

Teresa OBERC-DZIEDZIC

Wpływ granitu karkonoskiego na gnejsy izerskie

Stwierdzono, że najdalej od kontaktu z granitem zaznacza się zmiana pleochroizmu biotyту, nieco bliżej rekrystalizacja kwarcu. Zasięg rekrystalizacji skaleni nie przekracza strefy występowania nowo powstałych mineralów, z których największy zasięg ma andaluzyt i kordieryt, nieco mniejszy sillimanit, a najmniejszy korund i hercynit. Ustalono, że w strefie bezpośredniego kontaktu osiągnięta została facja piroksenowo-hornfelsowa, a nieco dalej hornblendowo-hornfelsowa.

Krystalinik izerski graniczy od wschodu i południa z intruzywnym granitem karkonoskim. Wpływ tego granitu na izerskie łupki łuszczkowe był znany od dawna (G. Berg, 1923) i doczekał się szczegółowego opracowania przez M. Borkowską (1966), która stwierdziła, że warunki P,T, w których odbywała się metamorfoza termiczna skał osłony nie przekroczyły facji amfibolitowej. Mniej zajmowano się wpływem granitu karkonoskiego na gnejsy, które makroskopowo nie wykazują pozornie żadnych zmian, a objawy rekrystalizacji w nich są zdaniem W. Smulikowskiego (1972) w ogóle trudne do zidentyfikowania.

Dokładniejsze wzmianki na temat wpływu granitu karkonoskiego na gnejsy znajdują się w pracy G. Berga (1923). Wpływ ten polega na zacieraniu powierzchni foliacji i tekstury oczkowej, a także krystalizacji kordierytu i bardziej od niego rozprzestrzenionego andaluzytu. M. Borkowska (1966) stwierdza, że podwyższona temperatura spowodowała lokalne powstanie mobilnej fazy ciekłej, która wykryła w postaci gruboziarnistych frakcji leukokratycznych, wzbogaconych w skałki potasowy. K. Domečka (1970) uważa, że wpływ granitu karkonoskiego na granitoidy izerskie w czeskiej części krystaliniku zaznacza się na odległość około 1,4 km od kontaktu. Zmiany mineralne, zdaniem tego autora, polegają na powstaniu podeformacyjnego andaluzytu (i sillimanitu), biotyту, muskowitu i silnej silifikacji, której strefy przebiegają miejscami skośnie do foliacji.

Według badań autorki wpływ granitu karkonoskiego na gnejsy izerskie polega na zmianie struktury gnejsu, zmianie własności optycznych niektórych minera-

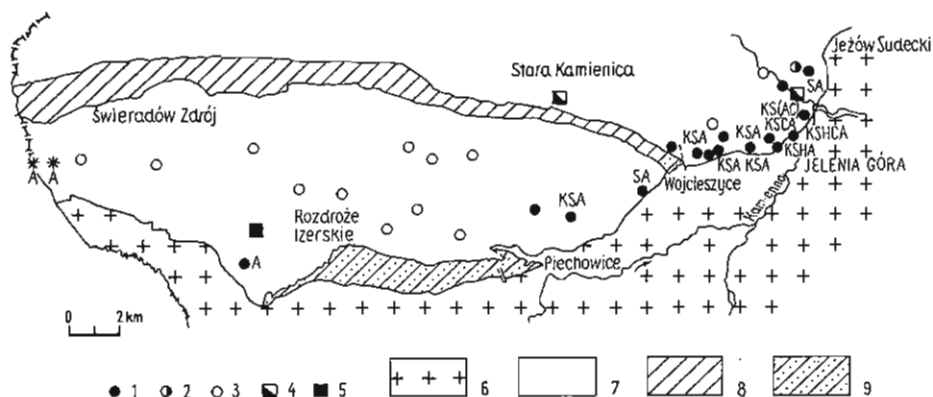


Fig. 1. Wpływ granitu karkonoskiego na gnejsy iżerskie
Influence of the Karkonosze granite on the Iżera gneisses

1 – zmiana pleochroizmu biotyту, rekrytalizacja skaleni, rekrytalizacja kwarcu; 2 – zmiana pleochroizmu biotyту, rekrytalizacja kwarcu; 3 – zmiana pleochroizmu biotyту; 4 – rekrytalizacja kwarcu i skaleni; 5 – rekrytalizacja kwarcu; 6 – granit karkonoski; 7 – gnejsy i granity iżerskie; 8 – łupki lyszczykowe; 9 – łupki lyszczykowe przeobrażone w hornfelsy; K – kordieryt, S – sillimanit, A – andaluzyt, H – hercynit, C – korund. Asocjacja w nawiasie z gwiazdką została stwierdzona przez M. Kozłowską-Koch (1965). Gwiazdka przed literą: minerał stwierdzony przez J. Żabę (1980). Asocjacje odnoszą się do tych samych odsłoneń co znaczki, przy których stoją

1 – change in pleochroism of biotites, and recrystallization of feldspars and quartz; 2 – change in pleochroism of biotite, and recrystallization of quartz; 3 – change in pleochroism of biotite; 4 – recrystallization of quartz and feldspars; 5 – recrystallization of quartz; 6 – Karkonosze granite; 7 – Iżera gneisses and granites; 8 – micaceous schists; 9 – micaceous schists altered into hornfelses; K – cordierite, S – sillimanite, A – andalusite, H – hercynite, C – corundum. Associations in brackets with asterisk have been found by M. Kozłowska-Koch (1965); a letter preceded by asterisk – mineral found by J. Żaba (1980). Associations refer to the same outcrops as the accompanying symbols

łów oraz na powstaniu nowych minerałów. Zasięg zmian wywołanych przez granit karkonoski przedstawia fig. 1.

Zmiany struktury gnejsów polegają na powiększeniu się rozmiarów ziarn w laminach kwarcowych i skaleniowych (tabl. I, fig. 2, 3). Ziarna kwarcu w gnejsach zmienionych kontaktowo osiągają 1,5 mm średnicy i są trzykrotnie, a nawet pięciokrotnie większe od ziarn tego minerału w gnejsach nie zmienionych kontaktowo. Ziarna te są wyraźnie zindywidualizowane w obrębie domen kwarcowych. Pod mikroskopem ziarna kwarcu nie wykazują objawów deformacji.

Pierwotny kształt ziarn kwarcu w gnejsach i granitognejsach był izometryczny, niezależnie od kształtu domeny. Kształt domen kwarcowych nie uległ zmianie pod wpływem podgrzania, zmienił się natomiast kształt ziarn w ich obrębie. Ziarna kwarcu w domenach w kształcie lamin są spłaszczone i silnie wydłużone, a ich ułożenie przypomina układ cegieł w murze. W domenach w kształcie soczewek ziarna kwarcu są izometryczne lub mają nieregularne formy. Istnieje zatem zależność między formą domen kwarcowych a kształtem zrekrystalizowanych ziarn kwarcu.

Gnejsy zmienione kontaktowo wykazują, podobnie jak gnejsy nie zmienione kontaktowo, uporządkowaną orientację osi optycznych kwarcu i podobne wzory orientacji. Dowodzi to, że podgrzanie i związana z nim rekrytalizacja, w wyniku której 80% ziarn zostało wyeliminowanych, nie powodują zmiany orientacji osi optycznych kwarcu, ani zacierania uprzywilejowanej orientacji. Można nawet stwierdzić nieco wyższy stopień uporządkowania osi optycznych kwarcu w gnejsach zmienionych kontaktowo, z czego można wnioskować, że przy rekrytalizacji w pierwszym rzędzie zostają wyeliminowane ziarna przypadkowo zorientowane.

Wyraźna rekrytalizacja zaznacza się również w obrębie lamin skaleniowych. Ziarna plagioklastu zwiększyły swoje rozmiary w stopniu może jeszcze większym niż kwarc. W gnejsach położonych bezpośrednio przy kontakcie uzyskały one pasową budowę (tabl. I, fig. 4). Rekrytalizacja objęła także drobne ziarna skalenia potasowego otulające oczka mikroklinu. W zrekrystalizowanych ziarnach skalenia potasowego, zarówno małych jak i w oczkach, uległa zatarciu kratkowa budowa, a pojawiły się małe „okienka” zbudowane z pasowego plagioklastu (tabl. II, fig. 5). Pomiędzy ziarnami skalenia potasowego pojawiły się cienkie obwódki albitu i kwarcu. Podobne struktury uzyskano przy eksperymentalnym topieniu skał (K. R. Mehnert i in., 1973; W. Büsch i in., 1974). Jest bardzo prawdopodobne, że także w przypadku zmetamorfizowanych kontaktowo gnejsów izerskich wspomniane obwódki powstały w procesie topienia.

Nie jest wykluczone, że z rekrytalizacją wywołaną wpływem granitu karkonoskiego należy wiązać powstanie plagioklastów z kropelkowymi wrostkami kwarcu. Plagioklasty takie znane są jednak także i z innych wystąpień gnejsów izerskich, w których nie notowano wpływu granitu karkonoskiego. Są one opisywane w migmatytach (S. Matthes i in., 1972; R. Kryza, 1981).

W gnejsach położonych bezpośrednio w strefie kontaktu, ale także w odległości kilkuset metrów od niego, obserwuje się zmianę barwy pleochroicznej biotyty z brunatnej na czerwono-brązową. Równocześnie w skupieniach biotyty pojawiają się grudki magnetytu, znikają natomiast ilmenit i leukoksen, a także epidot. Taka zmiana pleochroizmu jest związana ze zwiększeniem zawartości tytanu w biotycie (R. Gorbatschew, 1972; M. Borkowska, K. Smulikowski, 1973). Tłumaczy to równocześnie zanik minerałów zawierających tytan w otoczeniu biotyty. Czerwono-brązowe barwy pleochroiczne biotyty stwierdzić można także w odległości kilku kilometrów od wychodni granitu karkonoskiego (fig. 1). Nie jest pewne czy w każdym przypadku wystąpienie tych barw ma związek z termicznym wpływem granitu karkonoskiego. Gdyby jednak taki związek zachodził, oznaczałoby to, że strop granitu karkonoskiego na znacznych przestrzeniach położony jest płytko pod gnejsami izerskimi.

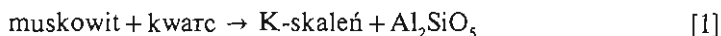
Zmiana pleochroizmu biotyty z brunatnego na czerwono-brązowy jest najlepiej widoczna w obrębie monomineralnych skupień biotyty otoczonych kwarcem. Jeśli biotytowi towarzyszy muskowitz i domeny łuszczycowe graniczą z domenami skaleniowymi, barwy pleochroiczne biotyty stają się zielone. Pojawienie się zielonych barw pleochroicznych wiąże się z powstaniem nowych minerałów metamorficznych. Wydaje się, że w pierwszym etapie, gdy wzrost temperatury nie był duży, cały biotyt uzyskał czerwone barwy pleochroiczne, a dopiero później, gdy temperatura stała się wysoka, nastąpiła kolejna zmiana barw z czerwonych na zielonawe. O takiej kolejności przemian świadczą łuseczki czerwonego biotyty zachowane wśród zielonego.

Pod wpływem termicznego oddziaływania magmy granitowej powstały w gnejsach nowe minerały. Wyróżnić można 4 asocjacje w zależności od odległości od kontaktu. W najbliższym sąsiedztwie granitu, w odległości nie przekraczającej kilku czy kilkunastu metrów, powstała asocjacja: kordieryt + sillimanit + hercynit + korund + andaluzyt. Większy, kilkunastometrowy zasięg ma asocjacja kordieryt + sillimanit + andaluzyt. Występowanie tej asocjacji nawet w odległości 1,5 km od wychodni granitu prawdopodobnie jest spowodowane płytkim zaleganiem stropu granitu. Jeszcze dalej od kontaktu występuje asocjacja kordieryt + andaluzyt, najdalej sam andaluzyt. Wydaje się, że nowe minerały metamorficzne w gnejsach izerskich nie tworzą się w odległości większej niż 1 km od kontaktu z granitem karkonoskim.

Hercynit tworzy zwarte skupienia drobnych ziarenek o czworokątnych zarysach, barwy ciemnozielonej (tabl. IV, fig. 11), otoczone nielicznymi łuseczkami biotyty o czerwonych lub zielonych barwach pleochroicznych. Hercynit powstał kosztem biotyty.

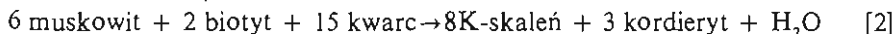
Skupieniom hercynitu towarzyszą z reguły dużo większe ziarna korundu o skomplikowanych kształtach (tabl. III, fig. 10).

Sillimanit, zawsze w formie fibrolitu, występuje w obrębie lamin plagioklazowych i biotyty. W laminach plagioklazowych tworzy motelkowe skupienia otoczone nielicznymi łuskami zielonawego biotyty (tabl. II, fig. 6). Dość często taka małeńka wiązka fibrolitu tkwi w obrębie blaszki młodszego muskowitu. Lamin plagioklazowe w gnejsach zawierających fibrolit są silnie zubożone w jasny łuszczek, w porównaniu z laminami gnejsów nie zmienionymi kontaktowo. Pojawia się w nich także skałen potasowy. Jest prawdopodobne, że sillimanit powstał tu w wyniku reakcji:



Pojawienie się fibrolitu w obrębie laminy biotytywnej wiąże się zawsze ze zmianą barwy pleochroicznej biotyty z czerwonej na zieloną. Przy brzegach blaszki pojawiają się igły fibrolitu, które wrastają w plagioklasy. Fibrolit jest czasem zwinięty w kłębki (tabl. II, fig. 7), częściej jednak grupuje się w grube i proste wiązki (tabl. III, fig. 8).

Kordieryt tworzy czasem ziarna automorficzne, przeważnie jednak agregaty ziarn ksenomorficznych. Szczególnie dobrze wykształcone osobniki kordierytu są izolowane wśród ziarn kwarcu i skałeni. Kordieryt jest silnie spinityzowany. Towarzyszy mu, podobnie jak sillimanitowi, zielony łuszczek. Powstanie kordierytu można zapisać według reakcji podanej przez H.G.F. Winklera (1979):



Hercynit, korund, sillimanit i kordieryt tworzyły się kosztem łuszczków, Rozpad łuszczków nie został doprowadzony do końca. Nawet w obrębie jednego preparatu mikroskopowego obserwuje się różne stadia rozpadu. Tempo rozpadu łuszczków i utworzenie się nowych minerałów metamorficznych zależy zatem nie tylko od temperatury ale także od lokalnych warunków chemicznych.

Prawie we wszystkich preparatach mikroskopowych, wykonanych ze zmienionych kontaktowo gnejsów, występuje andaluzyt. Niekiedy tworzy automorficzne ziarna dochodzące do 4 mm długości, o plamistych, różowych barwach pleochroicznych. W gnejsach z Bobrowych Skał widoczne są pod mikroskopem całe warstewki andaluzytu (tabl. IV, fig. 13). Najczęściej jednak minerał ten występuje w postaci niekształtnych ziarn w obrębie lamin łuszczkowych. Andaluzyt jest młodszy od hercynitu, korundu i sillimanitu, które tworzą w nim wrostki (tabl. IV, fig. 11, 12). Współwystępowanie sillimanitu i andaluzytu nie oznacza, że został osiągnięty stan równowagi między dwoma odmianami polimorficznymi krzemianu glinu, a raczej świadczy, że sillimanit stanowi metastabilny relikwyt względem andaluzytu. Andaluzyt podobnie jak sillimanit, korund i hercynit tworzył się na koszt łuszczków.

Tworzenie się minerałów kontaktowych przebiegało w dwóch etapach połączonych z rozpadem łuszczków. Etapy te widoczne są tylko w bliskim otoczeniu granitów. W pierwszym etapie powstała asocjacja sillimanit + kordieryt + hercynit + korund w strefie bliższej kontaktu i asocjacja sillimanit + kordieryt w strefie bardziej oddalanej. W etapie drugim tworzył się andaluzyt i prawdopodobnie w dalszym ciągu kordieryt. Powstanie andaluzytu wiązać się może ze spadkiem tem-

peratury spowodowanym stygnięciem intruzji. W strefach położonych dalej od kontaktu, a więc chłodniejszych, etap drugi nie zaznaczył się, gdyż tu od początku tworzył się andaluzyt a nie sillimanit.

Najmłodszym nowo powstałym minerałem jest nowa generacja muskowitu, w którym zarówno sillimanit, jak i andaluzyt tworzą wrostki. W nielicznych przypadkach można obserwować sillimanit tkwiący w andaluzycie, który z kolei stanowi wrostek w muskowicie.

Przejawy metamorfizmu kontaktowego, powstałe w gnejsach izerskich pod wpływem granitu karkonoskiego, zostały przedstawione w postaci symboli na fig. 1. Jeden symbol odpowiada tu jednemu odślonięciu, z którego wykonano od jednego do kilku preparatów. Wykonanie większej ilości preparatów z jednego odślonięcia dałoby zapewne pełniejszy obraz zmian, gdyż występowanie takich minerałów, jak andaluzyt i kordieryt zależy nie tylko od temperatury i ciśnienia lecz także od lokalnego chemizmu skały.

Najbardziej wrażliwy na zmiany temperatury jest biotyt. Zmiana barw pleochroicznych tego minerału na czerwono-brązowe jest pierwszym sygnałem przeobrażeń kontaktowych. Nieco mniejszy zasięg ma rekrystalizacja kwarcu, a jeszcze mniejszy skaleni. Wśród nowo powstałych minerałów największe rozprzestrzenienie ma andaluzyt, nieco mniejsze kordieryt, a najmniejsze sillimanit. Występowanie korundu, a szczególnie hercynitu ograniczone jest do najbliższego sąsiedztwa granitu karkonoskiego. Tam też najwcześniej dochodziło do rozpadu biotyту i muskowitu.

W strefie bezpośredniego kontaktu doszło do lokalnej mobilizacji stopu o składzie granitu. W niektórych punktach występują w gnejsach szliry leukokratyczne. Makroskopowo, a zapewne także i mikroskopowo nie można jednak ocenić czy szliry te są związane z granitem karkonoskim, czy ze starszymi przeobrażeniami. Spowodowane jest to znacznym podobieństwem mineralnym i strukturalnym drobnoziarnistych granitów izerskich i karkonoskich, a ewentualnie odrębności zatarte są przez silne zwiertzenie skał. Tam jednak, gdzie z gnejsami kontaktuje porfirowaty granit karkonoski, dochodzi do powstania agmatytu, w którym kilkudziesięciocentymetrowe bloki gnejsu rozdzielone są przez granit. Podobne brekcje obserwował J. Żaba (1979) na kontakcie granitu z łupkami w okolicach Szklarskiej Poręby.

Powszechne występowanie paragenezy kordieryt + andaluzyt w gnejsach bardziej oddalonych od kontaktu i kordieryt + sillimanit w gnejsach położonych bliżej kontaktu świadczy o osiągnięciu przez gnejsy facji hornblendowo-hornfelsowej (F.J. Turner). Parageneza kordieryt + sillimanit + hercynit + korund, występująca w najbliższym otoczeniu granitu, wskazuje, że lokalnie metamorfizm osiągnął jeszcze wyższy stopień. Podobna parageneza, różniąca się obecnością andaluzytu zamiast sillimanitu, znana jest z aureoli Comrie w Szkocji (F.J. Turner, 1981). Uważana jest ona za wskaźnik facji piroksenowo-hornfelsowej.

Przedstawione wyżej paragenezy, nieznaczne objawy topnienia gnejsów, a także fakt, że minerały takie, jak kordieryt, sillimanit, korund czy hercynit utworzyły się w skałach pierwotnie bogatych w skałen potasowy, świadczy o osiągnięciu przez gnejsy znacznej temperatury. Reakcja 1 odpowiada krzywej nr 13 z fig. 15-3 zamieszczonej w podręczniku H.G.F. Winklera (1979), dla której przyjmuje on temperaturę 650–665°C i ciśnienie około 3 kb (2,5 kb w przypadku metamorfizmu kontaktowego). Odpowiada to głębokości 8–10 km.

Paragenezy kordieryt + andaluzyt i kordieryt + sillimanit (andaluzyt) + hercynit + korund, występujące w gnejsach zmienionych kontaktowo, różnią się od asocjacji kordieryt + sillimanit + granat, stwierdzonej w różnych odmianach gra-

nitów izerskich (T. Oberc-Dziedzic, praca w przygotowaniu). Andaluzyt, korund i hercynit nie zostały zauważone przez autorkę poza zasięgiem oddziaływania granitu karkonoskiego. Andaluzyt i korund opisane przez M. Kozłowską-Koch (1965) z gnejsów i granitów izerskich z przełomu Bobru należy zatem uznać za dowód wpływu granitu karkonoskiego a nie za relikty hornfelsów powstałych na kontakcie z granitami izerskimi, jak sądziła cytowana autorka. Sillimanit i kordieryt natomiast pojawiają się w historii skał izerskich dwukrotnie: raz w towarzystwie granatu na etapie formowania się granitów izerskich (rumburskich), drugi raz pod wpływem termicznego oddziaływania granitu karkonoskiego w towarzystwie andalazytu, a w strefie położonej blisko kontaktu także korundu i hercynitu.

Z danych J.C. Jaegera (1957, tabl. 1) wynika, że temperatura na kontakcie równa się około 60% temperatury intrudującej magmy, przy założeniu, że temperatura skał otaczających wynosi 0°. Do tego należy dodać wartość temperatury wynikającej z istnienia nadkładu (H.G.F. Winkler, 1979). Temperatura magmy karkonoskiej wynosiła około 700°. W takiej temperaturze krystalizowały duże skalenie potasowe (M. Borkowska, 1966), które w chwili intruzji musiały już istnieć, jeśli układają się w sposób uporządkowany i wyznaczają kierunek płynięcia magmy (M. Mierzejewski, 1973). Przyjmując dla intruzji karkonoskiej głębokość 8 km i przyrost temperatury 30°/km otrzymamy temperaturę na kontakcie wynoszącą 660°, bardzo dokładnie zgadzającą się z temperaturą reakcji 1.

Według H.G.F. Winklera (1979) pojawienie się paragenezy andalazytu + kordierytu odpowiada temperaturze 520°C przy ciśnieniu 2 kb. Parageneza taka występuje na przykład w gnejsach Bobrowych Skał koło Piastowa (610 m n.p.m.), odległych o około 1,5 km na północ od wschodni granitu karkonoskiego (460 m n.p.m.). Opierając się na wykresie zamieszczonym w pracy J.C. Jaegera (1959, fig. 1, krzywa 2) dokonałam prowizorycznych obliczeń kąta upadu stropu intruzji. Stosunek T_m/T_c wynosi około 0,8 przy przyjęciu, że T_m (temperatura skał w odległości y od kontaktu) równa się 520°, a T_c (temperatura skał na kontakcie) równa się 660°. Wartość ta odpowiada stosunkowi X/D (D – grubość intruzji) równemu 0,1. Przyjmując, że grubość intruzji wynosiła około 5 km (Schwinnler, 1928, *vide* J. Oberc, 1965) odległość X w tym przypadku wynosi około 500 m. Pod Bobrowymi Skałami granit występuje na głębokości około 110 m n.p.m., a więc 350 m niżej niż na wybranym punkcie wschodni. Kąt nachylenia stropu granitu wynosi na wybranym odcinku około 12°. Te, obarczone wieloma niepewnościami i przez to niedokładne, obliczenia wskazują na fakt, że stosunkowo szeroka strefa zmian w gnejsach wiąże się z płytkim zaleganiem granitu karkonoskiego pod nim. Takie właśnie zaleganie granitu przedstawił J. Oberc (1965). Według niego z obecnością granitu karkonoskiego pod gnejsami wiąże się okruszczowanie skał w okolicach Radoniowa na wschód od Gryfowa. Strop granitu ma zapewne lokalne wyniesienia, na co wskazują objawy rekrystalizacji kwarcu i skalenia w okolicy Starej Kamienicy (6 km od kontaktu), a także waryscyjski wiek czerwono-brunatnego biotyту w granicy z Chmielenia (M. Borkowska i in., 1980). Z obecnością lokalnych kopuł granitu karkonoskiego pod gnejsami izerskimi wiązał J. Kotowski (1972) wystąpienia żyłowego kwarcu hydrotermalnego. Jedną z tych kopuł znaczy w okolicach Chmielenia.

*

Autorka dziękuje prof. dr. Józefowi Obercowi i dr. Ryszardowi Kryzie za krytyczne przeczytanie tekstu i dyskusję.

PIŚMIENNICTWO

- BERG (1923) – Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine. Abh. Preuss. Geol. L. – A., N.F. 94.
- BORKOWSKA M. (1966) – Petrografia granitu Karkonoszy. Geol. Sudetica, 2, p. 7–120.
- BORKOWSKA M., SMULIKOWSKI K. (1973) – Mineraly skalotwórcze. Wyd. Geol. Warszawa.
- BORKOWSKA M., HAMEURT J., VIDAL PH. (1980) – Origin and age of Iżera Gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. Acta Geol. Pol., 30, p. 121–146, nr 2.
- BÜSCH W., SCHNEIDER G., MEHNERT K.R. (1974) – Initial melting at grain boundaries. Part II: Melting in rocks of granodioritic, quartzdioritic and tonalitic composition. N. Jb. Mineral., Mh., p. 345–370.
- DOMEČKA K. (1970) – Predvariské granitoidy Západních Sudet. Sbor. Geol. věd, G. 18, p. 161–191.
- GORBATSCHEW R. (1972) – Coexisting varicolored biotites in migmatic rocks and some aspects of element distribution. N. Jb. Miner. Abh., 118, p. 1–22.
- JAEGER J.C. (1957) – The temperature in the neighbourhood of cooling intrusive sheet. Am. J. Sci., 255, p. 306–318, nr 4.
- JAEGER J.C. (1959) – Temperatures outside a cooling intrusive sheet. Am. J. Sci., 257, p. 44–54.
- KOTOWSKI J. (1972) – Stanowisko tektoniczne i geneza skał kwarcowych południowej części Pogórza Iżerskiego. Pr. Nauk. Inst. Geotech. P. Wrocław, 8, Mon. 2.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. (1965) – Granitognejsy Pogórza Iżerskiego. Arch. Miner., 25, p. 123–259, z. 1/2.
- KRYZA R. (1981) – Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich. Geol. Sudetica, 16, p. 7–100, nr 1.
- MATTHES S., OKRUSH M., RICHTER P. (1972) – Zur Migmatic Bildung im Odenwald. N. Jb. Miner. Abh., 116, p. 225–267, nr 3.
- MEHNERT K.R., BÜSCH W., SCHNEIDER G. (1973) – Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. N. Jb. Miner. Mh., p. 165–183.
- MIERZEJEWSKI M. (1973) – Rozwój i następstwo niektórych struktur w plutonie Karkonoszy. W: Materiały do Konf. Teren. „Kryteria strukturalne w określeniu rozwoju granitoidów bloku karkonosko-izerskiego”. Inst. Geol. Univ. Wrocław, p. 7–17.
- OBERC J. (1965) – Stanowisko tektoniczne granitu Karkonoszy. Biul. Inst. Geol., 191, p. 69–109.
- SMULIKOWSKI W. (1972) – Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. Geol. Sudetica, 6, p. 97–188.
- TURNER F.J. (1981) – Metamorphic Petrology. Mc Graw Hill Comp., New York–St. Louis–San Francisco.
- WINKLER H.G.F. (1979) – Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag New York–Heidelberg–Berlin.
- ŻABA J. (1979) – Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie). Geol. Sudetica, 14, p. 45–76, nr 2.

Тереса ОБЕРЦ-ДЗЕДЗИЦ

ВЛИЯНИЕ КАРКОНОШСКОГО ГРАНИТА НА ИЗЕРСКИЕ ГНЕЙСЫ

Резюме

Варисский интрузивный карконошский гранит на севере контактирует с протерозойскими слюдястыми сланцами и изерскими гнейсами. Влияние карконошского гранита на изерские гнейсы проявляется в изменении структуры гнейса, изменении свойств некоторых минералов и в образовании новых минералов. Структурные изменения состоят в 3—5 кратном увеличении размеров зерен кварца и полевых шпатов при сохранении упорядоченной ориентировки оптических осей кварца. Перекристаллизованные зерна имеют прямые грани и форму четырехугольника или шестиугольника (табл. I, фиг. 2—4; табл. II, фиг. 5) и полосчатое строение, а в калиевом полевоом шлате исчезает двойниковая клетка. Плеохроизм биотита меняется с коричневой на красную и зеленую.

Новыми минералами, образовавшимися главным образом путем распада слюд, являются: силлиманит, кордирит, андалузит, герцинит и корунд (табл. II, фиг. 6, 7; табл. III, IV). Парагенезис кордирит + силлиманит + герцинит + корунд, имеющий место в зоне непосредственного контакта с гранитом, свидетельствует о том, что породы покрова локально достигли горнфельсово-пироксеновой фации. В зоне несколько удаленной от контакта имеет место парагенезис силлиманит + кордирит, а еще дальше — кордирит + андалузит. Эти парагенезисы свидетельствуют о горнблендово-горнфельсовых фациальных условиях.

Масштаб изменений показан на фиг. 1. Дальше всего от контакта наблюдается изменение плеохроизма биотита с коричневой на красную. Она наблюдается даже там, где нет иных доказательств термического воздействия гранитов. Перекристаллизация кварца происходила в меньшем масштабе, а в еще меньшем — перекристаллизация полевых шпатов. Из всех новообразованных минералов шире всего распространен андалузит, немного меньше — кордирит и менее всех — силлиманит. Корунд и герцинит залегает в непосредственной близости от гранита, где локально происходило плавление гнейсов. Сравнительно широкий масштаб изменений под воздействием гранита определяется его плоским залеганием под гнейсами. В районе Пеховице—Боброве Скалы угол падения кровли гранита на север составляет 12°. Смена плеохроизма биотита и проявления перекристаллизации кварца, отмеченные далеко от выходов гранита, могут свидетельствовать о локальных поднятиях его кровли.

Teresa OBERC-DZIEDZIC

INFLUENCE OF THE KARKONOSZE GRANITE ON IZERA GNEISSES

Summary

Intrusive Variscan Karkonosze granite contacts Proterozoic micaceous schists and Izera gneisses in the north. Its influence on the latter rocks is reflected by changes in structure of gneisses, properties of some minerals, and origin of new ones. The changes in structure are connected with three- to five-fold increase in size of quartz and feldspar grains, not affecting ordered orientation of optical axes of quartz. Recrystallized grains are characterized by straight boundaries, quadrilateral to hexagonal outline

(Table I, Figs. 2–4; Table II, Fig. 5), banded structure and, in the case of K-feldspars, disappearance of twinning chequerboard microcline. Pleochroic colours of biotite change from brown to red and green.

The newly formed minerals, mainly representing products of decay of micas, include sillimanite, cordierite, andalusite, hercynite, and corundum (Table II, Figs. 6, 7; Tables III and IV). The cordierite + sillimanite + hercynite + corundum paragenesis is found in zone of direct contact of granite, showing that cover rocks locally reached hornfels-pyroxene facies. In zone stretching somewhat further of the contact there is recorded the sillimanite + cordierite paragenesis, and still further – the cordierite + andalusite paragenesis, indicative of conditions of the hornblende-hornfels facies (as interpreted by F.J. Turner, 1981).

Figure 1 shows extent of the above changes. The change of pleochroic colours of biotite from brown to red is found the farthest from the contact, even in places where any other evidence for thermal effect of granite is missing. The extent of quartz recrystallization is somewhat smaller, and that of feldspar recrystallization – still smaller. Andalusite appears to be the most widely distributed of the newly formed minerals. The extent of cordierite is smaller than that of the above mineral, and that of sillimanite – the smallest. Distribution of corundum, especially hercynite, appears limited to the direct neighbourhood of granite, where melting of gneisses has locally taken place also. Extent of changes evoked by granite appears relatively wide which may be due to fact that it rests flat beneath gneisses. Top surface of granite dips northwards at the angle of about 12° in the Piechowice–Bobrowe Skaly hills section. Changes in pleochroism of biotite and traces of recrystallization of quartz are also found at large distances from outcrops of the granite, which may indicate existence of local culminations of its top.

TABLICA I

Fig. 2. Domena kwarcowa w gnejsie oczkowym, położonym poza zasięgiem wpływu termicznego granitu karkonoskiego. Barcinek. Nikole skrzyż.; pow. 28 ×

Quartz domain in eye gneiss situated beyond extent of thermal influence of the Karkonosze granite. Barcinek, nicols crossed; × 28

Fig. 3. Domena kwarcowa w gnejsie oczkowym megaskopowo bardzo podobnym do gnejsu z fig. 2, ale położonym blisko kontaktu z granitem karkonoskim. Domeny kwarcowe na fig. 2 i 3 mają zbliżony kształt i wielkość. Rozmiary ziarn kwarcu na fig. 3 są dużo większe niż na fig. 2, zmienia się też kształt ziarn i charakter granic między nimi. Jelenia Góra. Nikole skrzyż.; pow. 28 ×

Quartz domain in eye gneiss macroscopically very similar to that from Fig. 2 but situated in proximity of contact with the Karkonosze granite. Quartz domains shown in Figs. 2 and 3 are similar in shape and size. Quartz grains from Fig. 3 differ from those from Fig. 2 in markedly larger size, shape, and character of boundaries between them. Jelenia Góra, nicols crossed; × 28

Fig. 4. Rekrystalizacja plagioklazu w gnejsie oczkowym pod wpływem granitu karkonoskiego. Plagioklaz wykazuje pasową budowę, ma równe granice i kwadratowy zarys ziarna. Goduszyn. Nikole skrzyż.; pow. 105 ×

Recrystallization of plagioclase in eye gneiss under the influence of the Karkonosze granite. Plagioclase with banded structure, even boundaries, and quadrangular outline of grains. Goduszyn, nicols crossed; × 105

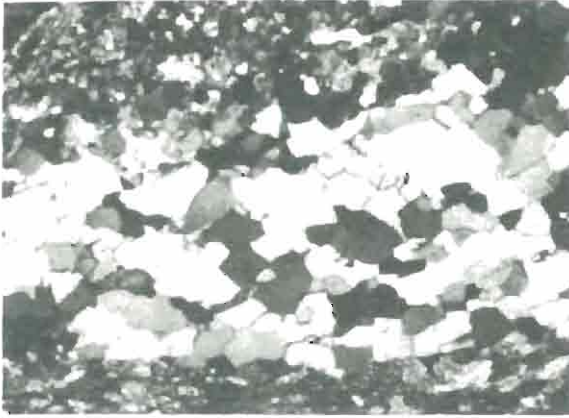


Fig. 2

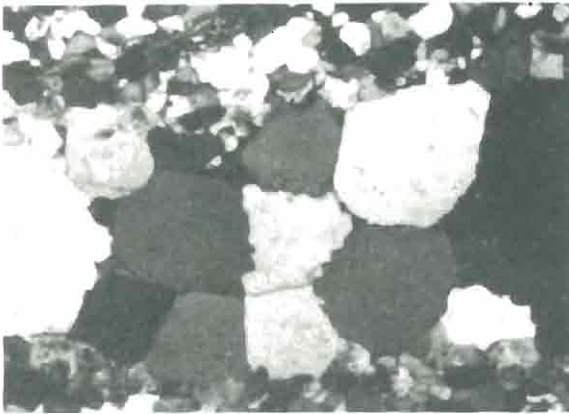


Fig. 3



Fig. 4

TABLICA II

Fig. 5. Rekrystalizacja skalenia potasowego w gnejsie oczkowym. Ziarna skalenia potasowego mają zarysy pięcio- i sześcioboków. Małe wrostki plagioklazu uzyskują budowę pasową. Nieco w lewo od środka między ziarnami skalenia potasowego widoczna jest żyłka albitu. Jelenia Góra. Nikole skrzyż.; pow. 100 ×

Recrystallization of K-feldspar in eye gneiss. K-feldspar grains display quinquelateral or hexagonal outline, and small plagioclase ingrowths — banded structure. Albite veinlet may be noted between K-feldspar grains just to the left of the center. Jelenia Góra, nicols crossed; × 100

Fig. 6. Sillimanit (fibrolit) w blaszkach muskowitu w obrębie domeny plagioklazowej w granitognejsie drobnoziarnistym. Góra Godzisz k. Goduszyna. Nikole skrzyż.; pow. 100 ×

Sillimanite (fibrolite) in muscovite plates occurring within plagioclase domain in fine-grained granitogneiss. Mt. Góra Godzisz near Goduszyn, nicols crossed; × 100

Fig. 7. Sillimanit (fibrolit) zwinięty w kłębek. Gnejs oczkowy. Goduszyn. Bez analizatora; pow. 55 ×

Ball of sillimanite (fibrolite) in eye gneiss. Goduszyn, no analyzer; × 55

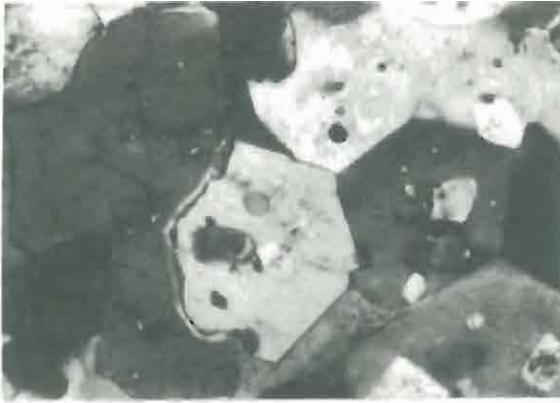


Fig. 5

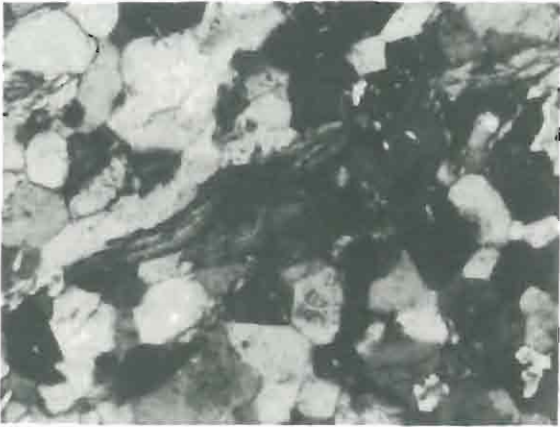


Fig. 6



Fig. 7

TABLICA III

- Fig. 8. Wiązka sillimanitu wrastająca w plagioklaz (prawa strona zdjęcia). Gnejs oczkowy. Goduszyn. Nikole skrzyż.; pow. 52 ×
A bundle of sillimanite growing into plagioclase (in the right). Eye gneiss. Goduszyn, nicols crossed; × 52
- Fig. 9. Pseudomorfozy pinitowe po kordierycie. Gnejs oczkowy. Wojcieszycze, Skałka Leśny Zbiór. Nikole skrzyż.; pow. 52 ×
Pinite pseudomorphoses after cordierite. Eye gneiss. Wojcieszycze, Skałka Leśny Zbiór hill, nicols crossed; × 52
- Fig. 10. Andaluzyt (a), korund (c) i hercynit (h). Jelenia Góra. Bez analizatora; pow. 52 ×
Andalusite (a), corundum (c), and hercynite (h). Jelenia Góra, no analyzer; × 52

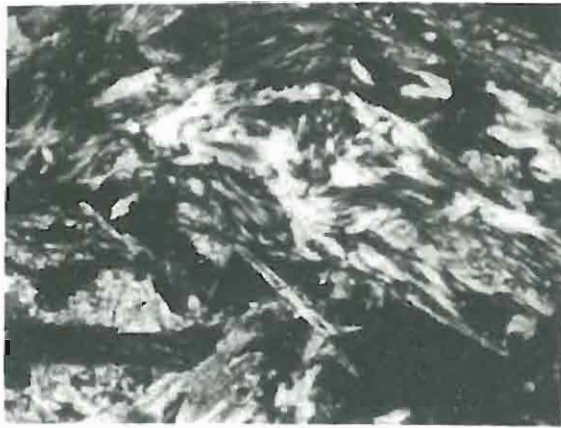


Fig. 8

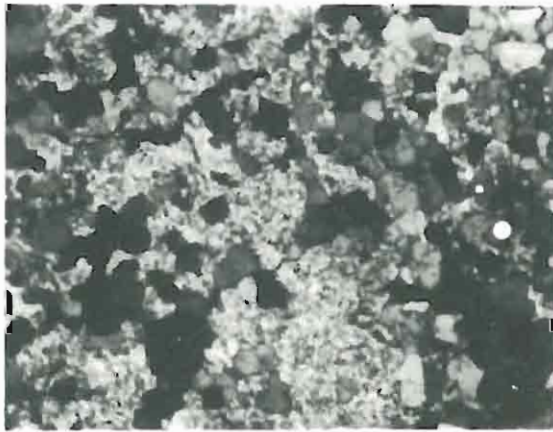


Fig. 9

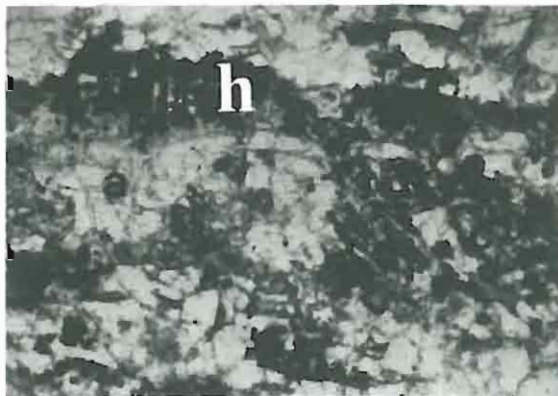


Fig. 10

TABLICA IV

Fig. 11. Hercynit naśladowujący przebieg laminy biotytowej. Między ziarnami hercynitu zachowane są łuseczki biotytu. Gnejs oczkowy. Jelenia Góra. Bez analizatora; pow. 52 ×

Hercynite following course of biotite lamina. Note biotite scales preserved among hercynite grains. Eye gneiss. Jelenia Góra, no analyser; × 52

Fig. 12. Wiązka sillimanitu (s) w andaluzycie (a) częściowo przeobrażonym w muskowit (m). Gnejs oczkowy. Jelenia Góra. Nikole skrzyż.; pow. 154 ×

A bundle of sillimanite (s) in andalusite (a) partly altered into muscovite (m). Eye gneiss. Jelenia Góra, nicols crossed; × 154

Fig. 13. Andaluzyt z wrostkami biotytu. Gnejs oczkowy. Piastów, Bobrowe Skąły. Nikole skrzyż.; pow. 56 ×

Andalusite with biotite ingrowths. Eye gneiss. Piastów, Bobrowe Skąły hills, nicols crossed; × 56



Fig. 11

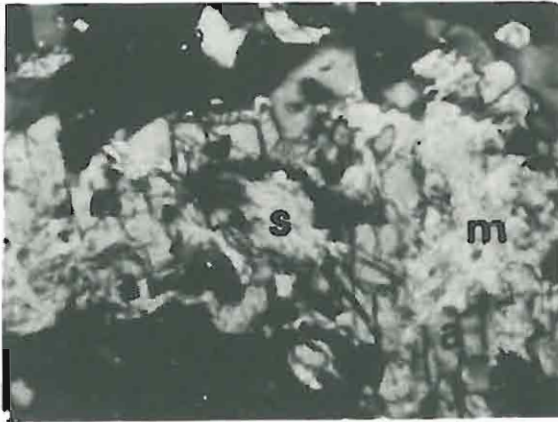


Fig. 12



Fig. 13

Teresa OBERC-DZIEDZIC – Wpływ granitu karkonoskiego na gnejsy izerskie