

BULLETIN

de

L'A.M.S

Numéro 58
2010

Pourquoi le Vésuve produit-il une telle variété de minéraux ?

Marie-Lola Pascal

(Conférence donnée dans le cadre de l'A.M.I.S. le 6 novembre 2010)

I. Les facteurs de la richesse minéralogique du Somma-Vésuve

II. Particularités des magmas

III. Activité hydrothermale

IV. Réactions avec les épontes carbonatées des chambres magmatiques

1. Minéraux magmatiques
2. Encaissant calcaire : skarns calciques
3. Encaissant dolomitique : skarns magnésiens
4. Rôle de la fusion locale des carbonates

I. Les facteurs de la richesse minéralogique du Somma-Vésuve

En 2004 (Russo & Punzo), le nombre d'espèces minérales décrites au Vésuve s'élevait à 253, dont 61 pour lesquelles le Vésuve est la localité-type (indiquées ci-dessous en caractères gras). L'importance historique particulière de ce volcan et l'attention permanente portée à ses manifestations ont certes joué un rôle important dans la découverte et la description de nombreux minéraux relativement courants, principalement au cours du XIX^{ème} siècle et au début du XX^{ème} ; citons parmi leurs inventeurs Monticelli (1759-1845), Covelli (1790-1829), Scacchi (1810-1891), Lacroix (1863-1948), Zambonini (1880-1932), Carobbi (1900-1983), Parascandola (1902-1972). Mais au-delà de ce facteur historique, le Vésuve reste actuellement pour la richesse minéralogique un des tout premiers sites au monde. Cette richesse reflète une diversité chimique dont l'origine doit être cherchée dans les processus qui participent à l'activité du volcan, parmi lesquels on peut reconnaître trois types (Fig. 1):

- Le principal est bien sûr la montée de magmas, dont la gamme de compositions chimiques exerce un contrôle essentiel sur la nature des minéraux susceptibles de se former. Les magmas du Vésuve, quoique présentant une certaine variabilité chimique de téphritique à phonolitique, appartiennent tous à la série alcaline, et, au sein de ce type de magmas déjà fortement minoritaire à la surface de la Terre, à une variété rare que sont les magmas potassiques à leucite.

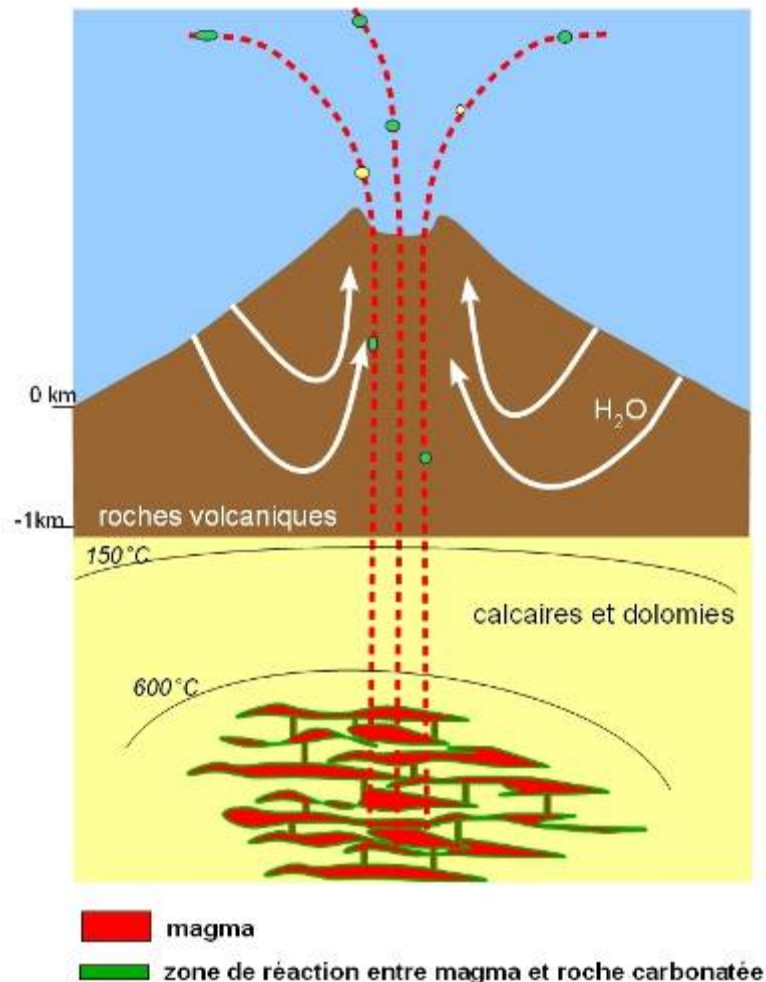


Fig. 1. Coupe schématique du Vésuve

- S'agissant d'un volcan actif, une activité fumerollienne liée à l'infiltration d'eaux météoriques, à leur réchauffement et à leur éventuel mélange avec des émanations volcaniques, développe de plus une minéralogie d'origine hydrothermale, riche en éléments volatils.

- Mais la palette chimique et minéralogique est surtout élargie par la nature des terrains qui constituent le substratum du Vésuve, et qui sont en grande partie formés de roches carbonatées, calcaires et surtout dolomies. Chaque éruption est précédée d'une période (dite pré-éruptive) pendant laquelle le magma est stocké dans un ensemble de cavités ("chambre magmatique") au sein de ces formations carbonatées. Il s'ensuit entre le magma et les roches carbonatées des réactions dont l'un des résultats est la formation de roches spécifiques ("skarns") dont les minéraux contiennent à la fois les éléments chimiques du magma et ceux de l'encaissant. Les skarns, dont bien d'autres occurrences dans le monde sont connues et étudiées, constituent en eux-mêmes de véritables musées de minéralogie. Au Vésuve, de tels skarns formés aux épontes des corps magmatiques peuvent être éjectés par l'éruption qui suit la période de réaction, et dans ce cas deviennent accessibles à l'observation. Certaines éruptions explosives en ont éjecté une grande quantité, comme celles d'Avellino (-3800 ans), celle de Pompéi (79), celle de Pollena (472), celle de 1631. Mais les skarns ne sont pas éjectés en totalité et ceux qui restent en place sont susceptibles d'être impliqués dans des épisodes ultérieurs de réaction avec de nouvelles venues magmatiques ou hydrothermales, qui augmentent encore la complexité et la richesse minéralogique de ces roches.

II. Particularités des magmas

La sous-saturation en silice des magmas du Vésuve est exprimée par de nombreux feldspathoïdes, comme la **néphéline** $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ et la **leucite** KAlSi_2O_6 , le plus typique pour son caractère potassique. Ce caractère potassique se retrouve aussi dans la présence de kalsilite KAlSi_2O_6 et de sa variété polymorphique la **kaliophilite**. Notons cependant que, bien que néphéline et kalsilite correspondent à deux gammes de composition d'une même solution solide $(\text{Na,K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$, leur statut dans les roches du Vésuve n'est pas le même. Si la néphéline, de même que la leucite, est au moins pro parte directement cristallisée par les magmas, il ne peut en être de même pour la kalsilite et la kaliophilite ainsi que le montre le diagramme de phases du système $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_2\text{O}_6\text{-SiO}_2$ (Fig. 2). La présence de kalsilite et de kaliophilite s'explique en fait par des réactions subsolidus.

Les magmas alcalins sont aussi caractérisés par leur fortes teneurs en éléments incompatibles, tels que les terres rares, le baryum, l'uranium, le thorium, le zirconium, le niobium etc. Ces éléments, habituellement à l'état de traces, se concentrent dans les magmas à mesure de leur évolution jusqu'à former des minéraux dont ils sont les constituants principaux (Fig. 3). Ces minéraux peuvent être silicatés tels que la thorite ThSiO_4 , le zircon ZrSiO_4 , la wöhlerite $\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{ZrNbSi}_4\text{O}_{14}(\text{O,OH,F})_4$, la britholite $\text{Ca}_2(\text{Ce,Ca,Th})_3(\text{PO}_4,\text{SiO}_4)_3(\text{OH,F})$, mais aussi, en raison de la pauvreté en silice du milieu, des oxydes comme la thorianite ThO_2 , la baddeleyite ZrO_2 , les pyrochlores $(\text{Ca,Na,U,Th})(\text{Nb,Ti})_2\text{O}_6(\text{O,OH,F})$, la pérovskite CaTiO_3 , la zirconolite $(\text{Ca,U,Th})\text{Ti}_2\text{ZrO}_7$, etc.

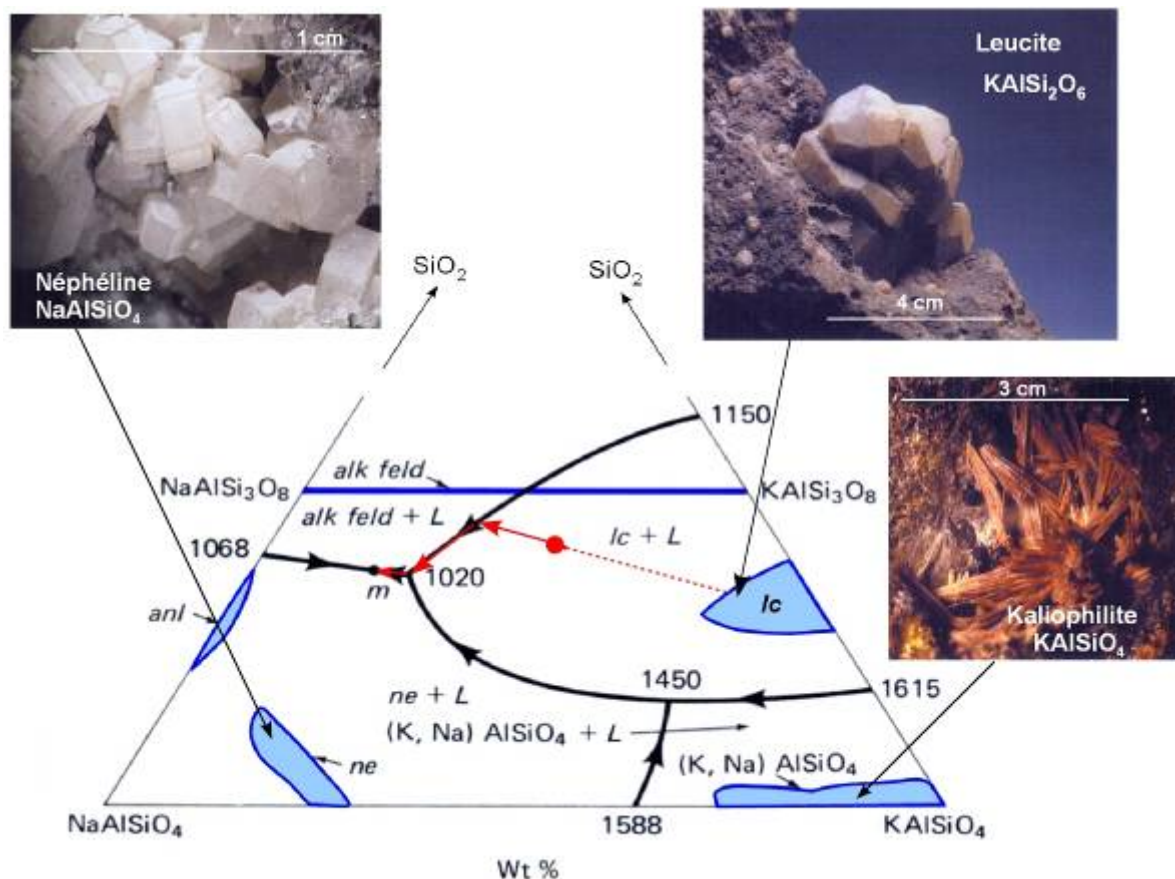


Fig. 2. Relations entre magmas et feldspaths-feldspathoïdes dans le système simplifié $(Na,K)AlSiO_4 - SiO_2$ à 1 bar (d'après Schairer, 1950).

Les lignes et surfaces bleues correspondent aux gammes de compositions des minéraux. Le trapèze est partagé par les lignes noires en 4 domaines dont chacun représente la gamme de composition des magmas (L = liquide) qui sont en équilibre avec un minéral donné: les magmas dont la composition est située dans le domaine du haut à gauche sont en équilibre avec un feldspath alcalin, ceux dans le domaine en bas et à gauche sont en équilibre avec la néphéline, en bas et à droite avec la kalsilite, au milieu et à droite avec la leucite. Les magmas en équilibre avec deux de ces minéraux ont des compositions situées sur la ligne noire qui sépare les champs de ces deux minéraux. Les chiffres indiqués en différents points de ces lignes sont les températures (en degrés C) du magma de la composition considérée en équilibre avec les minéraux coexistants.

Ce type de diagramme permet de représenter l'évolution chimique des magmas par cristallisation, supposée à l'équilibre, à température décroissante. Soit un magma en équilibre avec la leucite, représenté par le point rouge ; à mesure que la leucite cristallise, la composition du magma se déplace dans le sens indiqué par la flèche rouge, jusqu'à atteindre l'équilibre avec le feldspath alcalin. Dès lors le magma en équilibre avec feldspath alcalin + leucite évolue par cristallisation le long de la ligne commune aux champs de ces deux minéraux, dans le sens indiqué par la flèche qui correspond à une température décroissante. Cette ligne aboutit à un point (1020) où apparaît la néphéline. La décroissance de la température contraint l'évolution à se poursuivre avec feldspath alcalin + néphéline (mais pas leucite), jusqu'au point m qui correspond au minimum de température sur la ligne feldspath alcalin + néphéline. Ce point m marque la fin de cristallisation. On voit que ce chemin de cristallisation ne peut pas aboutir à la kalsilite.

Les températures indiquées sont celles observées à pression ordinaire dans le système anhydre. A plus haute pression et en présence d'eau, ce qui est plus réaliste, les températures sont plus basses et les courbes sont plus ou moins déplacées.

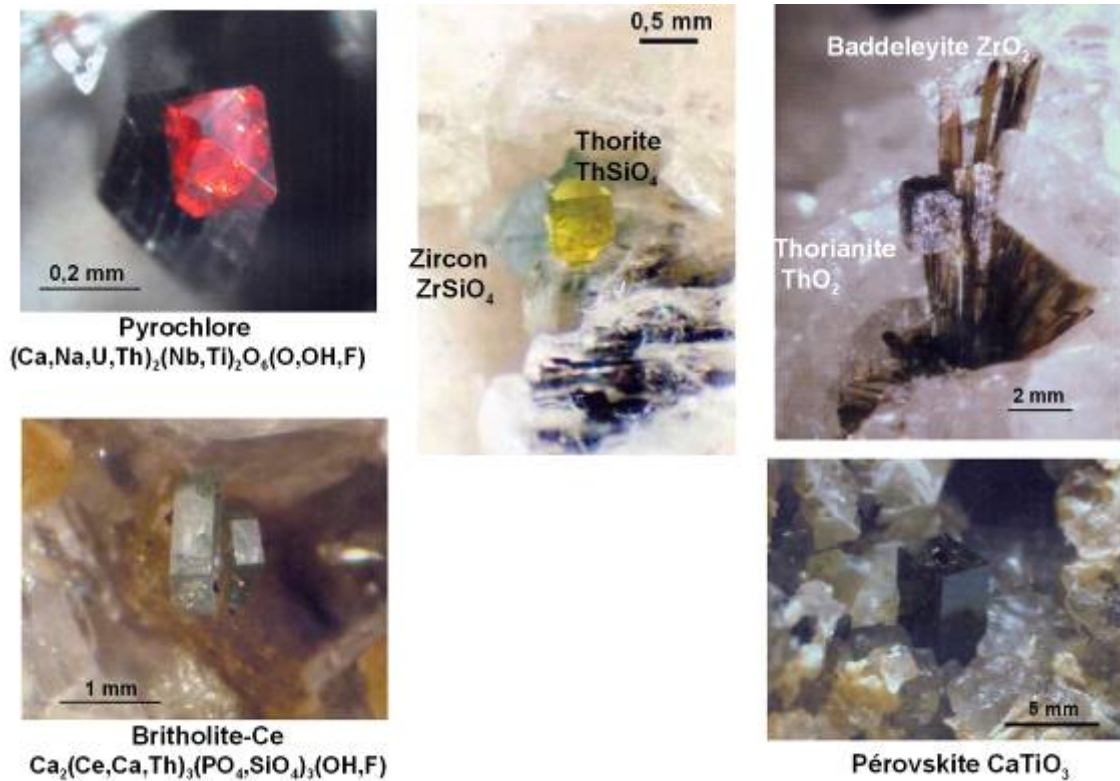


Fig. 3. Minéraux porteurs d'éléments incompatibles

III. Activité hydrothermale et fumerollienne

Cette activité se traduit souvent notamment par la présence de zéolites, minéraux très hydratés typiquement rencontrés comme phases secondaires dans les roches volcaniques et formées par la circulation de vapeurs à température modérément élevée, de 50 à 200°C. Au Vésuve certaines sont potassiques (**chabazite-K** $(K,Na,Ca)_2(Al,Si)_6O_{12} \cdot 6H_2O$, **montesommaite** $(K,Na)_9Si_{23}Al_9O_{64} \cdot 10H_2O$, phillipsite-K $(K,Na,Ca)_2(Al,Si)_8O_{16} \cdot 6H_2O$), d'autres sont typiques de roches à néphéline (thomsonite $NaCa_2Al_5Si_5O_{20} \cdot 6H_2O$), d'autres encore comme la gismondine $Ca_2Al_4Si_4O_{16} \cdot 8H_2O$ sont calciques ce qui renvoie à l'influence des calcaires encaissants.

Certains silicates très hydratés comme la thaumasite, $Ca_3Si(OH)_6(CO_3)(SO_4) \cdot 12H_2O$, contiennent également du carbone et du soufre, qui font partie du cortège d'éléments volatils présents dans ces fluides et vapeurs et se manifestant par le dépôt de soufre natif, de sulfures et de nombreux sels: chlorures comme la halite NaCl et la **sylvite** KCl, sulfates comme le gypse $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, carbonates non seulement de Ca et Mg (calcite et dolomite) mais aussi Fe (ankérite, sidérite), Pb (cérusite), Mn (rhodocrosite), fluorures (fluorine CaF_2 , sellaite $MgF_2 \dots$), phosphates, borates etc. La figure 4 présente une variété de sels hydratés de cuivre, chlorure, sulfate et carbonate, ainsi que leur précurseur la **ténorite** (CuO) qui reflète le caractère alcalin du milieu.

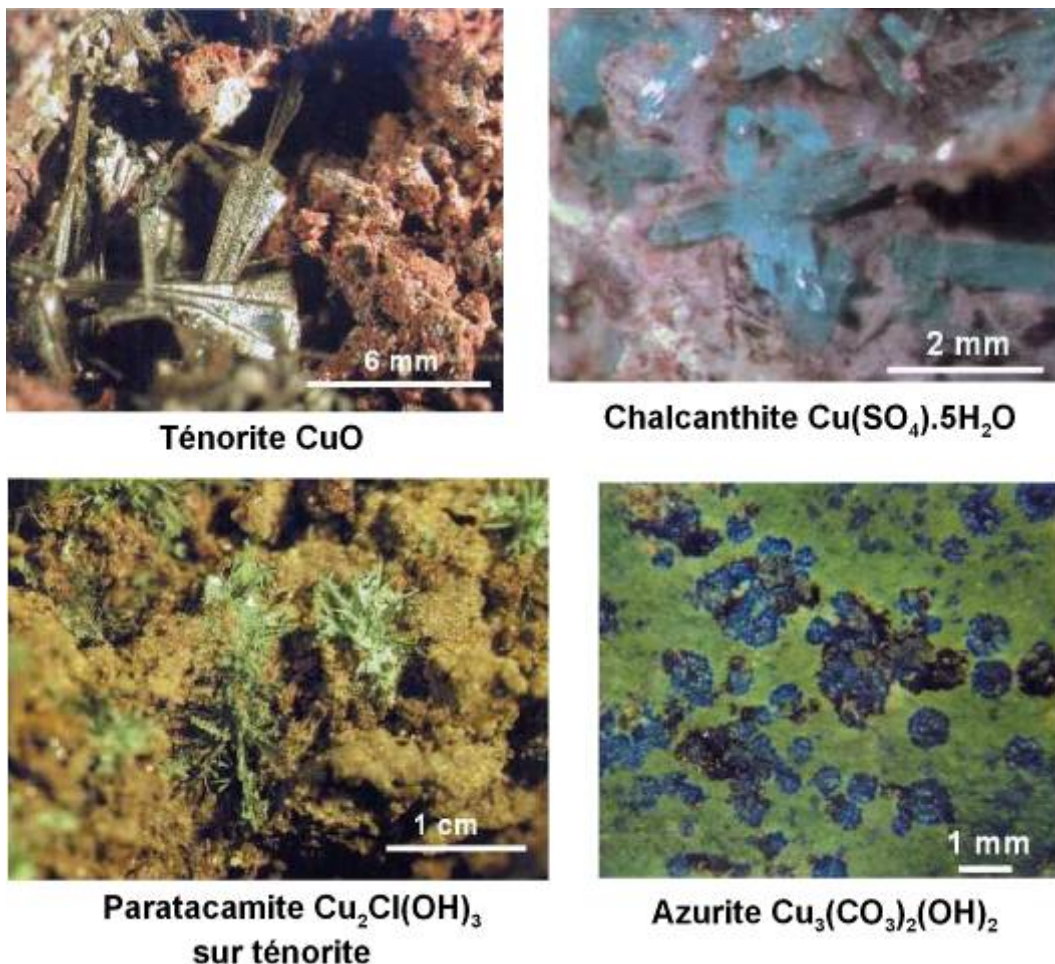
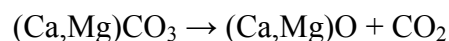


Fig. 4. Sels de cuivre

IV. Réactions avec les épontes carbonatées des chambres magmatiques

Les carbonates des terrains hôtes des chambres magmatiques, calcite et surtout dolomite, sont détruits au contact des magmas silicatés selon un schéma général :

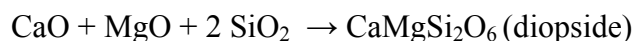


qui correspond à une décarbonatation. Tandis que CO_2 forme une phase fluide en mélange avec H_2O localement présent, le calcium et le magnésium sont utilisés dans une série de réactions qui aboutissent à la cristallisation de nouveaux minéraux, soit à partir du magma (paragraphe 1 ci-dessous), soit dans ses épontes. Dans les épontes, il s'agit le plus souvent de réactions entre phases solides liées à la circulation du fluide principalement formé de H_2O et CO_2 , mais contenant aussi des substances dissoutes dont les principales sont des sels et de la silice. Selon que ces épontes sont calcaires ou dolomitiques, les minéraux formés sont différents et on distingue classiquement les skarns calcaires et les skarns magnésiens (paragrapes 2 et 3).

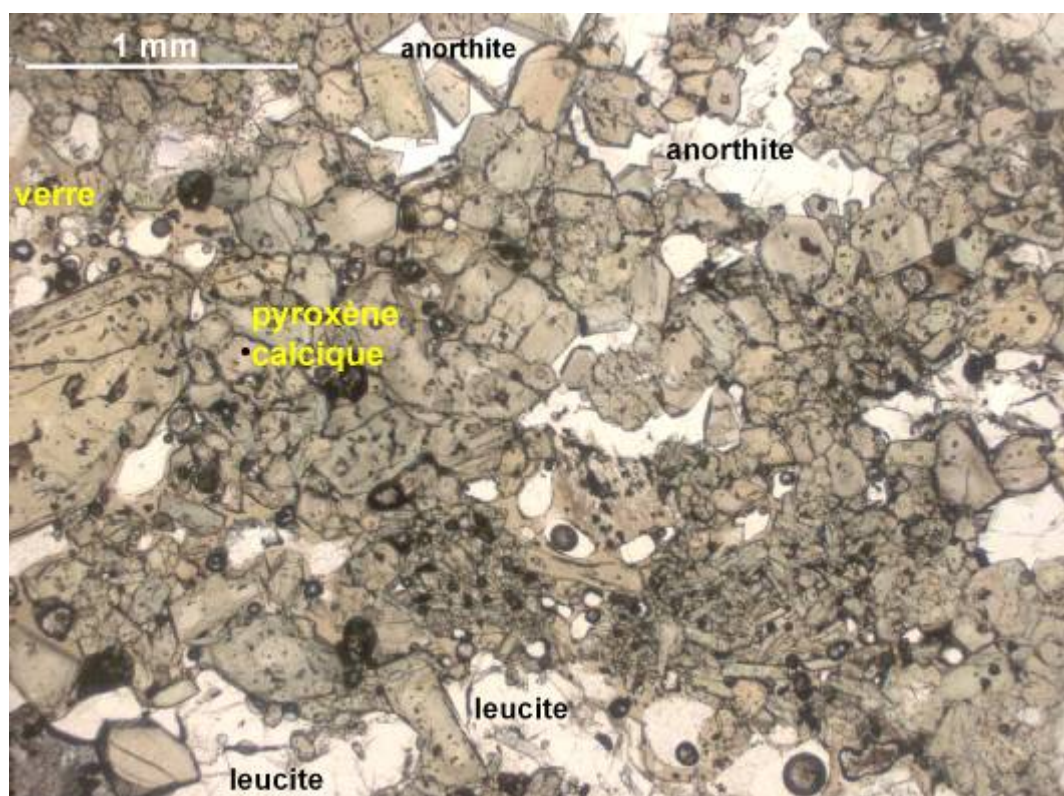
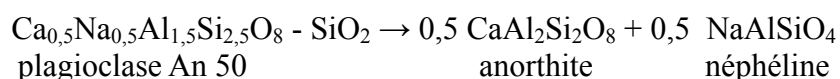
1. Minéraux magmatiques

Au contact immédiat de l'encaissant, sur quelques centimètres, se produisent des cristallisations dont un exemple est donné par la microphoto (Fig. 5). Le minéral dominant est un pyroxène calcique riche en Al, en cristaux généralement automorphes brun verdâtre, moulés par des plages d'anorthite et d'autres de leucite (qui contraste avec la leucite en cristaux automorphes

normalement observée dans les magmas non contaminés). La présence de verre brun dans les cavités interstitielles entre ces minéraux atteste de leur caractère magmatique. L'apport local mais massif de Ca et Mg provoque la cristallisation de cette grande quantité de pyroxène calcique, selon:

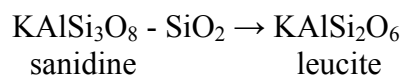


la silice nécessaire pour cette cristallisation provenant du magma. Il en résulte localement une diminution de la teneur en silice du magma, qui entraîne sa cristallisation et influe sur la nature des minéraux cristallisés. Au lieu de cristalliser un plagioclase intermédiaire, par exemple An 50, comme observé dans les magmas non contaminés du Vésuve, le magma désilicifié cristallise de l'**anorthite** puis de la néphéline (il n'y en a pas sur la Fig. 5) selon:

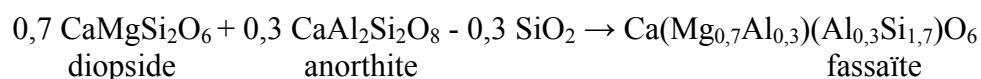


*Fig. 5. Cristallisation magmatique au contact de l'encaissant carbonaté.
Microphoto, lumière naturelle.*

De même, au lieu de sanidine il cristallise de la leucite selon:



Le pyroxène calcique observé n'est pas un diopside ni une augite mais une fassaïte, c'est-à-dire une solution solide vers le pôle $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ qui, lui, ne diffère chimiquement de l'anorthite que par le nombre d'atomes de silice par formule unitaire, 1 au lieu de 2. Cette particularité du pyroxène s'interprète donc encore comme un résultat de la désilicification du magma:



A la fassaïte, produit le plus fréquent et le plus abondant de ces réactions, s'ajoute dans un certain nombre de cas la mélilite $(Ca,Na)_2(Mg,Al)(Al,Si)_2O_7$ (Fig. 6). Son mode de formation est illustré par la microphoto 6A : au contact entre un skarn à pyroxène calcique (en bas à gauche) et une roche magmatique à feldspathoïdes, la mélilite se développe par réaction entre le pyroxène et la néphéline. Dans ce cas précis c'est une réaction entre minéraux (et fluide), mais dans d'autres cas (6B) la mélilite se forme dans le magma.

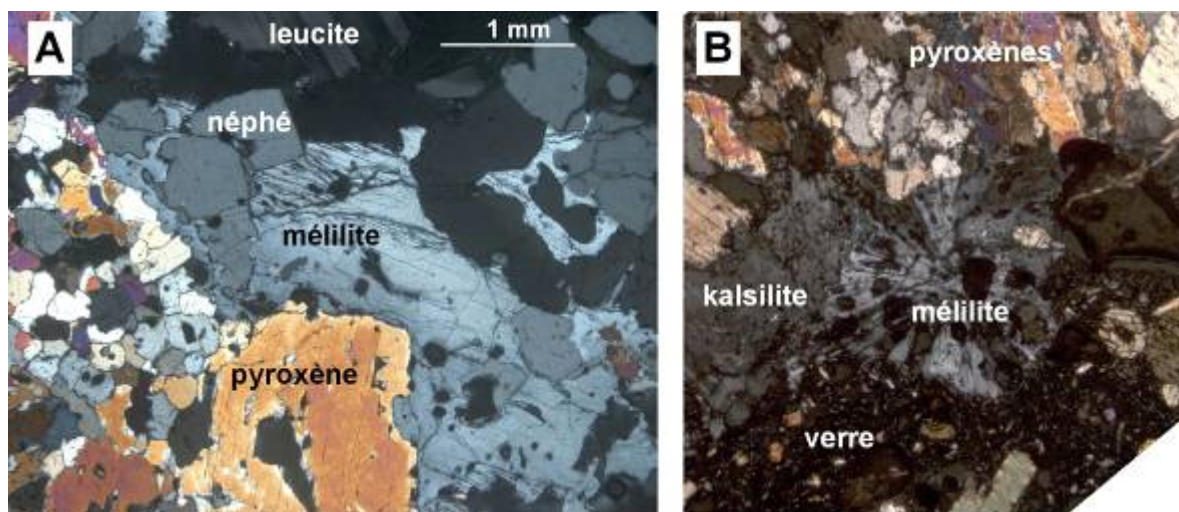
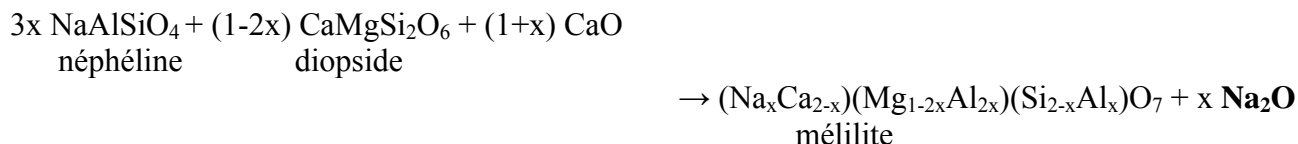


Fig. 6. Formation de mélilite au contact de skarns à pyroxène (microphotos, lumière polarisée analysée). A: la mélilite entoure et remplace en partie la néphéline au contact du pyroxène. B: sphérule de mélilite dans le verre à phénocristaux et microcristaux de pyroxène.

Cette réaction:



correspond à l'incorporation de calcium comme celle qui forme le pyroxène, mais elle libère de la soude c'est-à-dire qu'elle développe et accentue le caractère alcalin du liquide résiduel. Ce caractère très alcalin se manifeste par la cristallisation de nombreux feldspathoïdes comportant un excès d'alcalins sous forme de sels (Fig. 7), appartenant les uns au groupe de la sodalite (sodalite, hâüyne, lazurite), les autres au groupe de la cancrinite avec notamment des variétés potassiques rares (**microsommitte**, **davyne**). La formule structurale de la sodalite, par exemple, peut être écrite sous la forme $6(\text{NaAlSiO}_4) \cdot 2(\text{NaCl})$.

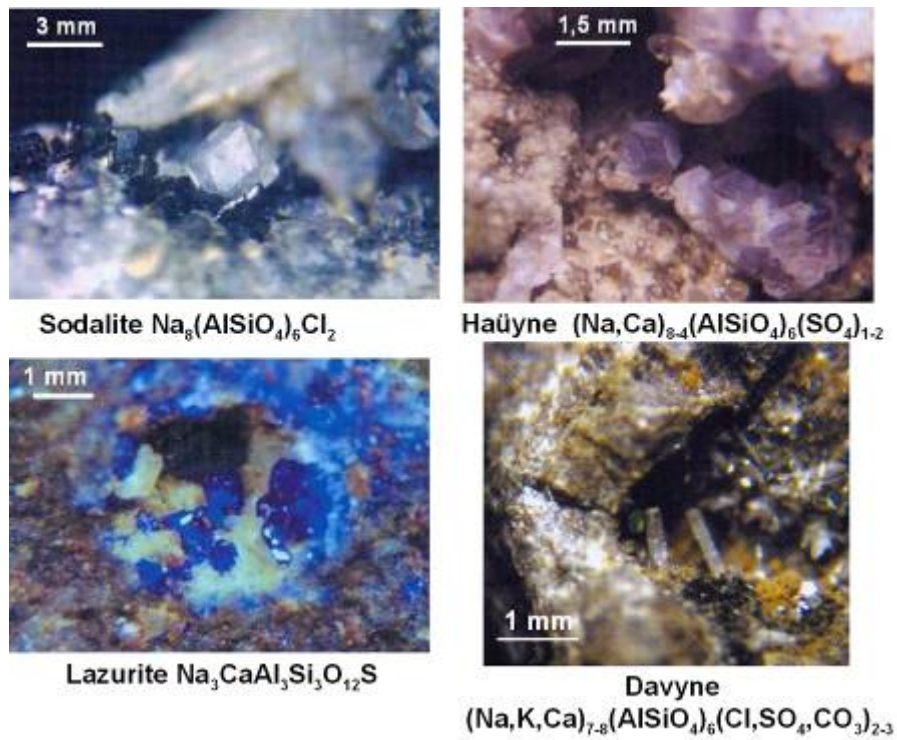


Fig. 7. Feldspathoïdes des groupes de la sodalite et de la cancrinite

2. Encaissant calcaire: skarns calciques

Au-delà du domaine d'existence du magma, le système constitué par la calcite du calcaire, les minéraux silicatés adjacents et le fluide $\text{H}_2\text{O-CO}_2$, à une température proche de celle du magma, n'est pas en équilibre et toutes ces phases réagissent entre elles pour former des silicates calciques caractéristiques des skarns calciques.

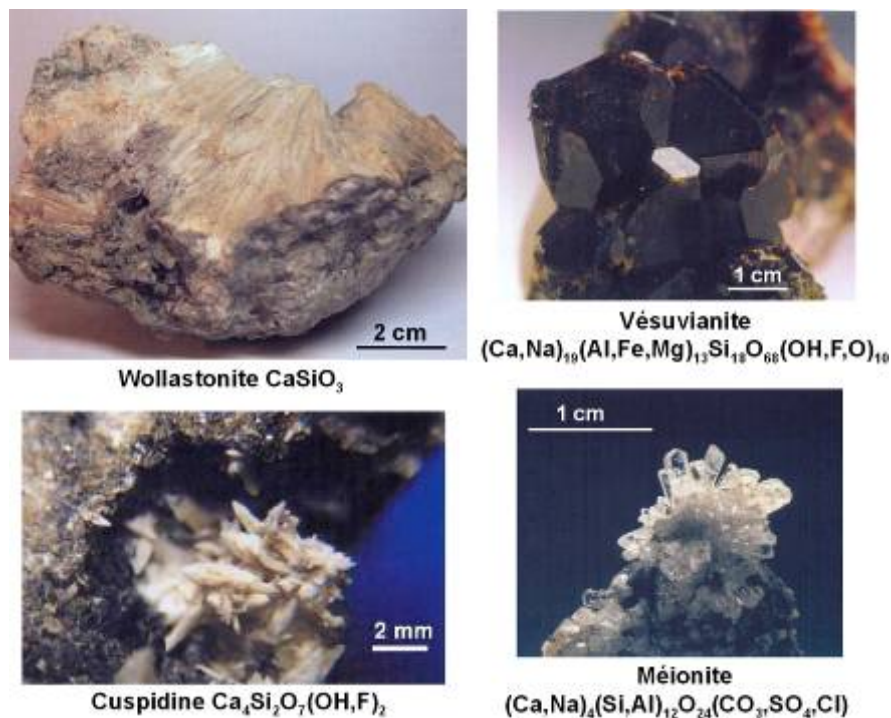
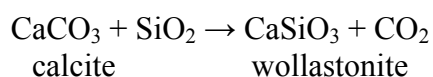


Fig. 8. Minéraux typiques de skarns calciques

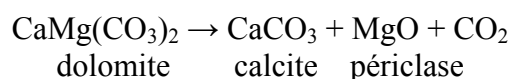
Le Vésuve est la localité-type pour plusieurs d'entre eux (Fig. 8), parmi lesquels certains correspondent à un simple apport de silice (en solution dans le fluide) à la calcite, comme la wollastonite (plusieurs polytypes dont **1A**):



et la **cuspidine** ; d'autres sont alumineux, comme la **vésuvianite** ou la **méionite** (scapolite calcique).

3. Encaissant dolomitique: skarns magnésiens

Mais la majeure partie des skarns éjectés par le Vésuve sont magnésiens. La dolomite est plus réactive que la calcite parce qu'elle se déstabilise du seul fait de la température pour former de la calcite et du **périclase** MgO (Fig. 9) ou de la brucite Mg(OH)₂:

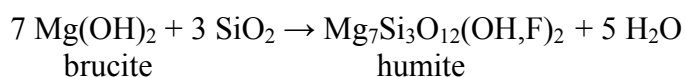
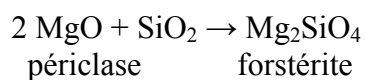


La différence avec les skarns calciques tient non seulement à la présence de Mg, mais aussi à la grande quantité de CO₂ produite par cette réaction.



Fig. 9. Minéraux typiques de skarns magnésiens

De même que pour les skarns calciques, les minéraux les plus caractéristiques, **forstérite**, **humite** et **clinohumite** (Fig. 9), correspondent à un simple apport de silice à ces marbres à périclase ou brucite:



Au contact immédiat des roches magmatiques, ces associations de calcite et de forstérite (ou humite) sont accompagnées de nombreux autres minéraux, souvent en micro-phases, pour l'identification desquels le microscope électronique à balayage est un outil essentiel. La figure 10 montre deux exemples de contacts entre roches magmatiques, une syénite à feldspathoïdes (A) et une téphrite (B), et skarns magnésiens à calcite et forstérite spectaculairement organisées en bandes régulières. Dans les deux cas, le contact est souligné par le développement d'une frange de phlogopite, minéral potassique et relativement pauvre en silice comme la roche magmatique, magnésien comme le skarn, ubiquiste dans cette situation.

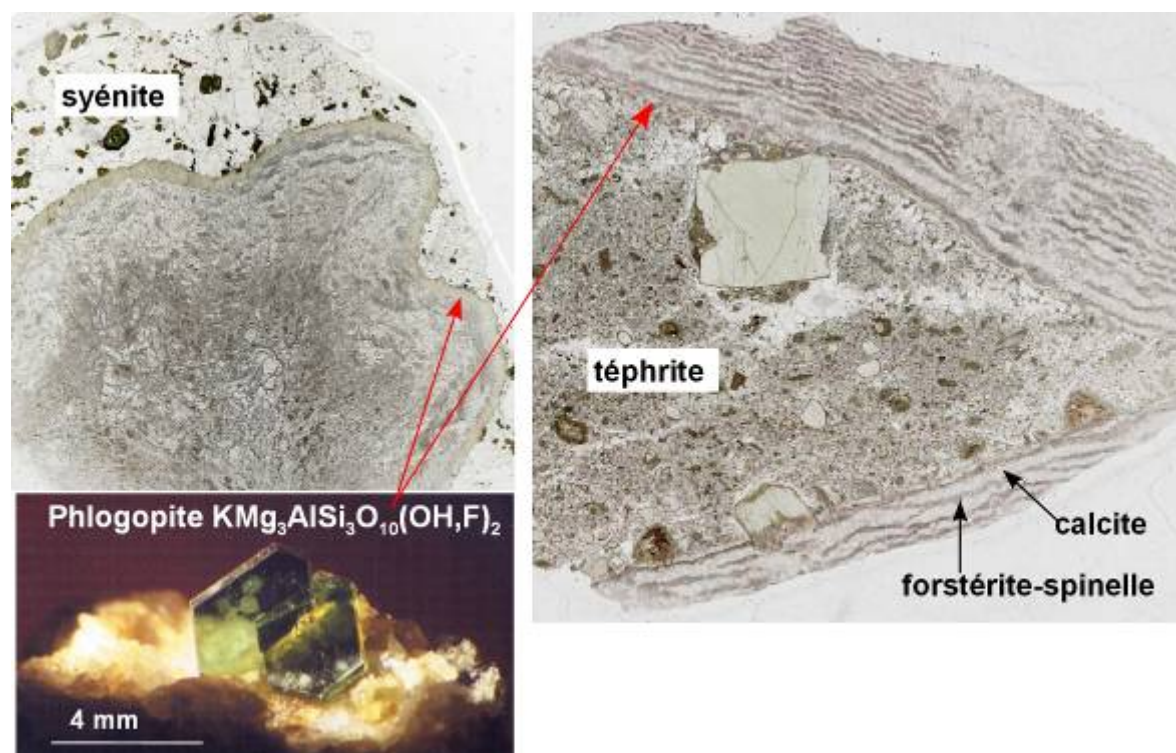


Fig. 10. Skarns à bandes alternantes de calcite et d'une association forstérite-spinelle, au contact de roches magmatiques dont ils sont typiquement séparés par une frange de phlogopite.

Dans un troisième exemple (Fig. 11) la roche magmatique, très évoluée et principalement formée de feldspathoïdes, contient comme minéral accessoire de la wöhlerite $Na_2Ca_4ZrNbSi_4O_{14}(O,OH,F)_4$ en baguettes. L'une de ces baguettes, qui traverse la limite entre la roche magmatique et la bande de phlogopite, subit à son entrée dans la bande de phlogopite une transformation en une association de néphéline, de baddeleyite ZrO_2 et de pyrochlore $(Ca,Na)_2(Nb)_2O_6(O,OH,F)$. Ces deux oxydes résultent donc d'une désilicification du minéral originellement porteur de Zr et Nb.

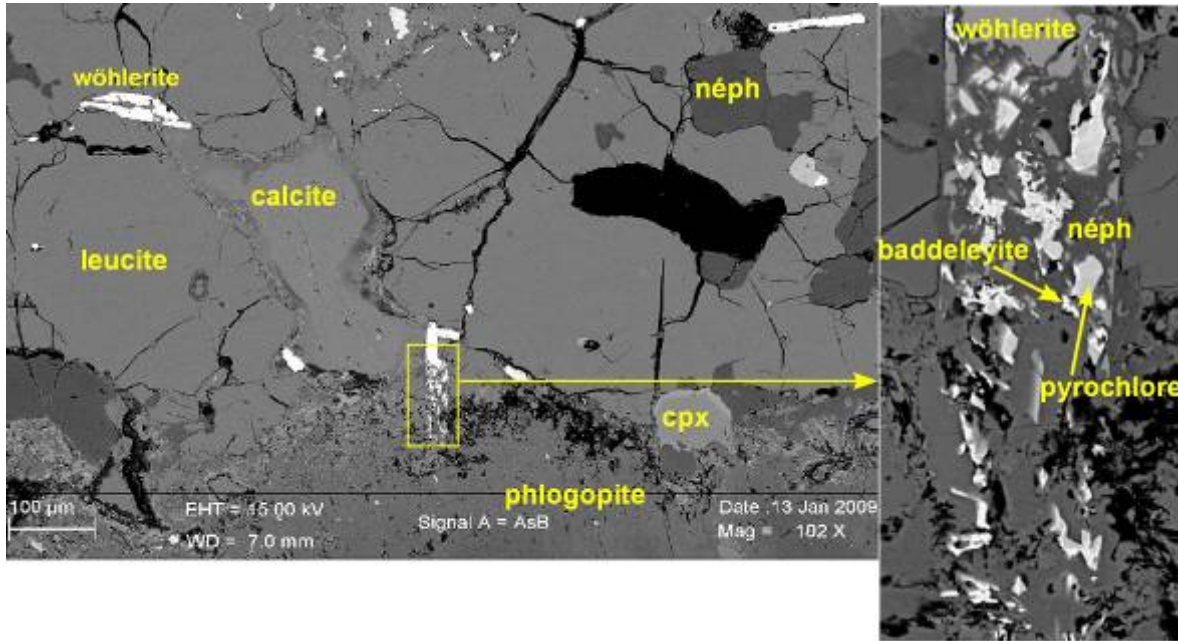
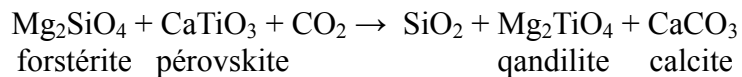


Fig. 11. Image au microscope électronique à balayage du contact entre une roche magmatique à feldspathoïdes et la frange de phlogopite qui jalonne le bord du skarn adjacent. Le minéral magmatique porteur de métaux lourds (Zr, Nb) est un silicate (la wöhlerite) dans la roche à feldspathoïdes, qui se transforme en oxydes (baddeleyite, pyrochlore) dans la phlogopite.

La pauvreté en silice s'accroît dans le skarn à distance croissante de la roche magmatique. Elle se traduit par une minéralogie dans laquelle la forstérite est le seul silicate, accompagné par des oxydes. Ce sont principalement des minéraux du groupe du spinelle (Fig. 12), avec une gamme de compositions exceptionnellement large. Le spinelle $MgAl_2O_4$ est de loin le plus commun, mais le Vésuve est la localité-type pour son équivalent ferrifère, la **magnésioferrite** ($MgFe_2O_4$). Les cristaux sont souvent zonés avec une composition variable, et la figure 12 (C, D) montre qu'on trouve aussi bien de la magnésioferrite entourée de spinelle que l'inverse, ce qui traduit la superposition de plusieurs phénomènes réactionnels. Il existe de plus un troisième type de spinelle, la qandilite Mg_2TiO_4 , minéral rare et exclusivement rencontré dans les skarns magnésiens, qui forme une solution solide continue avec la magnésioferrite. Son mode d'occurrence, observé dans une bande à forstérite-spinelle (Fig. 12 E) similaire à celles du skarn de la figure 10 B, montre qu'elle se forme par réaction entre pérovskite et forstérite :



Cette réaction, qui implique une désilicification de la forstérite, rend compte du fait que la qandilite est un minéral de titane spécifique à ces milieux magnésiens et extrêmement pauvres en silice que sont les skarns magnésiens.

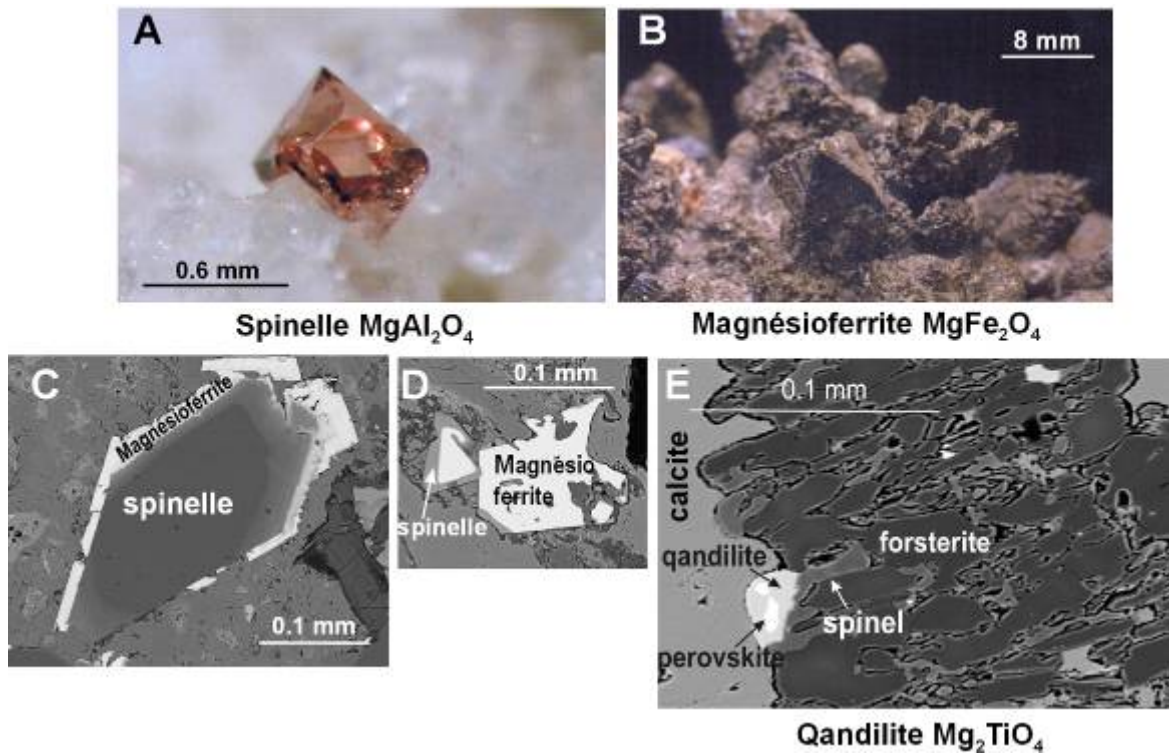
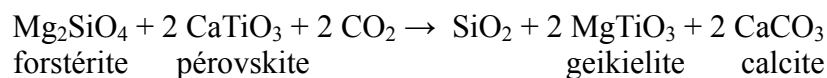


Fig.12. Minéraux du groupe du spinelle dans les skarns magnésiens.

Parmi les autres minéraux de titane observés dans ces skarns (Fig. 13), la présence de geikielite $MgTiO_3$ peut être interprétée par une réaction analogue à celle écrite pour la qandilite:



qui montre que par rapport à la qandilite, la geikielite correspond à une plus forte pression de CO_2 . L'occurrence de zirconolite, $(Ca,U,Th)Zr(Ti,Nb,Fe,Mg,Al)_2O_7$ (Fig. 13) et de calzirtite, $Ca_2Zr_5Ti_2O_{16}$, reflète la présence de métaux lourds.

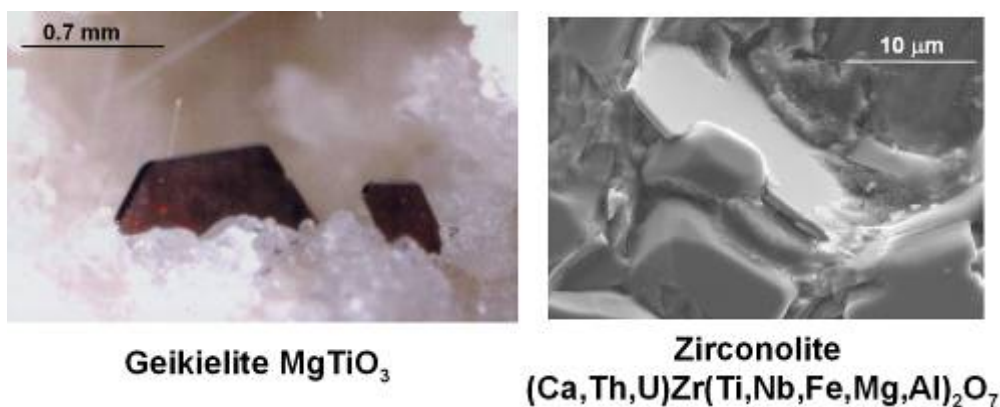


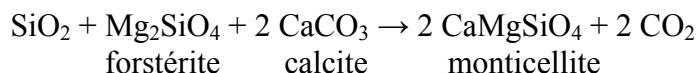
Fig. 13. Autres oxydes porteurs de titane dans les skarns magnésiens

4. Rôle de la fusion locale des carbonates

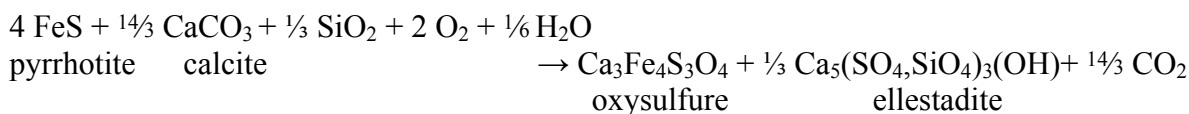
Bien que le principal silicate rencontré dans les skarns magnésiens soit la forstérite, le

Vésuve est réputé pour la présence d'un autre silicate magnésien, la **monticellite** CaMgSiO_4 . L'un de ses modes d'occurrence est le remplacement de cristaux de forstérite le long de veinules (Fig. 14), et dans cet exemple ce remplacement s'accompagne d'une autre réaction qui est la transformation de cristaux de pyrrhotite FeS en un oxysulfure de fer et calcium de composition $\text{Ca}_3\text{Fe}_4\text{S}_3\text{O}_{4-6}$, composé connu en synthèse mais encore jamais décrit dans la nature.

Ces deux transformations consistent en un apport de calcium, ce qui traduit des conditions chimiques fortement calciques impliquant une faible pression de CO_2 :



La formation de l'oxysulfure comporte de plus une oxydation, et l'écriture d'une réaction possible:



permet de rendre compte de la formation simultanée d'ellestadite, minéral dérivé de l'apatite par substitution de sulfate au phosphate, qui chemise systématiquement les baguettes d'oxysulfure.

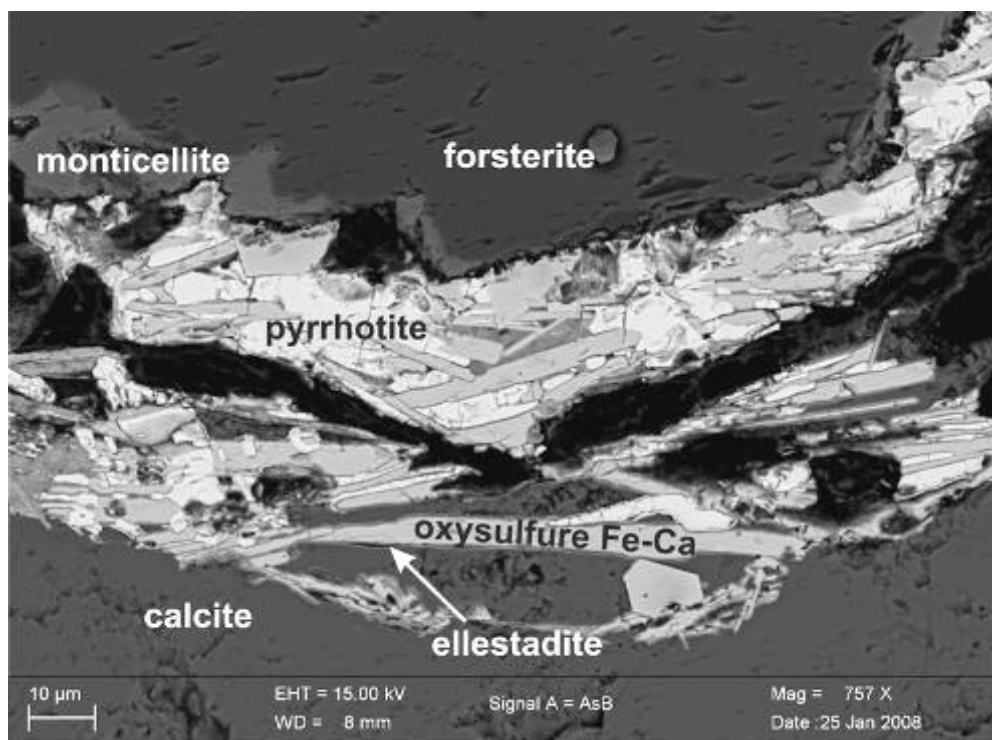


Fig. 14. Transformations le long d'une veinule entre des cristaux de forstérite, de pyrrhotite FeS et de calcite. La périphérie du cristal de forstérite est remplacé par de la monticellite, et la pyrrhotite est détruite pour donner naissance à des baguettes d'oxysulfure de Fe et Ca, entourées d'un liseré d'ellestadite $\text{Ca}_5(\text{SO}_4,\text{SiO}_4)_3(\text{OH},\text{F},\text{Cl})$.

Ce type de transformation secondaire à caractère fortement calcique, dans les skarns magnésiens, se rencontre fréquemment mais reste le plus souvent local. Il traduit un changement de conditions chimiques, caractérisé, comme il a été dit plus haut, par une faible pression de CO_2 . Etant donnée la capacité des dolomies à dégager de grandes quantités de CO_2 , on peut se demander ce qu'est devenu ce CO_2 .

Une réponse probable à cette question est fournie par l'observation de liquides carbonatés en

inclusions dans des minéraux de skarns (Fig. 15).

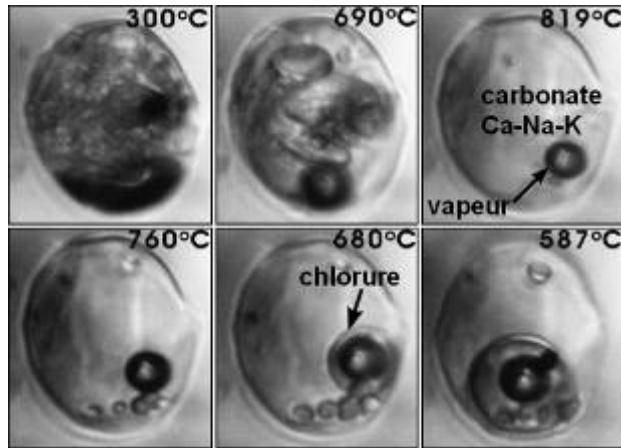


Fig. 15. Inclusion de liquide carbonaté dans des minéraux de skarn (d'après Fulignati et al., 2001).

L'inclusion, portée à 819°C, contient un liquide carbonaté (Ca-Na-K) et une bulle de vapeur, et l'apparition d'un liquide chloruré au cours du refroidissement (680°C) montre que le liquide initial contenait non seulement des carbonates mais aussi des chlorures. Ce liquide est donc interprété comme produit par la fusion de la calcite sous l'effet de solutions H₂O-(Na,K)Cl issues des magmas.

De tels liquides, lorsque la température décroît, cristallisent des minéraux carbonatés jusqu'à disparition complète du liquide, tandis que la proportion de vapeur augmente. Cette vapeur qui coexiste avec le liquide carbonaté est beaucoup plus riche en H₂O et moins riche en CO₂ que le liquide, et ceci d'autant plus que la température est plus basse. L'idée que ces vapeurs, coexistant ou non avec un liquide, pourraient être les fluides pauvres en CO₂ responsables du remplacement de la forstérite par la monticellite (Fig. 14) est en accord avec les données expérimentales dans le système CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ (Fig. 16) : la forstérite ne peut être en équilibre avec un liquide carbonaté et une vapeur qu'à une température supérieure à 900°C, la vapeur contenant plus de 40% molaire de CO₂. En-dessous de 900°C, la vapeur est moins riche en CO₂ et le silicate en équilibre avec le liquide n'est plus la forstérite mais la monticellite, et ceci jusqu'à cristallisation complète du liquide, vers 610°. La vapeur est alors presque dépourvue de CO₂ (0,02%).

Ainsi, la fusion locale des carbonates au contact des magmas et des fluides qui en dérivent joue probablement un rôle important dans la minéralogie des zones de réaction. D'une part cette fusion ne nécessite que des températures modérées, de l'ordre de 700°, d'autre part la cristallisation des liquides carbonatés et chlorurés ainsi formés est vraisemblablement à l'origine non seulement de vapeurs pauvres en CO₂ avec le cortège d'altérations calciques qu'elles provoquent, mais aussi de la cristallisation de carbonates et de sels tels que ceux mentionnés ci-dessus au paragraphe III.

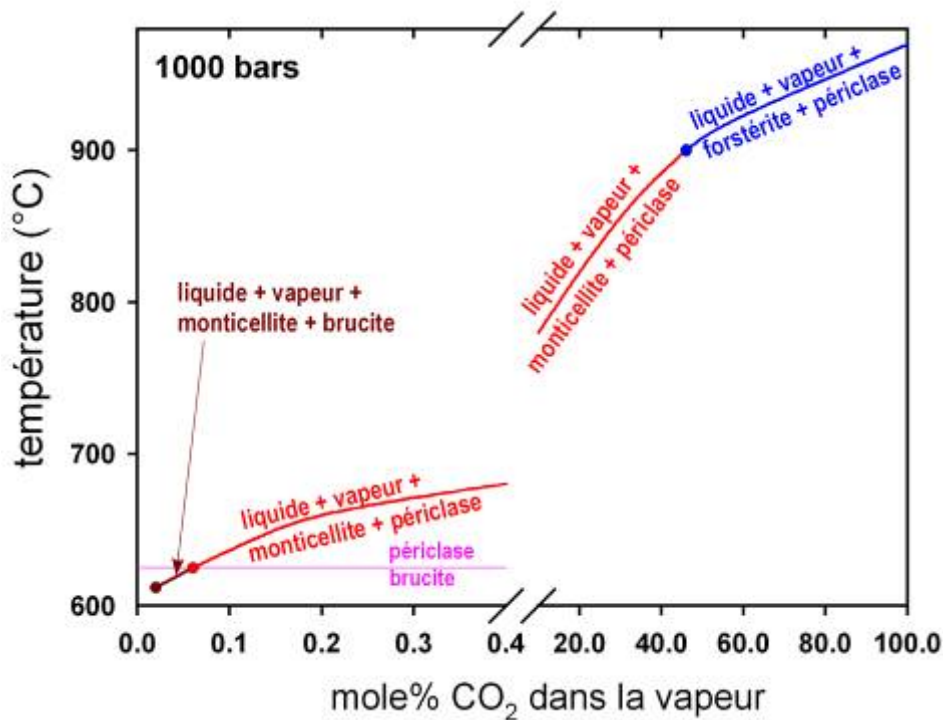


Fig. 16. Equilibres comportant liquide carbonaté et vapeur dans le système CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. Données expérimentales de Franz (1965).

En conclusion, ces quelques exemples de minéraux, organisés en fonction de leurs processus génétiques, illustrent le rôle majeur joué par le substratum carbonaté du Vésuve dans la diversité minéralogique que présentent ses produits. Les processus de réaction complexes et répétés, qui impliquent des éléments d'autant plus variés que les magmas sont riches en éléments incompatibles, conduisent à la formation de générations successives de minéraux, souvent de très petite taille, parmi lesquels de futures découvertes sont à attendre des performances des nouvelles générations d'outils de caractérisation en microscopie électronique et microdiffraction.

Remerciements

Cette conférence a largement utilisé la synthèse minéralogique de Russo & Punzo "I Minerali del Somma-Vesuvio", dont sont extraites les photos de minéraux individuels. Les échantillons illustrés par les microphotos et images au microscope électronique à balayage proviennent de la collection de l'Université de Pise (C. Principe) et ont été sélectionnés par A. Di Muro. Le concours de O. Boudouma pour le microscope électronique à balayage, et de l'équipe Camparis pour la microsonde électronique, ont été essentiels pour la détermination des minéraux et de leurs compositions. Toutes ces personnes sont chaleureusement remerciées. Je tiens à souligner que l'étude des skarns du Vésuve s'inscrit dans une longue collaboration avec M. Fonteilles, dont l'expérience et les compétences en pétrologie sont bien connues de la communauté scientifique. Je le remercie également, ainsi que J. Geysant, pour les améliorations que leurs remarques et suggestions ont apporté à ce texte.

Références bibliographiques

Franz, G.W. (1965) Melting relationships in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂-H₂O: A study of synthetic kimberlites. PhD, Pennsylvania State University.

- Fulignati P., Kamenetsky V.S., Marianelli P., Sbrana A. and Terrence P. Mernagh T.P. (2001) Melt inclusion record of immiscibility between silicate, hydrosaline, and carbonate melts: Applications to skarn genesis at Mount Vesuvius. *Geology*, 29, 1043-1046.
- Russo M. & Punzo I. (2004) *I Minerali del Somma-Vesuvio*. Associazione Micro-mineralogica Italiana.
- Schairer, J. F. (1950) The system NaAlSiO₄-KAlSiO₄-SiO₂ *Journal of Geology*, 58, 512-517

VIE DE LA COLLECTION N°58

Introduction

Il s'est écoulé peu de temps depuis le dernier compte rendu sur la vie de la collection. Ce qui ne veut pas dire qu'il s'est passé peu de choses. Loin de là : ces derniers mois ont été actifs et ont vu l'aboutissement de plusieurs projets.

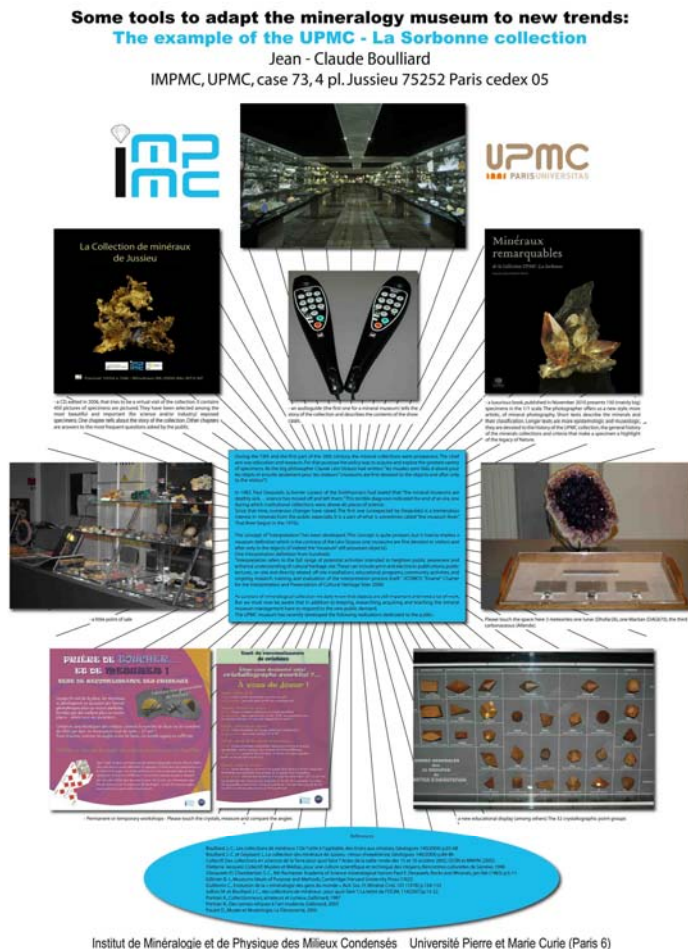
Les acquisitions de la grande fluorite verte chinoise (#13433, UPMC), de la fluorite péruvienne sur quartz (#13434, AMIS), de la muscovite brésilienne (#13435, AMIS) et de la pyromorphite (#13423, AMIS) ont été réalisées. L'acquisition d'une aragonite chinoise, annoncée dans le précédent bulletin, n'a pas abouti pour une raison assez surprenante. Une fois encore une sorte de loi des séries est entrée en œuvre. J'avais en effet établi, l'an dernier à Millau, un contact avec une personne qui possédait une autre très belle aragonite bleue d'Arrigas (Gard) mais qui ne voulait pas alors l'a cédée. Rappelons que les aragonites d'Arrigas ont été récoltées par très peu de personnes, il y a plusieurs décennies et qu'elles jouissent d'une très grande appréciation parmi les collectionneurs. Finalement cette personne a cédé l'aragonite à la collection (#13436). Comme le spécimen chinois était d'une qualité moindre, il n'y avait plus lieu de l'acquérir.

Sainte-Marie-aux-Mines

La bourse de Sainte-Marie-aux-Mines (23-27 juin 2010) est toujours aussi sympathique. Comme il me fallait solder les engagements que j'avais pris depuis Tucson, et que les comptes n'étaient pas spécialement prospères, mes intentions d'achat se sont limités à l'approvisionnement de notre modeste point de vente. M Maurice Eyraud (société Minerama), connaissant mes goûts pour les macles, a fait don d'un groupe de muscovite étoilée (en cours d'inventaire).

Peu après Sainte-Marie, j'ai finalisé un échange (UPMC) pour l'acquisition d'une magnifique lotharmeyerite et adamite (#13438) de Mapimi (Mexique). Le contraste entre l'adamite verte et la lotharmeyerite rouge sang est saisissant, de plus l'adamite a un faciès en roue assez inhabituel.

Budapest



Du 21 au 27 août, la magnifique ville de Budapest accueillait le 20^e congrès (quadriennal) de l'IMA (International Mineralogical Association). J'ai présenté trois « posters ». Le premier, dans une session « musées et histoire de la minéralogie » présentait le renouveau muséographique opéré par la collection ces

10 dernières années : le deuxième, dans une session « minéralogie générale et spécifique » dévoilait les découvertes effectuées avec l'association Jean Wyart et l'association française de microminéralogie à la suite de la mission sur le site de Jas Roux : le troisième, enfin, dans une session « croissance des minéraux et processus interfaciaux » présentait mes découvertes sur les macles d'anorthoclase du Mont Erebus. Ces posters ont reçu un très bon accueil et des contacts ont été pris.

Durant le congrès a eu lieu la bourse minéralogique de Budapest, la plus importante de Hongrie selon les organisateurs. Il y avait surtout de la bijouterie fantaisie, et bien peu de minéraux notables. J'ai cependant remarqué une belle sylvanite ainsi qu'une petite hessite de Roumanie. Il y avait une exposition intéressante sur l'or de Roumanie.

La collection de minéralogie de l'université et celle du muséum d'histoire naturelle sont modestes (elles ont été victimes de plusieurs catastrophes). Elles présentent peu de spécimens récents. Elles permettent d'avoir une bonne idée de la minéralogie classique historique d'Europe Centrale.

Munich

La bourse de Munich (29-31 octobre) a été exceptionnelle pour la collection.

La première raison est la découverte de grands cristaux d'alabandite qui a suscité un émoi inattendu. Pour le comprendre, revenons à quelques rappels. L'alabandite est un sulfure de manganèse, MnS, typique des gisements de basse température des montagnes jeunes. Elle est noire, son éclat est submétallique parfois terne, ses cristaux sont la plupart du temps octaédriques et la macle du spinelle n'est pas rare. Elle peut être confondue avec une blende ferrifère ou une magnétite mais possède une caractéristique qui en fait un des minéraux les plus faciles à diagnostiquer (réponse à la fin de l'article... pour les rares lecteurs qui ne connaissent pas la réponse !).

Les gisements classiques, reconnus généralement comme les meilleurs pour cette espèce sont les gisements d'or de Sacarimb, Baia de Aries et Rosia Montana (Transylvanie, Roumanie). Il fut un temps où les grands cristaux (2cm au maximum) y ont été trouvés en relative abondance. Ce sont des « classiques », représentés dans toutes les grandes collections mondiales. Les agrégats foliés plus ou moins stalactitiques de Broken Hill (New South Wales) sont recherchés mais plutôt rares. Plusieurs autres gisements ont produit des pièces intéressantes (Vysokogornoe, Russie), mais ils sont plus confidentiels. En France, ce minéral a été trouvé à Vielle Aure (Hautes-Pyrénées).

L'alabandite est donc une espèce « classique » bien connue de tout minéralogiste un tant soit peu systématicien et de tout conservateur. Elle l'est d'autant plus qu'il existe un intérêt tout particulier pour les sulfures dans les grandes collections. Cet intérêt tire son origine de cette période pas si lointaine où les mines métalliques étaient nombreuses et fournissaient en grand nombre des spécimens muséaux de minéraux sulfurés.

J'avais déjà vu des alabandites du Pérou (sans cristaux) dans les années 1980. En 2009, quelques rares pièces avec des cristaux « géants » avoisinant 2,5 cm, se sont négociées sous le manteau. Ils proviennent de la célèbre mine d'Uchucchacua (province de Onyon, département de Lima) qui est la localité type de la benavidesite et de l'uchucchacuaite (et, d'après la rumeur, bientôt d'une troisième espèce). Rappelons que ces deux espèces ont été décrites (1982, 1984) par des minéralogistes français et que les types sont à la collection de Mines-Paristech.

Cette année, à Munich, plusieurs dizaines de spécimens (au moins 60), de la même localité, ont été proposées par le marchand péruvien Ramos Cabrera et l'espagnol Luis Miguel Burillo. Les cristaux peuvent atteindre 3 cm, ils sont fréquemment maclés et sont souvent associés à de la rhodochrosite.

Alors que l'on pouvait penser que la minéralogie « pegmatitique » (qui a dominé la minéralogie ces dernières années) avait remis la minéralogie « sulfurée » d'antan, c'est avec une certaine surprise que l'on a pu voir tout ce que la minéralogie compte de collectionneurs et de conservateurs sérieux se ruier sur ces cristaux. En une demi-journée tous les spécimens ont été vendus, et pour certains, plusieurs fois !

J'ai acquis, de justesse, le plus grand spécimen (17cm) pour l'A.M.I.S. (en cours d'inventaire). Il se présente comme une plaque triangulaire, tapissée de cristaux octaédriques et de macles (pouvant atteindre 3cm) d'alabandite associés à de la rhodochrosite microcristalline.



Une telle acquisition aurait pu suffire pour faire de cette bourse une grande réussite pour la collection. La chance (?) a voulu que s'y ajoute une shattuckite avec diopside du Kaokoveld. Les gisements du plateau de Kaokoveld fournissent depuis quelques années des spécimens de diopside, malachite et shattuckite remarquables. Les cristaux de diopside, souvent bien isolés, peuvent atteindre 6cm, la malachite est en groupes fibreux divergents et la shattuckite en boules ou en recouvrements d'aspect velouté. Ce district est assez confidentiel en France alors qu'on y trouve parfois des associations d'une architecture et d'une esthétique qui ont de quoi bouleverser les minéralogistes les plus blasés. Qu'on en juge par le spécimen acquis (AMIS en cours d'inventaire) auprès de Régis Duquenne qui va souvent en Namibie pour des périodes longues. Ce spécimen se présente comme une plaque un peu rectangulaire (dimension maximale 19cm !) tapissée de shattuckite fibreuse en mamelons parsemée de cristaux de diopside. En terme d'esthétique, c'est l'une des meilleures acquisitions de ces vingt dernières années.

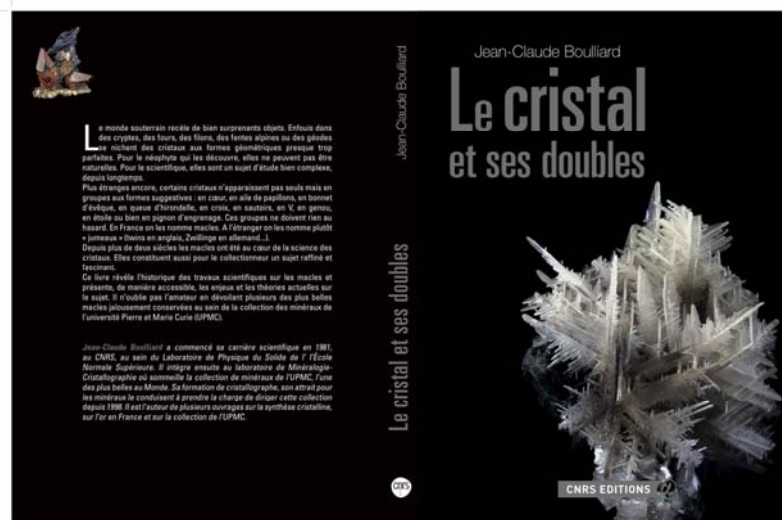


Avec cette deuxième acquisition la bourse de Munich dépasse tout ce que j'ai connu jusqu'alors. La chance (?) a (encore) voulu que l'on me propose deux autres pièces qui devraient être acquise dans les mois à venir.
Paris

Comme depuis maintenant 39 ans, l'événement minéralogique français du mois de décembre est le salon international de minéraux-fossiles-pierres précieuses-bijoux qui se tient depuis l'an dernier à l'espace Charenton. Les organisateurs offrent un stand à l'A.M.I.S. : nous les en remercions chaleureusement.

L'an dernier ce stand a présenté l'ouvrage « minéraux remarquables de la collection de l'UPMC-La Sorbonne ». Tiré à 3000 exemplaires, il a connu un grand succès auprès du public. Les éditions du Pommier ont vendu tous leurs exemplaires et sur les 400 exemplaires de la collection, il en reste à peine 150. Une seconde livraison de 1000 exemplaires est en projet.

Cette année ce stand a été l'occasion de présenter en avant-première mon dernier livre : « le cristal et ses doubles ». Ce livre de 350 pages est édité par les éditions du CNRS. Il est consacré aux macles : il révèle l'historique des travaux scientifiques sur les macles et présente, de manière accessible, les enjeux et les théories actuelles sur le sujet. Il n'oublie pas l'amateur en dévoilant plusieurs des plus belles macles jalousement conservées au sein de la collection de l'UPMC.



Projets

Deux projets de livre sont amorcés. Une exposition est en cours d'élaboration pour l'année prochaine dans le cadre de l'année de la chimie (AIC). Elle aura pour titre : Cristal, joyau de la nature, chef-d'œuvre du chimiste. Elle sera axée sur la chimie du solide cristallin et l'élaboration des cristaux. Elle se fait en collaboration avec M le Pr Michel Quarton du Laboratoire de Chimie de la Matière Condensée de Paris (ENSCP et UPMC) et Mr le Pr Michel Verdaguer.

Réponse à la question

L'alabandite a une trace (poussière) verte (avec plus ou moins de gris)

J.-C. Boulliard

A.M.S

Association des Amis

De la Collection de Minéraux de la Sorbonne.

Entrée visiteurs : Tour 46-0, au sous-sol

Adresse : 4 Place Jussieu, case 73

75252 PARIS Cedex 05

Tel. : 01 44 27 52 88