

GENEZA MINERAŁÓW Z LEUKOKRATYCZNEJ STREFY PRZEOBRAŻONEJ OKOLIC JORDANOWA (DOLNY ŚLĄSK)

UKD 549.905.3:552.16(439.26-12)

Unikalna parageneza mineralna występująca w leukokratycznej strefie przeobrażonej w okolicach Jordanowa koło Sobótki na Dolnym Śląsku, której okazy upiększają liczne muzea świata, zasługuje na szczególną uwagę. Znajomość warunków jej tworzenia się ma duże znaczenie nie tylko teoretyczne, ale również i praktyczne, chociażby ze względu na występowanie w niej tak cennego minerału, jakim jest nefryt.

Tworzenie się minerałów w leukokratycznej strefie przeobrażonej Jordanowa stanowiło przedmiot zainteresowania wielu autorów, zwłaszcza tych, którzy pracowali nad skałami zasadowymi i ultrazasadowymi, występującymi w okolicach Sobótki (8, 2, 7 i in.). Wśród minerałów tych wyróżnić można następujące szeregi:

I. Minerale szeregu głównego, powstałe w etapie pomagmowym, pegmatytowo-pneumatolitowo-hydrotermalnym, przy współudziale metasomatozy:

Diopsyd	Albit
Zoisyt	Prehnit
Diaspor	Pumpellyit
Hydrargilit	Desmin
Kwarc	Kalcyt
Grossular	Dolomit
Klinozoisyt	Opal (hialit)
Wezuwian	

II. Minerale powstałe w wyniku metamorfizmu regresywnego z produktów krystalizacji szeregu głównego:

Tremolit	Klinochlor
Aktynolit	Saponit
Talk	Opal (hialit)
Wermikulit	Hydrogranat chromowy

III. Minerale tworzące się jako produkty metamorfizmu regionalnego pierwotnych skał zasadowych (perydotytów, dunitów i piroksenitów):

Tremolit	Getyt
Aktynolit	Magnetyt
Talk	Chalcedon
Chryzotyl	Opal (hialit)
Antygoryt	

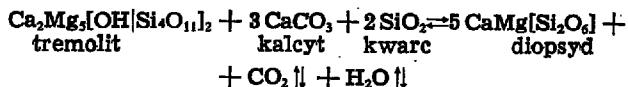
Podobne, lecz uboższe szeregi minerałów można stwierdzić w górze Sobótki. Odpowiednikami szeregu pierwszego są np.:

Klinozoisyt	Albit
Wezuwian	Kwarc
Epidot	

Szczegółowe opisy większości wymienionych minerałów zamieszczone są w moich pracach (4, 5).

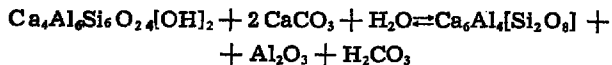
Najwcześniejszym minerałem opisanej strefy jest diopsyd. Krystalizował on bezpośrednio po utworzeniu się gabra Sobótki, a więc w etapie pegmatytowym lub pneumatolitycznym. Jest przeto pierwszym minerałem powstałym z pogabrowych produktów po krystalizacji augitów (diabazów), tak licznie reprezentowanych w górze Sobótki. Jego obecność, jako składnika tworzącego skałę diopsydową w obrębie serpentynitów w Jordanowie, związana jest z krystalizacją pegmatytowych produktów pogabrowych. Tworzenie się tego minerału odbywało się zarazem w czasie metamorfizmu kontaktowego, wskutek oddziaływania dyferencjału gabrowego na serpentynit. Jego obecność w paragenezie z kwarcem i zoisytym wskazuje na istnienie warunków odpowiadających facji stosunkowo niskiego ciśnienia i wysokiej temperatury. Warunki te odpowiadają facji piroksenowo-hornfelsowej, gdzie temperatura tworzenia się diopsydu nie może przekraczać 800 °C.

Podczas metamorfizmu kontaktowego, w wyniku spadku temperatury, następuje przejście od facji hornfelsowo-piroksenowej do facji hornfelsowo-amfibolowej, w której tworzy się tremolit i aktynolit. Tremolit powstał jako produkt krystalizacji z roztworów oraz w wyniku przeobrażeń diopsydu:



Przy przejściu diopsydu w tremolit panowała duża koncentracja CaO i zaznaczało się oddziaływanie pary wodnej. W takich to warunkach dochodziło do krystalizacji zoisytu i kwarcu, tworzących skałę zoisytowo-kwarcową, a w przypadku wcześniejszego wykształcenia diopsydu — skałę diopsydowo-zoisytową. Ziarna zoisytu w tych skałach odznaczają się największymi rozmiarami, świadczącymi o dużej sile jego krystalizacji.

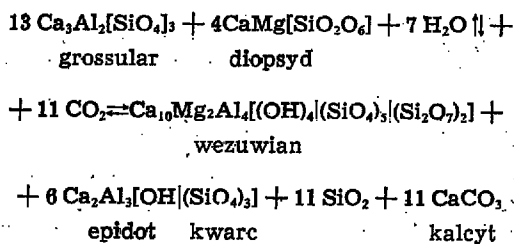
Wzrost koncentracji CaO i większy udział pary wodnej doprowadzają następnie do metasomatozy. We wcześniej wykształconych skałach dochodzi do przeobrażenia zoisytu w grossular. Ponieważ w zoisycie występuje więcej Al_2O_3 niż w grossularze, przeto w wyniku jego przeobrażenia nadmiar Al_2O_3 wyzwalają się, a następnie w obecności pary wodnej przechodzi w wodorotlenki glinu (hydrargilit, diaspor) poprzez następującą reakcję:



Obecność uwodnionych tlenków glinu (hydrargilitu i diasporu) stwierdził w Jordanowie H. Traube (8). Minerale te wskazują na to, że ich środowisko krystalizacji było bogate w parę wodną. Dowodem metasomatycznego przeobrażenia zoisytu w grossular są liczne przejawy stopniowego przechodzenia zoisytu w minerał optycznie izotropowy. Badania rentgenograficzne osobników zoisytu, częściowo optycznie izotropowych, wykazują zawsze obecność grossularu i zoisytu.

Po utworzeniu się grossularu nastąpiła krystalizacja klinozoisytu, co wskazuje na dalszą obniżkę temperatury, a zwłaszcza na wzrost ciśnienia i pewien udział żelaza w środowisku jego krystalizacji. Ponieważ minerał ten w Jordanowie występuje najczęściej wraz z albitem tworząc skałę albitowo-klinozoisytową, można przypuszczać, że powstał on podczas przebiegu procesu albityzacji w wyniku przebudowy zoisytu o symetrii rombowej w zoisyt o symetrii jednoskośnej. W przypadku występowania minerałów grupy epidotu w skałe albitowej z reguły występuje klinozoisyt. W takim ujęciu klinozoisytizacja zoisytu, a zarazem albityzacja skały odbywać się mogły w temperaturze znacznie niższej niż przyjmowanej normalnie dla krystalizacji klinozoisytu. Proces ten zachodzi w temp. ok. 400—800 °C.

Dalsze wzbogacenie środowiska krystalizacji w CaO i składniki lotne, przede wszystkim w parę wodną, sprzyjały tworzeniu się wezuwianu, który w Jordanowie występuje najczęściej wraz z grossularem. Należy on do późniejszej generacji niż grossular, którego relikty tkwią w jego masie. Powstał on również w wyniku metasomatycznego przeobrażenia grossularu. Być może, częściowo krystalizował także jako produkt przeobrażenia diopsydu, który często występuje w jego towarzystwie w formie reliktyw. Przebieg reakcji mógł być następujący:



Analogiczne reakcje w strefie przejściowej od facji almandynowo-amfibolitowej do facji zielonych łupków wyróżnił N. D. Chatterjee (1).

Dalsze obniżenie temperatury przy wzroście pary wodnej i CO_2 doprowadziło do powstania warunków

odpowiadających facji zeolitowej, która w leukokratycznej strefie przeobrażonej Jordanowa zaakcentowana jest występowaniem prehnitu i pumpellyitu. Prehnit powstał głównie w wyniku krystalizacji z roztworów. Świadczą o tym liczne żyłki zbudowane z tego minerału i przecinające wymienione skały. Tylko w przypadku występowania w towarzystwie prehnitu żyłek kwarcowo-albitowych, przecinających skałę diopsydową, sądzić można, że powstała ona wskutek prehnityzacji albitu lub diopsydu. Sposób występowania tych dwóch minerałów świadczy, że prehnit utworzył się po wykrystalizowaniu albitu.

Obok prehnitu w Jordanowie uczestniczy także pumpellyit. Minerał ten w skałach regionalnie zmetamorfizowanych występuje w dwóch charakterystycznych paragenezach, różniących się warunkami powstania: w wyższej temperaturze i ciśnieniu, np. w skałach w Sanbagawa lub w niższej temperaturze i ciśnieniu, np. w skałach metamorficznych w Nowej Zelandii. W pierwszym przypadku pumpellyit cechuje strefę przejściową pomiędzy facją glaukofanową a facją chlorytową. W drugim natomiast współwystępuje z prehnitem i stanowi strefę przejściową (pumpellyitowo-prehnitową), charakterystyczną dla przejścia od facji zielonych łupków do facji zeolitowej. W Jordanowie obserwuje się przypadek drugi. Obok tych minerałów występuje także kalcyt.

Typowymi minerałami dla warunków tworzenia się w facji zeolitowej są zeolity. W Jordanowie występuje tylko desmin, tj. zeolit bogaty w CaO. Jego krystalizacja odbywała się najprawdopodobniej kosztem rozkładu minerałów wcześniej powstałych. Środowisko jego krystalizacji musiało być jednakże dostatecznie bogate w wodę i CO_2 . Końcowym produktem krystalizacji opisywanego zespołu mineralnego w Jordanowie jest hialit, który tworzy charakterystyczną polewę na powierzchniach uławiczenia wszystkich skał. Jest on wskaźnikiem końcowej fazy przeobrażeń, niskiej temperatury oraz zubożenia środowiska w CaO, pojawienia się dużej ilości SiO_2 oraz udziału żelaza. To ostatnie zabarwiało tworzący się opał na różne odcienie: czerwone, zielonkawe, żółtawe, niebieskawe, czarne i inne. Należy jednakże zwrócić uwagę na możliwość tworzenia się hialitu zarówno z SiO_2 , z końcowych roztworów powodujących krystalizację opisywanego zespołu mineralnego, jak i wydzielania się tego składnika podczas serpentynizacji, a więc przeobrażeń innych minerałów.

Parageneza mineralna leukokratycznej strefy przeobrażeń Jordanowa nie jest jedyną tego typu w okolicach Sobótki. Liczne spośród omawianych minerałów stwierdzono również w przeobrażonym gabrze Sobótki. Są to: klinozoisyt, epidot, wezuwian, albit, kwarc, aktynolit, tremolit, a więc minerały nietypowe dla skał gabrowych. W największej ilości spośród nich występują: klinozoisyt, albit i kwarc. Tworzenie się ich przebiegało więc w nieco innych warunkach niż w Jordanowie. Skałami macierzystymi są tu bowiem gabra, a nie serpentynity. Wymienione minerały w gabrze Sobótki powstały w wyniku autometamorfizmu. Tworzyły się pod wpływem czynników związanych z magmą gabrową w środowisku bogatym w CaO, H_2O i CO_2 . Część CaO mogła tu pochodzić z pierwotnych minerałów gabra, takich jak plagioklasy zasadowe (labrador) i pirokseny (diallag).

Podobieństwo paragenetyczne minerałów wtórnych gabra Sobótki z minerałami leukokratycznej strefy przeobrażonej Jordanowa nasuwa przypuszczenie, że proces tworzenia się klinozoisytu przebiegał w obu miejscach w podobnych warunkach. Przez analogię można również przyjąć, że przeobrażenia gabra Sobótki zapoczątkowane było w warunkach charakterystycznych dla przejścia od facji almandynowo-amfibolitowej do facji zielonych łupków. Przejście w fację zielonych łupków zaakcentowane jest w gabrze Sobótki uralityzacja diallagu oraz tworzeniem się hornblendy i aktynolitu. Dlatego to w pierwszej fazie przeobrażenia gabra diallagowe Sobótki przyją-

muje charakter gabra hornblendowo-aktynolitowego, tworzącego się często w warunkach metamorfizmu regionalnego. W dalszym etapie przeobrażeń gabbro to ulega saussurytyzacji. Plagioklasy zasadowe przechodzą w klinzoisyt, wezuwian, rzadziej epidot. Tworzy się również oligoklaz, albit i kwarc. Obecności zeolitów nie stwierdzono. Epidot w większej ilości występuje w postaci żyłek w amfibolitach. Powstał on przy współudziale żelaza, równocześnie lub też nieco później niż klinzoisyt w gabrze. Wynika więc z tego, że gabbro Sobótki podlegało podobnym przeobrażeniom jak opisane skały leukokratyczne Jordanowa. W obydwu miejscach głównym składnikiem, który brał udział w przeobrażaniu zasadowych skał, był wapń. Ponieważ refleksów tej metamorfozy nie stwierdzono ani w skałach granitowych, ani też w sjenitach otoczenia Sobótki, musiała ona przebiegać przed ich powstaniem. Roztwory pogranitowe nie mogły doprowadzić do zleukokratyzowania zasadowych skał okolic Sobótki, gdyż nigdzie ich skutków w tych skałach nie stwierdzono. Można więc przyjąć, że leukokratyzacja skał Jordanowa i gabra Sobótki spowodowana była oddziaływaniem produktów pogabrowych.

SUMMARY

The present author has determined the succession in formation of diopside, zoisite, clinzoisite, grossular, chrome-hydrogrossular, vesuvian, tremolite, actinolite, prehnite, pumpellyite, desmine, vermiculite and of many other minerals within the leucocratic alteration zone at Jordanów near Sobótka (Lower Silesia), and demonstrates that leucocratization of the rocks at Jordanów took place simultaneously with the saussuritization of the Sobótka gabbro. The alteration of these rocks was due to the post-gabbroic hydrothermal solutions enriched in CaO.

LITERATURA

1. Chatterjee N. D. — Vesuvianite-epidote paragenesis as a product of greenschist of regional metamorphism in the Western Alps. Beitr. Min. Petr., 1962, nr 8.
2. Gawel A. — Nefryt z Jordanowa na Dolnym Śląsku. Prz. geol., 1957, nr 7.
3. Heflik W. — Zoisite from Jordanów near Sobótka (Lower Silesia). Bull. Acad. Pol. Sci., ser. géol. et géogr., 1964, t. XII, nr 3.
4. Heflik W. — Studium mineralogiczno-petrograficzne leukokratycznej strefy przeobrażonej okolic Jordanowa (Dolny Śląsk). Pr. miner. PAN, 1967, nr 10.
5. Heflik W., Żabiński W. — A chromian Hydrogrossular from Jordanów, Lower Silesia, Poland. Mineral. Mag., 1969, t. 37, nr 286.
6. Heflik W. — Wernikulit z Jordanowa koło Sobótki (Dolny Śląsk). Pr. miner. PAN, 1970, nr 24.
7. Smulikowski K., Teisseyre H. — Regionalna Geologia Polski, t. 3. Sudety (utwory przedtrzeciorzędowe). 1957, Kraków.
8. Traube H. — Die Minerale Schlesiens. 1888, Breslau.

РЕЗЮМЕ

Автор определил последовательность образования диопсида, цоизита, клиноцоизита, гроссуляра, хромового гидрогроссуляра, везувияна, тремолита, актинолита, пренита, пумпеллита, десмина, вермикулита и многих других минералов лейкократовой зоны изменения в местности Иорданув (Нижняя Силезия). Доказывается, что лейкократизация пород происходила одновременно с сосюритизацией близлежащих габброидных пород массива Собутка. Эти процессы происходили под влиянием послегабброидных гидротермальных растворов, богатых СаО.