

Antoni ŁASZKIEWICZ

Rzekomo pirogeniczne kwarcy

WSTĘP

Występowanie w skałach magmowych fenokryształów kwarcu w postaci bipiramidalnej ze słabo rozwiniętymi lub nawet z brakującymi ścianami słupa spowodowało, że pokrój bipiramidalny kwarcu zaczęto uważać za kryterium magmowego pochodzenia. Ten pogląd utwierdzony został zwłaszcza przez doświadczenie J. Morozewicza z topieniem granitu — ze stopu wykryształizował kwarc bipiramidalny. Od dawna jednak znano występowanie pokroju bipiramidalnego również na kryształach kwarcu powstałych w niskich temperaturach, np. towarzyszących hematytowi w pięknych okazach z Cleaton Moor w Kumberlandzie.

Odróżnienie w przypadku kwarcu bezsłupowego lub krótkopryzmatycznego czy jest on utworem wysokich, czy też niskich temperatur nie zawsze jest łatwe i proste. F. E. Wright i E. S. Larsen (1909) zwrócili uwagę na to, że kwarc, który powstał w wyższej temperaturze, a w 573°C uległ przemianom na trygonalny, różni się od kwarcu niskotemperaturowego nie tylko pokrojem bipiramidalnym, lecz również brakiem form trygonalnych, jak trapezoedr lub podwójna piramida trygonalna. Wytrawianiem na płaszczyźnie dwuścianu ujawnić można zbliźniczenia, które w kwarcu wysokotemperaturowym przebiegają całkiem nieregularnie, natomiast w kwarcu niskotemperaturowym — regularnie i znacznie częściej występują. Skutkiem przemiany kwarcu wysokotemperaturowy bywa rozdrobniony, spękany i nieprzejrzysty.

A. Łaszkiwicz (1928) stwierdził występowanie kryształów kwarcu bez ścian słupa w kilku miejscowościach w okolicach Kielc, jak Góra Kościelna w Zagnańsku, gdzie kwarc bezsłupowy towarzyszy hematytowi w szczelinach dolomitu dewońskiego, Góra Słoneczna, gdzie występuje on w łupku wapiennym, i kopalnia Włodzimierz, gdzie kryształy kwarcu są rozsiane w żółtej glinie. Na podstawie bezsprzecznie wodnego pochodzenia wymienionych kwarców A. Łaszkiwicz wnioskuje, że pokrój bipiramidalny bynajmniej nie dowodzi pirogenyzy kryształu skalnego.

Pomimo że kryteria odróżnienia kwarcu niskotemperaturowego, jak obecność form trygonalnych, zbliźniczeń, charakterystycznych wrostków i brak zmętnienia są powszechnie znane i uznawane, zdarza się często, że taki kwarc bywa traktowany jako pirogeniczny jedynie dlatego, że występuje np. w skałach piroklastycznych.

Skały piroklastyczne na obszarze Polski są różnego wieku, poczynając od starszego paleozoiku i kończąc na neogenie. Reprezentowane są przez tufy i tufity, nieraz przeobrażone na bentonit. W tych skałach występują czasem kwarce o pokroju bipiramidalnym lub pryzmatycznym. Wielu autorów badając te kwarce przypisuje im pochodzenie magmowe.

W celu wyjaśnienia natury tych kwarców przedsięwzięłem niniejsze badania, przy czym nie ograniczyłem się jedynie do skał piroklastycznych, lecz dla porównania przestudiowałem również kwarce, których wodne pochodzenie jest oczywiste i nie budzi żadnych wątpliwości.

KWARC NIEWĄTPLIWIE HYDROGENICZNY

KWARC Z OKOLIC RABKI

We wsi Olszówka położonej na wschód od Rabki, w tzw. czarnej kredzie stanowiącej spąg warstw inoceramowych, w pobliżu kontaktu z warstwami krośnieńskimi, występuje asfaltyt jako wypełnienie szczelin. Dr Ludwik Watycha znalazł w tym właśnie asfaltycie kryształy kwarcu i użył mi je łaskawie do badania.

Asfaltyty wielokrotnie były notowane we fliszu karpackim, np. przez S. Zuberę (1930) i A. Gawła (1954). Tworzą one soczewki lub wypełniają szczeliny i są traktowane jako produkty bituminizacji szczątków roślinnych odbywającej się w obecności soli pochodzących z wody morskiej.

Asfaltyt z Rabki-Olszówki jest czarny, kruchy, o połysku szklistym. Częściowo rozpuszcza się w mieszaninie równych objętości heksanu, benzenu i chloroformu. Kropla roztworu przyrządzonego z asfaltytu rozplywa się na bibule w kształcie plamy złożonej z 6 pierścieni współśrodkowych. Ich barwy, w tonach żółtych i brunatnych, są dobrze widoczne w świetle lampy kwarcowej. Świadczą one o obecności w badanym asfaltycie sześciu składników rozpuszczalnych. Z porównania wyników badań chromatograficznych asfaltytów uzyskanych przez A. Gawła (1954) można wnosić, że asfaltyt z Rabki-Olszówki reprezentuje niższy stopień przeobrażenia szczątków roślinnych i zatem jest znacznie młodszy od skał go zawierających.

W asfaltycie tkwią kryształy kwarcu obustronnie zakończone, gdyż wytworzyły się w stosunkowo plastycznym ośrodku. Kryształy mają gładkie, doskonale błyszczące ściany i wykazują pokrój krótkopryzmatyczny. Romboedry r i r' występują najczęściej w równowadze, ściany słupa b są na ogół mniejsze niż ściany romboedru, czasem pojawiają się pojedyncze ściany podwójnej piramidy trygonalnej s (1121). Wielkość kryształów dochodzi do 4 mm; szereg kryształów jest przedstawiony na tabl. I—III (fig. 1÷27). Pomimo że wszystkie kryształy, prócz fig. 20 i 23, leżą na ścianie słupa, widoczne jest wyraźnie ich skrócenie w kierunku osi pionowej, a czasem ściany słupa stają się podrzędnymi. Na kryształach 7, 8, 9, 16 widoczne są ściany piramidy trygonalnej s . Ściany są przeważnie gładkie, jedynie na niektórych, jak fig. 12, dostrzegamy subtelną rzeźbę ścian słupa w postaci trójkątnych akcesoriów. Większość kryształów rosła w zawieszaniu, tylko na kryształach 8 i 22 widzimy zagłębienia po kryształach sąsiednich. Przeważnie kryształy są tak bezbarwne i przezroczyste, że upo-

dabniają się całkowicie do diamentów marmarowskich znanych z różnych stanowisk w Karpatach.

Przezroczystość kryształów umożliwia badanie wrostków. W postaci wrostków spotykamy przede wszystkim asfaltyt (tabl. II, fig. 13—14). Czasem ilość wrostków asfaltytu jest tak duża, że kryształ kwarcu staje się czarny i dopiero po prześwietleniu widać, że jego barwa została spowodowana nadmiarem wrostków (fig. 15).

Pospolite są też wrostki gazowe w postaci bądź nieregularnych euhedralnych pęcherzy (fig. 18), bądź też w postaci kryształów ujemnych, o z lekka tylko zaokrąglonych krawędziach (fig. 24, 25, 26).

M. Sayer (1959), opisując kryształ kwarcu z próżniami wielościennymi, pochodzący z marmuru dolomitycznego na wyspie Marmara uważa, że wykształcenie tych próżni następowało stopniowo i po ich utworzeniu istniała komunikacja pomiędzy próżniami, a także z otoczeniem kryształu.

Czasem wrostki gazowe układają się wzdłuż nieregularnych powierzchni, najczęściej przebiegających pionowo (fig. 23), ułatwiając późniejsze pęknięcie kryształów.

Według W. Jakubowej (1955) wrostki powstają zwykle w większej liczbie w miejscach, gdzie został naruszony lub przerwany dopływ substancji do rosnącego kryształu. Taka grupa wrostków jest jedynym układem nie zrównoważonym, który znalazłszy się wewnątrz kryształu kontynuuje aktywną przebudowę, dążąc do osiągnięcia równowagi wzrostu z kryształem go zawierającym. Postacią wrostka, najbliższą równowagi, niezależnie od jego natury, jest kryształ ujemny ze ścianami zapewniającymi minimum energii powierzchniowej. Taką postać anhedralną widzimy np. na fig. 25 (tabl. III). Stopień równowagi wrostków zależy od czasu trwania aktywnej ruchliwości wrostka, zależnej z kolei od rozpuszczalności minerału w środowisku pochwyconym do wnętrza wrostka. Podczas przebudowy wrostków pierwotnych oraz przy zarastaniu pęknięć w kryształach mogą być naruszone stosunki ilościowe poszczególnych faz we wrostkach. W przypadku badanych kryształów wyraża się to ubóstwem wrostków ciekłych.

Spotykamy wreszcie zarodki kryształów kwarcu, oddzielone od reszty kryształu pyłem mineralnym, jak to wskazuje fig. 27. Wrostki ciekłe są drobne i spotyka się je rzadko. Pospolite zaś są wrostki gazowe i wrostki stałe środowiska, w którym rosły kryształy.

KOPALNIA WŁODZIMIERZ

Na zwałach czynnej za czasów Puscha kopalni Włodzimierz, położonej koło wsi Szydłówek, na północ od Kielc, znaleźć można w żółtej glinie liczne ziarna i kryształy kwarcu. O ile ziarna kwarcu są obtoczone i mają niewątpliwie charakter detrytyczny, to kryształy kwarcu są dobrze wykształcone i nie wykazują śladów obróbki mechanicznej. Należy zatem uznać je za autigeniczne, wytworzone w plastycznym środowisku gliny.

Pokrój kryształów jest zmienny. Obok wyraźnie pryzmatycznych spotyka się również kryształy bipiramidalne. Prócz zdjęcia podanego poprzednio (A. Łaszkiwicz, 1928; tabl. I, fig. 3), przedstawiającego kwarc bipiramidalny ze zbioru Puscha, przytaczam tu dwa dalsze (tabl. IV, fig. 28÷29), na których widać całkowity brak ścian słupa.

Kwarce pryzmatyczne z kopalni Włodzimierz wykazują obecność wrostków kalcytu (fig. 30). Obtoczone ziarna kwarcu detrytycznego (fig. 31 i 32) pochodzą natomiast zapewne ze skał krystalicznych i zawierają wrostki takich minerałów, jak cyrkon, apatyt, ilmenit i turmalin (fig. 33).

KWARC W SKAŁACH PIROKLASTYCZNYCH

Skały piroklastyczne na obszarze Polski i krajów przyległych według badań lat ostatnich należą do pospolitych. Przede wszystkim tworzą one wielką aureolę dokoła Karpat, choć nie brak ich w innych regionach. Z. Sujkowski (1934) pierwszy stwierdził występowanie bentonitu, powstałego z przeobrażenia tufów na północnym przedgórzu Karpat. Bentonit występuje na znacznych obszarach Wołynia w piaskowcach dolnosarmackich. Następnie M. Kampioni (1935) opisała bentonit z piaskowców kajzerwaldzkich pod Lwowem, M. Kamiński (1935) zaś opisuje bentonit z Werynia i ze Lwowa analogiczny do wołyńskiego i z nim równowiekowy. W roku następnym M. Kamiński (1936) opisał wiroklastyczne tufy dacytowe przedgórza Karpat pomiędzy Kosowem a Bochnią.

W ostatnim dziesięcioleciu, w związku z wielkim wzrostem poszukiwań geologicznych, a zwłaszcza w związku z robotami ziemnymi i wierceniami, odkryto szereg nowych stanowisk skał piroklastycznych, zarówno trzeciorzędowych, na obszarach przyległych do Karpat, jak i starszych.

Z licznych analiz chemicznych i oznaczeń mikroskopowych wynika, że te skały piroklastyczne są przeważnie odpowiednikami magmy zasadowej lub średnio kwaśnej. W opublikowanych analizach zawartość SiO_2 jest przeważnie niższa niż 65%, a często jest rzędu 50%. W skałach magmowych wolny kwarc pojawia się dopiero przy zawartości krzemionki przekraczającej 65%, zatem tufy opisane z terenu Polski i krajów sąsiednich są w znacznym stopniu odpowiednikami skał bezkwarcowych. Tymczasem w wielu przypadkach stwierdzono w tufach, tufitach i bentonitach obecność kwarcu. Czasem są też ziarna kwarcu detrytycznego z wyraźnymi śladami obróbki mechanicznej. Jego osadzanie odbywało się równocześnie z osadzaniem tufu, w wyniku czego powstał tufit.

W licznych jednak przypadkach kwarc nie wykazuje śladów obróbki mechanicznej i występuje w kryształach idiomorficznych lub w odlupkach ostrokrawędzistych. Wtedy traktowany bywa jako pirogeniczny, z pominięciem faktu, że skład chemiczny magmy, która dała początek tufom, przeważnie nie dopuszczał do wytworzenia się kwarcu. Możliwość wytworzenia się kwarcu z krzemionki, uwalniającej w procesie rozkładu hydrolytycznego krzemianów składających skałę tufogeniczną, na ogół nie jest doceniana, a czasem zupełnie pomijana.

Z. Sujkowski (1934, s. 108) wspomina, że bentonit z Krzemieńca zawiera kanciaste świeże ziarna kwarcu wypełnione często wrostkami ciekłymi lub gazowymi. Jeżeli ziarna są kanciaste i świeże — nie mogą być pochodzenia detrytycznego. Ze streszczenia angielskiego pracy (s. 116) wynika, że Z. Sujkowski przypisuje temu kwarcowi pochodzenie wulkaniczne. Z przytoczonej analizy wynika, że zawartość SiO_2 w bentonicie wynosi 48,85%, czyli ilość ta jest stanowczo niewystarczająca do wytworzenia wolnego kwarcu.

M. Kamiński (1956) podaje szereg analiz wiroklastycznych tufów dacytowych przedgórza Karpat. Zawartość SiO_2 waha się w granicach od

55,36 do 72,46%. M. Kamiński uważa, że kwarc jest w znacznym stopniu elementem piroklastycznym z cechami tzw. kwarcu porfirowego, a to na podstawie zawartości wrostków szkliwa, braku falistego znikania światła a w pewnych przypadkach na zasadzie morfologii. Jakkolwiek wysoka zawartość krzemionki usprawiedliwiałaby obecność kwarcu pierwotnego, to jednak obecność kwarcu nie zawsze idzie w parze z wyższą zawartością krzemionki. Na przykład M. Kamiński nie wspomina o zawartości kwarcu w tufach z Bochni (SiO_2 — 65,45%) i Łapczyc (SiO_2 — 67,46%), natomiast spotyka większe ilości kwarcu w tufach z Bujanowa i Włodzimierców koło Żurawna, gdzie zawartość krzemionki spada w jednej z odmian do 53,36%.

Mimo że M. Kamiński nie rozważa bliżej możliwości wytworzenia się w tufach kwarcu wtórnego, możliwość ta wynika z jego pracy w sposób przekonywający. Na ogół badane przez autora tufy wykazują niską zawartość fenokryształów. Ich głównym zatem składnikiem było szkliwo. W dwóch przypadkach M. Kamiński wyodrębnił i poddał analizie chemicznej szkliwo i stwierdził następującą zawartość SiO_2 :

Pistyń: w tufie — 62,66%	w szkliwie — 68,22%
Bilcze: w tufie — 64,65%	w szkliwie — 68,07%

czyli szkliwo przeobrażając się na montmorylonit i inne minerały wtórne traci część krzemionki. Ta właśnie krzemionka, uwalniająca się w procesie rozkładu szkliwa, może krystalizować w postaci kwarcu. Przez analogię do opisanych poprzednio przypadków, kryształy mogą podczas wzrostu wchłaniać inkluzje otoczenia w postaci szkliwa nieprzeobrażonego lub w różnych stadiach przeobrażenia, przybierają pokrój bipiramidalny lub zbliżony do bipiramidalnego, wreszcie nie ujawniają falistego znikania światła.

W. Parachoniak (1957) badał eoceńskie tufity z antykliny Bóbrki w Karpatach Jasielskich. Ich wiek określa na ipreski lub dolnolutecki. Zawartość SiO_2 wynosi zaledwie 47,21% i autor uważa tufity za odpowiednik magmy diorytowej. Pomimo tak niskiej zawartości krzemionki, w tufitach występuje kwarc w postaci ziarn ostrokrawędzistych, a sporadycznie mających pokrój zbliżony do idiomorficznego. Ziarna kwarcu nigdy nie są obtoczone, a ich przeciętna wielkość wynosi 0,1 mm. W tym przypadku również należy kwarc uznać za wtórny, a nie pierwotny.

Przegląd trzeciorzędowych tufów z obszaru podkarpackiego podają L. Tkaczuk, L. Kudrin i M. Ripun (1958). Autorzy zajmowali się tufami dolnego tortonu, górnego tortonu i dolnego sarmatu z licznych stanowisk. Chemizm badanych tufów zmieniał się w szeregu wapienno-alkalicznym od liparytu do andezytu, przy czym w podanych analizach zawartość SiO_2 nie przekraczała 64,08% (Podlipowce), a czasem spadała do 49,70% (Łukowice). Znaczna zasadowość plagioklazów $An_{50} \div An_{60}$ czyni występowanie kwarcu pierwotnego również mało prawdopodobnym. Tymczasem autorzy stwierdzają, poza kwarcem detrytycznym, obecność kwarcu w ziarnach kanciastych lub idiomorficznych o pokroju tablicowatym lub pryzmatycznym z normalnym znikaniem światła. Ziarna kwarcu 0,1 ÷ 0,4 mm są bezbarwne i czyste lub zawierają pęcherzykowate wrostki. Autorzy nie stwierdzają ani pokroju bipiramidalnego, ani tym mniej jego wyłączności, nie stwierdzają też zmętnień lub spekań świadczących o przejściu kwarcu z odmiany wysokotemperaturowej w niskotemperaturową. Niemniej jed-

nak autorzy stoją na stanowisku pirogenezy kwarcu, nie uważając go, podobnie jak chalcedon i opal, za autigeniczny. W świetle rozważań dotychczasowych tego poglądu nie można podzielać, a raczej należy i tu przyjąć wtórne wytwarzanie się kwarcu.

S. Alexandrowicz (1957) stwierdza występowanie kryształów kwarcu i ich odłamków w dolnotortonickich bentonitach, tufitach i ilach marglistych. Obok kryształów występują również ziarna kwarcu nie wykazujące śladów obtoczenia ani obróbki mechanicznej. Są one ograniczone powierzchniami świeżego przełamania oraz mają ostre krawędzie i naroża. Idiomorficznie wykształcone kryształy wykazują pokrój bipiramidalny; na części kryształów występuje też słup heksagonalny. Ich powierzchnia nie jest tak świeża jak odłupków i krawędzie bywają zaokrąglone. Kwarce zawierają wrostki nieokreślonego bliżej charakteru. Autor stwierdza występowanie kwarcu w dwunastu stanowiskach na przestrzeni od Górnego Śląska poprzez okolice Krakowa aż po Pińczów. Traktując je jako piroklastyczne uważa, że dostały się do osadów tortonickich w wyniku sedymentacji chmury wulkanicznej. W tej interpretacji pewne trudności nastęrcza wielkość kryształów (do 2 mm) oraz znaczne różnice wielkości ziarn i kryształów kwarcu w odsłonięciach położonych niedaleko od siebie, czego niepodobna przypisać sedymentacji grawitacyjnej, która spowodowałaby lepsze sortowanie według wielkości. Podobne kwarce i materiał piroklastyczny rozpoznaje S. Alexandrowicz również w próbkach pochodzących z Kałusza.

Uprzejmości Mgra S. Alexandrowicza zawdzięczam próbkę badanego przez niego kwarcu z Łędzin koło Mysłowic. W próbce tej przeważały ziarna ograniczone powierzchniami świeżego przełamania, jednak udało się wyszukać parę sztuk wykształconych idiomorficznie. Jeden z takich idiomorficznych kwarców widzimy na fig. 34 (tabl. IV). Ściany słupa są tu poważnie zredukowane. Zwraca uwagę obecność euhedralnych wrostków gazowych, a jeden z wrostków jest wypełniony drobnoziarnistą substancją mineralną barwy jasnożółtej. Nie jest to pierwotna substancja magmowa, lecz częściowo rozłożone szkliwo. Rozkład nie nastąpił wewnątrz kryształu kwarcowego, lecz rosnący kryształ pochwycił tę rozkładającą się substancję, co świadczy wyraźnie o epigenezie kwarcu. Inny obraz wrostków w ziarnie kwarcu widzimy na fig. 35, 36 (tabl. IV). Tu również euhedralne wrostki zawierają materiał piroklastyczny, który uprzednio uległ częściowemu rozkładowi.

KWARC Z TUFITÓW GÓRY BARCZY POD ZAGNAŃSKIEM

I. Kardymowicz (1960) wyróżnia w tuficie dewońskim z Barczy koło Zagnańska dwa rodzaje kwarcu: spękane igielkowate odłamki kwarcu pirogenicznego oraz kwarc bipiramidalny w kryształach z wrostkami hematytu, seladonitu oraz z inkluzjami ciekłymi i gazowymi. Seladonit z wrostków zmienia barwę po ogrzaniu z zielonkawej na brunatną. Ponieważ seladonit jest wtórnym produktem rozkładu szkliwa, przeto epigeneza kwarcu bipiramidalnego nie budzi tu żadnych wątpliwości. Prócz kwarcu autorka uważa za epigeniczną również część skałeni o zupełnie świeżym wyglądzie.

Badany przeze mnie materiał z tego stanowiska odznaczał się pewnym nagryzieniem i zmatowieniem ścian kryształów kwarcowych. Słup był silnie zredukowany, a na znacznej części kryształów nie występował wcale (fig. 1÷9, tabl. V). Wielkość kryształów była rzędu 1 mm, rzadko więcej, a wyjątkowo osiągała 2 mm. Wprawdzie próbki nie były pobierane z cailizny, lecz odspajane z odsłonięcia częściowo przemytego przez wody atmosferyczne, jednak temu czynnikowi nie można przypisać zmatowienia w tym stopniu. Zostało to spowodowane roztworami krążącymi w skale w okresie późniejszym niż powstanie tych kryształów.

Kryształy kwarcu z Barczy obfitują we wrostki. Znaczną różnorodność tych wrostków przedstawiają tabl. VI i VII. Najpierw widzimy tu obfitość wrostków gazowych i ciekłych (tabl. VI, fig. 10÷16), dalej spotykamy różnorodne wrostki mineralne o zarysach od zaokrąglonych (tabl. VI, fig. 14÷17) do niemal prostoliniowych, jak na fig. 18. Ugrupowanie wrostków w kryształach bywa rozmaite: od bezładnego do uporządkowanego, jak na fig. 18. Na tym zdjęciu dostrzegamy zgodność zewnętrznych zarysów wrostków z zarysem kryształu. Fig. 19÷23, tabl. VII przedstawiają kryształy kwarcu z wrostkami szkliwa lub różnych stadiów jego przeobrażenia w seladonit. Kształt wrostków zmienia się od kulistych do niemal wielościennych, a ich treść, gdy jest szklivem niezmiennym, pozostaje przezroczysta, zwykle jednak bywa nieprzejrzysta i w świetle odbitym ujawnia zielonkawą barwę. Rzadziej spotyka się w charakterze wrostków hematyt. Te różne stadia przeobrażenia szkliwa wulkanicznego, utrwalone wewnątrz wrostków wskazują, że kryształy kwarcu w żadnym przypadku nie mogły zostać osadzone z chmury wulkanicznej, lecz powstały dopiero po osadzeniu się tufitu, chłonec z otoczenia materiał mineralny w różnych stadiach przeobrażenia i rozkładu.

O epigenezie kryształów kwarcu przekonuje nas ich zachowanie się pod wpływem ogrzania. Gdybyśmy mieli do czynienia z kwarcami pirogenicznymi, ich ogrzanie nie powinno powodować większych zmian, a zwłaszcza nie powinno zmieniać natury i wyglądu wrostków. Tymczasem po ogrzaniu kryształów do temperatury czerwonego żaru — powyżej 600°C — i po powolnym ostudzeniu stwierdzamy, że kryształy napełniły się drobną siatką spękań. Oglądane w powietrzu z bezbarwnych stają się białe, tak że ich wnętrze można obserwować jedynie w cieczach imersyjnych. Wskutek ogrzania wrostki z jasnozielonych stają się czarne, a po dłuższym ogrzewaniu brunatnieją. Fig. 24÷27 (tabl. VII) przedstawiają takie kryształy po ogrzaniu z siatką drobnych spękań.

W wyjaśnieniu genezy kwarcu bipiramidalnego nie zachodzi potrzeba uciekania się do zjawisk hydrotermalnych, podobnie jak w wyjaśnieniu genezy minerałów współtowarzyszących zarówno w tym, jak i w innych wzmiankowanych tu stanowiskach.

WNIOSKI

Przegląd porównawczy kilku stanowisk kwarcu bipiramidalnego wskazuje, że nie ma istotniejszych różnic pomiędzy kryształami pochodzącymi ze skał piroklastycznych a kryształami niewątpliwie wodnego pochodzenia. Kwarc bipiramidalny występujący w tufach, tufitach i bentonitach należy uważać za epigeniczny, wytworzony w procesie rozkładu i przeobra-

zenia się pod wpływem wody szkliwa wulkanicznego z wydzieleniem krzemionki. W miarę uwalniania się krzemionki rosną kryształy kwarcu, chwytając otaczającą je substancję mineralną, roztwory wodne i gazy w postaci wrostków.

Pokrój bipiramidalny, czy też znaczne skrócenie słupa, nie jest dowodem powstawania w wysokiej temperaturze, a szczególnie modyfikacji wysokotemperaturowej. Powszechnie znany jest fakt, że kwarc w żyłach i próżniach miarolitycznych w wyższej temperaturze krystalizuje najpierw w postaciach wydłużonych, jako kryształ skalny lub kwarc dymny, przybierających czasem pokrój igiełkowaty, a dopiero po znacznym obniżeniu temperatury i po przerwie krystalizuje ametyst w kryształach krótkopryzmatycznych. Pokrój bipiramidalny kryształów kwarcu może być zatem charakterystyczny dla temperatur niskich, a wytwarzaniu go może sprzyjać np. podwyższona zawartość żelaza w środowisku, co wielokrotnie zostało już podkreślone w piśmiennictwie (A. Kariakin, 1955). Taką zmianę pokroju widzimy np. na kwarcu buławowatym, gdzie młodszy i powstały w niższej temperaturze kryształ górny jest krótkopryzmatyczny, a kryształ dolny — długopryzmatyczny.

Nie wyklucza to oczywiście możliwości występowania w skałach piroklastycznych kwarcu pirogenicznego, jednak na ogół będą to drobne ostrokrawędziste odłamki, a nie milimetrowe czy dwumilimetrowe kryształy. W licznych skałach piroklastycznych niska zawartość krzemionki wyklucza możliwość występowania pierwotnego kwarcu pirogenicznego.

Zakład Petrografii i Geochemii I.G.
Nadesłano dnia 3 lutego 1960 r.

PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S. (1957) — Piroklastyczne kwarcce w tortonie okolic Krakowa. *Bul. Inst. Geol.*, **115**, p. 27—61.
- GAWEL A. (1954) — Charakterystyka dwóch asfaltytów przy pomocy analizy termicznej różnicowej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **22**, [1952], nr 3, p. 375—397.
- ЯКУБОВА В. В. (1955) — Опыт изучения включений в минералах перматитов Мурзинки (Урал). *Тр. минер. музея АН СССР*, **7**, стр. 132—150.
- KAMIEŃSKI M. (1935) — Kilka uwag o bentonitach w Polsce. *Arch. min.*, **11**, p. 113—121.
- KAMIEŃSKI M. (1936) — O tufach wulkanicznych przedgórze Karpat. *Arch. min.*, **12**, p. 16—57.
- KAMPIONI M. (1935) — O bentonicie z okolic Lwowa. *Kosmos [A]*, **60**, p. 305—314.
- KARDYMOWICZ I. (1960) — Tufit z Barczy koło Zagnańska. *Kwart. geol.*, **4**, nr 4, p. 597—608. Warszawa.
- КАРЯКИН А. Е. (1955) — О зависимости внешнего облика кристаллов кварца от химического состава среды. *Кристаллография — Тр. Федоровской научной сессии*, 1953. Вып. 4, стр. 80—85. Ленинград.
- ŁASZKIEWICZ A. (1928) — *Studia mineralogiczne*. *Arch. min.*, **3**, [1927], p. 1—54.
- PARACHONIAK W. (1957) — Petrografia tufitów z antykliny Bóbrki w Karpatach Jasielskich. *Acta geol. pol.*, **7**, nr 2, p. 209—215.

- SAYAR M. (1959) — Présentation et étude d'un quartz à cavités de formes cristallographiques définies. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, **82**, p. 231—233. Paris.
- SUJKOWSKI Z. (1934) — O bentonicie polskim z okolic Krzemieńca. *Arch. min.* **10**, p. 98—116.
- ТКАЧУК Л. Г., КУДРИН Л. Н., РИПУН Н. Б. (1958) — Неогеновые вулканические туфы западных областей УССР. *Вопросы минералогии осадочных образований* **5**, стр. 126—141. Львов.
- WRIGHT F. E., LARSEN E. S. (1909) — Quartz as a geologic thermometer. *Am. J. Sc.* **177**, p. 421—447, New Haven, Conn.
- ZUBER S. (1930) — Asfaltyty we fliszu karpackim oraz ich znaczenie dla regionalnej ekspertyzy naftowej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* **6**, za 1929 r., p. 197—199.

ЛАНТОВИ ЛАШКЕВИЧ

О МНИМО ПИРОГЕННЫХ КВАРЦАХ

Резюме

В современной петрографической и геологической литературе отмечается ряд работ посвященных исследованиям пирокластических горных пород, как туфы, туффогенные отложения и бентониты. Эти образования в большом возрастном диапазоне от кембрия до неогена все чаще встречаются в геолого-разведочных работах, в бурениях и привлекают внимание так в ПНР, как и за рубежом. Особый интерес вызывает присутствие в этих породах бипирамидального кварца в сравнительно крупных кристаллах. Исследователи петрографии пирокластических пород зачастую принимают кристаллы кварца за первичные — вулканические.

В работе указывается, что бипирамидальный облик отнюдь не является доказательством высокотемпературного генезиса кварца. Известны многочисленные факты свидетельствующие об образовании бипирамидального или короткопризматического кварца в совсем низких температурах. Для примера описан кварц из дер. Ольшувка около Рабки (Карпаты), где кристаллы кварца образовались в асфальтите заполняющем трещины в так называемом черном мелу в подошве иноцерамовых слоев, вблизи контакта с кросненскими слоями. Асфальтит является продуктом битуминизации и карбонизации растительных остатков и значительно моложе окружающих толщ, что явствует из хроматографического анализа. Асфальтит содержит кристаллы кварца (Табл. I—III) укороченные вертикально. Грани призмы по сравнению с гранями ромбоэдров развиты слабее. В качестве включений кристаллы кварца содержат вещества из среды их образования: асфальтит, газы и жидкости.

В заброшенной копи „Влодзимеж” на С от Кельц в желтой глине встречаются окатанные зерна обломочного кварца наряду с кристаллами возникшими *in situ* в пластической среде с блестящими гранями, достигающими нескольких мм величины. Облик кристаллов разнообразный, от бипирамидального (Табл. IV, фиг. 28—29) до призматического. Включения в кристаллах резко отличаются от включений в зернах обломочного кварца. В первых встречается кальцит (фиг. 30), а в последних (фиг. 31—32) — циркон, апатит, ильменит и турмалин (фиг. 33).

Автор ссылается также на свою прежнюю работу (Laszkiewicz, 1928), где указывает ряд примеров бипирамидального облика кристаллов кварца несомненно гидратогенных.

Туфогенные образования Польши были изучены многочисленными работами начиная с 1934 г. Уже М. Каменьски (1936) исследуя витрокластические туфы предгорья Карпат указал, что вулканическое стекло гидратизируясь и превращаясь в глинистые минералы тратит часть кремнезема. Согласно этому указанию кристаллы кварца могут образоваться за счет выделяющегося кремнезема. В качестве включений они содержат стекло в сравнительно свежем виде в разных стадиях девитрификации. Поэтому кристаллы кварца обнаружены даже в таких породах, которые содержат мало кремнезема: ниже 65%, а иногда лишь около 50%. По такому содержанию SiO_2 нельзя ожидать в них первичного кварца.

На табл. IV, фиг. 34 указан кристалл кварца из нижнетортоновых туфов описанных С. Александровичем (1957) с включением содержащим продукты разпада вулканического стекла.

Далее приводится характеристика бипирамидального кварца из туфогенных отложений горы Барча около Запваньска. Облик этих кристаллов на табл. V, их включения — на табл. VI и VII. Включения содержат разные стадии девитрификации стекла — до глинистых минералов и селадонита включительно. Минеральные включения преимущественно непрозрачны, преобладает светлозеленая окраска в отраженном свете. После отжига в температуре около 600°C кварц выполняется тонкой сеткой трещин и становится на воздухе белым. В иммерсионных жидкостях видно что включения из светлозеленых становятся черными или бурыми следовательно этот кварц не образовался в высоких температурах.

В заключении автор подчеркивает, что бипирамидальный облик кристаллов кварца может быть вызван совершенно другими факторами, чем температура и указывает, что в туфогенных осадках кристаллы кварца образовались под действием грунтовых вод, не только несущих кремнезем но и обогащенных кремнеземом возникающим вследствие девитрификации стекла.

Из этого отнюдь не следует, что пирокластические образования не могут содержать первичного кварца, если на это разрешает их химический состав.

Antoni LASZKIEWICZ

SEEMINGLY PYROGENIC QUARTZ

Summary

In modern literature on petrography and geology we find a number of papers devoted to the investigation of pyroclastic rocks, such as tuffs, tuffites and bentonites. These deposits, of a wide range of age extending from the Cambrian to the Neogene, are encountered with increasing frequency during geological prospecting and in bore-holes; close attention is being paid to them both in Poland and abroad. Of particular interest is the presence of bipyramidal quartz crystals in these rocks. As a rule, petrographers studying the petrography of pyroclastic rocks look upon this quartz as an unaltered mineral of volcanic origin.

The author stresses the point that a bipyramidal habitus by no means represents proof of this quartz having been produced at high temperature. We know many examples indicating the formation of bipyramidal or shortprismatic quartz at a very low temperature. E. g., there has been described in detail quartz from Olszówka near Rabka (Carpathians) where the quartz crystals were formed within asphaltite, filling fissures in the so-called black Cretaceous, occurring at the bottom of Inoceranian beds near their contact with Krosno beds. Asphaltite is the product of bituminization and carbonization of vegetal remnants; it is considerably younger than its surrounding sediments, as evidenced by its chromatographical analysis. In asphaltite, quartz crystals occur that are shortened in a vertical direction (Plates I—III). The faces of the prism are developed in smaller size than the rhombohedral faces. These crystals contain as inclusions substances derived from the environment in which the crystals were formed, such as asphaltite, gases and liquids.

In "Włodzimierz" mine, situated N of Kielce and abandoned long ago, there are found, in yellow loam, rounded grains of clastic quartz beside of quartz crystals of several millimeters' length showing brilliant faces, developed *in situ* in a plastic environment. The habitus of these crystals varies, from bipyramidal (Figs. 28—29, Table IV) to prismatic. The inclusions found in these crystals are different from the inclusions found in grains of pyroclastic quartz. In the crystals we observe calcite (Fig. 30), whereas in the grains (Figs. 31 and 32) — zircon, apatite, ilmenite and tourmaline (Fig. 33).

Beginning with 1934, the pyroclastic rocks of Poland have been the subject of many papers. M. Kamiński (1936) already indicates, in his description of the vitroclastic tuffs of the forefield of the Carpathians, that during the decomposition of the vitreous mass and its hydratization and alteration into argillaceous minerals, part of the silica is liberated. Exactly from this silica the quartz crystals might have been produced, which disclose, as inclusions, either the vitreous substance before its decomposition, or various stages of its devitrification. This explains why quartz crystals have been found even in rocks as containing but little silica: less than 65%, at times even about 50%. In view of so low a silica content it seems unjustified to expect the existence of primary quartz in the tuffs.

In Table IV (Fig. 34) there is shown a crystal of quartz from the Lower Tortonian tuffites described by S. Alexandrowicz (1957); this crystal contains, in the form of an inclusion, products of alteration of a vitreous substance.

Furthermore there has been presented the characteristic of bipyramidal quartz from tuffites from Barcza mountain near Zagnańsk. The habitus of these crystals is shown in Plate V, its inclusions in Plates VI and VII. These inclusions contain chiefly glass in various stages of devitrification — inclusive of celadonite and argillaceous minerals. The mineral inclusions are mostly non-transparent; in reflected light they reveal a light-green colouring. After heating to 600°C, the quartz becomes covered by a tiny network of cracks and turns white in air. In immersion liquids it appears that the light-green colour of the inclusions has changed into black or brown. This is proof that this quartz can not be the product of high temperatures.

In his conclusions the author stresses the point that the bipyramidal habitus of quartz may be the result of other agents than temperature, and indicates that in the tuffites the quartz crystals were produced by the action of underground waters which not only carry silica in solution, but are, moreover, enriched by silica released during the decomposition of volcanic glass.

This by no means excludes that pyroclastic sediments may contain unaltered quartz, wherever their chemical composition makes this possible.

OBJAŚNIENIE TABLIC I—III

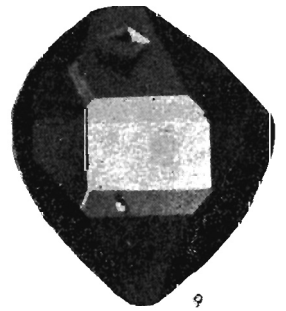
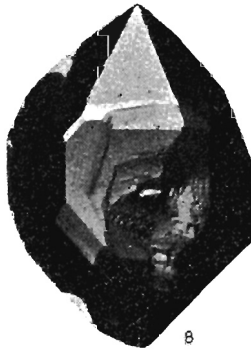
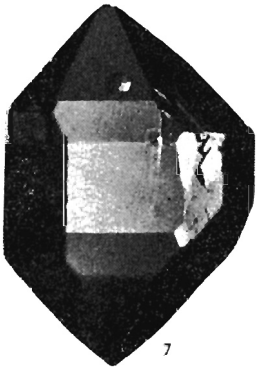
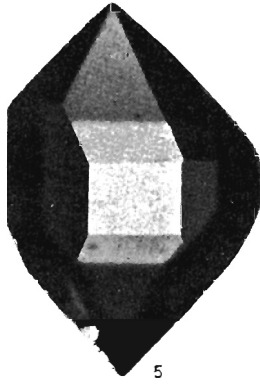
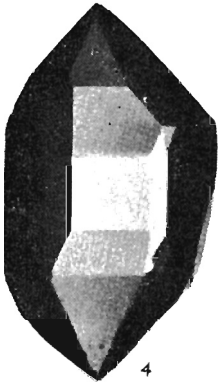
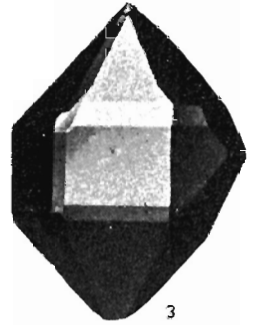
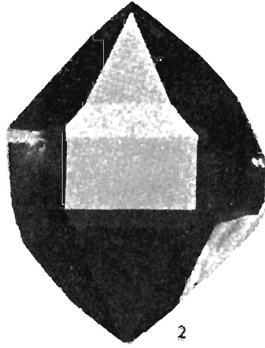
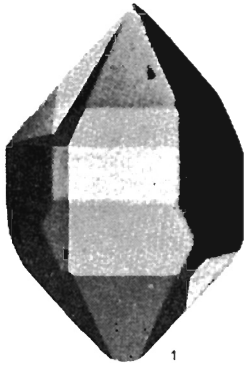
Kryształy kwarcu z Olszówki koło Rabki

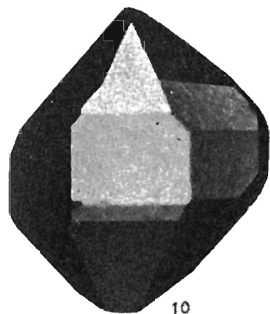
1. Obustronnie zakończony kryształ kwarcu; pow. $20 \times$
- 2 i 3. Podobne kryształy kwarcu ze skróconym pasem słupa; pow. $23 \times$ i $11 \times$
4. Kryształ kwarcu wydłużony w kierunku osi z ; pow. $21 \times$
5. Kryształ ze słabo wykształconym pasem słupa; pow. $25 \times$
6. Kryształ kwarcu z narosłym na ścianie r osobnikiem młodszej generacji; pow. około $20 \times$
- 7—9. Kryształy ze ścianami piramidy trygonalnej s . Na ścianach r kryształów 7 i 9 narosły kryształy młodszej generacji. Kryształ 8 z negatywem sąsiedniego kryształu; pow. $21 \times$
- 10 i 11. Kryształy skrócone w kierunku osi z ; pow. $14 \times$
12. Kryształ z akcesoriami na ścianie słupa; pow. około $20 \times$
- 13 i 14. Kryształy kwarcu z wrostkami asfaltytu; pow. $23 \times$ i $30 \times$
15. Kryształ kwarcu przepelniony wrostkami asfaltytu; pow. $43 \times$
- 16—18. Wrostki gazowe w kryształach kwarcu; pow. ok. $25 \times$
- 19—27. Różne wrostki w kryształach kwarcu:
 19. Wrostki kalcytu; pow. $22 \times$
 - 20—21. Wrostki gazowe nieregularne; pow. $16 \times$
 22. Wrostki gazowe o zarysach wielościennych; pow. $16 \times$
 23. Gazowe wrostki nieregularne układające się wzdłuż jednej powierzchni oraz dwa wrostki o zarysach wielościennych; pow. $11 \times$
 - 24—26. Wrostki gazowe o wyraźnych zarysach wielościennych; pow. $10 \times$, $15 \times$, $20 \times$
 27. Wrostek kwarcu oddzielony od reszty kryształu pyłem mineralnym i drobnymi wrostkami gazowymi; pow. $13 \times$

EXPLANATIONS TO PLATES I—III

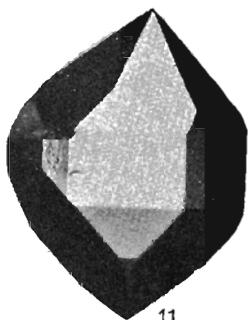
Quartz crystals from Olszówka near Rabka

1. Quartz crystal terminated at both ends; enlarged $\times 20$
- 2 and 3. Similar quartz crystals with shortened prism zone; enlarged $\times 23$ and $\times 11$
4. Quartz crystal elongated in direction of z axis; enlarged $\times 21$
5. Crystal with feebly developed prism zone; enlarged $\times 25$
6. Quartz crystal with individual of younger generation grown on face r ; enlarged about $\times 20$
- 7—9. Crystals with faces s of trigonal pyramid. On faces r of crystals 7 and 9 there have grown crystals of younger generation; crystal 8 shows the negative of a neighbouring crystal; enlarged $\times 21$
- 10 and 11. Crystals shortened in direction of axis z ; enlarged $\times 14$
12. Crystal with accessories on face of prism; enlarged about $\times 20$
- 13 and 14. Quartz crystals with asphaltite inclusions; enlarged $\times 23$ and $\times 30$
15. Quartz crystals crowded with asphaltite inclusions; enlarged $\times 43$
- 16—18. Gas inclusions in quartz crystals; enlarged about $\times 25$
- 19—27. Various inclusions in quartz crystals:
 19. Calcite inclusions; enlarged $\times 22$
 - 20—21. Irregular gas inclusions; enlarged $\times 16$
 22. Gas inclusions of polyhedral shapes; enlarged $\times 16$
 23. Irregular gas inclusions, arranged along one face, and two inclusions of polyhedral shapes; enlarged $\times 11$
 - 24—26. Gas inclusions with distinct polyhedral shapes; enlarged $\times 10$, $\times 15$ and $\times 20$
 27. Quartz inclusion separated from remaining crystal by mineral dust and by tiny gas inclusions; enlarged $\times 13$

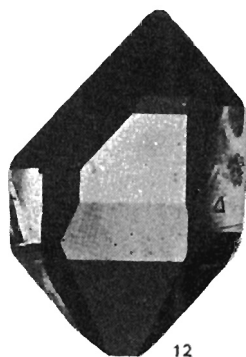




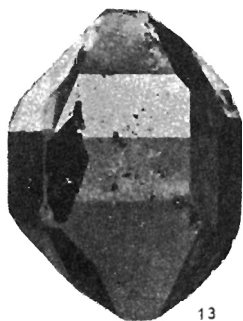
10



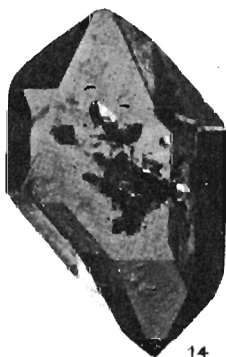
11



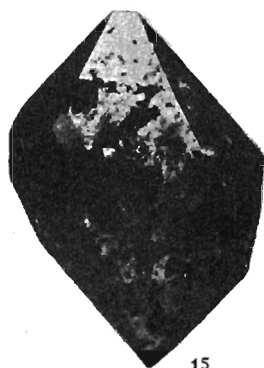
12



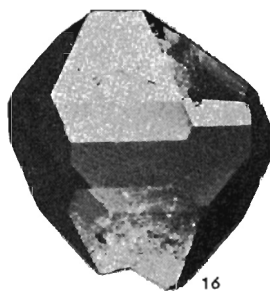
13



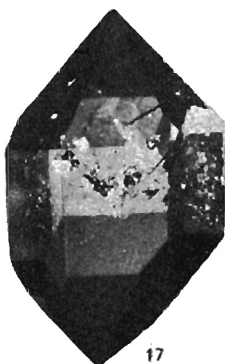
14



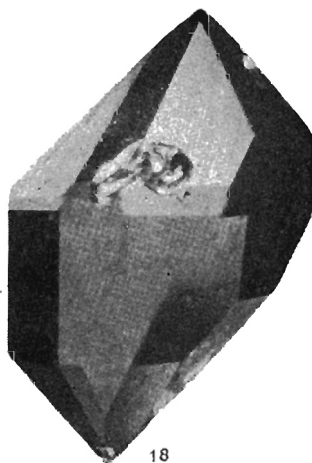
15



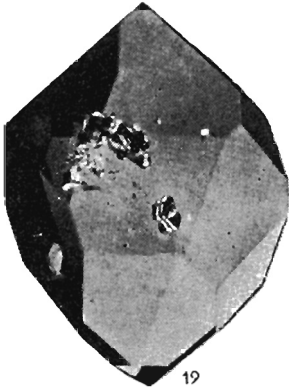
16



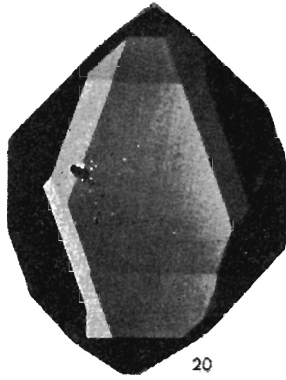
17



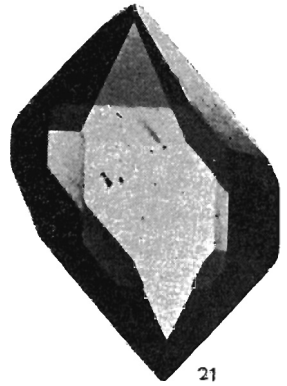
18



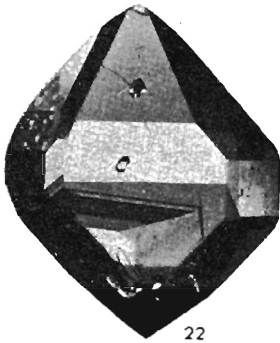
19



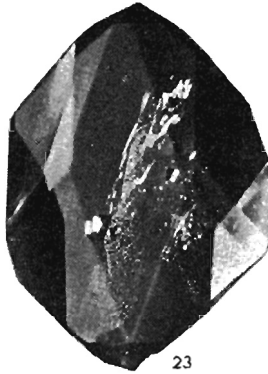
20



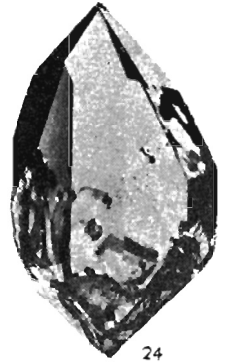
21



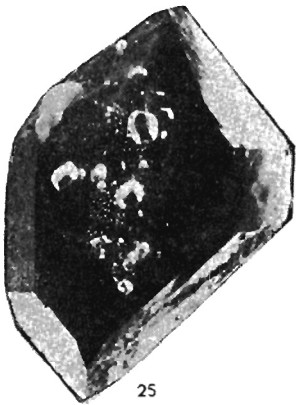
22



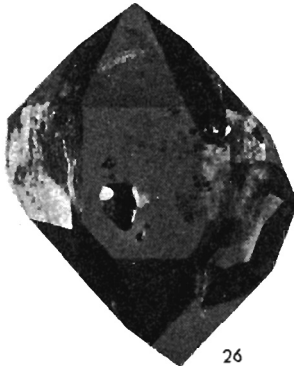
23



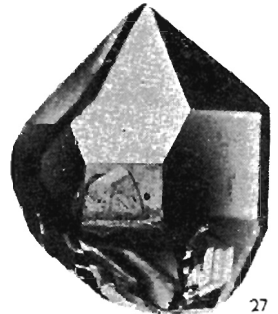
24



25



26



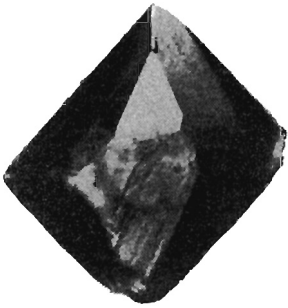
27

OBJAŚNIENIE TABLICY IV

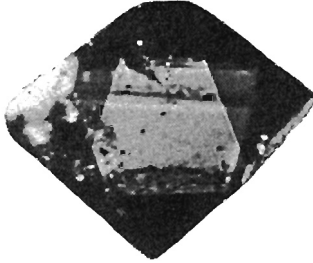
- 28—29. Kwarc bipiramidalny z kop. Włodzimierz pod Kielcami; pow. 83 ×
30. Wrostki kalcytu w kryształach kwarcu (Włodzimierz); pow. 326 ×
31. Ziarno kwarcu detrytycznego z wrostkami (Włodzimierz); pow. 78 ×
32. Ziarno kwarcu detrytycznego z wrostkami, kop. Włodzimierz; pow. 90 ×
33. Wrostek turmalinu w kwarcu fig. 32; pow. 442 ×
34. Kryształ kwarcu z Łędzin k. Mysłowic; pow. 68 ×
35. Ziarno kwarcu (Łędziny) z wrostkami w świetle przechodzącym; pow. 55 ×
36. Ziarno z fig. 35 w świetle odbitym; pow. 55 ×

EXPLANATIONS TO PLATE IV

- 28—29. Bipyramidal quartz from "Włodzimierz" mine near Kielce; enlarged × 83
30. Calcite inclusions in quartz crystal ("Włodzimierz" mine); enlarged × 326
31. Grain of detrital quartz with inclusions ("Włodzimierz"); enlarged × 78
32. Grain of detrital quartz with inclusions ("Włodzimierz"); enlarged × 90
33. Tourmaline inclusion in quartz of Fig. 32; enlarged × 442
34. Quartz crystal from Łędziny near Mysłowice; enlarged × 68
35. Quartz grain (Łędziny) with inclusions, in transmitted light; enlarged × 55
36. Ziarno z fig. 35 w świetle odbitym; pow. 55 ×



28



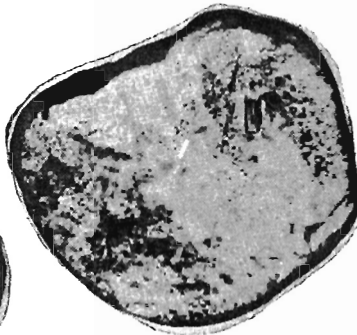
29



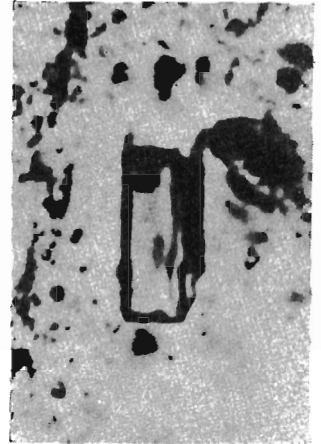
30



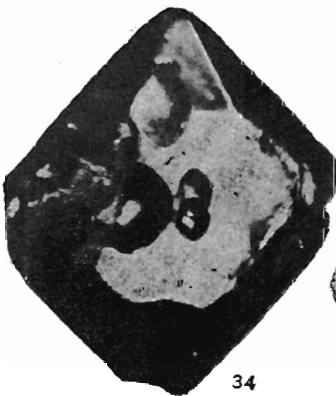
31



32



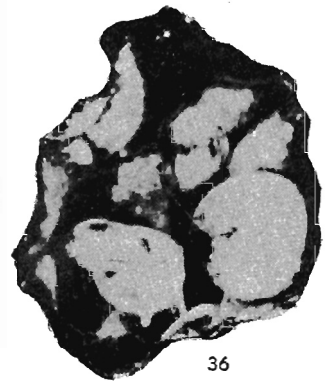
33



34



35



36

OBJAŚNIENIE TABLIC V—VII

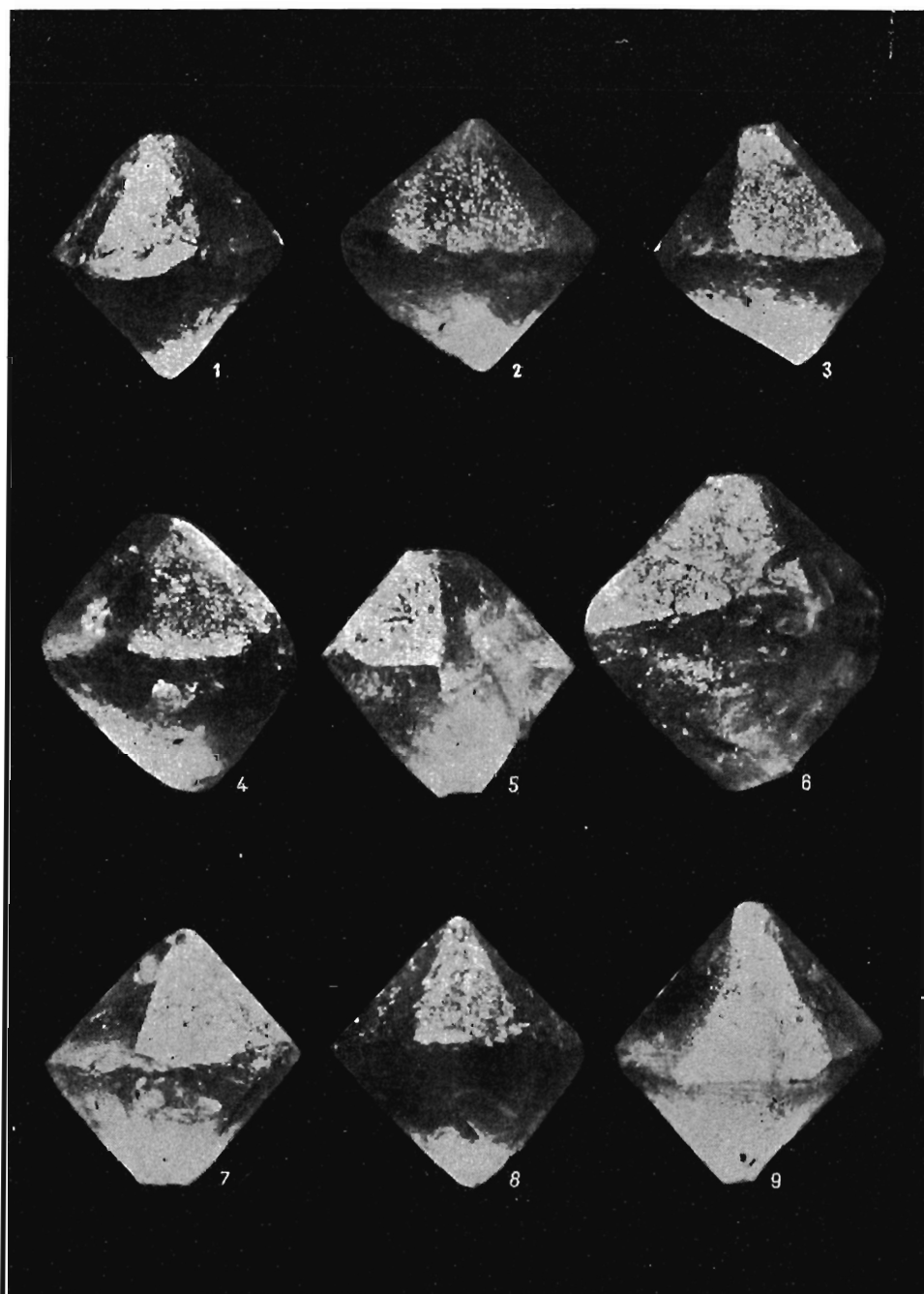
Kwarc z tufitu Góry Barczy koło Zagnańska

- 1—9. Bipiramidalne kryształy kwarcu z tufitu. Ściany słupa zaznaczają się słabo na niektórych jedynie kryształach. Powierzchnia kryształów nagryziona roztworami w sposób nieregularny. Pow. około $37\times$
- 10—12. Wrostki gazowe w kryształach kwarcu od euhedralnych do anhidralnych; pow. $40\times$, $23\times$ i $43\times$
13. Obok anhidralnych wzrostków gazowych pojawiają się rozproszone wzrostki mineralne; pow. $34\times$
- 14—18. Wrostki gazowe przeważnie anhidralne. Wrostki mineralne od euhedralnych (fig. 14) do anhidralnych (fig. 18), rozproszone bądź bezładnie, bądź układające się niemal zgodnie z zarysami kryształu; pow. $35\times$, $31\times$, $36\times$, $25\times$, $32\times$
- 19—23. Wrostki szkliska w kryształach kwarcu z tufitu w różnych stadiach przeobrażenia w seladonit. Kształty wzrostków od kulistych do niemal wielościennych; pow. $35\times$, $35\times$, $21\times$, $29\times$, $25\times$
- 24—27. Kryształy kwarcu z wzrostkami po wyprażeniu. Pojawiła się drobna siatka spękań; pow. $60\times$, $40\times$, $31\times$, $31\times$.

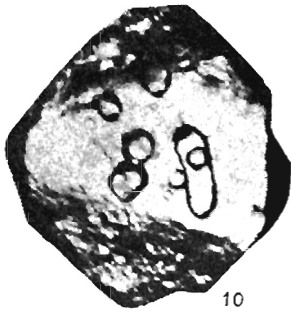
EXPLANATIONS TO PLATES V—VII

Quartz from tuffite from Barcza Mountain near Zagnańsk

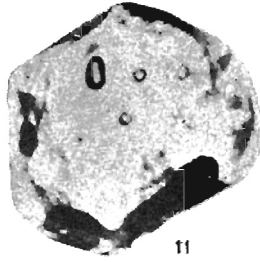
- 1—9. Bipyramidal quartz crystals from tuffite. Faces of prisms are feebly visible, on some of the crystals only. Crystal surface corroded, in an irregular manner, by solutions. Enlarged about $\times 37$
- 10—12. Gas inclusions, from euhedral to anhedral, in quartz crystals; enlarged $\times 40$, $\times 23$ and $\times 43$
13. Next to anhedral gas inclusions appears scattered mineral inclusions; enlarged $\times 34$
- 14—18. Gas inclusions, mostly anhedral. Mineral inclusions, from euhedral (Fig. 14) to anhedral (Fig. 18), either irregularly scattered, or arranged nearly parallel with crystal faces; enlarged $\times 35$, $\times 31$, $\times 36$, $\times 25$, $\times 32$
- 19—23. Glass inclusions in quartz crystals from tuffite, in various stages of transformation into celadonite. Shapes of inclusions vary, from spherical to almost polyhedral ones. Enlarged $\times 35$, $\times 35$, $\times 21$, $\times 29$, $\times 25$
- 24—27. Quartz crystals with inclusions, after roasting. Network of tiny cracks is visible; enlarged $\times 60$, $\times 40$, $\times 31$, $\times 31$.



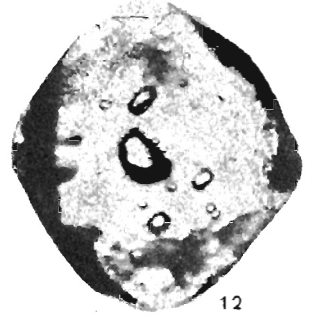
Antoni ŁASZKIEWICZ — Rzekomo pirogeniczne kwarcze



10



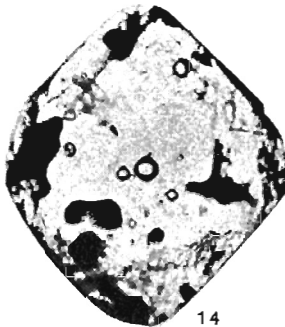
11



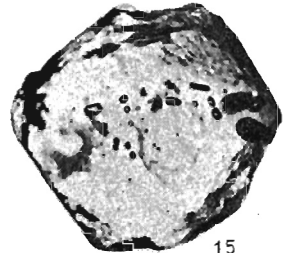
12



13



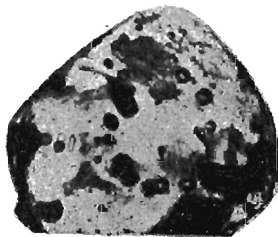
14



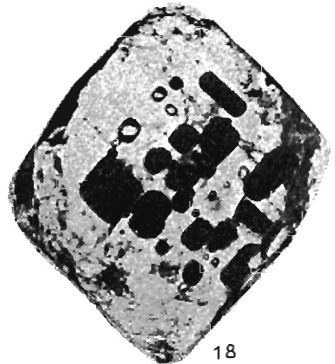
15



16



17



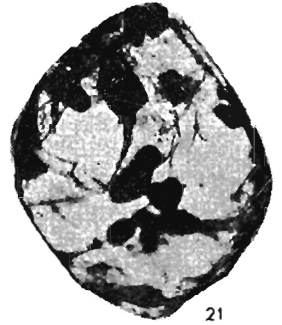
18



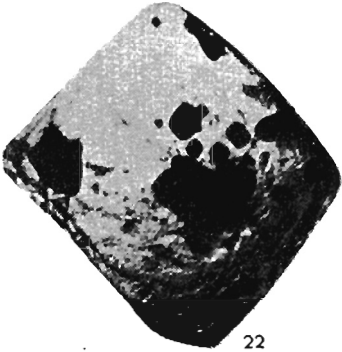
19



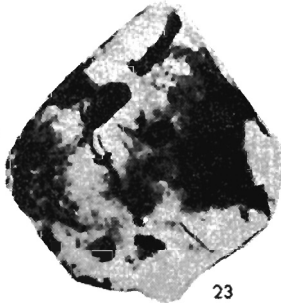
20



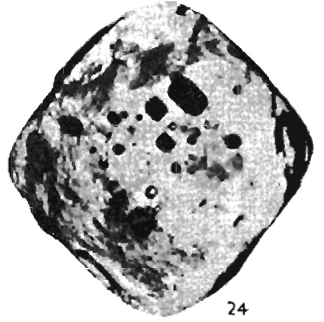
21



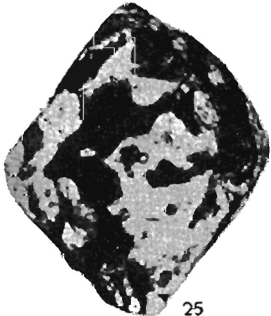
22



23



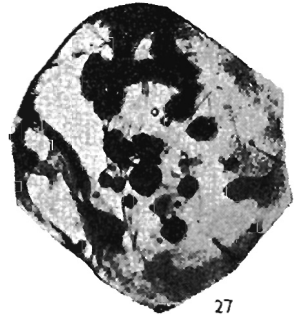
24



25



26



27