie metamorficznego rozwoju tych skał stopu anatektycznego. Proces ten objął swym zasięgiem różne typy skał: granity magmowe lub skały im podobne i zróżnicowane litologicznie skały metaparaserii, której resztki uchroniły się w postaci enklaw. Nałożenie się procesów anateksis na te dwa różne genetycznie typy skał zatarało granicę między nimi, dając w efekcie w niektórych miejscach zamięszanie się S granitów z granitami regeneracyjnymi. Obraz ten komplikują jeszcze bardziej różne odmiany granitów leukokratycznych, będące swobodnymi segregacjami lub formami z wycisnięcia.

Możliwe, że większe nagromadzenia granitów porfirowatych powstały w miejscach, gdzie w serii suprakrustalnej znajdowało się dużo skał szczególnie podatnych na anatektyczne upłynnianie. Mogły to być niewielkie ciała pierwotnych granitów magmowych lub być może nagromadzenia bloków granitoidów, tkwiących w formie olistostromy w serii łupkowo-piaskowcowej, czy też kwaśnych wulkanoklastyków itp. Oczywiście wniosek ten, aby mógł być przyjęty, musi być jeszcze udokumentowany badaniami cyrkonów w kilku takich „megabudinach”.

Formy budinażowe w mniejszej skali (granitów w łupkach zielonych) opisał Jamrozik (1978) z okolic Bogatyni. Wykazał on, że obecność elipsoidalnych budin świadczy o plastycznej deformacji skały kompetentnej (granitu), przynajmniej w początkowej fazie tworzenia budin. Badania cyrkonowe potwierdzają i dokumentują tę plastyczność warunków w skałach kompetentnych, którymi w tym przypadku mogły być przeobrażone skały paraserii, wzbogacone w ciała starszych granitoidów, kwaśnych wulkanoklastyków itp.

Jeżeli rozpatrzmy reakcje zachodzące przy

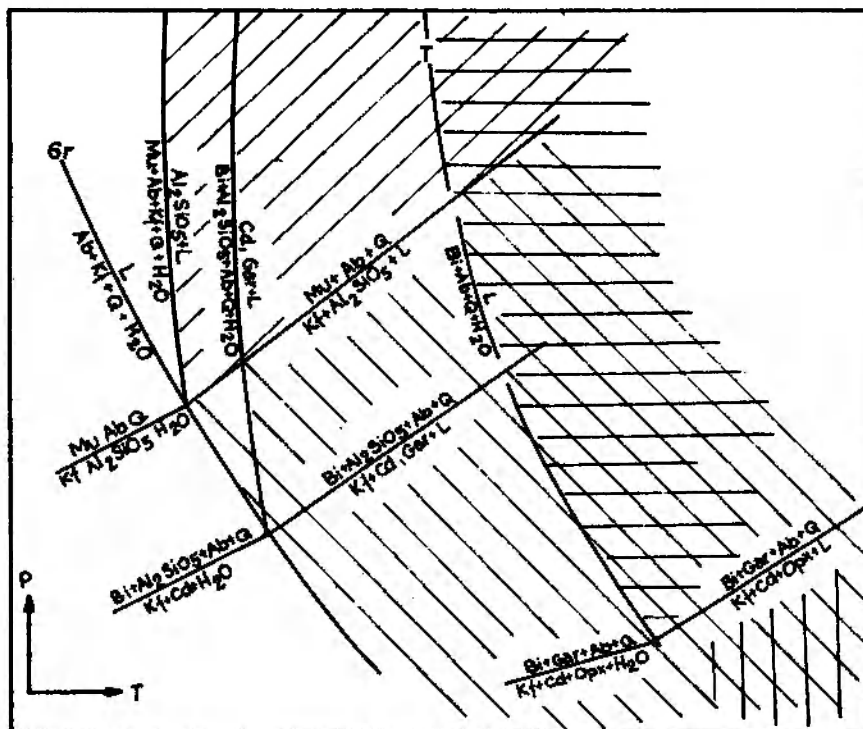


Fig. 19. Główne reakcje zachodzące w czasie anateksis w zależności od warunków temperatury i ciśnienia wg Ashwortha (1985)
Temperature – pressure projections of principle reactions that occur during anatexis (after Ashworth 1985)

częściowym topieniu w układzie *PT* (fig. 19), zobaczymy, że postęp w procesach dyferencjalnej anateksis może zachodzić ze wzrostem temperatury, ale też z obniżeniem ciśnienia.

Wielu autorów (m. in. Thompson 1982; Grant 1985) podkreśla, że ten ostatni czynnik nie był w przeszłości dostatecznie doceniany. Wskazują oni, że powstanie dużych ilości stopu może zachodzić w czasie dekompresji górotworu, w czasie ruchów schyłkowych i po ich całkowitym wygaśnięciu. Proces taki mógł zachodzić w opisywanych megabudinach. Proces upłynniania, zapoczątkowany synkinematycznie w czasie tworzenia się form megabudinażowych, kontynuowany był z dużym nasileniem w czasie ruchów schyłkowych i dekompresji górotworu. Obejmował swym zasięgiem wszystkie starsze skały, które zachowały się w tym najmłodszym granicie w formie enklaw autochtonicznych, czyli tektonicznych struktur szkieletowych (Oberc 1967b).

Oczywiście model „megabudinażowy” nie jest jedynym, który tłumaczy taką pozycję granitów porfirowatych wśród sekwencji łupkowo-gnejsowych.

Badane granity izerskie i współwystępujące z nimi na zachodzie granodioryty zawidowskie mają wiele cech granitów, które Buddington (1959)

zalicza do strefy przejściowej mezokatazony. Granity katazony widzi jako większe lub mniejsze fakolity tkwiące głównie w antyklinalnych formach tektonicznych. W obrazie intersekcyjnym dałoby to obraz podobny do tego z figury 3. Oba modele nie wykluczają się wzajemnie, wręcz przeciwnie, gdyż budinaż często wiąże się z fałdowaniem (Jaroszewski 1980, ryc. 295), a małe fakolity to „soczewkowate budiny” tkwiące w antyklinalnych częściach obszarów fałdowych. Według Jamrozika (1978) budinaż jest synkinematyczny i powstał w końcowej fazie fałdowania metamorfiku. Najdłuższe osie budin są zgodne z osiami struktur fałdowych.

Powyższa interpretacja, dotycząca formy geologicznej granitów izerskich, została przeprowadzona na podstawie zbyt małej ilości danych naukowych i powinna być rozumiana jako sformułowanie bardzo ogólnych hipotez.

Kończąc omawianie wyników badań cyrkonów w skałach krystalicznych metamorfiku izerskiego, autorka zdaje sobie sprawę z wielu problemów petrogenetycznych, które nie zostały jeszcze rozwiązane. Wymaga to objęcia badaniami metodą cyrkonową pozostałych, licznych odmian skalnych budujących ten krystalinik.

WNIOSKI

1. Wśród granitów izerskich wyróżniono cztery typy genetyczne: granity S anatektyczne właściwe, anatektyczne segregacyjne, palingenetyczne segregacyjne i regeneracyjne.

2. Najbardziej rozpowszechniony w metamorfiku izerskim typ granitów porfirowatych jest granitem S, który powstał przez anatektycznie upłynnienie zróżnicowanych litologicznie, zmetamorfizowanych skał serii suprakrustalnej (anatektyczny, właściwy).

3. W niektórych miejscach zachodzi zazębienie się tych typów granitów. Stosunkowo młody proces anatektycznego upłynnienia objął tu swym zasięgiem nie tylko skały paraserii, lecz także w jeszcze większym stopniu ciała starszych granitoidów magmowych. Daje to w efekcie przenikanie się granitów S i regeneracyjnych. Obraz ten został jeszcze bardziej skomplikowany przez ciała granitów leukokratycznych, które są swobodnymi segregacjami lub formami z wyciśnięcia nowo powstałego stopu, z niewielkim jego przemieszczeniem (granity anatektyczne, segregacyjne).

4. Drobnziarniste granity żyłowe są odmia-

ną granitów palingenetycznych, powstała przez segregację stopu anatektycznego od skały rezydualnej i przemieszczenie go na większą lub mniejszą odległość (granity palingenetyczne, segregacyjne).

5. Badane próbki gnejsów izerskich są skałami z pogranicza serii para- i orto-. Ich obecny charakter petrograficzny i występowanie w postaci powtarzających się sekwencji amfibolit (łupek) – różne odmiany gnejsów – granitognejs – granit są efektem wielu procesów. Na zróżnicowaną litologicznie serię skał osadowych (aleuryty, psamity, skały węglanowe, tufy, kwaśne wulkanoklastyki) nałożyły się efekty przemian metamorficznych i być może też metasomatycznych. Na pewnym etapie metamorficznego rozwoju tych skał doszło do pojawienia się w nich niewielkich ilości stopu anatektycznego. Deformacje skał zachodzące w obecności małej ilości stopu (granitognejsy i gnejsy oczkowe), wyciskanie go z jednych odmian (niektóre gnejsy warstewkowe), segregacja i przemieszczanie w kierunku innych (migmatyty – arteryty) dały w efekcie zróżnicowany kompleks

skał, który jednak zachował jeszcze wiele cech wskazujących na jego osadowy premetamorficzny charakter.

Metodą cyrkonową zweryfikowano wcześniejsze poglądy na petrogenezę krystaliniku izerskiego. Wykazano, że na powstanie i zróżnicowanie badanych granitów i gnejsów izerskich miało wpływ pojawienie się w nich różnych ilości inicjalnego stopu magmowego. Wydzielono kilka typów genetycznych granitów i gnejsów, które dotychczas nie były wyróżniane (granity S anatektyczne, granity segregacyjne — anatektyczne

i palingenetyczne, migmatyty — arteryty). Za pomocą tej metody udowodniono, że obecny charakter petrograficzny gnejsów i granitów izerskich jest efektem w równej mierze pierwotnego zróżnicowania litologicznego serii premetamorficznej, jak i późniejszej metamorficznej i anatektycznej przeróbki, a nie głównie procesów metasomatycznych, jak przyjmowali niektórzy badacze. Stosunkowo młody proces anateksis objął swym zasięgiem skały serii suprakrustalnej i infrakrustalnej zacierając ich granice.

LITERATURA

- AHRENS W., 1925: Gefüge und Entstehungsgeschichte der Gneisgranite des Isergebirge. *Preuss. Geol. Landesanst., Mitt. d. Abt. f. Gesteins-, Erz-, u. Salzuntersuchungen*, 2, s. 1–23.
- ALLEGREE C. J., ALBAREDE F., GRÜNENFELDER M., KÖPPEL V., 1974: $^{338}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ — $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ — $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ zircon geochronology in Alpine and non-Alpine environment. *Contr. Miner. Petrol.*, 43, s. 163–194.
- ALPER A. M., POLDERVAART A., 1957: Zircons from the Animas stock and associated rocks, New Mexico. *Econ. Geol.*, 52, s. 952–971.
- ARMSTRONG D., 1922: Zircon as criterion of igneous and sedimentary metamorphisms. *Am. J. Sci.*, Ser. 5(h), s. 391–395.
- ASHWORTH J. R. (ed.), 1985: *Migmatites. 1. Introduction*. Blackie, Glasgow, s. 1–35.
- BEDERKE E., 1924: Das devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschr. Geol. Paläont.*, 2 M, 7, s. 1–50.
- 1939: Die Kaledonische Gebirgsbildung in Mitteleuropa. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 91, s. 770–771.
- 1956: *Die Granitgenerationen des Riesengebirges, ein Beitrag zur Frage der Regeneration von Graniten und Erzlagertstätten*. Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart, s. 349–359.
- BERG G., 1923: Die Gesteine des Isergebirges. Krystalinikum. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 43, s. 125–168.
- 1926a: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Friedeberg a. Queiss*. Preuss. Geol. Landesanst. Lief. 262. Berlin.
- 1926b: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Wigandsthal-Tafelfichte*. Preuss. Geol. Landesanst., Lief. 262. Berlin.
- 1926c: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Flinsberg-Strickenhäuser*. Preuss. Geol. Landesanst., Lief. 262. Berlin.
- 1935: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Altkemnitz*. Preuss. Geol. Landesanst., Lief. 262. Berlin.
- 1941: *Geologische Karte des Deutsche Reiches 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt Bad Warmbrunn, R — Stelle F. Bodenforschung*, Lief. 241. Berlin.
- BLUMENTHAL W. B., 1958: *The Chemical Behaviour of Zirconium*. Van Nostrand, Princeton, N. J., s. 398.
- BORKOWSKA M., 1959: Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. On the granitoids of Kudowa as compared with the main types of the acid intrusions of the Sudetes Mts and the Sudetic Foreland. *Arch. Miner.*, 21, s. 229–382.
- BORKOWSKA M., HAMEURT J., VIDAL Ph., 1980: Origin and age of the Izera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. *Acta Geol. Pol.*, 30, s. 121–146.
- BOWDEN P., 1966: Zirconium in younger granites of northern Nigeria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 30, s. 985–993.
- BOWES D. R., HOPGOOD A. M., PITGEON R. T., 1976: Source ages of zircons in an Archean quartzite, Rona Inner Hebrides. *Scotland. Geol. Mag.*, 113, s. 545–552.
- BRAMMAL A., HARWOOD H. F. 1923: Occurrences of zircon in the Datmoor granite. *Miner. Mag.*, 20, s. 27–31.
- BRÜLL E., 1942: Zur Altersfrage des Isergebirgsgneisses und Gneisses von Gross-Wandriess. *Zent.-Bl. Miner. Geol. Paläont.*, Abt. B, 1, s. 8–11.
- BUDDINGTON A. F., 1959: Granite emplacement with special reference to North America. *Bull. Geol. Am.*, 70, 6.
- BURCHART J., 1970: Skały krystaliczne wyspy Goryczkowej w Tatrach. Rocks of the Goryczkowa "Crystalline Island" in the Tatra mountains. *Stud. Geol. Pol.*, 32, s. 1–183.
- 1971: Wiek bezwzględny skal polskich (katalog oznaczeń geochronologicznych). Absolute ages of rocks from Poland (A catalogue of geochronological determinations). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41, s. 241–255.
- CARROLL D., 1953: Weatherability of zircon. *J. Sedim. Petrol.*, 23, s. 106–116.
- CHÁB J., SUK M., 1977: Regionální metamorfoza na území Čech a Moravy. *Knih. Ustř. ustř. geol.*, 50, s. 1–156.
- CHALOUPSKÝ J., 1958: Geologicko-petrografické poměry v údolí Jizery mezi Harrachovem a Dolní Rokytnicí. The geological-petrographic investigations in the Izera Valley between Harrachov and Dolní Rokytница. *Sbor. Ustř. ust. geol., Odd. geol.*, 24, s. 189–236.
- 1962: *Krystalinikum Krkonoš a Jizerských hor*. Exkurzní průvodce XIII sjezdu ČS. spol. pro mineralogii a geologii. Praha, s. 3–35.
- 1963: Konglomeráty v krkonošském krystaliniku, Conglomerates in the Krkonoše crystalline Massif. *Sbor. Ustř. ust. geol., Odd. geol.*, 28, s. 143–190.
- 1966a: Crystalline complexes of the West Sudeten: The Krkonoše Jizerské hory and Lužické hory Mountains, [w:] J. Svoboda et al. *Regional geology of Czechoslova-*

- kia, Part 1: The Bohemian Massif, Czech. Acad. Sci., s. 172-194.
- 1966b: Kalendonská a variská orogeneze v ještědském krystaliniku. Caledonian and Variscan folding in the Ještědské pohorí Mountains. *Sbor. geol. ved., Geologie, R. G.*, 10, s. 7-47.
- CLEMENS J. D., WALL V. J., 1981: Crystallisation and origin of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Miner.*, 19, s. 111-132.
- CLIFFORD T. N., STUMPFL E. F., BURGER A. J., MC CARTHY T. S., REX D. C., 1981: Mineral-chemical- and isotopic studies of Namaqualand granulites, South Africa: a Grenville analogue. *Contr. Miner. Petrol.*, 77, s. 225-250.
- CLOOS M., 1922: *Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung Seiner Bodenschätze*. Berlin, s. 1-122.
- COLEMAN R. G., ERD R. C., 1961: Hydrozircon from the Wind River Formation, Wyoming, USA *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 424c (256), s. 297-300.
- DALZIEL I. W. D., 1963: Zircon from granite gneiss of Western Ardgour, Argyll: their bearing on the origin. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, 19, s. 349-362.
- DIETRICH R. V., 1968: Behaviour of zirconium in certain artificial magmas under diverse P-T conditions. *Lit. hos*, 1, s. 20-29.
- DOMEČKA K., 1970: Předvariské granitoidy Západních Sudet. Pre-Variscan granitoids of the West Sudeten. *Sbor. geol. ved., Geologie R. G.*, 18, s. 161-191.
- EBERT H., 1937: *Das vortertiäre Grundgebirge des Kartentblattes Wirscheffelde. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen*. Leipzig.
- 1943: *Das granitische Grundgebirge der östlichen Lauitz. Preisschrift Fürstl. Jablonowskischen Ges. zu Leipzig*, 58, s. 1-119.
- ECKELMAN F. D., KULP J. L., 1956: The sedimentary origin and stratigraphic equivalence of the so-called Cranberry and Henderson granites in western North Carolina. *Am. J. Sci.*, 254, s. 288-315.
- FLUCK P., 1971: *Petrographie et histoire métamorphique des gneiss de Sainte-Marie-Aux-Mines (Vosges)*. Univ. de Strassbourg (these de doctorat).
- GASTIL R. B., DELISLE M., MORGAN J. R., 1967: Some effects of progressive metamorphism on zircons. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 78, s. 879-906.
- GEBAUER D., GRÜNENFELDER M., 1977: U-Pb systematics of detrital zircons from some unmetamorphosed to slightly metamorphosed sediments of Central Europa. *Contr. Miner. Petrol.*, 64.
- GRANT J. A., 1985: *Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks*, [w:] Ashworth (ed.), *Migmatites*, s. 86-114.
- GRAUERT B., HÄNNY R., SOPTRAJANOVA G., 1973: Age and origin of detrital zircons from Pre-Permian basements of the Bohemian Massif and the Alps. *Contr. Miner. Petrol.*, 40, s. 105-130.
- GREEN T. H., WATSON E. B., 1982: Crystalization of apatite in natural magmas under high-pressure, hydrous conditions, with particular reference to "orogenic" rock series. *Contr. Miner. Petrol.*, 79, s. 96-105.
- GROVES A. W., 1930: The heavy mineral suite and the correlation of the granites of northern Brittany, the Channel Islands and the Continent. *Geol. Mag.*, 67, s. 218-240.
- GUPTA L. N., JOHANNES W., 1985: Effect of metamorphism and partial melting of host rocks on zircons. *J. Metam. Geol.*, 3, s. 311-323.
- HARRIS R. L., 1959: Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Part 3. Gardner Lake area, Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, s. 1185-1216.
- HARRISON T. M., WATSON E. B., 1983: Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water content. *Contr. Miner. Petrol.*, 84, s. 66-72.
- 1984: The behaviour of apatite during crustal anatexis. Equilibrium and kinetic considerations, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, s. 1467-1477.
- HEIMLICH R. A., SHOTWELL L. B., COOKRO T., GAWELL J., 1975: Variability of zircons from the Sharon conglomerate of Northeastern Ohio. *J. Sedim. Petrol.*, 45, s. 589-760.
- HIGGINS M. W., 1971: Cataclastic rocks. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 687, s. 1-97.
- HOLMQUIST P. J., 1907: Adergneisbildung und magmatische Assimilation im Grundgebirge Schwedens. *Geol. Förlh. Stockholm*, 29, s. 313-354.
- HOPPE G., 1957: Das Erscheinungsbild der akzessorischen Zircone des Lausitzer Granodiorites von Wiesa. *Geologie*, 6, s. 289-305.
- 1959: Die Schwerminerale der tertiären Sande des Geiseltals. *Geologie*, 8, s. 612-624.
- 1962: Petrogenetisch auswertbare morphologische Erscheinungen an akzessorischen Zircon. *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, 98, s. 35-50.
- 1963: Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen in akzessorischen Zirconen für petrogenetische Auswertungen. *Abh. Deutsche Akad. Wiss. Kl. Bergbau*, 1, s. 1-130.
- 1966a: Problemy morfologii akcesornogo cyrkona. *Minier. Sb.*, 20, s. 554-558.
- 1966b: Zircon aus Granuliten. *Ber. deutsch. Ges. Geol. Wiss. B. Miner. Lagerstättenf.*, 11 (1), s. 47-81.
- JAMROZIK L., 1978: Budinaž i kataklaza serii metamorficznych okolic Bogatyni. Budinage and cataclasis of the metamorphic series occurring in the Bogatynia region. *Acta Univ. Wratae, Pr. Geol.-Miner.*, 313, s. 193-254.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1984: Geochronologiczne studium części północnej osłony granitu Karkonoszy przy zastosowaniu metod trakowych. Geochronological study of a part of the northern cover of the Karkonosze granite by fission track methods. *Arch. Miner.*, 39, s. 139-183.
- 1985: Zastosowanie metody trakowej do datowania minerałów z fragmentu północnej osłony granitu Karkonoszy na tle innych metod geochronologicznych. An application of fission track method to dating of minerals from the part the northern cover of the Karkonosze granite as compared with other geochronological methods. *Zesz. Nauk. P. Śl., Ser. Mat.-Fiz.*, 47, s. 33-38.
- JAROSZEWSKI W., 1980: *Tektonika uskoku i fałdów*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 400.
- JOCELYN J., PIDGEON R. T., 1974: Examples of twinning and parallel growth in zircons from some Precambrian granites and gneisses. *Miner. Mag.*, 39, s. 587-594.
- JOHANNES W., GUPTA L. N., 1982: Origin and evolution of a migmatite. *Contr. Miner. Petrol.*, 66, s. 114-123.
- JUREWICZ S. R., WATSON E. B., 1985: The distribution of partial melt in a granitic system: The application of liquid phase sintering theory. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, s. 1109-1121.

- KALSBECK F., 1964: Zircons from some metamorphic rocks in the Stavanger area (Southern Norway). *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 44, s. 11–17.
- KALSBECK F., ZWART H. J., 1967: Zircons from some gneisses and granites in the central and eastern Pyrenees. *Geol. Mijn.*, 1, s. 457–466.
- KLIMAS-AUGUST K., 1981a: Zastosowanie analizy fizycznych cech cyrkonów do określenia petrogenetycznych cech skał krystalicznych. An application of physical properties of zircons to petrogenetic investigations of some crystalline rocks. *Acta Univ. Wratisl.*, 247, Pr. Geol.-Miner., 8, s. 101–115.
- 1981b: Petrogeneza gnejsów granodiorytowych z okolic Grabiszyc w świetle badań cyrkonów. Petrogenesis of granodiorite gneisses of the Grabiszyce region in the light of zircon investigations *Acta Univ. Wratisl.*, Pr. Geol.-Miner., 8, s. 117–138.
- 1987: *Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfizmu izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych*. Praca doktorska, Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego (maszynopis).
- KLIMAS-AUGUST K., a (w przygotowaniu): *Klasyfikacja granitoidów magmowych w świetle badań cyrkonów i niektórych innych mineralów akcesorycznych – propozycja*.
- KLIMAS-AUGUST K., b (w przygotowaniu): *Rozdzielenie mineralów ciężkich z frakcji <0,08 mm*.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948: Kaldedonská přikrovová stavba Krkonoš a Jizerských hor. *Sb. Stat. Geol. Úst. Čsl. Rep.*, 15, s. 109–160.
- KÖPPEL V., GRÜNENFELDER M., 1971: A study of inherited and newly formed zircons from paragneisses and granitized sediments of the Strona-Ceneri-Zone (Southern Alps). *Schweiz. Miner. Petrograph. Mitt.*, 51, s. 385–409.
- KOTOWSKI J., 1971: Geologia krystaliniku izerskiego okolicy Gryfowa Śląskiego. Geology of the Izerskie Góry crystalline body of the Gryfów Śląski region. *Z. Badań Geologicznych Regionu Dolnośląskiego. Biul. Inst. Geol.*, 20, 253.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1960: Some new petrologic observations concerning the Izera granite-gneisses of West Sudeten. *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Géol. Géogr.*, 8, s. 181–190.
- 1961: On the origin of the Izera gneisses of Leśna in the West Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Sci. Géol. Géogr.*, 9, s. 143–148.
- 1965: Granitognejsy Pogórza Izerskiego. The granite gneisses of the Izera Highlands. *Arch. Miner.*, 25, s. 123–261.
- KOZŁOWSKI K., 1974: Łupki krystaliczne i leukogranity pasma Stara Kamienica-Świeradów Zdrój. Crystalline schists and leukogranites of the Stara Kamienica-Świeradów Zdrój Belt (Western Sudetes). *Geol. Sudetica*, 9, s. 7–98.
- KOZŁOWSKI K., ŻABA J., FEDIUK F., 1986: *Petrologia skał metamorficznych*. Skrypty Uniw. Śl., 383, s. 390.
- KRANCK E. H., OJA R. V., 1960: *Experimental Studies of Anatexis*. Int. Geol. Congr., Rept. 21st Sess., Norden, 14, s. 16–29.
- KRYZA G., KUŚNIERZ A., MAJEROWICZ A., 1979: Cyrkony z granitoidów Karkonoszy oraz wschodniej części krystaliniku izerskiego. Zircons from the Karkonosze granitoids and the granitoids of the eastern part of the Izera crystalline complex. *Acta Univ. Wratisl.*, 407, s. 107–149.
- KSIAŻKIEWICZ M., 1947: Zarys budowy geologicznej Sudetów i ich przedgórze. *Wiad. Muzeum Ziemi*, 3, s. 18–43.
- LACHOWICZ W. W., 1979: *Akcesoryjne minerały izwierzonych porod*. Moskwa, s. 1–295.
- LAPADU-HARGUES P., 1953: Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, s. 153–173.
- LARSEN L., 1973: Measurement of solubility of zircon (ZrSiO₄) in synthetic granitic melts. *EOS*, 54, s. 479.
- LEE D. E., STERN T. W., MARVIN R. F., 1981: Uranium-thorium-lead isotopic ages of zircon from the Southern Snake Range Nevada. *Isotopes/West*, 31, s. 25.
- LEE D. E., STERN T. W., MAYS E. van LOENEN R. E., 1968: Accessory zircon from granitoid rocks of the Mount Wheeler mine area, Nevada. Geological Survey Research 1968. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 600D, s. 197–203.
- LINTHOUT K., 1984: Alkali-zirconosilicates in peralkaline rocks. *Contr. Miner. Petrol.*, 86, s. 155–158.
- ŁAZARENKO E. K., 1963: *Osnovy gieneticzeskoj mineralogii*. Lwów, 1963, s. 410.
- MAŠKA M., 1954: K tektonické analýze krystalinika (Drobná tektonika Krkonoš). *Knih. Ústř. úst. geol.*, 27 s. 1–258.
- MAJEROWICZ A., 1975: Cyrkony niektórych skał krystalicznych jako wskaźniki petrogenetyczne. Zircons of some crystalline rocks as petrogenetic indexes. *Acta Univ. Wratisl.*, 247, Pr. Geol.-Miner., 4.
- 1981: Badania cyrkonów jako wskaźników petrogenetycznych w niektórych skałach granitoidowych Dolnego Śląska. *Fol. Fac. Sci. Natur. Univ. Purkyn. Brun. Geologia*, 22, 3, s. 63–69.
- MALCUIT R. J., HEIMLICH R. A., 1972: Zircons from Precambrian gneiss, southern Bighorn Mountains, Wyoming. *Am. Miner.*, 57, s. 1190–1209.
- MALTINSON J. M., 1977: Emplacement history of the Taatosh volcanic-plutonic complex, Washington: Ages of zircons. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, s. 1509–1514.
- MARSHALL S., 1967: The present status of zircon. *Sedimentology*, 9, s. 119–136.
- MAURICE O. D., 1949: Transport and deposition of the non-sulphide vein minerals. V. Zirconium minerals. *Econ. Geol.*, 44, s. 721–731.
- MEHNERT K. R., 1968: *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam.
- MÖBUS G., 1959: Zur Tektonik der Ganggesteine im Lausitzer Granitmassiv. *Geologie*, 6, s. 601–611.
- MURTHY M. V. N., SIDDIQUIE H. N., 1964: Studies on zircons from garnetiferous sillimanite gneisses (khondalites) from Orissa and Andhra Pradesh, India. *J. Geol.*, 72, s. 123–127.
- MURTHY M. V., SIDDIQUIE H. N., VISWANATHAN T. V., 1965: Methods of studying zircons. *Geol. Surv. of India*, 9, Research Papers on Zircon. s. 25–47.
- NIGGLI P., 1923: *Gesteins- und Mineralproben*. 1, Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- OBERC J., 1958: Izerska seria suprakrustalna. Supracrustal series in Izera Mts., Sudeten. *Prz. Geol.*, 8-9, s. 389.
- 1960a: Tektonika wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. Eastern Karkonosze tectonics and their position in the Sudeten structure. *Acta Geol. Polon.*, 10, s. 1–48.
- 1960b: Przewodnie rysy tektoniki wschodnich Karkono-

- szy. Outline of the tectonics of eastern Karkonosze. *Prz. Geol.*, 1, s. 9–13.
- 1960c: Podział geologiczny Sudetów. Geological subdivision of the Sudeten. *Pr. Inst. Geol.*, 30, 2, s. 309–354.
 - 1961: An outline of the geology of the Karkonosze-Izera block (Studies on geology of the Sudetic Mountains). *Zesz. Nauk. Univ. Wrocl.*, Ser. B, 5, 8, s. 139–170.
 - 1965: Postępy geologii prekambriu na Dolnym Śląsku. Progress in the Precambrian geology of the Lower Silesia. *Prz. Geol.*, 7, s. 289–304.
 - 1967a: *Geologia i surowce bloku karkonosko-izerskiego*. Geology and mineral deposits of the Karkonosze Mts.-Izera Mts. block. Przewodnik XL Zjazdu PTG w Zgorzelcu. Wyd. Geol., Warszawa, s. 58–60.
 - 1967b: Struktury szkieletowe w leukogranicie izerskim okolic Kopańca i Małej Kamienicy. Skeletal structures in the Izera leucogranite in the vicinities of Kopaniec and Mała Kamienica. *Kwart. Geol.*, 11, 2, s. 231–242.
 - 1977: The Pre-Assyntian and Assyntian (Baikalian) elements in south-western Poland. [w:] *Geology of Poland*, 4, *Tectonics*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 99–173.
 - 1978: Zur Frage der Flysch- und Molasse-Sedimente in polyorogenetischen Gebieten am Beispiel von Schlesien. *Neues Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 3, s. 143–161.
- OBERC J., KOTOWSKI J.**, 1969: Orientacja mezoskopowych enklaw autochtonicznych i struktury szkieletowe w granicie rumburskim. The orientation of mesoscopic autochthonous enclaves and skeletal structures in the Rumburk granite. *Biul. Inst. Geol.*, 230, s. 5–165.
- OBERC J., OBERC-DZIECZIC T., KLIMAS-AUGUST K.**, 1986: Kompleksowa dokumentacja wynikowa dla Strzeleckiego Okręgu Eksploatacji Surowców Skalnych. Charakterystyka petrograficzna, litologiczna i tektoniczna granitoidów i gnejsów. Maszynopis. Archiwum Kombinału Geologicznego „Zachód”, Wrocław.
- OBERC-DZIEDZIC T.**, 1966: *Kontakt krystaliniku izerskiego z paleozoikiem kaczawskim w okolicach Lubomierza*. Contact of the Izera Mts crystalline massif with the Kaczawskie Mts Paleozoic in the regions of Lubomierz. *Z Geologii Ziemi Zachodnich*, s. 139–167.
- 1974: Badania petrotektoniczne enklaw gnejsowych w granicie rumburskim wschodniej części bloku izerskiego (Dolny Śląsk). Petrotectonic study of gneiss enclaves in the Rumburk granite of the eastern part of the Izera block (Lower Silesia). *Biul. Inst. Geol.*, 279, s. 121–212.
 - 1975: Enklawy gnejsowe w granicie rumburskim wschodniej części bloku izerskiego. Gneissic enclaves in the Rumburk granite of the eastern part of the Izera block (Lower Silesia). *Acta Univ. Wratisl.*, 247, s. 165–210.
 - 1978: Orientacja kwarcu w enklawach gnejsowych w granicie rumburskim okolic Bogatyni (Pogórze Izerskie). Orientation of quartz in gneissic enclaves occurring in the Rumburk granite of the Bogatynia region. *Acta Univ. Wratisl.*, 313, s. 175–192.
 - 1985: Wpływ granitu karkonoskiego na gnejsy izerskie. Influence of the Karkonosze granite on Izera gneisses. *Kwart. Geol.*, 29, s. 571–586.
- OBERC-DZIEDZIC T.** (w druku): Rozwój gnejsów i granitów wschodniej części krystaliniku izerskiego w świetle badań tekstury. *Pr. Geol.-Miner.*, 13.
- OBERC-DZIEDZIC T., KLIMAS-AUGUST K.**, 1981: Procesy petrogenetyczne w skałach krystalicznych na wzgórzu Stanek i ich odzwierciedlenie w ewolucji cyrkonu (blok izerski, Sudety Zachodnie). *Fol. Fac. Sci. Natur. Univ. Purkyn. Brun., Geologia*, 22, s. 71–77.
- PIDGEON R. T., AFTALION M.** 1978: Cogenetic and inherited zircon U-Pb systems in granites: Paleozoic granites of Scotland, [w:] D. R. Bowes, B. E. Leake (red.). *Crustal Evolution in Northwestern Britain and Adjacent Regions*. *Geol. J. Spec. Pap.*, 10, s. 183–220.
- PIDGEON R. T., KÖPPEL V., GRÜNENFELDER M.**, 1970: U-Pb isotopic relationships in zircon suites from a para- and orthogneiss from the Ceneri Zone, Southern Switzerland. *Contr. Miner. Petrol.*, 26, s. 1–11.
- PIETZSCH K.**, 1956: *Abriss der Geologie von Sachsen*. Deutscher Verlag der Wissenschaften. 2 Auflage, Berlin.
- POLAŃSKI A., SMULIKOWSKI K.**, 1969; *Geochemia*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 663.
- POLDERVAART A.**, 1955: Zircon in rocks 1. Sedimentary rocks. *Am. J. Sci.*, 259, s. 433–461.
- 1956: Zircon in rocks 2. Igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 254, s. 521–554.
 - 1965: Zircons in rocks. *Geol. Surv. of India*, 9. *Research Papers on Zircon*. s. 2–24.
- POLDERVAART A., BACSTRÖM J. W.**, 1950: A study of an area at Kakamas (Cape Province). *Trans. Geol. Soc. Ser. Africa*, 52, s. 433–495.
- POLDERVAART A., ECKELMAN F. D.**, 1955: Growth phenomena in zircon of autochthonous granites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66, s. 947–948.
- PUPIN J. P.**, 1976: *Signification des caracteres morphologiques du zircon commun des roches en petrologie*. Base de la methode typologique. Applications. Thèse Doct. Etat. Univ. Nice (France), s. 1–394.
- 1980: Zircon and granite petrology. *Contr. Miner. Petrol.*, 73, s. 207–220.
- RAUMER K.**, 1813: *Der Granit des Riesengebirge und die ihn umgebenden Gebrigs-Familien*. Berlin.
- RYKA W., MALISZEWSKA A.**, 1982: *Słownik petrograficzny*. Wyd. Geol., Warszawa.
- SAXENA S. K.**, 1966: Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rocks. *Sedimentology*, 6, s. 493–502.
- SCHMUCK W.**, 1957: Zagadnienie głównego uskoku śródsudetckiego w okolicy Pilchowic. Problem of the main Mid-Sudeten fault in the Pilchowice area. *Acta Geol. Pol.*, 7, s. 105–115.
- SCHWARZBACH M.**, 1943: Vulkanismus und Senkung in der Kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas. *Geol. Rundsch.*, 34, s. 13–34.
- SEDERHOLM J. J.**, 1907: On granite and gneiss: their origin, relation and occurrence in the pre-Cambrian complex of Feno-Scandia. *Bull. Comm. Geol. Finland*, 23, s. 1–110.
- 1916: On synantetic minerals and related phenomena. *Bull. Comm. Geol. Finland*, 48, s. 1–148.
- SHOTWELL L. B., HEIMLICH R. A.**, 1973: Petrogenic significance of zircons from gneiss in the Bighorn Mountains, Wyoming. *Geol. Soc. Am.*, 5, s. 220.
- SIDDIQUIE H. N., VISWANATHAN T. V.**, 1965: Zircons of khondalites. *Geol. Surv. of India*, 9. *Research Papers on Zircon*, s. 202–213.
- SMITHSON F.**, 1937: Outgrowths on zircon in the Middle Jurassic of Yorkshire. *Geol. Mag.*, 74, s. 281–283.
- 1941: The alteration of detrital minerals in the Mesozoic rocks of Yorkshire. *Geol. Mag.*, 78, s. 79–112.
- SMULIKOWSKI K.**, 1952: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formation of the Sudeten Mountains. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 21, s. 67–124.
- 1958a: Łupki mikowe i granitognejsy na północnych zboczach pasma kamienickiego w Sudetach Zachodnich.

- Mica schists and granite gneisses on the northern slopes of Kamienica Mountain chain in Western Sudeten. *Biol. Inst. Geol.*, 127, s. 55–31.
- 1958b: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. *Studia Geol. Pol.*, 1, s. 1–115.
- 1972: Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. Petrogenetic and structural problems of the northern cover of the Karkonosze granite. *Geol. Sudetica*, 6, s. 97–188.
- SUN S. S., HANSON G. N., 1975: Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contr. Miner. Petrol.*, 52, s. 77–106.
- SVOBODA J., CHALOUPSKY J., 1962: *Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR – 1:200000. Listek M – 33 – x Liberec*. Geofond, Praha.
- SZAŁAMACHA J., 1966: *Rozwój budowy geologicznej bloku izerskiego*. The development of geologic structure of the Iżera block. *Z Geologii Ziemi Zachodnich*. Wrocław, s. 129–137.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1968: The metamorphic series of the Karkonosze–Góry Izerskie Mountains Block. *Biol. Inst. Geol.*, 222, s. 33–75.
- SZAŁAMACHA M., 1970: Przejawy mineralizacji kasyterytowych w łupkach łyszczykowych Pasma Kamienickiego na przykładzie kamieniołomu w Krobicy. Aspects of cassiterite mineralization in mica schists of the Stara Kamienica belt on the basis of materials from the quarry at Krobica. *Kwart. Geol.*, 14, s. 575–576.
- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J., 1964: Problem północnego kontaktu łupków łyszczykowych Pasma Kamienickiego z gnejsami izerskimi. Northern contact of micaeous schists of the Kamienica belt with the Izerskie gneisses. *Prz. Geol.*, 7–8, s. 329–331.
- 1974: Geologiczna i petrograficzna charakterystyka łupków zmineralizowanych kasyterytem na przykładzie kamieniołomu w Krobicy. Geological and petrographic characteristic of schists mineralized with cassiterite on the basis of materials from the quarry at Krobica. *Biol. Inst. Geol.*, 279, s. 59–89.
- SZEMIANKIN W. M., SZULESZKO J. K., SZEMIAKINA N. M., TIERIENTIEWA M. W., 1974: Akcesornyj cyrkon kak pokazatel' gienieziisa czarnokitow, [w:] *Mineraly i paragenieziisy mineralów magmaticzeskich i metasomaticzeskich porod*. Leningrad, s. 17–28.
- SZYMCZYK S., KAJFOSZ J., HRYNKIEWICZ A. Z., CURZYDŁO J., 1981: PIXE Studies of pollutants in plants. *Nuclear Inst. Math.*, 181, s. 281–284.
- TEISSEYRE H., 1948: Sprawozdanie z prac geologicznych wykonanych w Sudetach w roku 1947. On geological investigations in the Sudeten carried out during the summer season 1947. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 1, s. 5–47.
- 1956: Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Sudetic Caledonides and their Variscan rebuilding. *Prz. Geol.*, 1, s. 5–47.
- (red.), 1967: *Przewodnik 40 Zjazdu PTG w Zgorzelcu*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 185.
- 1968: Prekambr w polskiej części Sudetów. Pre-Cambrian in the Polish part of the Sudetes. *Kwart. Geol.*, 12, s. 749–771.
- 1970: Ewolucja tektoniczna metamorfizmu sudeckiego. Tectonic evolution of the Sudetic metamorphic complex. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40, 1, s. 188–193.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: *Geologia regionalna Polski, 3, Sudety, z. 1, Utwory przedtrzeciorzędowe*. Pol. Tow. Geol., Kraków (1960).
- THOMSON A. B., 1982: Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O–undersaturated granitic liquids. *Am. J. Sci.*, 282, s. 1567–1595.
- TOMITA T., 1954: Geologic significance of the colour of granite zircon and the discovery of the Pre-Cambrian in Japan. *Kyushu Univ. Fac. Sci. Mem. Ser. D, Geol.*, 4, s. 135–161.
- TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1951: *Igneous and Metamorphic Petrology*. McGraw Hill, New York.
- TUTTLE O. F., BOWEN N. L., 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74, s. 1–153.
- TYLER S. A., MARSDEN W. R., GROUT F. F., THEIL G. A., 1940: Studies of the Lake Superior Pre-Cambrian by accessory mineral methods. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 51, s. 1429–1538.
- WATSON E. B., 1979: Zircon saturation in felsic liquids: experimental data and applications to trace element geochemistry. *Contr. Miner. Petrol.*, 70, s. 407–419.
- 1980: Some experimentally determined zircon/liquid partition coefficients for the rare earth elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, s. 895–897.
- WATSON E. B., CAPOBIANCO C. J., 1981: Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas: an assessment of the role of apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, s. 2349–2358.
- WATSON E. B., GREEN H., 1981: Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56, s. 405–421.
- WATSON E. B., HARRISON T. M., 1983: Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, s. 295–304.
- 1984: Accessory minerals and geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35, s. 19–30.
- WATZNAUER A., 1953: Zur Frage eines Kaledonischen Deckenbaues der Westsudeten. *Geologie*, 2, 5, s. 305–326.
- WEBER C., BARBEY P., CUNNEY M., MARTIN H., 1985: Trace element behaviour during migmatization. Evidence for a complex melt–residuum–fluid interaction in the St. Malo migmatite dome (France). *Contr. Miner. Petrol.*, 90, s. 52–62.
- WHITE A. J. R., CHAPPELL B. W., 1977: Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, s. 7–22.
- 1983: Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Ulem*, 159, s. 21–34.
- WINCHELL A. N., 1914: Mining districts of the Dillon quadrangle, Montana, and adjacent areas. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 574, s. 11–191.
- WINKLER H. G. S., 1967: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Wyd. 2. Springer, New York.
- WINKLER H. G. S., PLATEN von H. 1961: Experimentelle Gesteinmetamorphose. Part IV. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 24, s. 48–69.
- WYLLIE P. J., TUTTLE O. F., 1961a: Hydrothermal melting of shales. *Geol. Mag.*, 98, s. 55–66.
- 1961b: Experimental investigation of silicate system containing two volatile components. *Am. J. Sci.* 259, s. 128–143.

ZIMMERMANN E., 1937: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Hirschberg*. Preuss. Geol. Landesanst., Lief. 276, Berlin.

ŻABA J., 1984a: Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu, Sudety Za-

chodnie. Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes). *Geol. Sudetica*, 19, s. 183–192.

– 1984b: Some remarks on Pre-Variscan contact metamorphism of rocks of the Izero Block (Western Sudetes). *Bull. Pol. Ac. Sci.*, 32, s. 73–80.

DODATEK – APPENDIX

Lokalizacja, pozycja geologiczna i krótki opis petrograficzny badanych próbek skał

Nr próbki	Nr odsłonięcia*	Lokalizacja	Nazwa skały i forma geologiczna wystąpienia	Krótki opis petrograficzny próbki
1	2	3	4	5
224/1	5	prawy brzeg Bobru, skałki nad rzeką	gnejs warstewkowo-soczewkowy, część sekwencji łupek amfibolitowy–granit	tekstura warstewkowo-soczewkowa; widoczne laminy szare, do 0,3 cm grubości, zbudowane z materiału skaleniowo-kwarcowego z łyszczykami dość licznie rozproszonymi w tle; ukierunkowanie tych łyszczyków jest zgodne z wydłużeniem lamin czysto łyszczykowych, o grubości do 0,2 cm, i laminacją skały; laminy te otulają większe soczewki do 4 cm długości, barwy kremowej, zbudowane z drobnego materiału plagioklazowo-kwarcowego o rozmiarach 0,01–0,06 mm; w ich obrębie widoczne są niekiedy cienkie smużki łyszczyków; przy granicach tych soczewek; w płaszczyźnie foliacji wzrasta często wysegregowanie wśród lamin skaleniowo-kwarcowo-łyszczykowych; przy soczewkach gromadzą się laminki łyszczyków; wśród soczewek występują też szarosine nagromadzenia kwarcu, niekiedy z wtłoczoną między ziarna kwarcu mozaiką plagioklazowo-kwarcową
224/2	5	j.w.	gnejs warstewkowo-oczkowy; część sekwencji łupek amfibolitowy–granit	j.w., materiał jasny nabrzmiewa w grubsze oczka do 4 cm długości o granicach nieregularnych, ale zgodnych z foliacją; w skale widoczne są miejsca, gdzie materiał szarych lamin, wzbogaconych w kwarce, „zatokowo” graniczy z kremowym, skaleniowo-kwarcowym materiałem, wykształconym w formie drobnej mozaiki; w oczkach i soczewkach występują liczne łuski i porozrywane części laminek łyszczykowych
225		prawy brzeg Bobru (lokalizacja – fig. 3)	gnejs warstewkowy; część sekwencji różnych odmian gnejsów	tekstura fałdowa, warstewki jasne (do 0,5 cm grubości) i ciemne (do 0,2 cm) tworzą fałdy dysharmonijne; poszczególne laminki ulegają często wyklinowaniu na skrzydłach, a zgrubieniu w przegubach; z tych zgrubień powstają niekiedy oczka o wymiarach 1,5 × 0,5 cm
143/1	68	prawy brzeg Bobru – skałki w korycie rzeki	gnejs warstewkowo-soczewkowy; część sekwencji łupek amfibolitowy–granit	tekstura warstewkowo-soczewkowa; zależności między poszczególnymi warstewkami podobne jak w próbce 224/1; materiał w kremowych laminach plagioklazowo-kwarcowych i w smugach skaleniowo-kwarcowo-łyszczykowych drobniejszy niż w 224/1; rozmiary ziarn tej mozaiki też 0,01–0,06 mm, ale przewaga drobniejszych; segregacja lamin łyszczykowych i plagioklazowo-kwarcowych; w niektórych soczewkach i laminach, zbudowanych z drobnej mozaiki plagioklazowo-kwarcowej, widoczne są większe skalenie
143/2	j.w.	j.w.	łupek amfibolitowy; część sekwencji łupek amfibolitowy–granit	tekstura łupkowa; makroskopowo widoczne są drobne ziarenka skaleni; występują one w pasemkach hornblendowych z nielicznymi łuskami muskowitu (serycytu) i biotyту
143/3	j.w.	j.w.	gnejs soczewkowo-oczkowy; część sekwencji łupek amfibolitowy–granit	próbka pobrana po przeciwnej stronie łupku 143/2 w stosunku do próbki 143/1; tekstura soczewkowo-oczkowa; cechy makroskopowe podobne do 143/1; więcej soczewek i oczek materiału jasnego, skaleniowo-kwarcowego; w większych soczewkach widoczne są niekiedy poprzeczne do ich wydłużenia szczeliny wypełnione materiałem lamin ciemnych

* Według Kozłowskiej-Koch (1965).

1	2	3	4	5
143/4	j.w.	j.w.	granitognejs, granit gruboziarnisty	struktura gruboziarnista, tekstura bezładna, miejscami kierunkowa od resztek smug biotytowych (tu granitognejs); materiał skaleniowo-kwarcowy stanowi tło dla biotyту i resztek lamin ływczykowych
281/17 B		wzgórze Stank zwane też Mostkiem Kapitańskim przy ujściu Kamienicy do Bobru	łupek amfibolitowy, część enklawy autochtonicznej sąsiaduje z gnejssem 281/17	tekstura łupkowa, laminy hornblendowe z chlorytem do 0,2 cm grubości występują na przemian z nieco grubszymi (do 0,3 cm grubości) jasnymi laminami zbudowanymi z plagioklazów
K		Krobica, kamieniołom główny	łupek ływczykowy	tekstura łupkowa, jest to łupek muskowitowo-chlorytowy z dość dużą zawartością biotyту i kwarcu; biotyt występuje w dwóch generacjach: starszy w laminach ływczykowych, młodszy porfiroblastyczny ustawiony prostopadle lub ukośnie do powierzchni foliacji
73/1		Barcinek, skarpa nad Kamienicą przy sanatorium	łupek ływczykowy; część sekwencji j.w.	tekstura łupkowa; makroskopowo widoczne są małe skalenia o nieregularnych zarysach; są silnie zsercytyzowane; ponadto występuje biotyt i tlenki Fe
73/2		j.w.	gnejs warstewkowy, część sekwencji j.w.	tekstura warstewkowa; warstewki miejscami pofałdowane; w próbce tej w porównaniu do 224/1 i 143/1 występuje więcej warstewek kwarcowych przedzielonych ływczykowymi; między tymi warstewkami rzadziej niż w wyżej wymienionych dwóch próbkach pojawiają się laminki mozaiki skaleniowo-kwarcowej z nielicznymi łuskami serycytu; w laminach tych, podobnie jak w próbkach opisywanych wyżej, zdecydowanie przeważają drobne plagioklasy (0,01–0,06 mm); pojawiają się też ustawione poprzecznie do foliacji biotyты
281/17		wzgórze Stank zwane też Mostkiem Kapitańskim przy ujściu Kamienicy do Bobru	gnejs warstewkowo-soczewkowy, enklawa autochtoniczna w granicy rumburskim porfirowatym	tekstura warstewkowo-soczewkowa; warstewki ciemne, do 0,3 cm grubości, zbudowane z ływczyków, nielicznych ziarn kwarcu i minerałów akcesorycznych; oprócz nich występują laminy kwarcowe (do 0,4 cm grubości), między którymi występują laminy i soczewki (do 0,5 cm grubości) zbudowane z mozaiki drobnych plagioklazów z nielicznymi ziarnami kwarcu; w obrębie niektórych lamin plagioklazowych występują ziarna większych skaleni i kwarcu; laminy kwarcowe są tu cieńsze i zbudowane z drobniejszych ziarn niż w gnejsie 224/1
74 e		j.w.	gnejs oczkowy; enklawa autochtoniczna w granicy rumburskim porfirowatym	tekstura oczkowa; spłaszczone oczka (0,8 cm długości), zbudowane z mozaikowych ziarn kwarcu o nieregularnych granicach, tkwią często w tle drobnej mozaiki skaleniowej, podobnej do tej z lamin plagioklazowych w gnejsach opisanych wyżej; całe nieregularne pola drobnych plagioklazów są gęsto usiane łuskami serycytu; oprócz dość grubych smug biotytowych (do 0,4 cm grubości), tworzących płaszczystą foliację, obecne są duże plastry biotyту ustawione ukośnie lub prostopadle do powierzchni foliacji; ponadto w tle skalnym występują większe plagioklasy i oczka skalenia potasowego (do 2 cm długości) ścinające teksturę gnejsową; są też oczka kwarcu tylko lekko popękane, a nie rozpadłe na drobną mozaikę, jak opisane wyżej; w tle skaleniowym częste są też drobne mozaikowe nagromadzenia kwarcu; częsty jest granat
281/22		Wrzeszczyn, wzgórze Stank	granit gruboziarnisty, miejscami porfirowaty; strefa o nieostrych granicach w obrębie granitu 74/19, z którego zbudowany jest masyw Stanka; od strony S graniczy z enklawą gnejsów m.in. (281/17)	struktura gruboziarnista miejscami porfirowata, tekstura bezładna, masywna, fenokryształy barwy kremowej są nieco mniejsze (do 2 cm długości) i występują rzadziej niż w 74/19 (patrz niżej); wyjątkowo dużo ziarn kwarcu i wyjątkowo duże i euhedralne pinity; biotyt w skupienach plastrowych lub drobnofuseczkowy w pinitach i w ich pobliżu; objętościowo bardzo dużo biotyту i pinitu, mało skalenia potasowego (tab. 2); plagioklasy w formie drobnej mozaiki występują rzadko, w postaci niewielkich smug

1	2	3	4	5
383/3		prawy brzeg Bobru (fig. 3)	granit (granitognejs) gruboziarnisty; w obrazie kartograficznym owalna soczewka o wydłużeniu zgodnym z foliacją w gnejsach	struktura gruboziarnista, tekstura kierunkowa, wyznaczają ją spłaszczone pinity i owalne, często o nieostrych, penetrujących granicach skalenie pozazębiane z mozaikowymi nagromadzeniami kwarcu; niekiedy widoczne są większe, mniej splekane jego ziarna; skalenie wykształcone są w postaci drobnej mozaiki plagioklazowej (podobnej do smug plagioklazowych w gnejsach); szczególnie dobrze widoczna jest ona na brzegach ziarn, niekiedy przebiega w postaci krzyżujących się smug w poprzek ziarna; w pozostałych częściach plagioklaz jest mocno przyprószony sercytem, a mozaikowe wykształcenie jest niewidoczne; zza sercytu niekiedy widoczne są delikatne prążki bliźniacze; skalenia potasowego brak; częste są granaty; drobne łyszczyki (sercyt, biotyt) występują w postaci łusek rozrzuconych w tle skaleniowym, a głównie w pinitach i ich pobliżu; tu też widoczne są rzadko trochę większe blaszki biotyту; dość dużo chlorytu
96		lewy brzeg Bobru (fig. 3)	granit gruboziarnisty; obraz kartograficzny jak wyżej	struktura gruboziarnista, tekstura bezładna, miejscami smużysta; w gruboziarnistym skaleniowo-kwarcowym tle gęsto rozciągnięte są nagromadzenia pinitów i dość dużych blaszek biotyту; plagioklasy głównie mozaikowe jak w próbie 398/3; występuje także albit szachownicowy i trochę mikroklinu (tab. 2)
74/19		j.w.	granit porfirowaty; w obrazie kartograficznym soczewka wydłużona zgodnie z przebiegiem foliacji w gnejsach (fig. 3)	struktura gruboziarnista, porfirowata; tekstura bezładna, masywna; fenokryształy skalenia do 10 cm długości, często automorficzne, sine – skalenia potasowych, niekiedy z białymi obwódkami plagioklazów, i kremowe – plagioklazów; widoczny też niebieski kwarc do 0,5 cm średnicy; większość biotyту w skupieniach plastrowatych, rzadko smużystych współwystępujących z pinitami; w pobliżu niektórych blaszek biotyту i nagromadzeń drobnołuseczkowych łyszczyków widoczna jest niewielka ilość plagioklazów wykształconych w postaci drobnej mozaiki, podobnej do lamin w gnejsach
74/12		j.w.	granit średnioziarnisty; nieregularne gniazdo o ostrych granicach w granicy 74/19 budującym główny masyw Stanka	struktura średnioziarnista; tekstura bezładna, masywna; biotyt w plastrowatych skupieniach dużych blaszek jest gęsto rozrzucony w skaleniowo-kwarcowym tle; wśród skalenia występuje tylko niewielka ilość skalenia potasowego (tab. 2); niekiedy w tle skalnym widoczne są większe (do 0,5 cm) średnicy ziarna kwarcu
74/20		j.w.	granit średnioziarnisty; nieregularna strefa o nieostrych granicach w granicy 74/19	struktura średnioziarnista; tekstura bezładna, masywna; dużo splekanego, sinego kwarcu, dużo biotyту w postaci skupień plastrowatych; plagioklaz o barwie kremowej w postaci nieregularnych ziarn penetruje tło skalne; dość duże skupienia łusek muskowitu
74/14 74/11		Wrzeszczyn, wzgórze Stanek	nieregularne strefy leukokratycznych granitów drobnoziarnistych w granicy 74/19; ze względu na dużą różnicę w wielkości ziarna i w barwie mają one granice dość wyraźne	struktura drobnoziarnista, tekstura bezładna masywna; w skaleniowo-kwarcowym tle sporadycznie występują pojedyncze blaszki i gniazdka minerałów ciemnych (głównie biotyt + minerały akcesoryczne); widoczne strefy wzbogacone w kwarc, a w próbie 74/14 duże skupienia splekanego niebieskiego kwarcu
281/15		j.w.	leukogranit; nieregularna strefa ścinająca teksturę gnejsową enklawy, z której pobrano próbkę 281/17, a która to enklawa z jednej strony graniczy z granitem 281/22 (fig. 4)	struktura heteroziarnista, drobnoziarnista, miejscami średnioziarnista i porfirowata; tekstura bezładna masywna; jako fenokryształy wyraźnie wyodrębniają się ze skaleniowo-kwarcowego tła ziarna niebieskiego kwarcu; gdzieś słabo zarysowane oczka skalenia jakby od brzegów wzrastały kosztem drobnoziarnistego tła; widoczne są także nagromadzenia muskowitu i drobne smużki i gniazdka biotyту z sercytem

1	2	3	4	5
281/10		j.w.	granit drobnoziarnisty z plastrowatym biotytem stanowi dość rozległą strefę w granicie 74/19; ma ona nieregularne granice, ale jej wydłużenie jest zgodne z foliacją w sąsiednich gnejsach i z foliacją enklaw gnejsowych zawartych w granicie 74/19	struktura drobnoziarnista, porfirowata; tekstura bezładna, masywna; fenokryształy tworzy wieloblaszkowy (do 0,8 cm średnicy) biotyty; minerał ten występuje też w postaci nagromadzeń drobnoluseczkowych; na tym tle sporadycznie występują fenokryształy skalenia, niektóre automorficzne, inne owalne o nieostrych granicach
118		Chmielów, załesione wzgórze ok. 1 km na NW od wsi	granit „porfirowy”; nieregularna strefa w granicie porfirowatym o gruboziarnistym cieście skalnym	skała o barwie ciemnoszarej, wyraźnie ciemniejsza od pozostałych wyżej opisanych granitów, struktura „porfirowa”, podobna do skał wylewnych, tekstura bezładna, masywna; na tle drobnoziarnistego, skaleniowo-kwarcowego tła skalnego tkwią większe owalne lub tabliczkowate sine skalenie potasowe (do 1 cm długości) i nieco mniejsze owalne, niekiedy też automorficzne, kremowe plagioklasy; dobrze widoczne są spękane, niebieskie kwarce; biotyty mało, najczęściej w postaci niewielkich blaszek rozrzuconych bezładnie w tle skały; serycytu i muskowitu niewiele w porównaniu z innymi granitami
299/2		lewa strona Bobru (fig. 3)	granit drobnoziarnisty; strefa żyłowa o faliastych, amebowatych granicach w granicie gruboziarnistym porfirowatym (fig. 4)	struktura drobnoziarnista, tekstura bezładna, masywna; w drobnoziarnistym skaleniowo-kwarcowym tle rozrzucone drobne skupienia łusek biotyty i muskowitu z minerałami akcesorycznymi
352/1		prawa strona Bobru (fig. 3)	granit drobnoziarnisty; wyraźna żyła w granicie gruboziarnistym, porfirowatym (fig. 4)	w drobnoziarnistym kwarcowo-skaleniowym tle rozsiiane dość gęsto większe lub mniejsze gniazdzka drobnitkich minerałów ciemnych, głównie łusek biotyty; dużo biotyty i muskowitu (oba w postaci bardzo drobnych łusek) rozrzuconego bezładnie w tle; w niektórych partiach tło skalne wyraźnie wzbogacone w kwarc

GENESIS OF GNEISSES AND GRANITES FROM THE EASTERN PART OF THE IZERA METAMORPHIC COMPLEX IN THE LIGHT OF STUDY ON ZIRCON FROM SELECTED GEOLOGICAL PROFILES

Krystyna KLIMAS-AUGUST

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych,
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

Summary

ABSTRACT. In the paper an attempt is made to revise concepts on the genesis of gneisses and granites of the eastern part of the Iżera metamorphic complex. Analysis of physical features of zircon was employed as a major research method supplemented by qualitative and quantitative studies on paragenetic variability of accessory minerals as well as by analysis of variation in chemical composition of the rocks. Coarse-grained granite and porphyritic granite may be regarded as S-type anatectic granites formed due to partial melting of the metamorphosed supracrustal protolith. Newly formed melt appeared in these rocks in small amount and, in most part, did not move far away from its birthplace. The melt rimmed unmelted minerals. Physical features of zircon crystals, so abundantly preserved in residue, reflect detrital stage of their geological history. In some places the melt was segregated and squeezed from its birthplace to form small, irregular nests and zones of leucocratic granites that occur within gneisses or on the boundary between gneisses and porphyritic granites. They have been assigned to S-type anatectic and segregational granites. They are genetically related to fine-grained granite that occurs in the form of dikes. The fine-grained granite crystallized from segregated melt that was emplaced more or less distantly from its place of origin. The melt carried refractory minerals, including zircon, off the residue. This rock type has been assigned to S-type paligenetic, segregational granites. Only few of the granite samples studied contain high amount of euhedral zircon of older generation, whereas zircon crystals of young generation are abundant and show extremely high elongation. Their presence may indicate high susceptibility of the parent rocks, e.g. pre-existing granites, to anatexis. Therefore, this rock type

ought to be referred to as regenerative granite. The Iżera gneisses studied seem to be transitional rocks between ortho-gneiss and para-gneiss. Their present petrographic character and recurrent position in the series: mica schist (amphibolite schist) – variety of gneisses – granitic gneiss – granite, are the result of numerous rock-forming processes. Lithologically variable suite of sedimentary rocks (aleurites, psammites, carbonate rocks, tuffs, and acidic volcanoclastics) underwent metamorphic, and may be, metasomatic changes. This primary lithologic variability and the presence of small amount of anatectic melt were recorded by zircon features as well as are echoed by the quantity of zircon crystals of different age in particular varieties of schists and gneisses. Deformation of the rocks (granitic gneiss and augen gneiss) in the presence of small amount of liquid, its squeezing from certain rocks, e.g. layered gneisses, segregation and emplacement toward the other rocks, e.g. migmatites-arterites, resulted in a variety of rocks that, however, preserved many features indicating their common sedimentary origin. All these processes took place between the screens of schists composed of refractory minerals. The schists acted in favor of squeezing and directed its migration according to the tectonic stress from one layer of the schist to the other where it was trapped and cumulated. The schists presumably played similar role of screens when other fluids migrates through those rocks before and after anatexis. This is why all studied sequences of rocks (it means not only those with apparent features of squeezing the melt) i.e. schist – gneisses – granite are so asymmetrical. Therefore, most of the alterations took place within each metamorphic sequence of rocks between successive screens of schists.

INTRODUCTION

In this paper a new look at the old problem of the origin of granites and gneisses from the eastern part of the Iżera metamorphic complex is attempted. Despite many papers devoted to this problem it still remains unresolved. Opinions held by many authors differ substantially from extremely magmatic (for example Berg 1923, 1926a,b,c, 1935, 1941; Cloos 1922; Bederke 1924, 1956; Kodym, Svoboda 1948; Smulikowski 1952, 1958a; Teisseyre 1948, 1956; Borkowska *et al.* 1980) to extremely transformatic (for example Oberc 1958, 1960a,b,c, 1961, 1965, 1977, 1978; Szalamacha 1966; Oberc-Dziedzic 1974, 1975). Some investigators state that the Iżera gneisses are poligenetic and formed due to both granitization of older supracrustal rocks and metamorphism of magmatic intrusions (Kozłowska-Koch 1960, 1961, 1965; Teisseyre 1968, 1978; Smulikowski 1972; Kozłowski 1974; Kryza *et al.* 1979; Żaba 1984a). Oberc-Dziedzic (in Oberc-Dziedzic and Klimas-August 1981) considers the role of anatexis in the formation of certain granites as a relatively late process that took place after metamorphic alterations of the supracrustal rocks.

Analysis of physical features of zircon was the major research method during this study. This method is one of few that can be employed in our poorly equiped laboratories, because, to study morphological features of minerals one can use an ordinary polarization microscope. Additionally, the author studied qualitatively and quantitatively variability of accessory minerals as well as variation in chemistry of the investigated rocks (twelve-component wet chemical analysis). Furthermore, trace element chemistry of whole rock was studied by means of Proton Induced X-ray Emission (PIXE).

Point by point sampling was given up during this study. Instead, an attention was paid to several thoughtfully chosen routes that provided most crucial information on petrology of the eastern part of the Iżera crystallinicum. A selection of the routes was suggested by Oberc-Dziedzic. The total number of samples studied includes 22 samples of granites and gneisses, 3 samples of amphibolite and one sample of mica schist collected from seven geological routes (profiles) in the area between Chmielęń and Jelenia Góra.

ZIRCON IN THE LIGHT OF MODERN PETROLOGY

From the avalanche of papers on the significance of zircon as a valid petrogenetic indicator the author refers only to those that are a historical basis for the method or, in the author's opinion, are important. Results of experimental studies will be also quoted in the paper, though they deal with Zr behaviour during the initial anatexis in the crust. Nevertheless, these experiments are important in terms of the zircon behaviour during the whole process of anatexis. The author's opinions and conclusions presented in this paper are the result of many years' investigation of zircon in a variety of rocks.

Two trends exist among investigators towards petrological significance of zircon. First one, historically older, is represented by a group of petrologists who consider zircon as an important mineral to explain the origin of crystalline rocks. They assume that it is highly resistant to both chemical agents and variation in temperature. The following features and behaviour of zircon are emphasized in petrologic papers:

1) zircon that crystallized from granitic magma among the earliest minerals tends to form euhedral crystals with elongation exceeding 2 (Winchel 1914; Armstrong 1922; Brammal, Harwood 1923; Poldervaart 1955, 1956, 1965). Length and habit of the crystals depend on *PT* conditions (Hoppe 1957, 1962, 1963, 1966a; Pupin 1976, 1980; Lachowicz 1979);

2) during transportation of the detrital material grains of zircon are grinded and, depending on their length, more or less rounded. Elongation of detrital zircon is lower than 2.

High amount of such zircon grains in metamorphic rocks indicates their sedimentary origin (Smithson 1937, 1941; Tyler *et al.* 1940; Poldervaart 1955, 1965; Shotwell *et al.* 1973). Abundance of rounded zircon grains in an igneous rock is explained in terms of assimilation of a sedimentary rock by magma (relics of this rock may survive as xenoliths) or inhibition of crystal growth or magmatic corrosion of primary euhedral crystals, i.e. unmelted fragments of zircon crystals derived from parental rocks in paligenetic magma (Poldervaart 1955, 1956; Eckelman, Kulp 1956; Hoppe 1957, 1962, 1963; Lee *et al.* 1968; Lachowicz 1979).

A peculiar feature that can help in distinguishing between grains rounded during transportation and those rounded due to magmatic corrosion is the so-called "angle of extinction", i.e. the angle between *z* and axis of maximum elongation. The "extinction angle" is absent from magmatic zircon for in this case *z* is parallel to the maximum elongation. During transportation zircon grains are very often fractured and rounded. Hence, they may not be elongated along *z* axis (Murthy, Siddiquie 1964; Poldervaart 1965; Malcuit, Heimlich 1972; Heimlich *et al.* 1975 *vide* Klimas-August 1981a). Abundance of rounded grains of zircon with the "extinction angle" ranging from 0° to 45° can serve, according to the above listed authors, as a firm evidence for the detrital stage of metamorphic or igneous rock evolution, i.e. it may classify rocks' as paragneiss or S-type granite. Magmatic or postmagmatic corrosion does not produce the "extinction angle" for it attacks, first of all, any irregularity or roughness of a crystal surface result in identity of the *z* axis and maximum axis of elongation (Poldervaart 1965).

The second group of petrologists although does not deny the importance of the above presented features in determining the origin of rocks, takes into account, besides magmatic, numerous other ways of zircon formation. They point out to high susceptibility of zircon not only to alteration caused by

magma but also by solutions, especially alkaline (Maurice 1949; Blumenthal 1958; Coleman, Erd 1961). A militant member of this group, Saxena (1966) states four, besides magmatic, ways of zircon crystallization. The mineral may form under hipergenic conditions as authigenic component of sediments or may originate at different grades of metamorphism. An important role of alkaline solutions that can attack and dissolve zircon has also been considered. Depending on the amount of dissolved Zr zircon may crystallize in the form of overgrowth or outgrowth on older crystals or even form new euhedral crystals (Saxena 1966; Koppel-Grunenfelder 1971; Malcuit, Heimlich 1972).

There is controversy about behaviour of zircon during isochemical metamorphism. Majority of authors believe that zircon is stable at low to medium grades of metamorphic conditions (Poldervaart, Bacstrom 1950; Kalsbeek 1964; Murthy, Siddiquie 1964; Siddiquie, Viswanthan 1965; Zwart 1967). According to Poldervaart (1965) unaltered detrital zircon grains are preserved under conditions of the albite-epidote-hornfels and hornblende facies, but are altered in pyroxene-hornfels facies of contact metamorphism. During regional metamorphism zircon is stable under conditions of the sillimanite zone of amphibolite facies. Gastil and others (1967) think that metadetrital zircon is reshaped only when approaching melting point, however, even then, its crystals are still different from those of typically magmatic zircon. Hoppe (1966b) assumes that under granulite facies condition zircon crystals are partially recrystallized.

Between 1975 and 1980 number of papers on the application of the zircon method to petrological problems decreased considerably. On the other hand zircon became increasingly used in geochronology (U-Pb dating) (Pidgeon *et al.* 1970; Grauert 1973; Allegree *et al.* 1973; Bowes *et al.* 1976; Maltinson 1977; Clifford *et al.* 1981).

From 1979 to 1983 a few experimental works were done on Zr behaviour in melts of different chemistry, thus providing data for theoretical considerations on behaviour of zircon, apatite, and other accessory minerals during partial fusion of the earth's crust (Watson 1979, 1980; Watson, Capobianco 1981; Watson, Green 1981; Watson, Harrison 1983, 1984; Harrison, Watson 1983, 1984). These experiments were a continuation of previous experimental studies of Bowden (1966) and Larsen (1973). The following conclusions can be withdrawn from these experiments:

1. The amount of dissolved ZrO_2 necessary to saturate melt depends on the SiO_2 activity. At the same temperature Zr is less soluble in silica-saturated melts than in melts with low-silica content.

2. The solubility of accessory minerals in initial melts is rather low, therefore, they may persist partial fusion as well as trace elements and isotopes partition between crystals and fluids. To substantiate this conclusion Watson and Harrison (1984) demonstrate zircon crystal shown in Figure 1.

3. The rate of diffusion of trace elements and isotopes from accessory minerals to the newly formed melt is very low. From experimental studies on kinetics of solubility it is clear that the solubility of zircon in the melt depends on the presence of water in the system (Harrison, Watson 1983). Petrologically more real "wet" conditions of melting require relatively short time to melt zircon. This is instantaneous melting on the scale of geologic time, whereas "dry" melting, petrologically less probable, needs hundreds of million years to reach the saturation equilibrium.

4. Saturation levels for magmatic liquids with different chemistry have been experimentally determined for apatite and zircon (Watson, Capobianco 1981; Green, Watson 1982; Watson, Harrison 1983, 1984; Harrison, Watson 1984). There is a functional relationship between zirconium saturation level in crustal anatectic melts and both, temperature and liquid composition (Fig. 2). For normal peraluminous granites with $M = (Na + K + 2Ca)/(Al + Si) = 1.3$ and $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 \leq 1$ solubility of zircon vary from 100 ppm

at 750 C to 1330 ppm at 1020 C (Fig. 2). In peralkaline melts the solubility of zircon increases over 4 wt %. Linthout (1984) showed that a peralkaline rock while enriched in zirconium, contains low amount of zircon or is entirely lack of this mineral. In this type of rocks zirconium enters crystalline structures of alkali zircono-silicates (AZS) at the late stage of magmatic crystallization. On the other hand, metaluminous rocks although concentrate lower amounts of zirconium yield abundance of zircon crystals.

REMARKS ON ZIRCON IN MIGMATITES

Unpublished results of the author's research of different types of the Strzelin Hills gneisses (Oberc *et al.* 1986) provide information on reaction of zircon to the first portions of the initial melt in the rock. Many features of zircon crystals from the Strzelin gneisses are analogous to those of zircon from the Izera rocks. This enables the author petrogenetic interpretation of features of zircon crystals from the Izera granitic rocks.

On the basis of Oberc-Dziedzic petrographic study (Oberc *et al.* 1986) and paragenetic analysis of accessory minerals certain types of the gneiss have been determined as anatectic migmatites. To study crystals of zircon, samples with different amounts of leucosome have been chosen. Three groups of zircon crystals have been established in the gneisses. Crystals of the first group are only slightly changed and owing to this they display features of the pre-metamorphic rocks. The second group consists of primary zircon altered during metamorphic, predominantly ultrametamorphic, changes. The third group, the youngest, have been recognized only in a few samples. Crystals of this group may be considered as products of crystallization from the melt. After ordering the migmatite types according to the amount of leucosome it occurred that in the rocks with higher amount of the melt and its more homogeneous distribution, i.e. with well developed contact between the residual phase and melt, the amount of zircon, showing features of interaction with the melt, increases considerably. These features are:

- 1) different degree and different types of corrosion (crystals with pitted surface, crusty corrosion, "crested" forms);
- 2) clouding;
- 3) overgrowths, outgrowths, aggregates of grains, parallel intergrowths, recrystallized individuals.

Similar features were described by Gupta and Johannes (1985) for migmatites from Norway and Sweden. The same authors (Johannes and Gupta 1982) proved the migmatites to be formed by partial anatexis. Data included in the former paper of these authors confirm the present author interpretation of features observed in zircon crystals of the second group.

A few highly elongated, euhedral and transparent crystals have been found in the sample with neosome occurring in the form of 3 cm thick vein (arterite). The crystals may have crystallized from the newly formed melt. Presumably corrosion of older crystals in the melt birthplace was so intensive that it resulted in saturation of the melt with Zr and eventually new crystals of zircon precipitated from the melt. Zircon has not been found in nodular sillimanite gneiss. Probably in this variety anatectic melt was entirely separated from the residue that contained zircon, apatite, biotite, and other minerals not susceptible to the anatexis. This explanation is a direct result of experimental studies of Watson and Harrison (1984) as well as of Weber and others (1985).

PETROGRAPHY OF ROCKS OF THE GEOLOGIC PROFILES STUDIED

LOCATION, GEOLOGICAL SETTING, AND TEXTURAL FEATURES

Samples were collected from several geologic profiles between Chmieleń and Jelenia Góra, most of them located between Barcinek and border zone between the Izera gneisses and Karkonosze granite (Fig. 3).

Texturally different types of gneiss were collected from three profiles. Each profile starts with amphibolite (amphibolite schist) or mica schist. Going further along the profile in one direction one can find variety of gneisses, sometimes granitic gneisses, that are at contact with granite. Going in opposite direction one can usually find coarse-grained granite or granitic gneiss. This kind of alteration of rocks is typical for the Izera Mts. Relationships between the rocks and geological setting are shown in Figure 4. This figure does not portray any particular exposure but represents a general scheme reflecting relationships between the rocks. Location, geological setting, and short petrographic account are given in Appendix.

MICROSCOPIC FEATURES OF THE INVESTIGATED ROCKS

Petrographic descriptions of the rocks presented herein are based on studies of Kozłowska-Koch (1965), Oberc-Dziedzic (1975), Oberc-Dziedzic and Klimas-August (1981), for many zircon-bearing samples were taken from the same outcrops as samples worked out by the above listed authors. The present author's own observations made on thin sections are thought to be supplementary research since major rock-forming minerals are treated here as a background for accessory minerals.

MICROSCOPIC STUDIES AND DISCUSSION

Although Kozłowska-Koch and Oberc-Dziedzic are of different opinion as to the character, sequence, and intensity of some geological processes, the present author can see many facts in common, to mention only a few most important:

1) metamorphism and metasomatism of pristine supra-crustal rocks resulted in a variety of schists and gneisses (augen gneiss, granitic gneiss) as well as granites. Feldspar and quartz phenocrysts grew at the expense of older laminae with some components delivered from somewhere else;

2) identity of primary sedimentary structures and foliation;

3) multistage deformation of minerals;

4) negligible role of granulation and cataclasis in the origin of the rocks. These processes if occurred were of local importance.

It should be noted that both investigators did not make a facial analysis of the metamorphic processes.

On the basis of the present author's study some facts are stressed but their interpretation will be given further after the presentation of results of study on zircon.

1. All types of gneisses studied, besides quartz and mica laminae, are abundant in laminae built up of fine-grained, mosaic quartz and plagioclase (Plate II). In these laminae plagioclase predominates over quartz. The grains size vary from 0.01 mm to 0.06 mm, rarely up to 0.2 mm. This is grain-size-range of aleuritic fraction pointing to its lower limit. If one assumed simple metamorphic alteration with no cataclasis or mylonitization, thus the parent rocks for the gneisses and granites would be mud-clayey rocks. This is not confirmed by observations of zircon. Variation in size as well as other morphological features indicate that a great variety of parent rocks was involved in metamorphic processes. This problem will be discussed later but here it must be mentioned that in all samples of gneisses average length of zircon crystals of older generation is slightly higher (by 0.02 to 0.06 mm), and in some cases, much higher (by 0.15 mm, Tab. 8) than

average size of feldspar grains in the laminae. Since in detrital rocks accessory minerals are usually smaller than the framework constituents, the premetamorphic rocks must have been at least psammites.

2. Some grains of quartz and accessory minerals that occur in dark mica laminae are of larger size than plagioclase grains of creamy plagioclase-quartz laminae. Therefore, widespread cataclasis or mylonitization cannot be taken into account as a granulizing agent. Otherwise, rigid grains of dark laminae should also be granulated. Moreover, in rocks made of quartz and feldspar, quartz is always more susceptible to deformation than feldspar. This is illustrated by the presence of feldspar porphyritic clasts in a groundmass composed of mylonitic quartz (Higgins 1971; Ryka, Maliszewska 1982). This is not the case of rocks studied during this work, because they contain even large quartz grains within mosaic plagioclase-quartz aggregates.

3. In samples of layered gneiss (for example, the sample 73/2) boudinaged quartz laminae together with folded laminae of fine-grained plagioclase with scarce quartz can be observed even in a single thin section. This tells us about considerable difference in rheologic state of these two types of laminae.

4. Numerous zones of mosaic, fine-grained feldspar with some amount of quartz occur in coarse-grained granite (398/3, 96). Size and shape of their grains are similar to those of plagioclase-quartz laminae in gneisses, where, in addition, the grains are slightly flattened. These zones usually occupy margins of large plagioclase grains or cross-cut them.

5. In both porphyritic and medium-grained granites the amount of mosaic plagioclase-quartz aggregates decreases.

6. Association of cordierite, garnet, and sillimanite occurs in some samples of dark granites (Tab. 2).

THE STUDY OF ZIRCON

The following physical and morphological properties of zircon were taken into account during the microscopic research (100 grains from each sample were observed): colour, transparency, shape, zoning, corrosion, inclusions, the presence of older crystal (core) surrounded by younger (host), the "angle of extinction", non-typical forms of zircon i.e. outgrowths, overgrowths, aggregates, parallel intergrowths, splitted forms, recrystallized individuals etc. These features are quantitatively summarized in Table 7 and their high variability is illustrated by Figures 10 and 11 and by Plates VI-XIV.

Length and width of each grain were also measured. Before calculation of statistical parameters all zircon grains collected from a given sample were grouped on the basis of their features. To do that, only those features were chosen that could serve as significant petrogenetic indices. Grains bearing features of detrital stage of their history form the first group. The third group consists of crystals that evidently crystallized from magma. The second group includes all other grains of zircon. Group I comprises grains showing the "extinction angle" ranging from 3° to 45°. The grains are usually semirounded, rounded, grey, dull grey or brown. Their surface is rough, pitted and splintered. This group is present in almost all samples studied (Tab. 7).

In some varieties of granites there occur zircon crystals with similar optical properties to those of the group I, but with different shape. They are subhedral or even euhedral. Single-terminated crystals are also found in this group because second end of the crystals is often corroded (74/20,

281/22, 118, Tab. 7).

Group II includes grains with the greatest diversity of shape (semirounded, rounded, and sometimes subhedral) and colour (bright and dull grey, high amount of cloudy grains). The surface of these grains is usually rough with different degree of corrosion. In this group a variety of non-typical grains occur, e.g. parallel intergrowths, aggregates of grains, splitted forms etc. (Tab. 7, Plates VI-XIV).

Group III consists of euhedral or subhedral zircon most often colourless. They are shiny and smooth without traces of corrosion. Small amount of inclusion can be observed in the grains.

PETROLOGICAL INTERPRETATION OF DIVERSITY OF FEATURES AND STATISTICAL PARAMETERS OF ZIRCON

The groups of zircon grains established on the basis of diversity of their physical properties and confirmed by diversity of statistical parameters (Tabs. 8 and 9) have particular features in common. Therefore, it is possible to reconstruct some details of evolution of their parent rocks.

First two groups of zircon are genetically and presumably also chronologically related to each other. This is indicated by the similarity of their physical properties, mainly of colour and shape. They are undoubtedly older than the third group as it may be concluded from their darker colour, abundance in cloudy and metamict grains. These features are in function

of time (for instance see Tomita 1954; Lazarenko *et al.* 1963; Klimas-August 1981a). Very often these dark crystals occur as cores within euhedral "hosts". These suppositions are confirmed by older U/Pb age of cores than the rest of the crystals (Koppel, Grunfeider 1971; Grauert *et al.* 1972).

These old crystals are subdivided into two categories. The first one consists of crystals bearing features that mark detrital stage of their evolution. These features are high amount of semirounded and rounded grains, the "extinction angle" broadly ranging from 0° to 45°, low variability of crystals length, and low value of elongation (below 2). Usually steeper inclination and shorter reduced major axis (RMA) are observed in these crystals (Fig. 14). A character of diversity of the features depends on the kind and length of transportation of detrital material. High diversity of the features observed in all samples indicates lithologic variability of parent rocks. By comparing only length of crystals in particular samples (Fig. 12, Tab. 8) one may presume that the premetamorphosed suite of sedimentary rocks was built up of aleurites (73/1) as well as of coarser-grained rocks in which accessory minerals occur in finer fraction than that of the framework.

Zircon crystals of the second category having many of the features listed above do not show the "extinction angle" presumably as the result of magmatic or hydrothermal corrosion. Zircon crystals of this group mark conditions of the metamorphic processes ("cloudiness", corrosion, recrystallization). Many non-typical forms of zircon crystals occur in this group. Abundance in parallel intergrowths, overgrowths, and recrystallized forms indicates that the metamorphic conditions were close to those of melting the granitic rocks.

The occurrence of zircon of the third group reflects the presence of melt in some of the investigated rocks. Crystals of the third group are abundant in the granites (Tab. 8).

Action of the newly formed melt on residue must have lasted till the saturation of the melt with Zr that led to the crystallization of the youngest and most often euhedral, colourless crystals. That these crystals are the youngest generation is indicated by the absence of corrosion that so heavily affected crystals of the groups I and II. If these small euhedral crystals of the group III (Plate IX, 30) had been affected by corrosion, they would have been completely destroyed. The newly formed melt probably was cooling rapidly producing predominantly small crystals (most of them in the range of 0.05-0.10 mm, Fig. 12). At the lower cooling rate instead of crystals overgrowths and outgrowths are formed on the survived fragments of older crystals (Poldervaart 1965).

It is interesting to compare the amounts of each group in the samples. Crystals of the group I occur in high amount in gneisses, granitic gneisses, and coarse-grained granite (398/3, 96; 25-30%), whereas in porphyritic granite their number

decreases drastically from 10 to 3% (74/19, 281/22, Tab. 7). The opposite trend is observed for crystals of the group III. They are absent or occur in trace amounts in gneisses and coarse-grained granite, whereas both porphyritic and medium-grained granites are abundant in them. High amounts of the euhedral crystals in the latter granites suggest that the melt influenced petrographic features of the rocks considerably. In a long geological history of these rocks it was the late, if not the latest, process, to neglect secondary alterations (hydrothermal, weathering) that did not affect zircon. It does not mean, however, that the melt could not appear in the coarse-grained granite and in gneisses. On the contrary, the above listed non-typical forms of zircon occurrence suggest the presence of the melt also in these rocks. It may have occurred in small amount, however, or the contact between the melt and old zircon grains may have been insufficient to reach a saturation level with Zr. It may also have been squeezed from a rock carrying Zr ions and crystallized somewhere else. A slow segregation of high amount of the melt and its emplacement can also be considered.

Were all the investigated rocks sedimentary rocks before metamorphism? If one assumes that zircon crystals with the "angle of extinction" formed exclusively during transportation of detrital material, then most of the rocks contain such grains (Tab. 7). Euhedral crystals occur also among crystals of old generation in granite samples (74/20, 281/22, 118). The fine-grained granite (118), although contains small amount of grains with the "extinction angle", is characteristic of extremely large and highly elongated zircon crystals of the group III. It is possible that the regenerative granite of Smulikowski's (1958b) classification was the parent rock for this granite. However, to accept this conclusion both the area and shape of the granitic body should be recognized by means of extensive sampling. It is not unlikely that it was a small granitic block surrounded by sedimentary rocks.

Medium-grained granite (74/20) and coarse-grained granite (281/22) besides old euhedral zircon contain also high amounts of crystals with the "angle of extinction". Zircon crystals from these rocks also characterize high variability in length, width, and elongation. Acidic volcanoclastic rocks or granite contaminated with sedimentary material might be the parent rocks for both varieties of granite.

The fact that very low amounts of zircon occur in leucocratic granites (74/11, 74/14, 281/15) and in fine-grained dikes (352/1, 299/2) is of great importance in determining the origin of the rocks. Keeping in mind the fact that zircon is difficult to melt and tends to remain in residue as the so-called "refractory" mineral, the rock may have formed from the melt (leucosome) separated from the parent rock.

DISCUSSION

THE ORIGIN OF GRANITES

In the author's opinion the following facts are essential to reveal the origin of the rocks studied:

1. Most granites contain high amount of zircon of the group I with features indicating detrital period of the zircon history. Most of the crystals of the group I occur in granitic gneisses and in coarse-grained granite, whereas fine-grained granite and porphyritic granite are less abundant in the crystals (Tab. 7a).

2. The presence in certain granites (118, 282/22, 74/20) of some amount of euhedral zircon among zircon of older

generation suggests that these granites may be premetamorphic old granites (Tab. 7a).

3. The amount of crystals of the group III in the rock studied is inversely proportional to the amount of crystals of the group I (Tab. 7a).

4. Trace amounts of zircon in leucocratic granites and in fine-grained dikes (Tab. 6a).

5. The tendency to lower the amounts of other refractory minerals, e.g. apatite, sphene, in the series composed of coarse-grained granite, porphyritic and medium-grained granites,

leucocratic granites and fine-grained dikes.

6. Variability of the rocks chemical composition suggests segregation of more mobile material during anatexis from which crystallized leucocratic granites and granitic fine-grained dikes. The immobile oxides and trace elements remain in high quantities in some coarse-grained granites (Tabs. 3a and 5).

7. In the genetical diagrams these granites are plotted in the field of ortho-rocks, however, usually close to the para-rocks field (Figs. 6 and 7).

GENETIC CLASSIFICATION OF GRANITIC ROCKS

The above summarized facts may be interpreted as follows: All granitic rocks studied may be regarded as magmatic (Fig. 16). Many of them, e.g. coarse-grained granite (96, 398/3, 282/22), porphyritic (74/19) and fine-grained granites (281/10), may be assigned to S-type granites. Usually this term is applied to paligenetic magmatic plutons with magma emplaced from its birthplace upward the crust (Clemens, Wall 1981; White, Chappel 1983). These granites sometimes contain inclusions of protolith that may serve as a direct proof for their supracrustal origin. Most often, however, to characterize these rocks, geochemical criteria must be applied because of ambiguity of data provided by relics.

The Izera granites studied by the present author are somewhat different from those described previously and they more fit to the definition of S-type granites. This is because

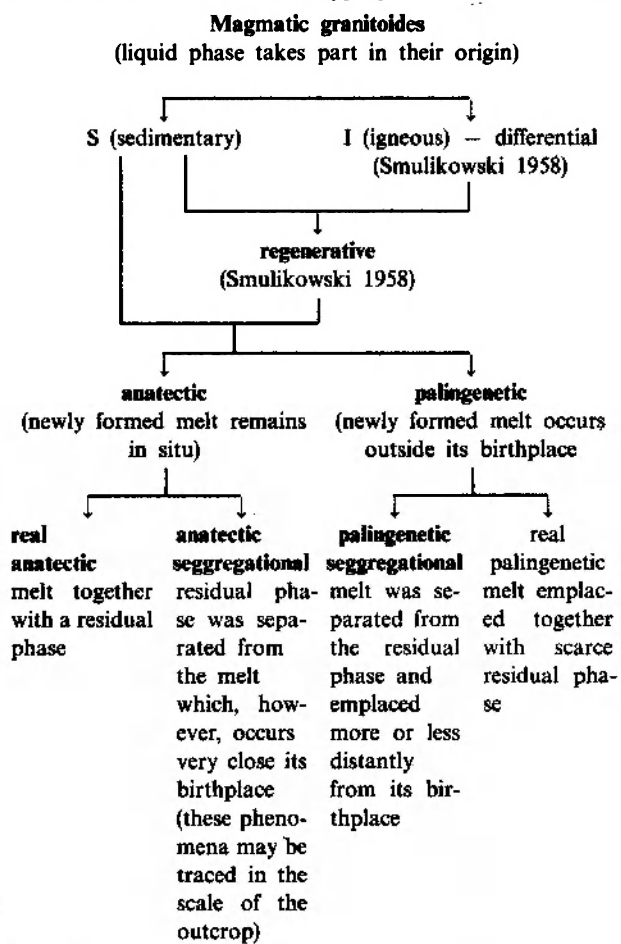


Fig. 16. Classification of magnetic granitoides according to the study of zircon and some other accessory minerals — a proposal (Klimas-August, in preparation). Genetical types found among the Izera granitoides are in bold print

they contain a lot of residue material. The granites are abundant in zircon crystals showing features inherited by them during detrital period of their history. Newly formed melt was scant in these granites and remain with the residue, as it is indicated by numerous autochthonous enclaves that avoided anatexis.

According to the classification shown in Figure 16 these are S-type anatectic granites. In the case of leucocratic granites and granitic dikes we can talk about the emplacement of melt on a small-scale. Zircon is absent from leucocratic granites (281/15, 74/11, 74/14) and from fine-grained granitic dikes or it occurs in these rocks in trace amounts. Since these are peraluminous granites Zr does not enter the structure of alkaline zircon-silicates. The most reliable interpretation is as follows. These rocks formed due to segregation of anatectic melt from the protolith that contained zircon together with other refractory minerals. During that process the melt carried away small crystals of zircon, apatite, and biotite that are now randomly distributed in the quartz-feldspar groundmass of the rock. Zr content in these rocks is very low, e.g. for the 74/14 sample it is 30 ppm (Tab. 5). The anatectic peraluminous melt has low saturation level for Zr. Not always, however, this level is reached and even if it happens then the amount of new zircon is low (for example see 281/15 in Table 6). Saturation with Zr is accelerated by the presence of "snatched" crystals that are permanently corroded and, moreover, behave like an essential structure component (ESC). Such granites impoverished in refractory minerals are sometimes named anatectic granites (Weber *et al.* 1985). In the author's opinion leucocratic granites should be grouped separately. Although they form due to segregation of anatectic melt from residual rocks, this melt takes its site close to the birthplace. This can be observed on the outcrop scale. The leucocratic granites occur in the form of irregular nests and zones within porphyritic granite and coarse-grained granite. They also cross-cut foliation of gneisses occurring close to the porphyritic and coarse-grained granites. For these rocks the author proposes name anatectic, segregational S-type granites (Fig. 16). Granitic dikes represent second group of segregational granites. In their case, however, the separated melt was emplaced more or less distantly from the source. Therefore, they may be referred to as paligenetic, segregational S-type granites (Fig. 16).

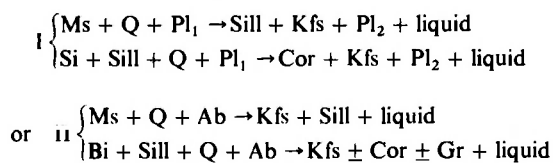
Only few of the investigated rocks, e.g. 118, contain many euhedral crystals of older generation and small amount of old crystals with the "angle of extinction". Such rocks may be considered as regenerative granites (Fig. 16). Besides zircon of older generation they are also abundant in euhedral zircon of the youngest generation. Its crystals are exceptionally large and highly elongated (Tab. 8, Figs. 12 and 13, Plate IX). This may indicate high susceptibility of the parent rock to anatexis.

THE DEGREE OF MELTING

The degree of melting might be different for different varieties of the granites depending on their mineral composition. The amount of young zircon that crystallized from the new melt may serve as an indicator for the degree of anatexis (see for instance 74/19, 281/22, 74/20 in Table 7). This is not, however, a reliable criterion, because it might happen that some portion of the melt was segregated and emplaced. This is the case of coarse-grained granites (398/3, 96) that are enriched in refractory minerals. In their neighbourhood occur irregular nests of leucocratic granites as well as of dikes of

fine-grained granite lacking of or containing few amounts of zircon, apatite, sphene, and biotite randomly set in the quartz-feldspar groundmass.

Taking into account minor minerals of the Izera gneisses and granites, reactions that might account for the melt generation in the rocks may be written after Ashworth (1985):



To ensure that the above written reactions occurred in the rocks, detail petrographic studies are necessary pointing out to the conditions of chemical equilibrium and mass balance. From these reactions it is clear why sillimanite has been found in one sample only (398/4, Tab. 2) for it might be entirely consumed in the course of second reaction in each set of the reactions.

ALREADY ORTHO- OR STILL PARA-GNEISS

The following facts are of great importance in considering the origin and evolution of gneisses in the area studied:

1. Recurrence of the rocks sequence: schist-variety of gneisses – granitic gneiss – granite (Fig. 4b).

2. Gneisses and granites are plotted in the genetic diagrams (Figs. 7 and 8) on the border-line between ortho- and para-rocks or close to that dividing line in the field of ortho-rocks.

3. The presence of mosaic, fine-grained plagioclase-quartz laminae. Similar plagioclase grains with scant quartz occur in variable amounts in the granites particularly in the coarse-grained variety (Plate III).

4. In some gneisses samples, e.g. in 73/2, plagioclase-quartz laminae are folded while quartz laminae are boudinaged. Narrowings between boudins are filled with plagioclase-quartz aggregates (Plate I).

5. Lack of cataclasis and granulation. These processes if occurred were restricted to the small volumes. This was noticed by Kozłowska-Koch (1965) and Oberc-Dziedzic (1975).

6. All types of gneiss and granite of the sequence presented in point 1 contain high amount of detrital zircon.

7. Amphibolite schists are lacking zircon or this mineral occurs in trace amounts. Zircon occurs in feldspar-mica schist (73/1) in smaller amounts, however, than in gneiss (73/2). Zircon crystals of the feldspar-mica schist are smaller and less elongated (Tabs. 7 and 8) though they display features of sedimentary zircon.

8. Zircon crystals of the group III occur in low amount in some coarse-grained granites of the sequence. They are abundant in the gneisses (281/17, 73/2). Quartz and mica laminae of the gneisses predominate over mosaic plagioclase-quartz laminae.

GHOST STRATIGRAPHY

Difference in grain-size of the group I zircon for each member of the sequence of metamorphic rocks reflects lithologic variability of premetamorphic rocks. There is a particularly distinct difference in grain-size between feldspar-mica-schist and gneiss (profile 73/1–73/2, Plate XI). In many schist samples zircon occurs only in trace amounts. A suite of sedimenta-

ry rocks, then metamorphosed, had ranged from aleurites to psammities (pseffites cannot be excluded). Similar variation in grain-size of zircon is characteristic of schist-gneiss enclaves occurring in the porphyritic granite. The sequence of rocks presented here may be regarded as an element of ghost stratigraphy (Burchart 1970).

It may be, therefore, concluded that if zircon is not considerably affected during metamorphism the variability of metamorphic rocks is a direct result of variability of parent rocks rather than differences in intensity of metasomatism as it has long been acknowledged.

"PROTOCLASIS" – ROCKS DEFORMATION IN THE PRESENCE OF SMALL AMOUNT OF MELT

Zircon crystal do not record accurately events of metamorphism but, instead, they can "memorize" the fact that rock was close to its liquidus. Small amount of melt was present in the rocks. It is indicated now by non-typical forms of zircon occurrence in granitic-gneiss and in coarse-grained granite. Moreover, laminae of mosaic plagioclase and quartz occur in these rocks as well as in the granites (398/3, 96).

To explain the above presented facts the author was searching for the process that resulted in granulation of plagioclase producing its streaky appearance. In the coarse-grained granite fine-grained mosaic aggregates occupy margins of large plagioclase grains or cross-cut them. This process must have been relatively young, and, considering the youngest zircon, melting was a relatively young process in the geological history of the rocks. Therefore, the process should be found that joins these two facts together.

In searching for the process a contribution of Jurewicz and Watson (1985) is of great help. They present results of experimental study on distribution of initial liquids and their segregation in the granitic system. The experiments show that melting begins with the production of interstitial liquid at intersections of quartz and feldspars or it may occupy large volumes (Fig. 18).

Close inspection of photographs reveals the presence of droplet-like grains of quartz. Similar tiny quartz grains densely intergrown with feldspars occur in rocks taken from profiles 224, 225, and 143 close to the Karkonosze granite. Therefore, melting of the rocks might begin in a similar way. Rocks with first portion of liquid, be it interstitial or occupying larger volumes, must have been more susceptible to stress than "solid" rocks. Otherwise, such amount of liquid would not have formed due to slow segregation. To escape from the system the melt must have been squeezed. Low stress was sufficient to press feldspars and droplet-like quartz and mix them with the melt to form streaks of mosaic aggregates of feldspars and quartz. During that process some quartz grains were grouped into large bands as shown in Figure 18. The partial melt, that acted like grease during those movements, produced new portion of tiny crystals or crystallized directly on older crystals. Plagioclase streaks that occur in some varieties of gneisses consist, therefore, of older, granulated feldspars, droplet-like quartz, and new crystals.

Summing up the above considerations we should stress that many of the investigated samples of gneisses, particularly those of augen gneiss, represent pressed rocks related to plagioclase granite or, in some cases, to microcline granite. These rocks might be similar, in terms of their composition and texture, to coarse-grained granites (398/3, 96) that contain-

ed small amount of liquid (non-typical forms of zircon, absence of zircon of the group III). They were pressed into gneisses. Therefore, it would be a kind of deformation resembling protoclasia but not in the whole, for there were deformed grains yet not converted to the initial melt. During the protoclasia earlier formed crystals surrounded by residual melt are deformed.

The gneisses formed due to deformation of granitic rocks (plagioclase type, rarely microcline) in the presence of melt. There are many relics of unmelted minerals in the gneisses including zircon crystals bearing features indicating detrital stage of their geological history. In the genetic diagrams (Figs. 6 and 7) they are plotted on the border line between ortho-gneisses and para-gneisses or close to that line from the ortho-gneisses side. Therefore, they may be classified as transitional gneisses between ortho- and para-gneisses.

SQUEEZING OF THE MELT

A lot of young, euhedral crystals, apart from old detrital zircon, occur in layered gneisses (73/2, 281/17) composed of quartz and mica laminae with subordinate plagioclase-quartz aggregates. Small bodies of leucocratic granites occur close to the gneisses very often cross-cutting their foliation (Fig. 4). The granites are also the last member of the series: schist-gneisses-leucogranite (as in the profile 73).

In both cases, squeezing of leucocratic melt from the rocks was highly probable. There must have been high amount of newly generated melt in the protolith as it is indicated by the abundance in young zircon. Most of the leucocratic rocks, besides plagioclase, contain microcline (281/15, 74/14). Similarly, in the granites most of the young zircon crystals are attributed to two-feldspar granites. Squeezing of the melt begun after the crystallization of zircon, which remained in the parent rock. Only few small crystals

were entrapped by the melt together with other accessory minerals and old zircon. Schists played role of relatively rigid screens for they were built up of refractory minerals. The schists made squeezing easier and directed migration of the melt from one layer of the schist toward the other where it was trapped and cumulated. On the other hand the migration of the melt in opposite direction was halted by the schists. The schists might screened other fluids that percolated before and after the anatectic melting. Hence, so distinct asymmetry of all rocks sequences studied (schists-gneisses-granites). This asymmetry reflects primary lithologic variability and later metasomatic and anatectic changes.

The composition of schists is not directly related to their primary composition. Presumably they were impoverished in mobile constituents and enriched in refractory minerals.

Could the gneisses form due to metamorphism of porphyritic granites or other rocks enriched in young zircon? Lack of evidence for rigid deformation and low alkali content argue against this supposition.

Some varieties of layered gneisses (224/1, 143/1) that are built up of alternating layers of quartz and mica enriched in accessory minerals as well as of mosaic plagioclase-quartz laminae, should be referred to as migmatites. Plagioclase-quartz leucosome had been segregated and squeezed from the nearby granites and then pressed between layers of quartz and mica of older mica schists and gneisses. These are arterites of Sederholm (1907) rather, than wenites of Holmquist (1907). Melt intruding the rocks came not from distant birthplace, as it was suggested by Sederholm (*op.cit.*), but it was initial melt squeezed from nearby rocks.

Therefore, most of the processed rocks occurred in the area under consideration consisted of single metamorphic sequences (amphibolite or mica schist, gneisses, granitic-gneisses, granite) screened by successive layers of amphibolite (mica schists).

CONCLUSIONS

1. Four genetic types have been distinguished within the Izera granites. These are three varieties of S-type granites (anatectic, anatectic segregational, and palingenetic segregational) and regenerative granite.

2. Porphyritic granite, the most common variety of granites in the Izera metamorphic complex, is S-type granite that formed due to anatexis of lithologically variable metamorphic rocks of the supracrustal series (anatectic granite).

3. The granites are overlapped in some places. Relatively young process of anatectic melting covered not only rocks of the para-series but first of all bodies of older magmatic granitic rocks. As the result of this S-type granites are interpenetrated with the regenerative granites. The whole process was even more complicated because of intrusion of leucocratic granites that originated to segregation or squeezing of newly formed due to anatexis of lithologically variable metamorphic rocks.

4. Fine-grained granites of dikes are palingenetic and owe their origin to the process of segregation of anatectic melt from the residual rocks and its subsequent emplacement (segregational palingenetic granites).

5. The gneisses studied are transitional rocks between para- and ortho-gneisses. Their petrographic characteristic and recurrent position in the sequence of amphibolite (schist) - gneisses - granitic-gneiss - granite resulted from numerous processes. Metamorphic, and may be also metasomatic, changes were imprinted on variable lithology of sedimentary

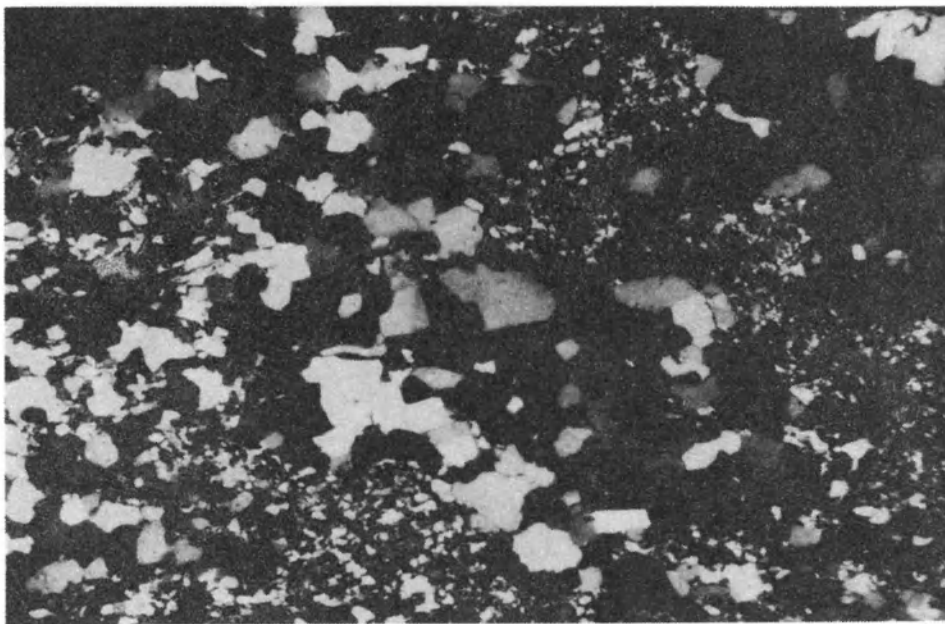
suite of rocks (aleurites, psammites, carbonate rocks, tuffs, acidic volcanoclastics). At a certain stage of metamorphic evolution small amount of anatectic melt appeared. Rocks deformation in the presence of small amount of melt (granitic gneiss and augen gneiss), squeezing of the melt from certain varieties of gneisses (some layered gneisses), and segregation associated with emplacement toward the other varieties (migmatites-arterites) resulted in a complex of rocks that have preserved many features indicating their sedimentary parentage.

The zircon method has verified previous concepts on the origin of the Izera crystallinum. The method provided conclusive evidence that the origin and variability of the Izera granites and gneisses were influenced by different amounts of the initial melt. Four genetic types of granites and gneisses have been distinguished for the first time. These are anatectic S-type granites, anatectic segregational granites, anatectic palingenetic granites, and migmatites-arterites. By means of this method it has been proved the present appearance of the Izera granites and gneisses is the result of primary lithologic variability of premetamorphic series as well as of metamorphic and anatectic changes. Metasomatism did not play so important role as it has long been acknowledged. Relatively young anatexis affected rocks of both supracrustal and infracrustal series erasing boundaries between them.

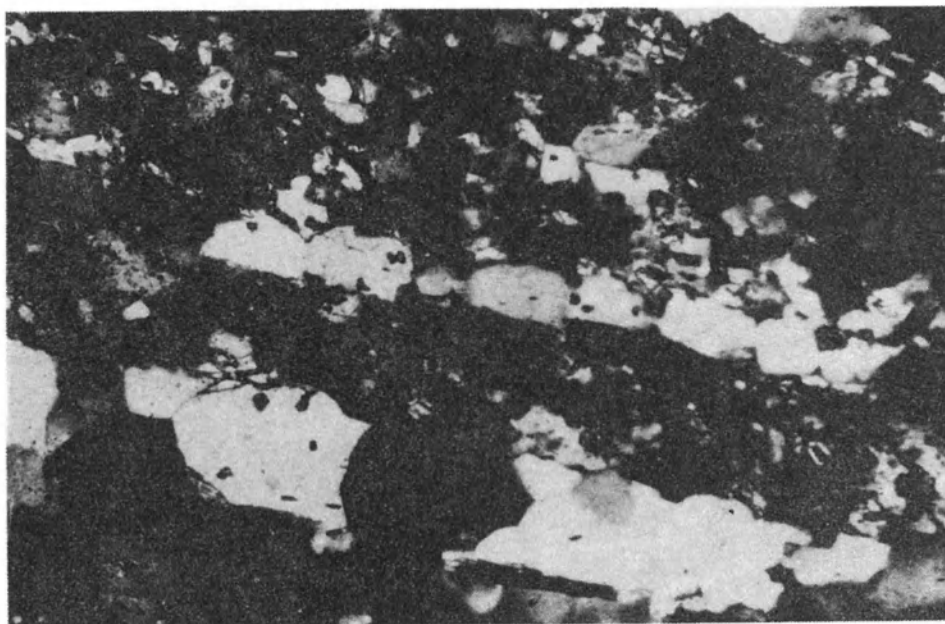
Translated by Janusz Janeczek

PLANSZA I – PLATE I

1. Gnejs warstewkowy 73/2, widoczna sfaldowana lamina zbudowana z drobnej mozaiki plagioklazowo-kwarcowej. Nikole skrzyżowane, pow. 24 ×
Layered gneiss 73/2. Note the folded laminae composed of fine-grained plagioclase-quartz aggregates. Crossed nicols, magn. 24 ×
2. Gnejs warstewkowy 73/2, widoczna zbudowana lamina kwarcowa; w przewężeniu międzybudinowe wciśnięty jest drobny material plagioklazowo-kwarcowy. Nikole skrzyżowane, pow. 96 ×
Layered gneiss 73/2. Note the boudinaged quartz laminae, Fine-grained plagioclase-quartz aggregates are squeezed between the boudins. Crossed nicols, magn. 96 ×



1

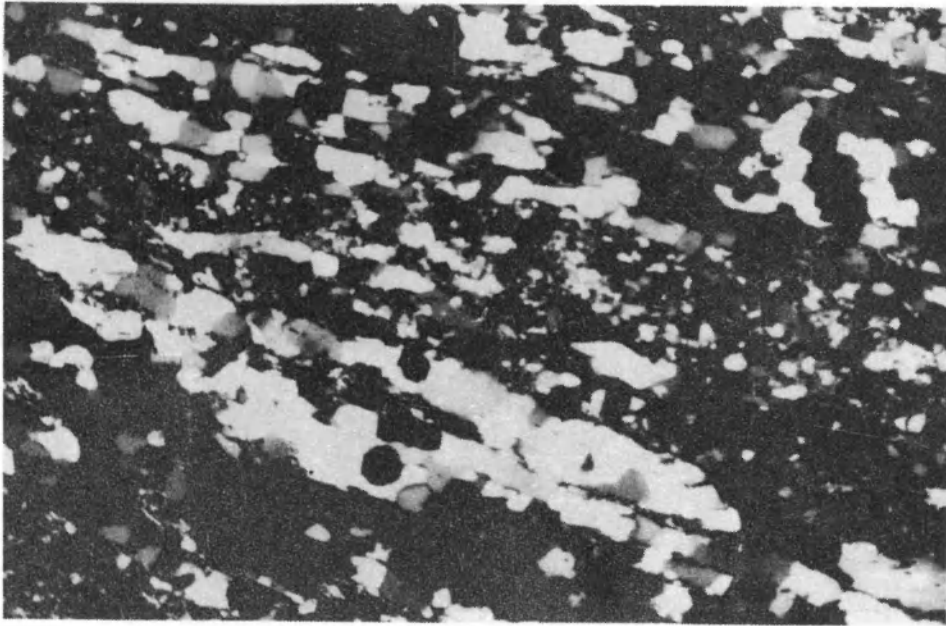


2

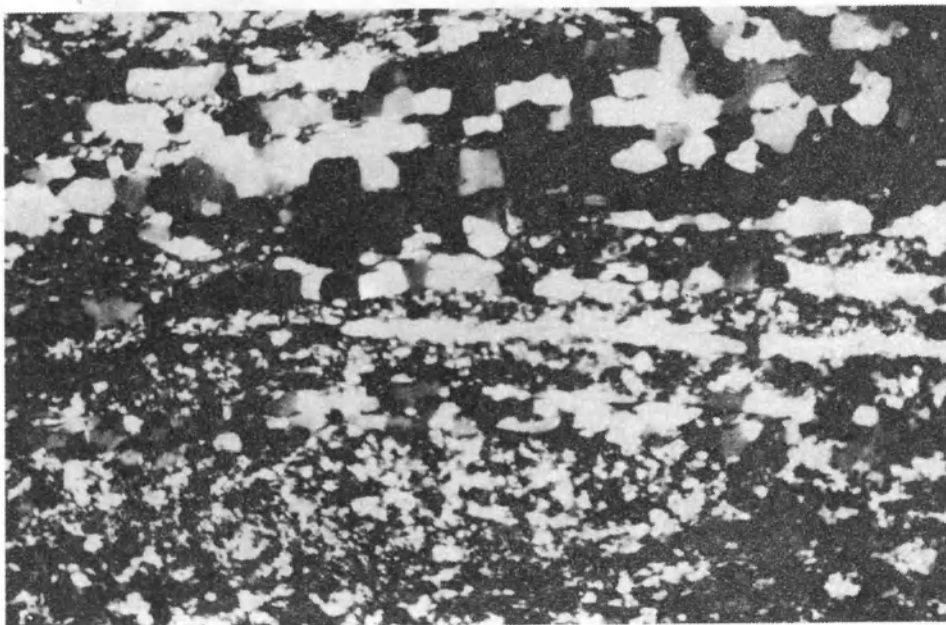
Krystyna KLIMAS-AUGUST – Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Iżera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles

PLANSZA II – PLATE II

- 1, 2. Gnejs 143/3, widoczne naprzemianległe laminy kwarcowe i laminy zbudowane z drobnej mozaiki plagioklazowo-kwarcowej. Nikole skrzyżowane, pow. 24 ×
Photomicrographs of the gneiss 143/3. The view shows alternated laminae of quartz and fine-grained mosaic plagioclase-quartz. Crossed nicols, magn. 24 ×



1

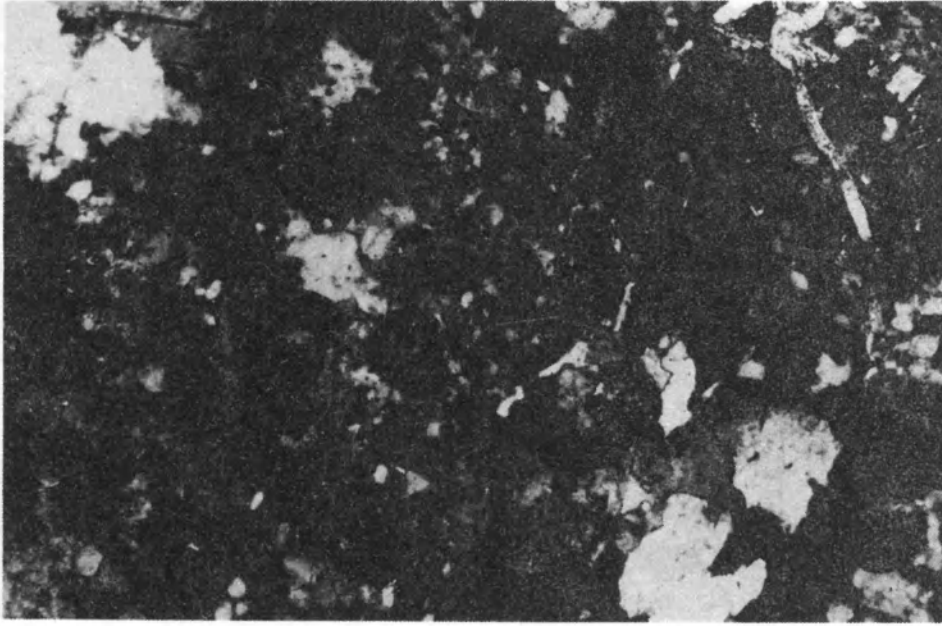


2

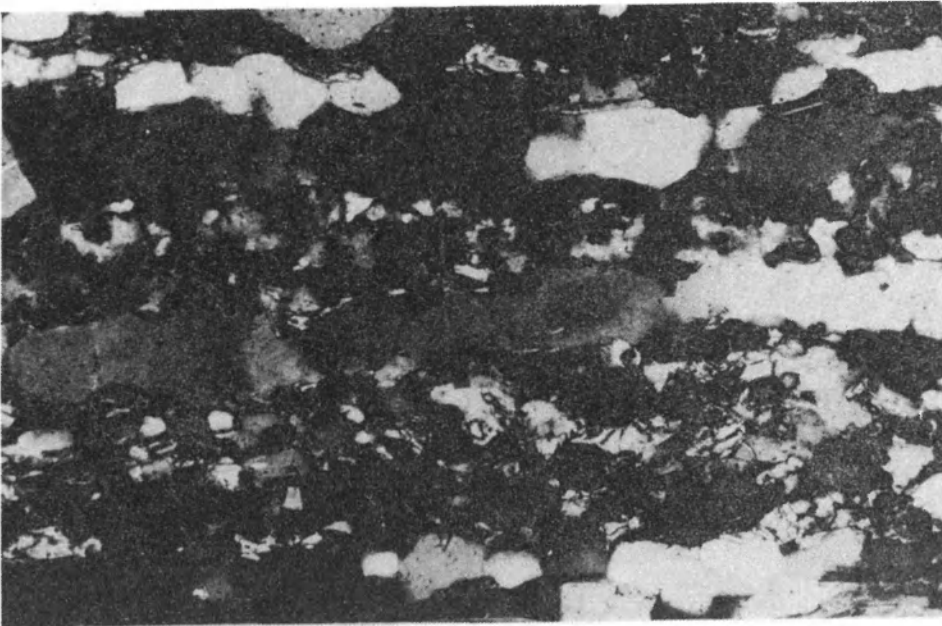
Krystyna KLIMAS-AUGUST – Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Iżera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles

PLANSZA III – PLATE III

1. Granit gruboziarnisty 398/3 – drobnozoaikowe strefy plagioklazowo-kwarcowe w większym plagioklazi. Nikole skrzyżowane, pow. 96 ×
Photomicrograph of coarse-grained granite (398/3). The view shows fine-grained plagioclase-quartz zones enclosed in a large plagioclase. Crossed nicols. Magn. 96 ×
2. Gnejs 73/2, naprzemianległe laminy kwarcowe i zbudowane z drobnego materiału plagioklazowo-kwarcowego. Nikole skrzyżowane, pow. 96 ×
Photomicrograph of gneiss (73/2) that shows alternated laminae of quartz fine-grained aggregates of plagioclase and quartz. Crossed nicols. Magn. 96 ×



1

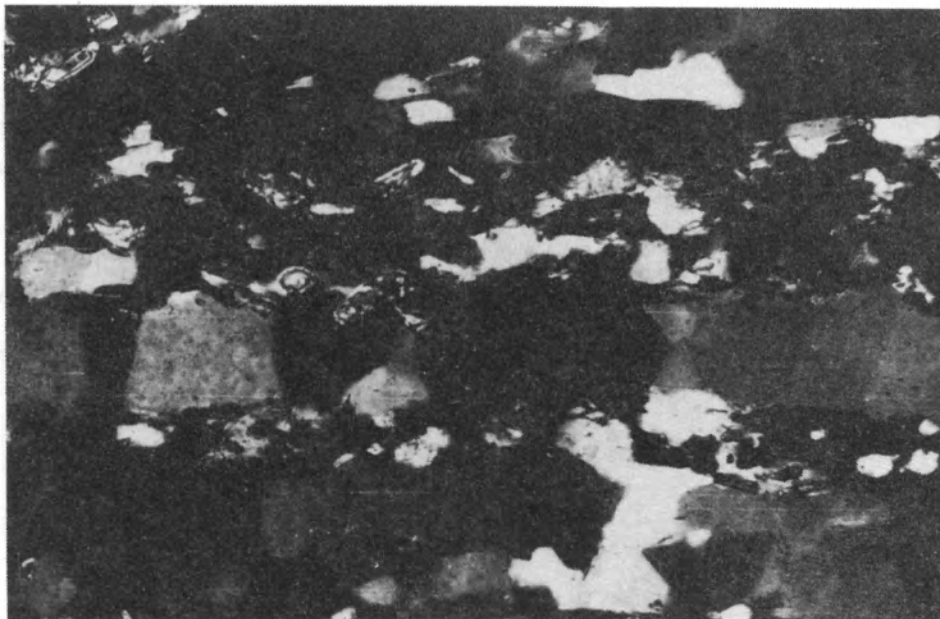


2

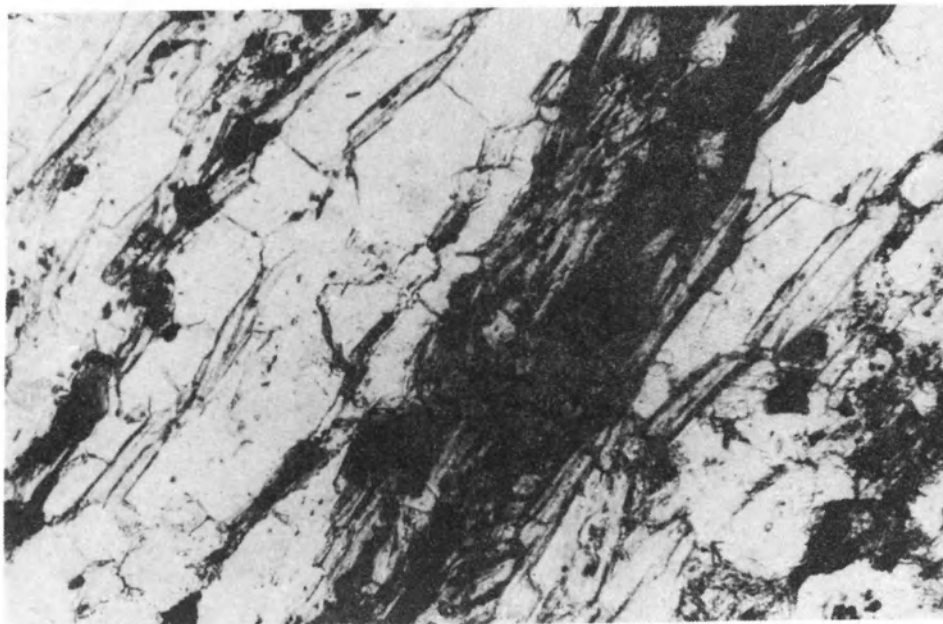
Krystyna KLIMAS-AUGUST – Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Iżera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles

PLANSZA IV – PLATE IV

1. Gnejs warstewkowy 73/2, nagromadzenia minerałów akcesorycznych w laminach łyszczkowych.
Nicole skrzyżowane, pow. 96 ×
Layered gneiss 73/2. Accessory minerals in mica laminae. Crossed nicols light, magn. 96 ×
2. Gnejs warstewkowy 73/2, nagromadzenia minerałów akcesorycznych w laminach łyszczkowych.
Bez analizatora, pow. 96 ×
Layered gneiss 73/2. Accessory minerals in mica laminae. Plane-polarized light, magn. 96 ×



1

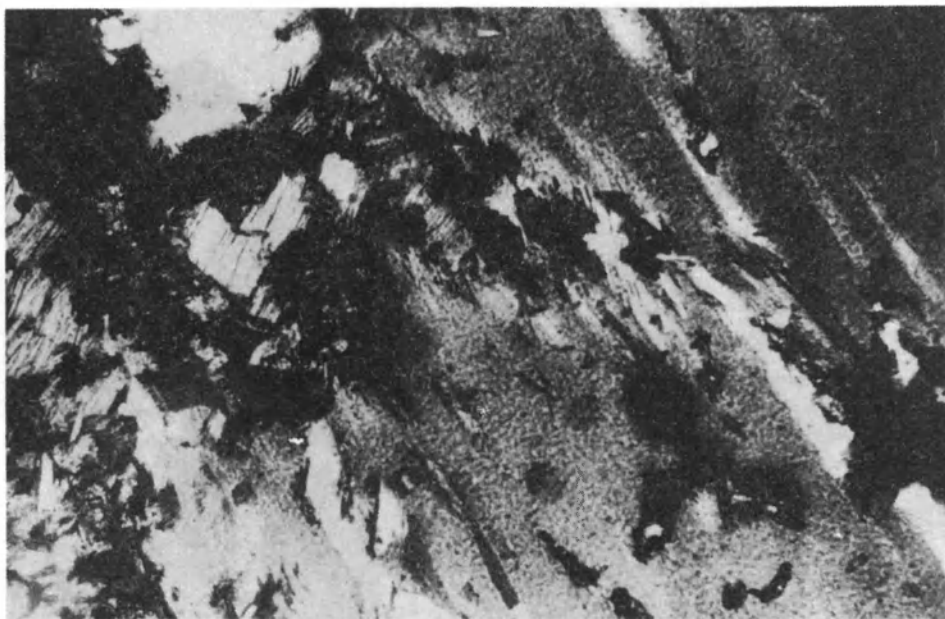


2

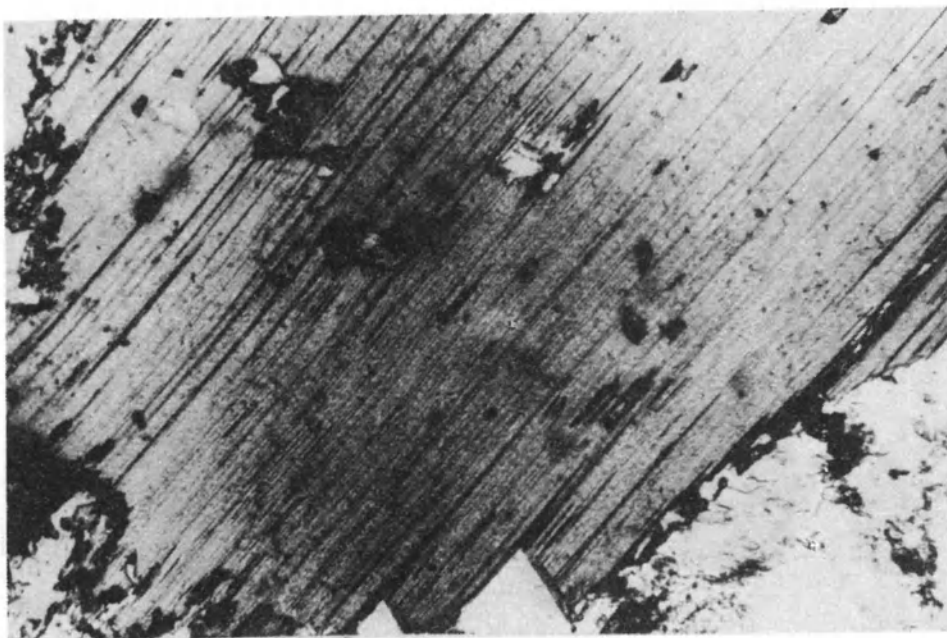
Krystyna KLIMAS-AUGUST – Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Iżera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles

PLANSZA V – PLATE V

1. Granit gruboziarnisty 96, nagromadzenia minerałów akcesorycznych wśród pinitu i blaszek biotyту. Bez analizatora, pow. 96 ×
Photomicrograph of coarse-grained granite (96). Abundant accessory minerals among pinite and biotite. Plane polarized light. Magn. 96 ×
2. Granit średnioziarnisty 74/20 – nagromadzenie minerałów akcesorycznych wokół blaszek biotyту i w szczelinach powstałych w tym mineralu. Bez analizatora, pow. 96 ×
Photomicrograph of medium-grained granite (74/20). Accessory minerals among biotite flakes and healing fractures in this mineral. Plane polarized light. Magn. 96 ×



1



2

Krystyna KLIMAS-AUGUST – Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Iżera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles

PLANSZA VI – PLATE VI

Agregaty kryształów: pr. 398/3: 12

Aggregates of crystals: sample 398/3: 12

Równoległe zrosty: pr. 398/3: 13, 17; pr. 96: 4

Parallel intergrowths: sample 398/3: 13, 17; sample 96: 4

Formy zrekrystalizowane: pr. 96: 5, 6

Recrystallized individuals: sample 96: 5, 6

Cyrkony najmłodsze, euhedralne lub subhedralne, dużo mniejsze od pozostałych, bez inkluzji: pr.

96: 13, 14, lub z nielicznymi inkluzjami: pr. 398/3: 21, 23. Bez analizatora, pow. 273 ×

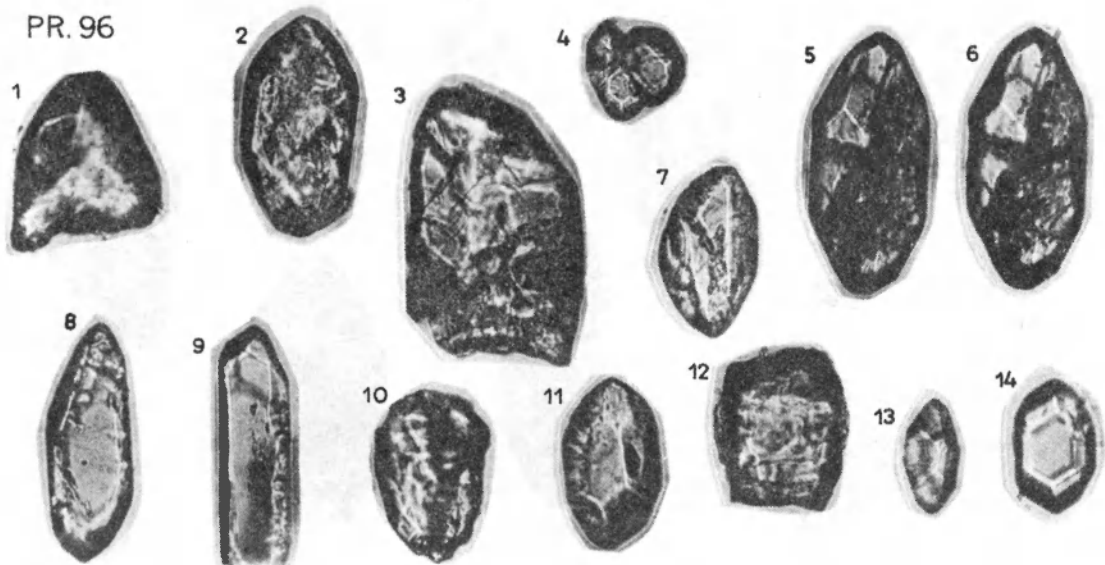
Youngest zircons, euhedral or subhedral, much lesser than others, lack of inclusions, sample: 96:

13, 14, or with few inclusions, sample: 398/3: 21, 23. Plane polarized light, magn. 273 ×

PR. 398/3



PR. 96



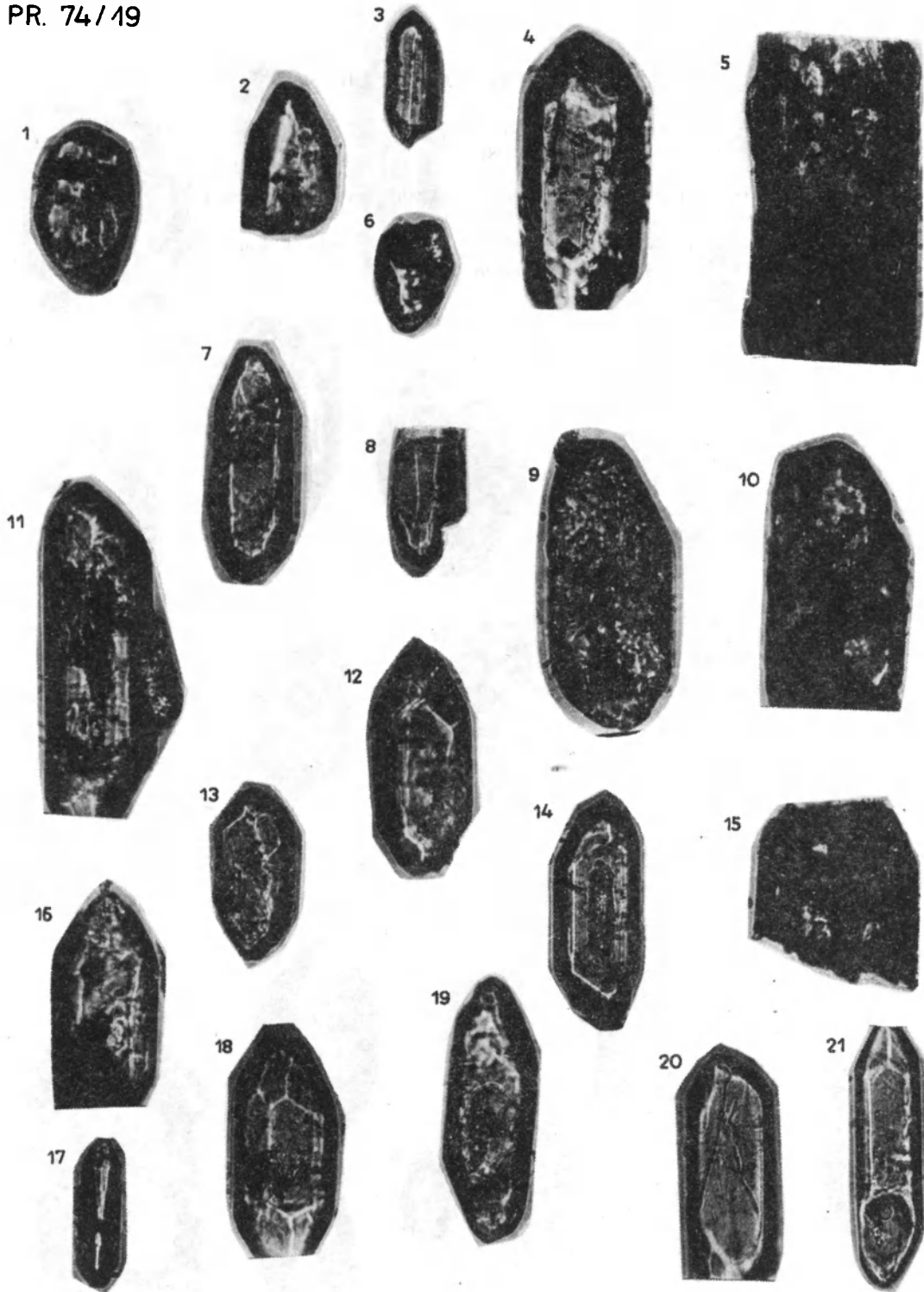
Krystyna KLIMAS-AUGUST – Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
 Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Iżera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles

PLANSZA VII – PLATE VII

Zrastanie się agregatów ziaren w podłużne wstęgi na kształt dużego cyrkonu: 5, 10, 15
Monocrystal-like longitudinal ribbons of polycrystalline zircon aggregates: 5, 10, 15

Cyrkony z jądrami: jądra wyraźne 14, 21; jądro słabo widoczne 19. Bez analizatora; pow. 273 ×
Zircons with cores: distinct cores 14, 21; diffuse core 19. Plane polarized light; magn. 273 ×

PR. 74/19



Krystyna KLIMAS-AUGUST – Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
 Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Iżera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles

PLANSZA VIII – PLATE VIII

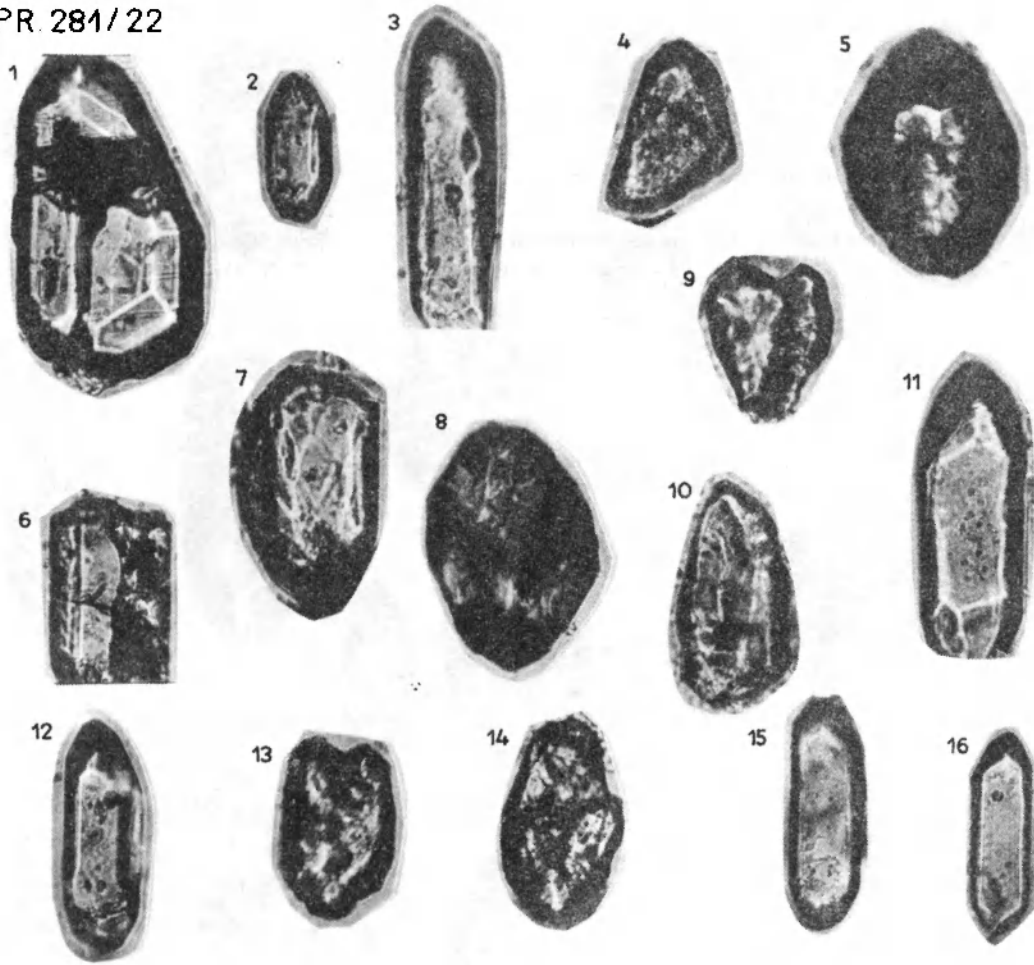
Zrekrytalizowany równoległy wzrost: pr. 281/22: 1

Recrystallized parallel intergrowth: sample 281/22: 1

Subhedralne cyrkony III grupy: pr. 281/22: 12, 15; euhedralne cyrkony tej grupy: 281/22: 16. Bez analizatora, pow. 273 ×

Subhedral zircons of the third group: sample 281/22: 12, 15; and euhedral zircons of the same group: 281/22: 16. Plane polarized light, magn. 273 ×

PR. 281/22



PR. 74/20



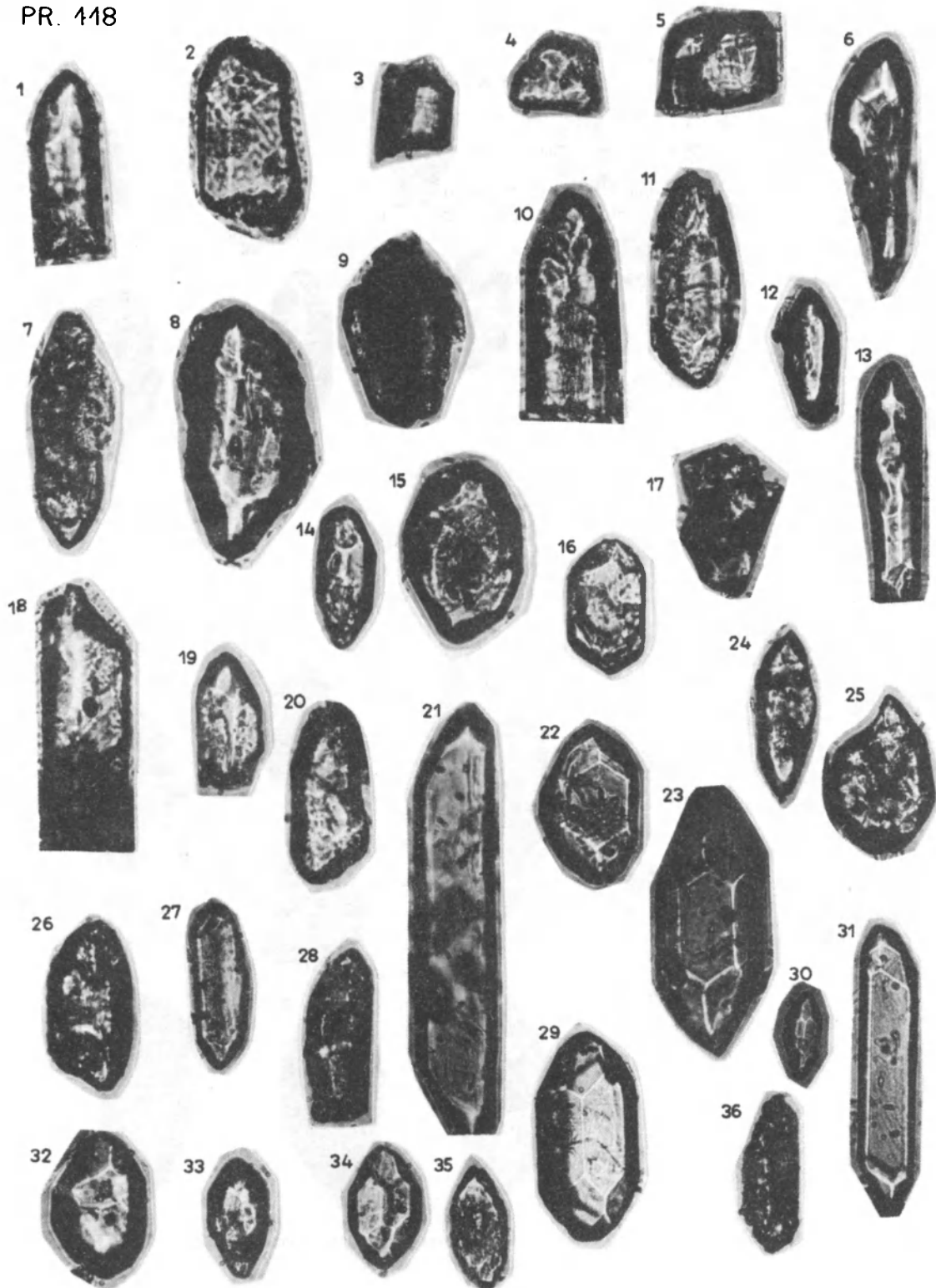
Krystyna KLIMAS-AUGUST — Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
 Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Iżera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles

PLANSZA IX – PLATE IX

Różny stopień korozji: 6, 11, 25, 36
Different degree of corrosion: 6, 11, 25, 36

Wyjątkowo duże kryształy subhedralne i euhedralne III grupy: 21, 31. Bez analizatora, pow. 273 ×
Exceptionally large subhedral and euhedral crystals of the third group: 21, 31. Plane polarized light, magn. 273 ×

PR. 118



Krystyna KLIMAS-AUGUST – Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
 Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Iżera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles

PLANSZA 8 – PLATE 8

Korozja skorupowa – pseudojądra: 74e: 3, 5

Crusty corrosion – pseudocores: 74e: 3, 5

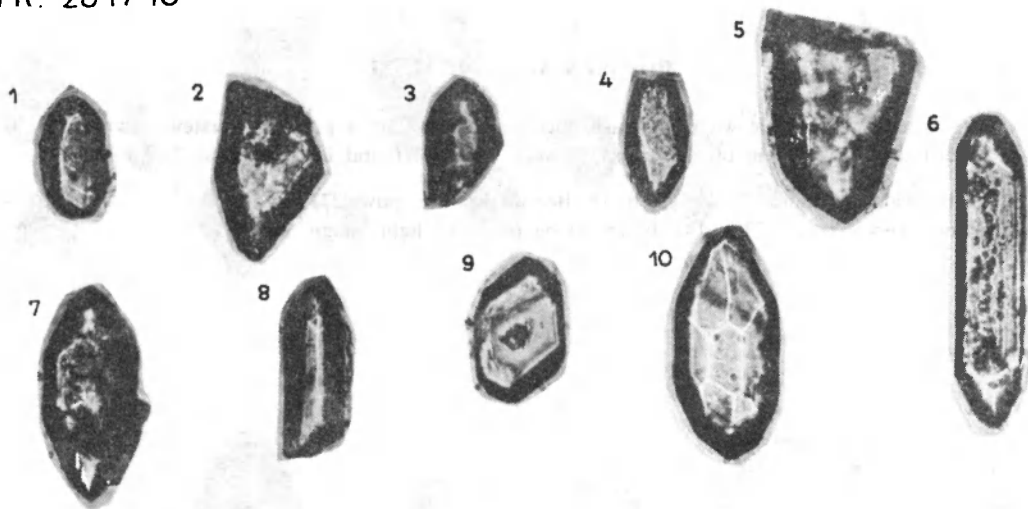
Inkluzje pyłowe w cyrkonie III grupy: 281/10: 6

Dusty inclusions in zircon of the third group: 281/10: 6

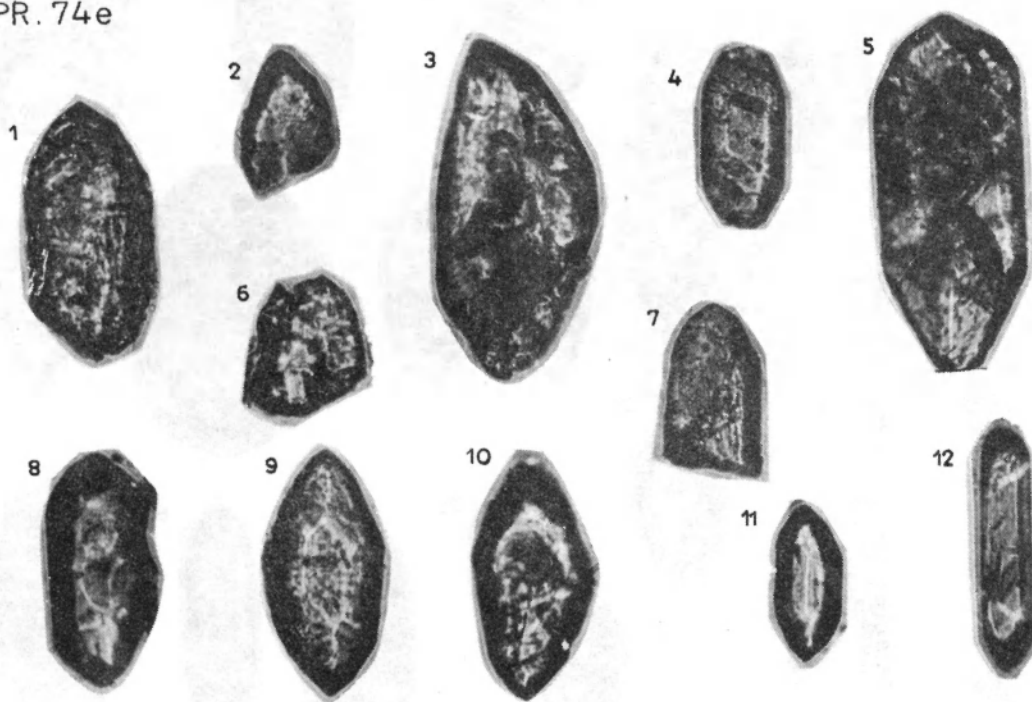
Jąderko: 281/10: 9. Bez analizatora, pow. 273 ×

Small core: 281/10: 9. Plane polarized light, magn. 273 ×

PR. 281/10



PR. 74e

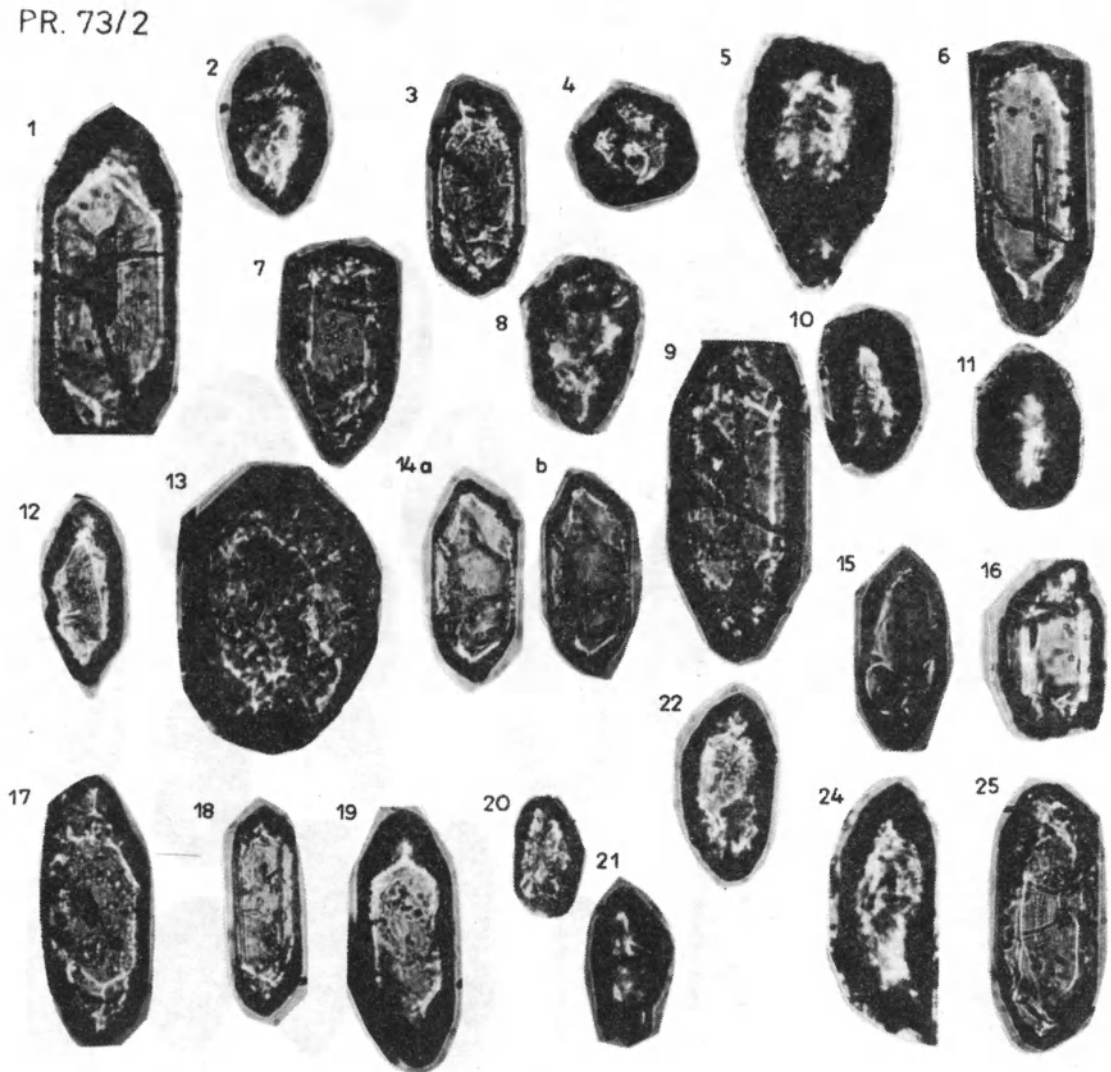


Krystyna KLIMAS-AUGUST – Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Iżera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles

PLANSZA XI – PLATE XI

Wyraźne zróżnicowanie wielkości ziarn między łupkiem 73/1 a gnejsem warstwowym 73/2
A distinct differentiation of size grains between schist 73/1 and layered gneiss 73/2

Słabo widoczne jądra: 73/2: 14a, b, 15. Bez analizatora, pow. 273 ×
Poorly visible cores: 73/2: 14a, b, 15. Plane polarized light, magn. 273 ×



Krystyna KLIMAS-AUGUST – Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
 Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Izera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles

PLANSZA XII – PLATE XII

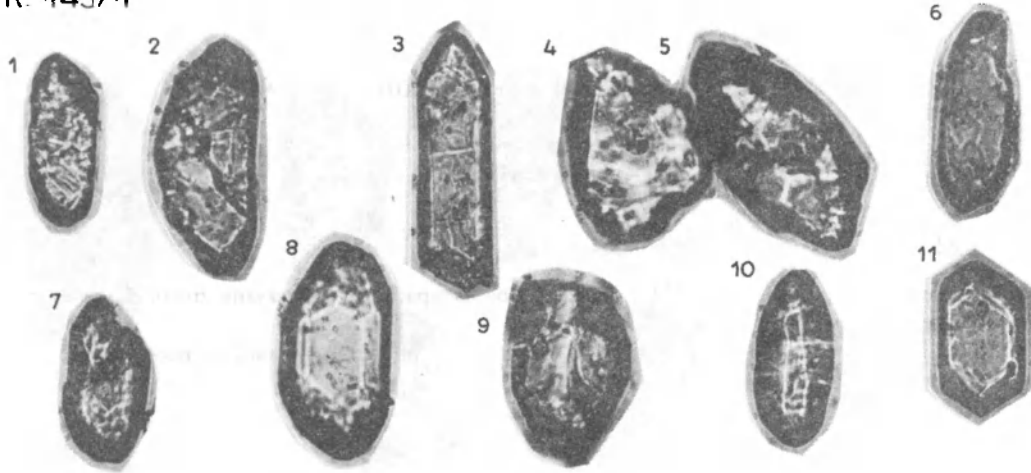
Starszy fragment cyrkonu nadbudowany młodszym: pr. 143/3: 15

Older zircon overgrown by a younger one: sample 143/3: 15

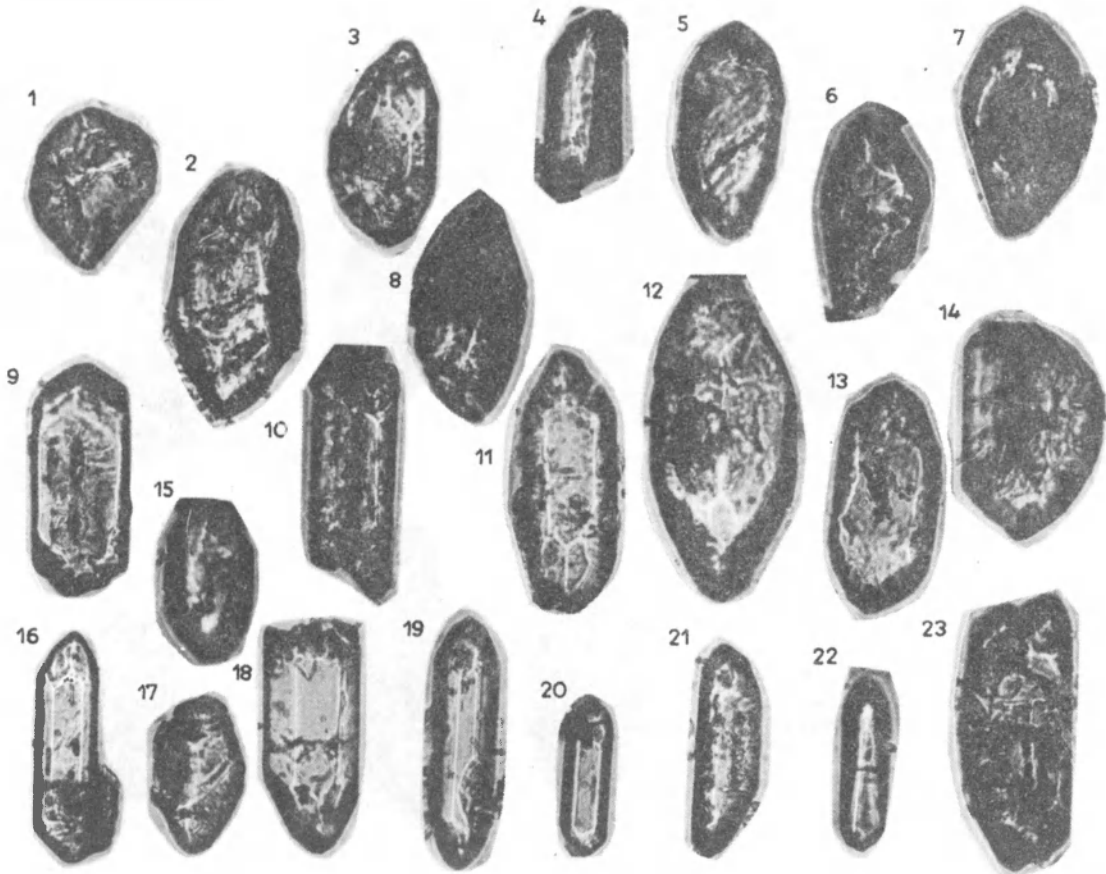
Różny stopień korozji: pr. 143/1: 8, 2, 4. Bez analizatora, pow. 273 ×

Different degree of corrosion: sample 143/1: 8, 2, 4. Plane polarized light, magn. 273 ×

PR. 143/1



PR. 143/3



Krystyna KLIMAS-AUGUST – Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
 Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Iżera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles

PLANSZA XIII – PLATE XIII

Pseudojądra: pr. 224/1: 1, 3, 5 – korozja skorupowa
Pseudocores: sample 224/1: 1, 3, 5 – crusty corrosion

Subhedralny cyrkon III grupy: 224/1: 12
Subhedral zircon of the third group: 224/1: 12

Równoległy zrost: 224/1: 6, 7; 224/2: 7, 8. W obu przypadkach płaszczyzny zrostu są słabo widoczne. Bez analizatora, pow. 273 ×
Parallel intergrowths: 224/1: 6, 7; 224/2: 7, 8. In both cases intergrowth planes are poorly visible. Plane polarized light, magn. 273 ×

PR. 224/1



PR. 224/2



Krystyna KLIMAS-AUGUST – Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
 Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Iżera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles

PLANSZA XIV – PLATE XIV

Formy zaokrąglone: 1, 2, 4, 13

Rounded forms: 1, 2, 4, 13

Formy półzaokrąglone: 11, 20

Semirounded forms: 11, 20

Formy z kątami wygaszania: 4, 22

Grains showing the extinction angles: 4, 22

Kryształy subhedralne: 31. Bez analizatora, pow. 273 ×

Subhedral crystals: 31. Plane polarized light, magn. 273 ×

PR. 225



Krystyna KLIMAS-AUGUST – Geneza gnejsów i granitów wschodniej części metamorfiku izerskiego w świetle badań cyrkonu w wybranych profilach geologicznych
 Genesis of gneisses and granites from the eastern part of the Izera metamorphic complex in the light of study on zircon from selected geological profiles