

2007

DIPLÔME D' UNIVERSITE DE GEMMOLOGIE

**présenté
devant l' université de Nantes
U.F.R. des Sciences et des Techniques**

**par
Madame Françoise Houriet**

LE PERIDOT

**soutenu publiquement le
au Département des Sciences de la Vie et de la Terre
devant la commission d'examen composée de :**

M. E. FRITSCH	Professeur	Président
M. S. LEFRANT	Professeur	Vice-président
M. J. GIRARDEAU	Professeur	Examineur
M. H. GARCIA-GUILLERMINET	Directeur du laboratoire Français de Gemmologie (LFG)	"
M. F. NOTARI	Directeur de Gemtechlab	"
M. B. RONDEAU	Assistant Ingénieur Museum Nationale d'Histoire Naturelle	"

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier le professeur Emmanuel Fritsch pour sa patience et son aide précieuse, ainsi qu' à M. A. Barreau, ingénieur du MEB pour sa disponibilité et sa gentillesse .

Je tiens à remercier les personnes qui m'ont aimablement mis à disposition des échantillons :

M. Grumser

M. Hoberg

M. Wild

M. Liétard

M. Wolkonsky

SOMMAIRE

INTRODUCTION	p. 1
CHAPITRE 1 : GENERALITES SUR LE PERIDOT	p. 2
1.1. DESCRIPTION GENERALE	p. 2
1.2. PROPRIETES OPTIQUES	p. 3
1.3. PROPRIETES PHYSIQUES	p. 3
1.4. ORIGINE DE LA COULEUR	p. 4
1.5. HISTORIQUE	p. 8
1.6. TRAITEMENTS & SYNTHESSES.....	p. 8
1.7. INCLUSIONS GENERALES.....	p. 10
CHAPITRE 2 : PROVENANCES & MINES	p. 15
2.1. SAN CARLOS	p. 16
2.2. MYANMAR.....	p. 19
2.3. PAKISTAN	p. 19
2.4. CHINE	p. 22
2.5. TANZANIE	p. 22
2.6. ZABARGAD.....	p. 24
2.7. KILBOURNE HOLE.....	p. 24
2.8. METEORITES	p. 25
CHAPITRE 3 : MATERIAUX & METHODES.....	p. 27
3.1. TABLEAU D' ECHANTILLONS.....	p. 27
3.2. UV VISIBLE.....	p. 29
3.3. MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB).....	p. 29
3.4. RAMAN.....	p. 30
3.5. INFRAROUGE (FTIR).....	p. 31
CHAPITRE 4 : RESULTATS	p. 33
4.1. CARACTERISTIQUES GEMMOLOGIQUES	p. 33
4.2. INCLUSIONS	p. 34
4.3. RESULTATS MEB.....	p. 35
4.4. RESULTATS RAMAN.....	p. 40
4.5. RESULTATS UV - VISIBLE.....	p. 42
4.6. RESULTATS INFRAROUGE	p. 44
4.7. CONCLUSION.....	p. 45
BIBLIOGRAPHIE	p. 46

DUG LE PERIDOT



INTRODUCTION

J'ai donné une tournure commerciale à ma passion pour les pierres précieuses en travaillant depuis 20 ans pour des bijoutiers. Depuis quelques années, j'ai observé que la tendance pour les bijoux est généralement initiée par les créateurs de mode. Les grands couturiers vont jusqu'à lancer leur propre ligne de bijoux, générant souvent le succès d'une pierre spécifique. Les pierres fines ont notablement profité de ce phénomène, grâce à leur multitude de choix de couleurs.

Dans ce contexte « fashion », j'ai souhaité consacrer mon mémoire au péridot, une pierre qui exprime parfaitement la tendance d'une mode souvent pastel, par son vert clair délicat et polyvalent. Sa couleur le rend d'ailleurs facilement reconnaissable, car pas ou peu d'autres pierres ont ce vert olive très lumineux. Le péridot est en outre une pierre accessible aux provenances multiples et que je qualifierais d'authentique. Pourquoi authentique ? Parce qu'on ne lui inflige aucun traitement et que son prix modique ne justifie pas le développement de produits synthétiques.

CHAPITRE 1 : GENERALITES SUR LE PERIDOT

Le périclote est un silicate de magnésium et de fer dans lequel ces deux métaux sont liés à la silice en proportion variable. C'est une solution solide de forstérite et de fayalite. La première, incolore, est la variété sans fer tandis que la seconde, noire, est la plus riche en fer.

Le périclote résulte d'une cristallisation précoce pendant la solidification des roches profondes au cours de la phase magmatique liquide.

Le facteur déterminant est la teneur en fer (Fe^{2+}) qui fait partie de la combinaison chimique comme colorant idiochromatique.

Le périclote fait partie de la famille de l'olivine et il était aussi appelé, parfois, chrysolite.

Description générale :

Couleur : Vert pomme, vert clair, vert, vert foncé, vert-brun à brun, parfois astérisme ou chatoyance (pas strictement de la même couleur)

Genèse : Magmatique, reprise hydrothermale des périclotes dans les pegmatites basiques, métasomatisme de contact, alluvions, météorites

Système cristallin : Orthorhombique

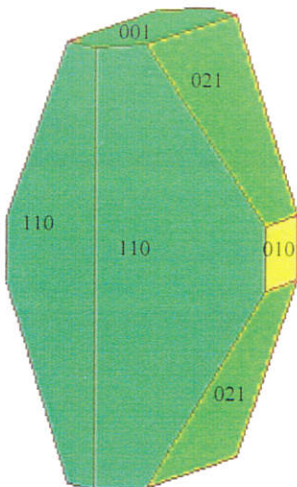


Figure 1

Composition chimique : ([Mg,Fe]₂ SiO₄) Forsterite pour Mg₂SiO₄,
Fayalite pour Fe₂SiO₄

Propriétés optiques :

Caractère optique : biaxial positif ou négatif (négatif si une quantité suffisante de fer se substitue au magnésium dans la structure)

Indice de réfraction : $n_x = 1,648 - 1,653$
 $n_y = 1,663 - 1,672$
 $n_z = 1,683 - 1,689$

Biréfringence : 0,034 à 0,040

Propriétés physiques :

Poids spécifique : 3,27 – 3,48 (varie en fonction de la teneur en fer, SG élevé = teneur en fer élevée)

Dureté : 6,5 à 7

Forme des cristaux : prisme



Figure 2 : Divers cristaux de péridots montrant leur forme de cristallisation orthorhombique.

Origine de la couleur : (Fuhrbach, 1992)

Le péridot est idiochromatiquement coloré par le fer (Fe^{2+}). L'intensité de sa couleur dépend de la quantité de fer contenue dans la gemme. Une étude sur une collection de 1026 échantillons bruts et sur 21 pierres facettées a été divisée en 4 groupes de couleur : KH1, KH2, KH3 et KH4. KH2 et KH3 ont été réunis par la suite. La description des groupes susmentionnés est pour KH1 : jaune – vert clair à jaune - vert

KH2/3 : moyen foncé, légèrement brunâtre

KH 4 : moyen à foncé brun - jaune

Les indices de réfraction varient en relation directe avec les variations de couleur, du jaune en passant par le vert à brun. Voir tableau 1 les rangées observées vont de : n_α 1,654 -1,673 ; n_β 1,673 – 1,691 ; n_γ 1,691 – 1,709 avec une biréfringence de 0034 – 0,038. Chaque catégorie de couleur (KH1, KH2/3 et KH4) a son propre pléochroïsme.

Propriétés et éléments	KH1	KH2/3	KH4
Couleur moy.	Jaune-vert cl.	Vert-jaune moy.	Brun-jaune
R.I. n_α	1,659	1,663	1,669
n_β	1,674	1,679	1,684
n_γ	1,693	1,698	1,705
S.G.	3,415	3,426	3,499
Chimie* (wt.%)			
Mg	28,223	26,674	25,898
Si	16,576	15,821	16,081
K	0,013	0,017	0,016
Ca	0,078	0,058	0,098
Cr	0,027	0,013	0,016
Mn	0,096	0,116	0,152
Fe	6,067	7,324	10,280
Ni	0,234	0,192	0,174
Zn	0,004	0,003	0,006
O	48,678	49,776	47,275
Total	99,997	99,994	99,990

Tableau 1 propriétés gemmologiques et composition chimique de 3 échantillons de péridots représentatifs de Kilbourne Hole, New Mexico, USA.

Spectroscopie

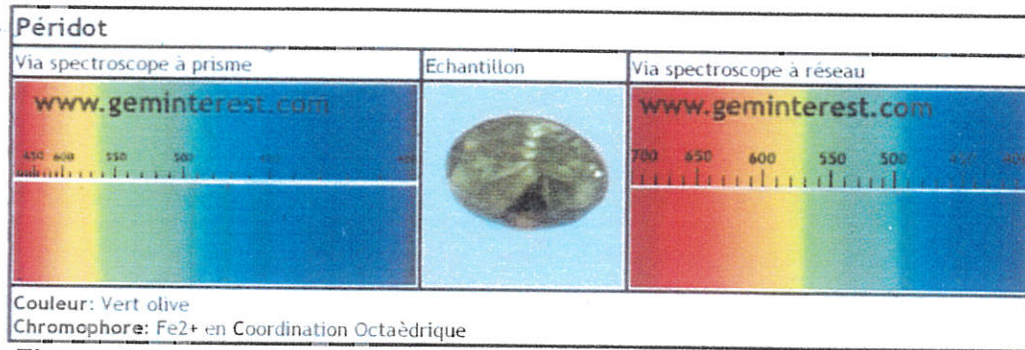


Figure 3 : spectre réseau/prisme

Des bandes d'absorption ont été observées dans tous les spécimens à 452, 473 et à 640 nm, le dernier étant relativement faible. Une bande assez forte centrée à environ 492 nm a aussi été observée avec le spectroscope à prisme et à réseau. (fig.3) mais avec le spectroscope à réseau elle est résolue en 2 bandes à environ 497 et 489 nm. La spectrophotométrie sur 8 exemples a aussi révélé de faibles bandes additionnelles à 402, 410, 453, 472, 487, 495, 530 et 634 nm voir figure 4. Comme on peut imaginer, toutes les données sont moins apparentes sur les pierres pâles. Les spectres ont été observés dans des péridots d'autres localités, particulièrement dans ceux de l'Arizona.

La spectrophotométrie révèle :

1. une montée de l'absorption de 550 nm environ vers l'UV, ce qui correspond à la composante brune.
2. une montée de l'absorption de 550 nm vers l'IR, qui est le pied de la bande de l'absorption du Fe^{2+} . (fig.4)

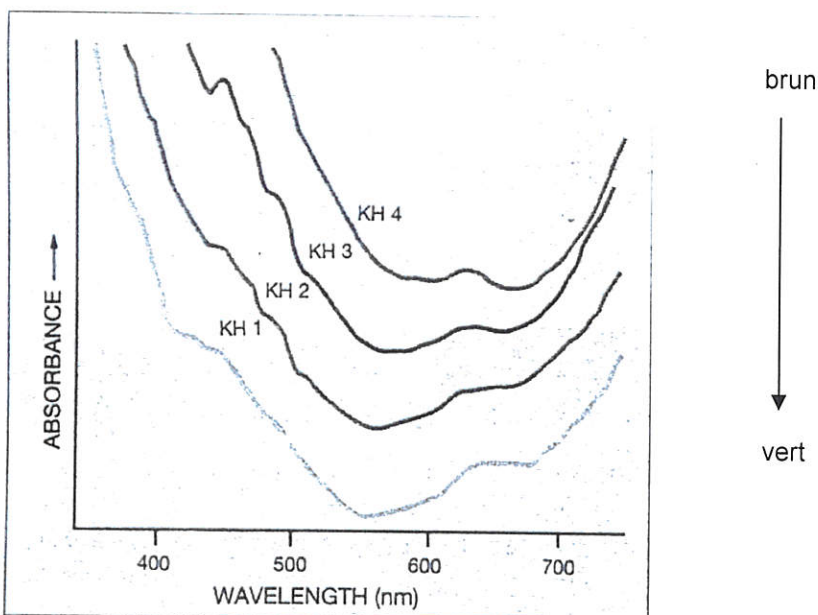


Figure 4

Ces spectres d' UV visible ont été pris sur des échantillons représentatifs des principaux groupes de couleur de péridots trouvés à Kilbourne Hole. Le spectre a été mesuré sur des échantillons à faces parallèles de même épaisseur (env. 1.5 mm) et enregistré avec un spectrophotomètre Pye-Unicam8800

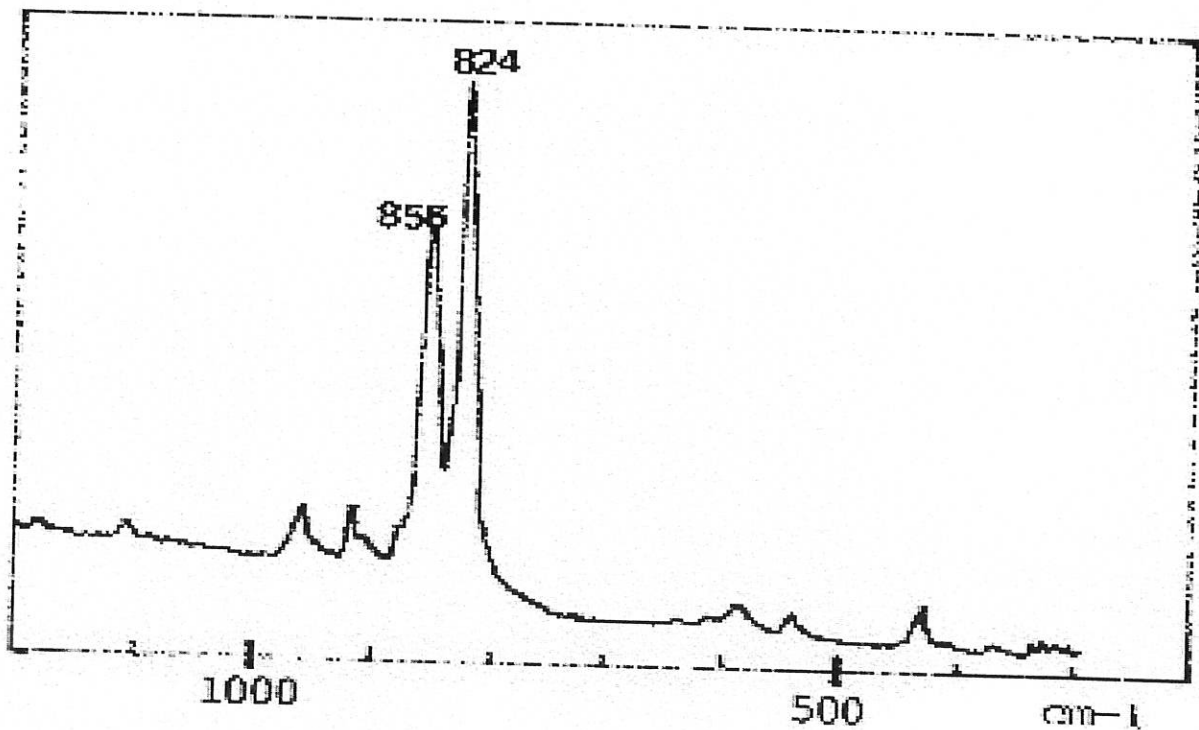


Figure 5 : spectre Raman olivine

Les tétraèdres (SiO_4) donnent lieu à une paire de puissants pics Raman Entre 800 et 900 cm^{-1} . (fig.5) classique dans d'autres minéraux et le « verre à bouteille ». Aussi très dépendante de l'orientation cristallographique, vu la biréfringence du péridot.

Composition chimique et origine de la couleur :

Les données obtenues par PIXE, analyses chimiques de 3 échantillons de Kilbourne Hole, ont révélé des compositions typiques des péridots du monde entier. Un examen plus détaillé des données a révélé, toutefois, une information sur les causes de la couleur dans les matériaux de Kilbourne Hole. Le rapport Mg : Fe pour la couleur des échantillons KH1 (jaune-vert à jaune) était dans l'ordre de 4,65 : 1, comparé à environ 3,64 : 1 pour la couleur LH2/3 (vert-jaune avec vert olive) et 2,52 : 1 pour le KH4 (moyen à brun foncé avec un peu ou pas de vert). Le tableau montre aussi que lorsque la teneur en Mg diminue, le Cr et le Ni diminuent aussi, alors que la teneur en Fe et la profondeur de la couleur augmentent. Mais il apparaît que ni le Cr ni le Ni ne contribuent à la coloration verte. Le péridot vert-jaune est un exemple classique de la coloration par ion isolé d'élément de transition, dans ce cas Fe^{2+} (Farrell and Newnham, 1965) Des traces de chrome ont été liées à la couleur verte (Arem, 1987) mais ici ça n'a pas été vu.

La spectrométrie a révélé essentiellement 3 composants qui, ensemble, laissent une fenêtre de transmission centrée à environ 550 nm, ce qui correspond à vert – jaune (tableau 1) Cette donnée a été trouvée dans les péridots d'autres localités et en relation avec l'absorption dans le proche infrarouge qui est attribuée au Fe^{2+} (Farrell & Newnham, 1965). La suggestion que certains sont apparentés au Mn^{2+} (Gunawardene, 1985) n'a pas été confirmée.

Le 3^e composant est une augmentation générale de l'absorption d'environ 550 nm en direction de l'ultra violet, qui contribue au brun. Des études sur la forstérite synthétique (Weeks & al, 1974) et sur d'autres silicates et oxydes (Fritsch et Rossman, 1987) indiquent que cette figure peut provenir du phénomène de transfert entre l'oxygène et l'ion métallique tel que le Fe^{3+} ou le Ti^{4+} . Toutefois la fayalite riche en fer est souvent ambrée en fines sections sans rapport avec la teneur en Ti (Deer et al, 1982) ce qui suggère que le Fe seul peut être responsable.

Historique (Bancroft, 1984)

Le péridot est une très ancienne pierre qu'on retrouve déjà dans les bijoux Egyptiens aux alentours de 1500 avant JC. La légende dit qu'elle était la pierre favorite de Cléopâtre. Ces gemmes provenaient d'une petite île volcanique dans la Mer Rouge, l'île du Serpent (Zabargad). Cette pierre verte était alors appelée Topazion, mais dès le 18^e siècle, les britanniques commencèrent à se référer à cette gemme en tant que péridot.

Comme tant d'autres pierres, on pensait que le péridot offrait certains pouvoirs aux personnes qui le portaient, comme d'être protégé contre les mauvais esprits.

Au 11^e siècle, les chrétiens ayant échappé à l'horreur des croisades étaient connus pour être retournés chez eux avec de gros péridots.

De magnifiques gemmes de ces mines se trouvent actuellement dans nombre de sanctuaires européens, dont la « Châsse des Mages » à Cologne, et au Vatican. La collection de bijoux de la Tour de Londres contient aussi de gros péridots.

Traitements & synthèses (Nassau, 1994)

Des recherches ont mené à 2 nouveaux produits qui peuvent intéresser les gemmologues.

1. la forstérite synthétique commerciale MgSiO_4 qui contient du chrome Cr^{3+} et Cr^{4+}
2. le péridot synthétique $(\text{Mg}_{0.9} \text{Fe}_{0.1})_2 \text{SiO}_4$, qu'on ne fait croître qu'à titre expérimental.

Tous les deux, forstérite et péridot, font partie de la série de l'olivine. On fait croître le péridot synthétique pour étudier la structure cristalline de l'olivine au Laboratoire National Lawrence Livermore (LLNL) à Livermore en Californie. L'expérience démontre que tout matériel synthétique, même si il n'est pas prévu pour les gemmes, peut être facetté et peut devenir un vrai challenge pour le gemmologue non méfiant.

Les silicates produisent généralement un fondant trop visqueux pour permettre une technique de croissance telle que la méthode Czochralski. La croissance flux ou hydrothermale semble plus recommandée, comme par exemple les émeraudes synthétiques. Toutefois la forstérite et le péridot semblent être les exceptions, dans leurs cas, la croissance par fusion peut être utilisée si la croissance est lente et si un soin adéquat est pris. Trois techniques de croissance de fusion ont été utilisées afin de produire de la forstérite synthétique et du péridot synthétique qualité laser. (fig.6)

- A. Croissance Czochralski ; pour la forstérite synthétique (Finch & Clark, 1971; Takei & Kobayashi, 1974; Nishide & al. 1985; aussi à l'Union Carbide et à l' Université de Marburg, Allemagne, comme mentionné par Rager & al., 1991)
- B. Croissance laser chauffée sur socle ; pour la forstérite synthétique (Verdun & al., 1988 ; Jia & al., 1991)
- C. Four à image avec fusion de zone ; pour le péridot synthétique (Hanson & al., 1991)

La technique de Czochralski est bien connue et son utilité pour faire croître de la forstérite synthétique est bien documentée (voir Peicong & al., 1992). Dans la technique laser sur socle, le faisceau intense du laser fond la partie supérieure d'une baguette verticale d' un matériau céramique fritte. On déplace la zone fondue le long du barreau, le matériau recristallisant derrière en monocristal. Dans la technique fusion de zone en four à image, l'énergie radiative de 2 ampoules halogènes de 1,5-kW diffusées sur une baguette en céramique verticale pour fondre une zone étroite qui est ensuite faite pour traverser la baguette.

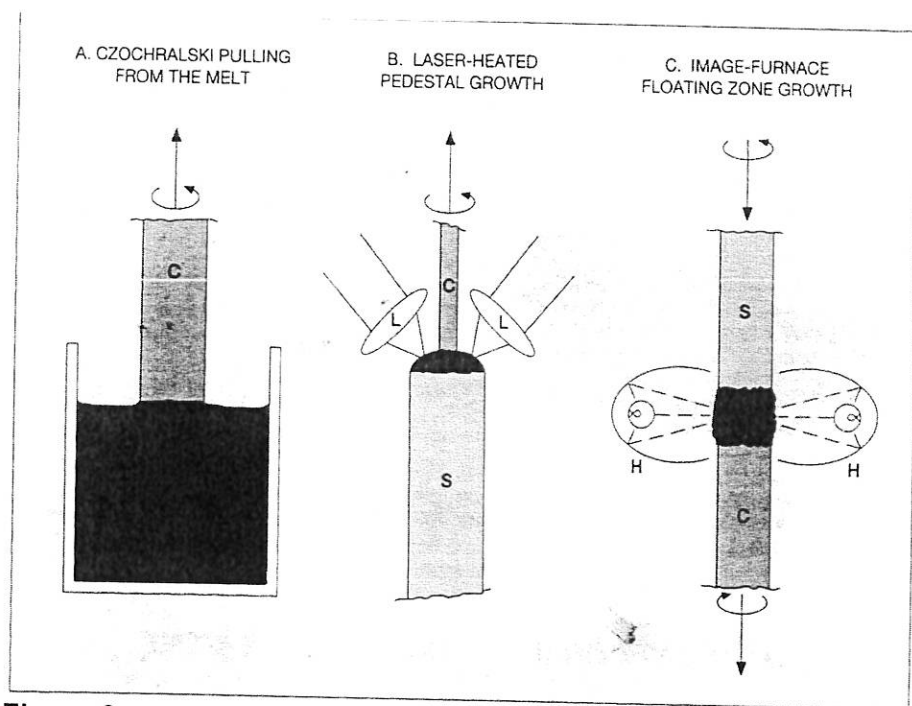


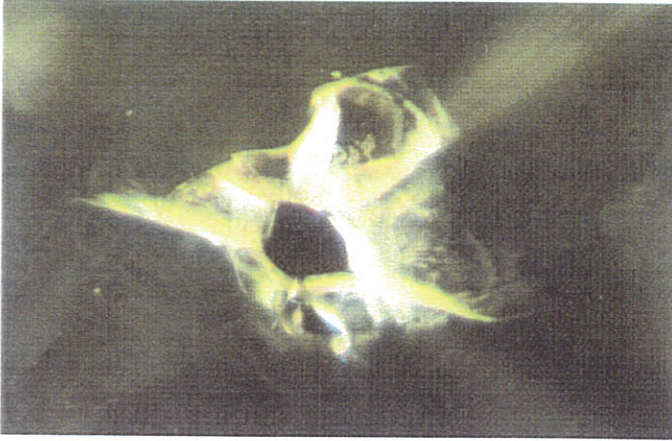
Figure 6

Ces 3 techniques de croissance de fusion ont été utilisées pour manufacturer la forstérite synthétique ou le péridot synthétique. Les lettres dans chaque diagramme signifient : M : produit fondu, C : cristal en cours de croissance, S : céramique frittée, L : rayon laser réfléchi par un miroir et un système de lentilles (partiellement illustré) H : lampe halogène réfléchie par un réflecteur ellipsoïdal. Les flèches indiquent les mouvements. (Nassau, 1994, synthetic forsterite and synthetic peridot, gems & gemology, vol 30, no 2, p. 102-108)

D'anciennes expériences pour produire de la forstérite synthétique avec la méthode Verneuil (Shankland & Hemmenway, 1963) et la technique Bridgman de solidification directionnelle dans un creuset (Jordan & Naughton, 1964) ont réussi mais n'ont pas fourni des tailles et des qualités adéquates.

INCLUSIONS GENERALES

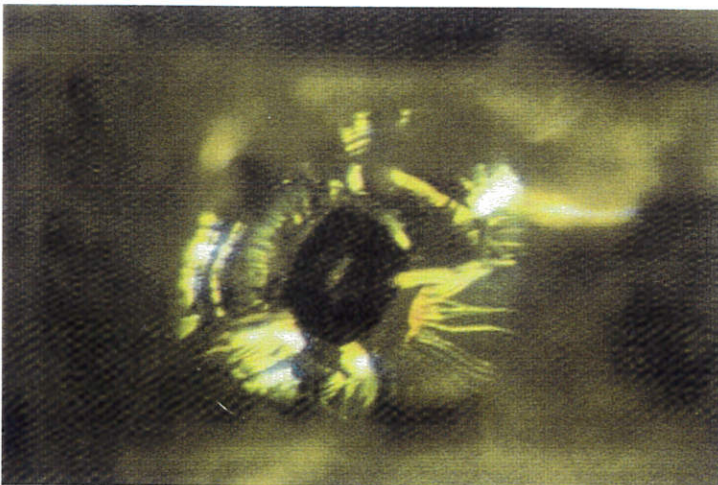
L'inclusion la plus commune est l'octaèdre de chromite (brun rouge foncé à noir) $(\text{Mg,Fe})(\text{Cr,Al})_2\text{O}_4$



Gübelin & Koivula, 1986 (20x)

Les cristaux négatifs sont très abondants dans les péridots de San Carlos. Les clivages en forme de « nénuphar » et les inclusions de diopside chromifère aussi. Par contre, les inclusions de biotite et mica sont rares. A part les inclusions de diopside et les givres, toutes les autres inclusions se retrouvent dans les péridots provenant d'autres origines. Les givres sont très nombreux dans les péridots d' Arizona.

Hercynite



Gübelin & Koivula, 2005 (40x)

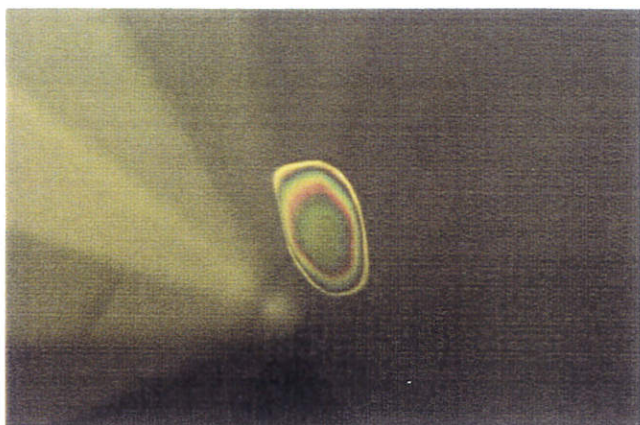
L' hercynite ($\text{Fe}_2+\text{Al}_2\text{O}_4$) est la plus connue des inclusions minérales des péridots de Kilbourne Hole. C'est un membre du groupe du spinelle.

Ces inclusions sont des octaèdres noirs opaques. Des fractures dues aux tensions entourent généralement ces inclusions à cause de la différence de coefficient de dilatation.

En apparence, une inclusion d'hercynite ressemble à de la chromite (Koivula, 1981; Koivula & Fryer, 1986) et à du spinelle chromifère (Dunn, 1974) qui sont trouvés dans les péridots d'Arizona.

L'hercynite n'a pas été trouvée dans les péridots provenant d'autres mines, mais on a relevé aussi de la chromite ou du spinelle chromifère dans les péridots de Kilbourne Hole.

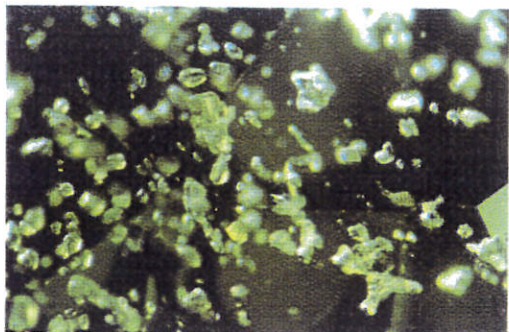
Forsterite



Gübelin & Koivula, 2005 (45x)

Le péridot et la forstérite font partie du même groupe de minéraux. Les inclusions de cette dernière ne montrent aucun relief et sont, pour cette raison, très difficilement détectables. Toutefois, dans les péridots de Kilbourne Hole, on peut trouver des inclusions de forsterite qui montrent assez d'interface pour être visible dans une illumination champ noir standard.

Diopside



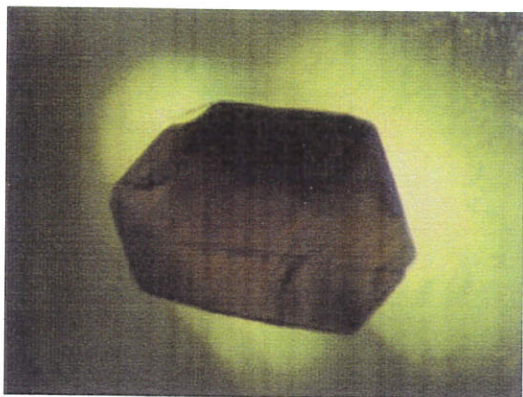
Gübelin & Koivula, 2005 (66x)



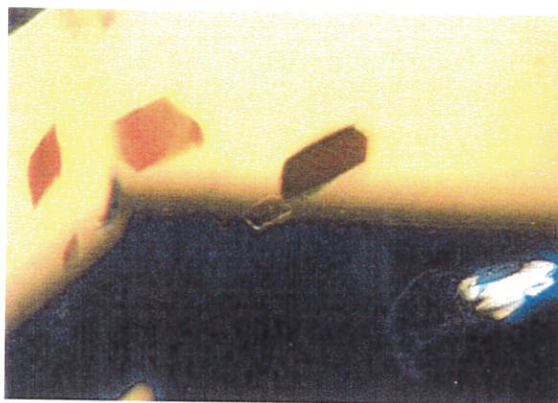
Gübelin & Koivula, 2005 (15x)

Des cristaux de diopside chromifère de couleur vert émeraude ont été aussi identifiés par la diffraction de rayons X. Ces inclusions sont transparentes à translucides, arrondies avec peu de relief, elles ont une couleur verte typique de chrome qui est plus foncée que le vert du péridot.

Biotite



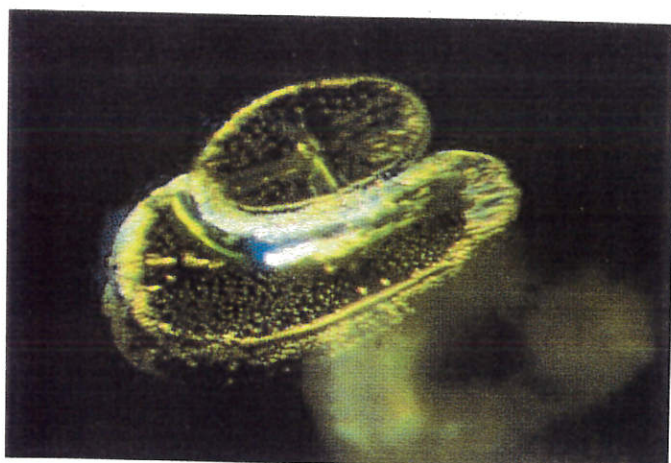
Gübelin & Koivula, 1986 (45x) Burma



Gübelin & Koivula, 2005 (26x) Kilbourne Hole

La biotite est peut être la plus rare des inclusions minérales trouvée dans les Péridots de Kilbourne Hole. Un seul exemple a été observé durant l'étude et il a été identifié visuellement. Cette inclusion est brune translucide.

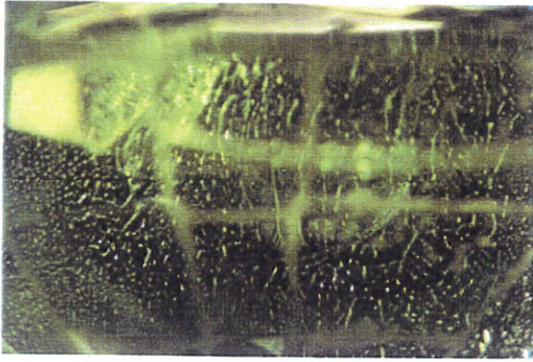
« Nénuphars »



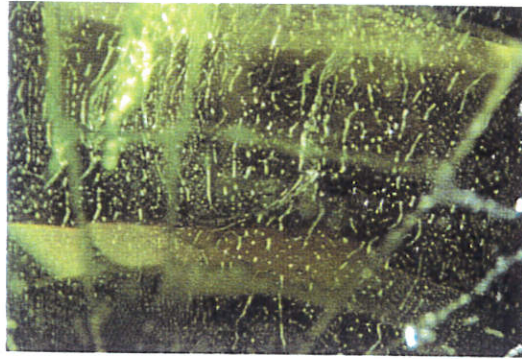
Gübelin & Koivula, 1986 (64x)

« Les nénuphars » sont les inclusions les plus communes des péridots de toutes provenances, même si les « disques » sont plus petits et moins nombreux que ceux observés dans les matériaux provenant de San Carlos, Arizona. Ces disques circulaires à ovales, connus en tant que halos ou auréoles, sont des clivages résultant de la rupture de minuscules cristaux négatifs remplis de liquide.

Empreintes digitales



Gübelin & Koiuvula, 2005 (40x)



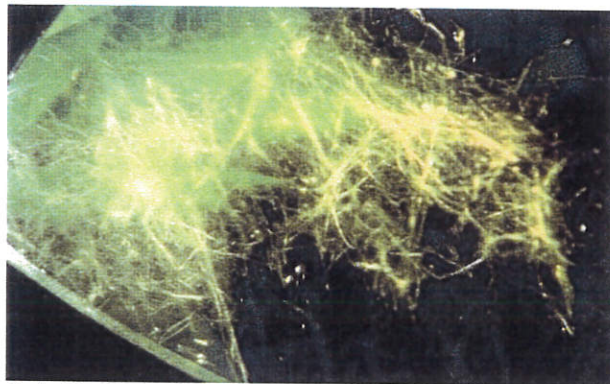
Gübelin & Koiuvula, 2005 (40x)

Fractures partiellement cicatrisées en forme d' empreintes digitales. On les trouve dans les péridots de Kilbourne Hole, Myanmar, Egypte et Chine (Gübelin et Koivula, 1986 ; Koivula & Fryer, 1986)

Aiguilles de Vonsenite – Ludwigite (Peretti & Gübelin , 1996)



Gübelin & Koiuvula, 2005 (ch. de vision 4mm)



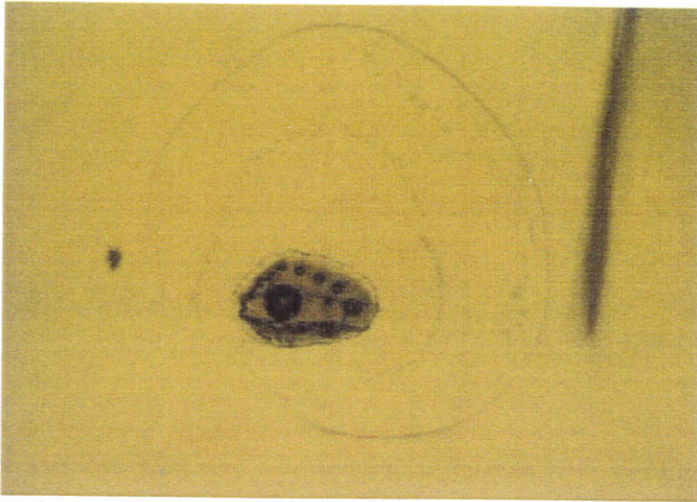
Gübelin & Koiuvula, 2005 (55X)

Ces inclusions se trouvent dans les Péridots provenant du Pakistan. Elles sont longues et noires. Ce type d'inclusions a été identifié par diffraction des rayons-X confirmées par des analyses chimiques. Les mesures indiquent que ces aiguilles noires appartiennent à la série Vonsenite-Ludwigite (Borates de Fe et Mg).

Ludwigite : $\text{Mg}_2\text{Fe}(3+)\text{BO}_5$

Vonsenite : $\text{Fe}_2(2+)\text{Fe}(3+)\text{BO}_5$

Inclusions de verre naturel



Gübelin & Koiuvula, 2005 (66x)

On trouve du verre naturel dans les péridots de Kilbourne Hole, sous des formes variées : le plus souvent rondes à ovales, mais souvent extrêmement allongées. L'identification a été confirmée par des expériences de chauffage, toutes ces inclusions contenaient des bulles rondes de rétraction. Aucune des bulles ne s'est modifiée sous exposition prolongée à lampe à microscope.

Givres



Gübelin & Koiuvula, 2005 (60x)



Gübelin & Koiuvula, 2005 (60x)

Ces givres résultent d'une solution solide incomplète qui se produisent lorsque le péridot est ramené à la surface de la terre et refroidi dans le basalte, produisant des tensions visibles causées par des dislocations. (Kohlstedt et al. 1976)

CHAPITRE 2 : PROVENANCES & MINES

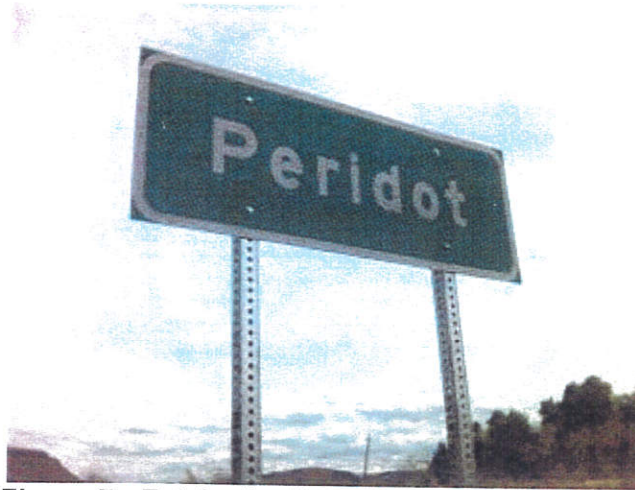


Figure 7 : Entrée du village de Péridot Arizona

San Carlos (Koivula, 1981)

Depuis plus d'un siècle, la réserve Apache de San Carlos dans le comté de Gila en Arizona, est l'une des principales sources d'olivine de qualité gemme. La principale localité de la réserve est Péridot Mesa. L'extraction des péridots est assurée par les indiens Apaches qui ont les droits exclusifs sur la mine.

Historique de la mine.

Bien avant que la mine Péridot Mesa ne soit reconnue en tant que source gemme par le commerce international (Kunz, 1904), l'endroit était exploité par les indiens Apaches et les pierres étaient utilisées uniquement par les membres de la tribu. Au début du 20^e siècle, il y eut une surproduction de péridots et le marché était engorgé par un excès de gemmes. Les prix chutèrent et il y eut un désintérêt pour cette pierre. L'activité minière ralentit considérablement pour être quasi inexistante pendant de nombreuses années. Malgré son grand potentiel, les indiens n'y travaillèrent que sporadiquement pendant plus de 70 ans. Il n'y a pas d'archives concernant la quantité de pierres extraites chaque année de Péridot Mesa.

La situation.

La réserve apache de San Carlos (fig 8) est située au centre est de l' Arizona. Globe est la grande ville la plus proche.



Figure8 : carte Arizona

A San Carlos, la réserve principale et le quartier général du Bureau des Affaires Indiennes est à 4 km de Mesa. Peridot Mesa est parsemé de nombreuses petites mines à ciel ouvert qui ressemblent à de petits cratères. Le basalte est dur et ne cède pas facilement aux outils manuels, les explosifs sont utilisés seulement en cas de nécessité absolue car les chocs explosifs peuvent facilement fracasser et disperser les péridots friables des nodules. En général, on n'utilise peu ou pas d'équipements lourds tels que des bulldozers ; la grande majorité du travail minier est fait à la main.

En travaillant dans le basalte, les ouvriers tirent partie de chaque fracture naturelle dans la roche. Des cisailles et des marteaux sont d'abord utilisés pour élargir les fissures ou pour en créer de nouvelles, pour ensuite casser le basalte en petits morceaux afin de libérer les nodules de péridots de la roche mère. Le basalte qui recouvre la Mesa est une roche dure vésiculaire à fins grains, grise foncée à noire sur les surfaces, qui provient d'un événement volcanique. Il s'étend approximativement sur 5,6 km au nord-ouest et environ 4,4 km le long de l'axe nord-ouest, sud-est. On pense que le basalte provient de la fin de l'âge Tertiaire, début Quaternaire (Bromfield & Shride, 1956). Les contacts exposés entre le basalte et la roche sédimentaire montrent une zone chauffée – altérée.

Deux théories ont été proposées pour l'origine des vésicules dans le basalte :

1. Le dioxyde de carbone ou gaz carbonique : l'expansion causée par la chaleur et la basse pression lors de la montée de la lave dans la cheminée volcanique. Et, ou :
2. La vapeur d'eau, si la surface du sol était mouillée lors du passage du flux.

Le péridot apparaît sous forme de nodules sphériques dans le basalte vésiculaire. Les masses vont de 1 cm à 30 cm environ.

Dans les zones minières les plus riches, les nodules peuvent se trouver à quelques centimètres les uns des autres. Ailleurs, ils peuvent apparaître isolés les uns des autres par un mètre ou plus de roche stérile. Les masses sont composées d'olivine granulaire avec des cristaux de péridots pas plus larges qu'un grain de sable, même les plus larges ne dépassant pas 1cm^3 : les nodules ressemblent à des péridotites dans leur composition et leur texture et, par conséquent peuvent représenter des fragments détériorés d'une péridotite en profondeur à travers laquelle la lave basaltique a été forcée. La distribution fortuite des nodules dans le basalte laisse supposer que cette théorie est correcte (Sterrett, 1909 ; Lausen, 1927).

Le mode de formation des nodules d'olivine exclut l'existence de cristaux extrêmement larges et de masses solides, comme ceux qui proviennent de Birmanie et de Zabargad. Les gemmes facettées de San Carlos sont petites, le poids moyen est entre 0.5 et 3 carats. La couleur va de brun foncé à vert-brun, jusqu'au vert lime étincelant. Les gemmes foncées ont plus de fer que les plus claires.

Il y a peu de variétés d'inclusions trouvées dans les péridots de San Carlos, mais lorsqu'elles sont présentes, elles sont généralement intéressantes et souvent une preuve de l'origine géographique de la pierre.

Liste des inclusions :

- Chromite et spinelle chromifère



Figure 9 : Gübelin, Koivula, 2005 (15x)

- clivage en forme de nénuphar

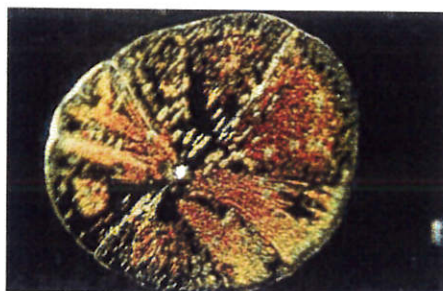


Figure 10 : Gübelin, Koivula, 2005 (80x)

- cristal négatif

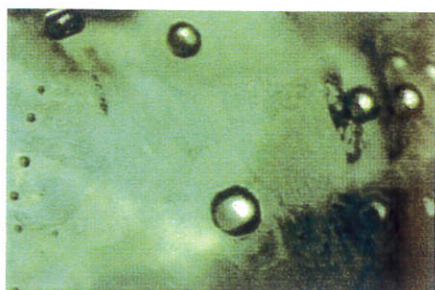


Figure 11 : Gübelin, Koivula, 2005 (49x)

- inclusions fluides



Figure 12 : Gübelin, Koivula, 2005 (20x)

- diopside chromifère

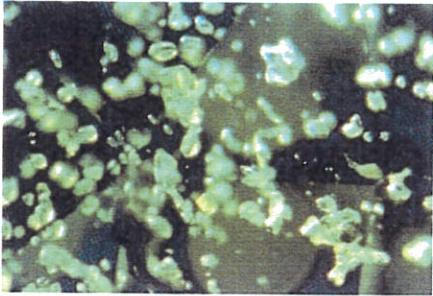


Figure 13 : Gübelin, Koivula, 2005 (66x)

- givres



Figure 14 : Gübelin, Koivula, 2005 (60x)

- biotite

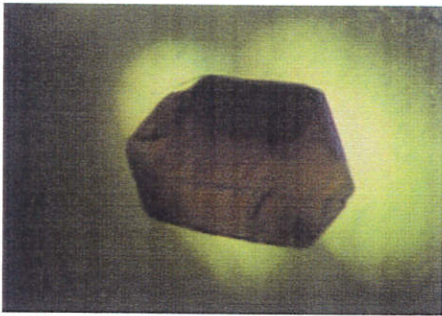


Figure 15 : Gübelin, Koivula, 1986 (45x)

Myanmar (Kammerling, Scarratt, Bosshart, Jobbins, Kane, Gübelin and Levinson, ,1994)

Les mines sont dans les montagnes de Pyaunggaung.

L'extraction du péridot se fait sur les pentes nord de la montagne Kyaukpon (Webster 1983) à une vingtaine de kilomètres de Mogok. Le péridot est trouvé en association avec une reprise hydrothermale dans les filons d'une peridotite (roche ultrabasique) altérée. Cette contrée était un grand producteur de péridots après la deuxième guerre mondiale. Les mines se trouvent à une altitude d'environ 2150-2250m.

Pakistan (Kane,2004)

Au début des années 90 la fameuse mine d'Arizona représentait 90% de la production mondiale des péridots. La plupart pesaient moins d'1 ct et atteignaient rarement 3 ct (Federman, 1992) Quand bien même Myanmar était connu pour produire de magnifiques gros péridots facettés (comme l'Egypte en son temps), de telles pierres n'ont jamais été disponibles dans de grosses quantités. En 1994, toutefois, une extraordinaire quantité de magnifiques grands péridots entra sur le marché international de minéraux et gemmes (Koivula & al., 1994a; Federman, 1995 ; Milisenda et al., 1995; Frazier & Frazier, 1997) Cette nouvelle mine de péridots était au Pakistan : près de Sapat Nala, dans la vallée de Sapat, district de Manshera, nord ouest de Frontier Province (Kausar and Kahn, 1996 ; Hammer, 2004- fig. 14). Située à 4500 m d'altitude à l'extrême ouest de la chaîne Himalayenne, proche de la rivière Indus. On peut rejoindre la mine après 7 heures de cheval et deux jours de marche depuis le village le plus proche, Basham.

Début 1992, des petits cristaux ont été découverts, alors que le matériau de bonne qualité n' a été découvert qu'en 1994, moment de l'exploitation minière. Il n'y a pas vraiment d'organisation d'exploitation, ce sont les habitants des villages les plus proches (80 à 112 Km) qui exploitent la mine. A cause de l'altitude et du rude climat, la mine peut être exploitée seulement de fin juin à début octobre.

Les péridots pakistanais sont plus purs et plus grands que ceux d'Arizona et ont une couleur plus uniforme que ceux de Birmanie. La production permanente de grands péridots bruts, a permis aux bijoutiers de faire de belles pièces avec de grands péridots appariés.

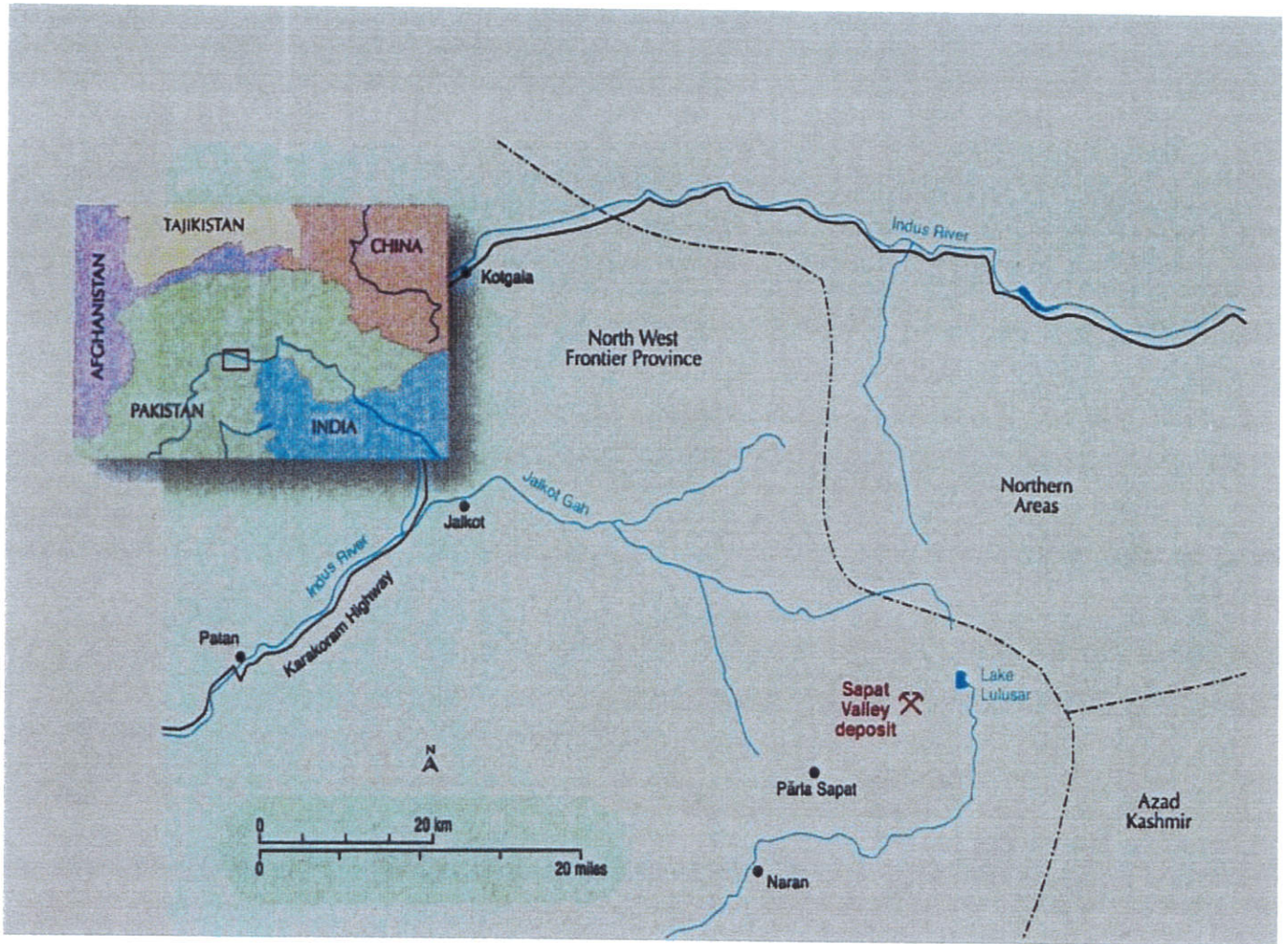


Figure 16

La mine de péridots est située à Sapat Valley, district de Mansehra , nord ouest de Province Frontier, Pakistan, environ 240 km

Gemmologie des péridots du Pakistan

Comme mentionné plus haut, on trouve souvent de grands cristaux purs de péridot du Pakistan, à l'exception des grosses inclusions noires de ludwigite-vonsenite, qu'on trouve uniquement dans les péridots du Pakistan (Koivula et al., 1994b ; Milisenda et al., 1995 ; Peretti et Gübelin, 1996). Les propriétés gemmologiques des péridots pakistanais sont comparables avec celles de pierres en provenance d'autres mines. (tableau 2)

Propriétés	Description
Indices de réfraction ^b	$n_x = 1,648 - 1,653$ $n_y = 1,663 - 1,671$ $n_z = 1,683 - 1,689$
Biréfringence ^b	0,035 – 0,038
Poids spécifique ^b	3,29 – 3,37
Spectre	Absorption typique de Fe ²⁺ du péridot ^b : bandes d'absorption distinctes à env. 453, 477, 497nm, ainsi que la faible bande à env. 529 nm (souvent visible que dans les grosses pierres) ^c
Caractéristiques internes	Inclusions de ludwigite-vonsenite ^{b,c,d} ; givres composés de petites inclusions liquides, et structures de croissance ^b
a Les propriétés gemmologiques du péridot pakistanais sont semblables aux péridots provenant d'autres mines, à l'exception des inclusions de ludwigite-vonsenite (qui n'ont pas été répertoriées dans le péridot d'autres mines). b Milisenda et al., 1995. c Koivula et al., 1994b. d Peretti et Gübelin, 1996.	

TABLEAU 2 Propriétés du péridot du Pakistan a.

Chine (Koivula, Fryer, 1986)

Cette mine a été découverte en 1979. Elle est située dans les coulées basaltiques tertiaires de Hanluoba, dans la région de Zhanjikou-Xuanhua de la province de Hebei à 150 Km au nord ouest de Beijing (Pékin). Des études gemmologiques ont démontré que les échantillons de cette région étaient comparables à ceux de San Carlos (Arizona). Etonnamment les péridots chinois semblent être plus durs que ceux de San Carlos et pour cette raison produisent un poli comparable à un matériau birman (Koivula & Fryer, 1986)

Les péridots chinois, contrairement aux péridots d'Arizona, ne montrent pas de direction de dureté variables dans la taille ou dans le polissage, les deux processus prennent un peu plus de temps qu'il n' en faut généralement pour les péridots, ce qui indique une dureté légèrement supérieure. La transparence est excellente et les matériaux ont très peu d'inclusions.

Tanzanie (Stockton, Manson, 1983)

En 1982, le Dr. Horst Krupp d' Idar-Oberstein a envoyé au département de recherche du GIA un paquet qui était supposé contenir de l'enstatite achetée à la corporation de gemmes tanzanienne, on a trouvé des péridots de Tanzanie (montagnes de Usambara dans le district d' Umba, près de la frontière de la Tanzanie et du Kenya), qui proviennent de dépôts alluvionnaires.

Les matériaux bruts examinés par le Dr. Manson sont des cristaux partiellement abîmés et corrodés, la surface de ces cristaux est typique des transports alluvionnaires, toutefois, ces irrégularités sur les surfaces montrent que les matériaux n'ont pas été transportés sur un long trajet.

A titre de comparaison, Stockton et Manson ont sélectionné et analysé des péridots d'autres localités connues telles que : Egypte, Birmanie, Arizona, Norvège et Mexique. Les compositions chimiques des ces pierres et celles de Tanzanie sont listées dans le tableau 3.

La nuance de couleur est proche des péridots de Norvège et d'Egypte.

composition chimique et couleur	Tanzanie (13781)	Egypte (Zebirget) (15)	Birmanie (16) (13034) (13035)			Arizona (11447) (12430A) (12430B) (12430C)			
Composition b									
MgO	51.26	50.95	50.44	48.90	50.71	49.51	50.28	48.89	48.22
SiO ₂	40.62	41.03	41.07	40.25	40.75	40.81	40.80	40.55	40.77
CaO	* _c	0.03	0.04	*	*	*	0.09	0.11	0.06
TiO ₂	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Cr ₂ O ₃	*	*	*	*	*	*	*	*	*
MnO	0.12	0.13	0.11	0.15	0.07	0.09	0.10	0.12	0.17
FeO	7.74	7.95	8.14	10.16	8.58	10.06	8.25	9.73	9.68
NiO	0.39	0.41	0.38	0.31	0.39	0.33	0.35	0.37	0.39
Total	100.13	100.50	100.18	99.77	100.50	100.80	99.87	99.77	99.29
Ratio									
Mg/Mg+Fe	0.922	0.920	0.917	0.896	0.913	0.898	0.916	0.900	0.899
Coordonnées CIEx et y	0.399/0.501	0.406/0.515	0.422/0.540	0.505/0.451	0.542/0.427	0.414/0.494	_d	0.475/0.480	0.421/0.487

a le no de chaque pierre du catalogue du GIA est indiqué entre parenthèses

b l'erreur est inférieure à ± 2 % poids

c l'astérisque indique moins de 0.02 % poids sur tout le tableau

d les coordonnées de couleur pour les péridots chauffés :

	ColorMaster	CIE
Avant le chauffage	A-27/63/03	0.418/0.491
Après 12 heures à 700°C	B-54/99/04	0.458/0.474
Après 12 heures supplémentaires à 750°C	D-18/83/04	0.506/0.469

Tableau 3.

Composition chimique (en % poids d'oxyde) & couleur de spécimens de péridots de différentes localités. _a

Zabargad_(Gübelin, 1981)

Zabargad est la source la plus ancienne et la plus connue de péridots gemmes. C'est une petite île de la Mer Rouge située à environ 100 Km au sud - est de la péninsule de Râs Banâs. Elle fait seulement 3.2 Km de long et 2.4 Km de large. Il n'y a pas d'eau potable. Mis à part quelques tortues géantes et quelques oiseaux, pratiquement aucune flore et aucune faune n'existe à Zabargad.

Le plus haut sommet se trouve à 235 m d'altitude et s'appelle Peridot Hill. Originellement, les méthodes consistaient à creuser manuellement et chaque veine était excavée. Les mineurs travaillaient vers le bas jusqu'à ce que la veine, généralement plus étroite en profondeur, devienne stérile. Les cristaux étaient toujours attachés aux parois des veines et pouvaient très facilement en être détachés. Aujourd'hui, cette mine n'est plus exploitée.

Kilbourne Hole (Nouveau Mexique) (Fuhrbach, 1992)

Kilbourne Hole est un cratère volcanique situé à environ 32 Km au sud - ouest de Las Cruces, Nouveau Mexique, et seulement 20 Km au nord de la frontière avec le Mexique. L'elliptique Kibourne Hole fait environ 3,2 Km de long et 2,2 Km de large.

On trouve des péridots de qualité gemme dispersés dans les parois du cratère. Le terrain de cette région extrêmement sèche est occupé par des buissons secs, des yuccas et des serpents.

Lorsque le volcan était en éruption, il jetait du magma liquide dans l'atmosphère. Comme des portions de magma tournoyaient dans l'air, leurs surfaces extérieures se refroidissaient dans des formes elliptiques dues à l'action rotative. La croûte extérieure était isolante ce qui permettait à l'intérieur en fusion de refroidir lentement pour que des cristaux puissent se former. Ces boules de lave contiennent souvent des péridots de qualité gemme. Ces nodules font entre 7 x 5,5 x 4 cm (0,25 kg) et 23 x 23 x 19 cm (15,9 kg) Les nodules les plus larges ne produisent pas forcément les plus gros matériaux taillables.

La plupart des nodules (bombes) trouvés à Kilbourne Hole mesurent de 10 à 25 cm de long et montrent des colorations de surface probablement dues à la libération du fer jusqu'à la surface des nodules.

Les pièces de plus de 1 carat que l'on peut facetter ont de nombreuses fractures conchoïdales et une apparence granuleuse typique des matériaux trouvés près des pentes désertiques.

Même si un spécimen contient deux larges pièces de brut en qualité gemme, (128 ct. et 26 ct.) la plupart des matériaux extraits sont petits et produisent des pierres de bijouterie en dessous de 0,5 ct.

L'auteur estime que seulement 15% à 20% du matériel trouvé peut être facetté à cause des nombreuses fractures inhérentes au brut.

Les inclusions que l'on trouve dans les péridots de Kilbourne Hole sont typiques des péridots d'autres provenances, même si les inclusions noires sont plus petites et moins nombreuses que celles trouvées dans les matériaux d'Arizona.

On trouve de l'hercynite, membre du groupe du spinelle, la plus commune des inclusions minérales dans le péridot de Kilbourne Hole et qui n'a pas été répertoriée dans les péridots d'autres sources. Elles sont opaques, noires et octaédriques. Des fractures dues aux tensions entourent habituellement ces inclusions, c'est le résultat d'un développement rapide de l'hercynite contre le péridot hôte pendant la formation.

Même si les pierres de Kilbourne Hole sont superbes, elles sont, pour la plupart, plus petites que 1 carat. La mine n'est plus en exploitation.

Météorites (Les pallasites)

Les pallasites (fig.15) tirent leur nom du géologue allemand Peter Simon Pallas (1741-1811), qui a trouvé le premier spécimen (une masse de 680 kg) près de Krasnoyarsk en Sibérie en 1749 (Pallas, 1776).

La pallasite fait partie du groupe des météorites mixtes qui sont de loin les plus rares, elles représentent à peine 1% des chutes des météorites, (Ayer, 1995) Les pallasites sont formées de grains d'olivine, parfois gemme, entourés d'un alliage fer - nickel. Ce mélange entre le minéral et le métal, confère une grande beauté aux plaques de pallasite sciées et polies.

Pallasite (Sinkankas et al. 1992)

Les météorites pierreuses et ferreuses connues sous le nom de pallasites sont prisées pour les parties d'olivine vert-jaune qu'elles contiennent. Depuis la description de Peter Simon Pallas au 18^e siècle, des références ont été enregistrées sur les inclusions gemmes de ces météorites. Toutefois, nous n'avons aucune indication d'une olivine pallasitique facettée jusqu'au début du 20^e siècle. L'étude de 9 péridots facettés provenant de pallasites ont révélé des propriétés comprises dans les normes connues des péridots et une inclusion commune qui n'a jamais été observée dans leur contrepartie terrestre. Il s'agit d'inclusions aciculaires orientées à 90 degrés des unes des autres, probablement dû à l'action de la pression et du chauffage de l'altération et, ou de l'exolution de l'hôte olivine.

Le péridot est relativement tendre et fragile comparé au diamant, au corindon au spinelle et à de nombreuses autres pierres précieuses. On sait aussi qu'il se casse lorsqu'il est soumis à de hautes températures.

Néanmoins quelques péridots sont capables de survivre au voyage de l'espace, au passage de feu à travers l'atmosphère terrestre des pallasites. La capacité de certains péridots à supporter de hautes températures est démontrée par la provenance de cristaux transparents dans des environnements volcaniques et basaltiques de provenances connues comme les basaltes des péridots de Mesa, Arizona. (Sinkankas, 1959 ; Koivula, 1981) et de la région de Mogok, Myanmar (Burma).

La portion métallique des pallasites consiste en kamcité et plessite, deux alliages de nickel - fer qu'on croit être les principaux constituants du noyau, alors que l'olivine provient du manteau. En général, l'olivine ne contient pas assez de fer pour être classée en tant que péridot et s'approche davantage de la forstérite (Mg_2SiO_4), le pôle pur magnésien du groupe de l'olivine. La couleur de l'olivine tire vers le brun ou même le noir, en raison de la présence du magnésium, puisque la forstérite domine largement sur la fayalite (Fe_2SiO_4) qui elle est incolore.

Comparés avec les péridots basaltiques de San Carlos, les olivines trouvées dans la météorite Esquel, en Argentine, semblent être beaucoup plus friables et pleines de fractures, probablement à cause des grands stress qui leur ont été imposés pendant leur formation et plus tard, pendant leur vol céleste et enfin l'impact. Même avec une pièce relativement transparente, on ne retire que 15% à 20% de péridot gemme.

Propriétés gemmologiques des pallasites

Comparés à des péridots d'origine terrestre, les couleurs des péridots de pallasite (fig 17) ont l'air d'être plus jaunes que vertes et, mis à part les inclusions, leurs propriétés gemmologiques sont cohérentes avec celles des péridots d'origine terrestre.

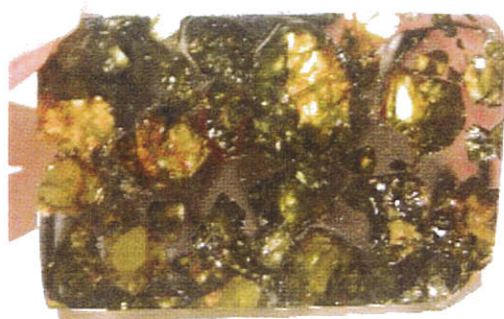
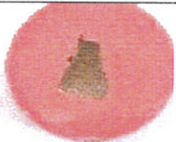


Figure 17 : Fh15 Pallasite

CHAPITRE 3 : MATERIAUX & METHODES

On a cherché à réunir des pierres de provenance variée et de couleur typique. Il ne manque guère que des gemmes d'origine chinoise et hawaïenne.

No.	Masse	Dimensions	Photo	Provenance	Forme	Techniques utilisées
FH01		9,6 mm 4,3 mm 7,1 mm		Tanzanie	brut	MEB Raman
FH02	9,27 ct	Dia 12,8 mm Prof. 9,6 mm		Arizona	Taille Wolkonsky pentagone	MEB Raman
FH03	8,08 ct	15,1 mm 10,5 mm 4,9 mm		Pakistan	brut	MEB
FH04				Collection privée	Taille coeur	MEB
FH05	0,31 ct	Diam 4,1 mm Prof 2,6 mm		Non connue	Taille brillant	
FH06	0,76 ct	5 mm 6,9 mm		Myanmar	brut	UV-vis
FH07	1,74 ct	8,6 mm 5,9 mm 4,6 mm		Myanmar	Forme ovale Taille mixte	MEB
FH08	0,86 ct	6,9 mm 4,4 mm 3,35 mm		Myanmar	Taille émeraude	MEB
FH09	1,81 ct	9 mm 7,1 mm 4,4 mm		Non connue	Forme ovale Taille mixte	MEB
FH10	5,45 ct	11,5 mm 10,1 mm 6,7 mm		Non connue	Forme ovale Taille mixte	MEB
FH11	1,78 ct	8,1 mm 5,9 mm 4 mm		Non connue	Taille émeraude	MEB

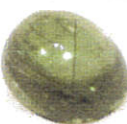
No	Masse	Dimensions	Photo	Provenance	Forme	Techniques utilisées
FH12	5,27 ct	11,7 mm 8,3 mm 5,92 mm		Pakistan	brut	
FH13	17,31 ct	17,2 mm 10,3 mm 14 mm 9,9 mm		Pakistan	brut	UV-vis MEB Raman
FH14	8,31 ct	13,9 mm 11,2 mm 7,85 mm		Norvège	Forme ovale Taille mixte	UV-vis MEB
FH15		6,3 cm 4,3 cm		Météorite	météorite	MEB Raman
FH16	3,15 ct	8,9 mm 9,75 mm 5,35 mm 0,5 mm		Arizona	Pantagone à degrés	MEB
FH17	3,52 ct	14,5 mm 8,9 mm 5,8 mm		Arizona	Triangle fantaisie Taille à degrés	
FH18	6,79 ct	12 mm 10,5 mm 7 mm		Pakistan	cabochon	MEB Raman
FH19	7,66 ct	17,7 mm 8,9 mm 6 mm		Pakistan	cabochon navette	
FH20	12,57 ct	16 mm 12,1 mm 7,6 mm		Pakistan	cabochon	
FH21	6,87 ct	12,1 mm 11,1 mm 17,9 mm		Pakistan	Taille Wolkonsky coussin	MEB

Tableau 4 : liste des échantillons

Uv- visible

Le spectrophotomètre est généralement un instrument dispersif, il sert à disperser les différentes longueurs d'ondes envoyées par les sources lumineuses qu'on va faire passer une par une à travers la gemme afin de mesurer l'absorption à chaque longueur d'onde. Il faut pour cela une source de lumière. Il en existe deux types : une lampe pour l'UV, lampe au deutérium et une lampe pour le domaine visible, lampe halogène (à incandescence) assez puissante. Il faut isoler dans ce rayonnement différentes longueurs d'onde. Pour ce faire on utilise un monochromateur, soit un prisme qui décompose la lumière blanche en différentes couleurs de l'arc en ciel. Une fois que la lumière a été décomposée dans ces différentes longueurs d'onde, elle va pouvoir être amenée sur l'échantillon. Pour définir l'absorbance, nous comparons l'intensité avant et après passage dans l'échantillon. Il faudra ensuite envoyer ces deux faisceaux vers le détecteur (2 types : un pour le visible et un autre pour le proche infrarouge.)

L'UV visible est absorbé par certains types de structures qui vont nous être directement utiles pour comprendre certains phénomènes dans les matériaux gemmes, comme la couleur, puisque c'est l'absorption de la lumière visible. Nous avons utilisé un spectrophotomètre Cary5c avec un pas d'échantillonnage de 1 nm, une bande passante de 1 nm à 120 nm/mm.

MEB

La microscopie électronique à balayage (MEB) est une technique de microscopie basée sur le principe des interactions électrons - matière. Un faisceau d'électrons balaie la surface de l'échantillon à analyser qui, en réponse, réémet certaines particules. Différents détecteurs permettent d'analyser ces particules et de reconstruire une image de la surface. Dans la pratique, les MEB permettent d'atteindre une résolution de l'ordre de 20nm en imagerie.

Le principe du balayage consiste à explorer la surface de l'échantillon par lignes successives et à transmettre le signal du détecteur à un écran cathodique dont le balayage est exactement synchronisé avec celui du faisceau incident.

Sous l'impact du faisceau d'électrons accélérés, des électrons rétrodiffusés et des électrons secondaires émis par l'échantillon sont recueillis sélectivement par des détecteurs qui transmettent un signal à un écran cathodique dont le balayage est synchronisé avec le balayage de l'objet.

Un système de détection des rayons X secondaires permet une analyse chimique. Nous avons utilisé un MEB Jeol 5800 tension d'accumulation de 20 kV courant de détection à dispersion d'énergie Princeton Gamma Tech (PGT) refroidi à l'azote liquide.

La microsonde Raman (Schubnel, 1992, revue de gemmologie a.f.g
numéro hors série, p. 37)

La sonde laser Raman est un outil original et efficace pour l'étude non destructive des matériaux. En détectant les vibrations des molécules ou des groupements atomiques, cette sonde permet la caractérisation non ambiguë de substances qui peuvent être incluses, même en très faible quantité dans une matrice. Les minéralogistes, les gemmologues sont friands de telles mesures, qui leur permettent des identifications parfois difficiles.

Dans son application pour l'étude des minéraux, la spectroscopie Raman est une méthode relativement récente (Dhamelincourt et Schubnel, 1977 ; Dhamelincourt et Bisson, 1977) qui fournit des informations sur les vibrations des atomes dans un réseau cristallin. Ces vibrations sont identifiées par différentes fréquences de la lumière visible ou ultraviolette émises. Elles dépendent de la cristallographie du minéral, en particulier de sa géométrie « moléculaire », fournissant ainsi des indications sur l'état de cristallinité du matériel étudié, sur son degré d'ordre et parfois sur sa composition chimique.

La microspectrométrie Raman, en plus d'être une méthode analytique non destructive, présente l'avantage de ne pas nécessiter de longues préparations de matériel (sciage, montage, polissage, métallisation...), la technique Raman, sauf un simple nettoyage des échantillons, peut être directement utilisée sur des gemmes taillées et montées ou sur des échantillons bruts, ainsi que pour l'étude des phases minérales de l'ordre du micron (micro - inclusions).

Dans les meilleurs cas, la microspectrométrie Raman fournit des spectres dont l'allure générale permet dans un premier temps de caractériser le groupe minéral du matériel étudié et, dans un deuxième temps, en fonction de la position en nombres d'onde et de l'intensité relative des principales bandes Raman, de déterminer l'espèce minérale et éventuellement son orientation cristallographique. Ce travail s'effectue à partir de spectres de référence qui servent d'empreintes diagnostiques enregistrées à partir d'échantillons étalons.

La micro spectrométrie Raman est également utilisée pour fournir une appréciation semi -quantitative de la composition chimique des minéraux qui sont des solutions solides en proportions variables, des différents pôles (compositions extrêmes) d'une série minérale. Des courbes d'étalonnage ont ainsi été établies, par exemple, pour les grenats alumineux qui sont des solutions solides des pôles pyrope – almandin – spessartite – grossulaire.

Comme l'émission Raman a un très faible rendement par rapport à la lumière excitatrice monochromatique, qui doit donc être fournie par un laser, l'utilisation de la micro spectrométrie Raman est essentiellement réservée à l'étude des minéraux peu absorbants dans la lumière visible (donc pas trop colorés ni opaques et peu réfléchissants), ce qui élimine les métaux. Ces minéraux doivent, de plus, rester stables sous l'impact du faisceau incident qui provoque un échauffement local. De nombreuses gemmes peuvent être facilement étudiées et caractérisées par cette méthode.

Nous avons utilisé un Raman à transformée de Fournier RFS100 de Brucker. Résolution 4cm^{-1} , excitation 1064nm (laser Nd-YAG) -1000scans.

Infrarouge à transformée de Fournier (IRTF)

C'est la technique la plus utilisée en gemmologie, elle permet de reconnaître de nombreuses synthèses et aussi des traitements. C'est une spectroscopie vibrationnelle (on voit l'arrangement des molécules) plus la molécule est compliquée, plus il y aura de vibrations. L'énergie des vibrations appartient au domaine infrarouge.)

Il faut une source infrarouge (filament incandescent) qui sort de l'interféromètre et se dirige vers l'échantillon, mais comme nous sommes dans l'IR, nous ne voyons plus le faisceau, alors il faut rajouter sur le trajet optique du faisceau, un faisceau laser qui a plusieurs avantages : il permet de visualiser le faisceau donc de pouvoir régler l'instrument plus facilement, puis il permet également d'avoir une référence en longueurs d'onde (la longueur d'onde définie). Le faisceau traverse ensuite l'échantillon. Le résultat se lira sous forme d'interférogramme, qui sera traité, par ordinateur, en transformée de Fourier pour donner finalement un spectre. Pour les matériaux opaques on utilisera de la réflectance au lieu de la transmission.

L'IR nous permet aussi de détecter l'eau, ce qui permet, parfois, de différencier les gemmes naturelles des gemmes synthétiques.

Nous avons utilisé un Infrarouge Nicolet 20SX, 4cm^{-1} de résolution, 100 scans.

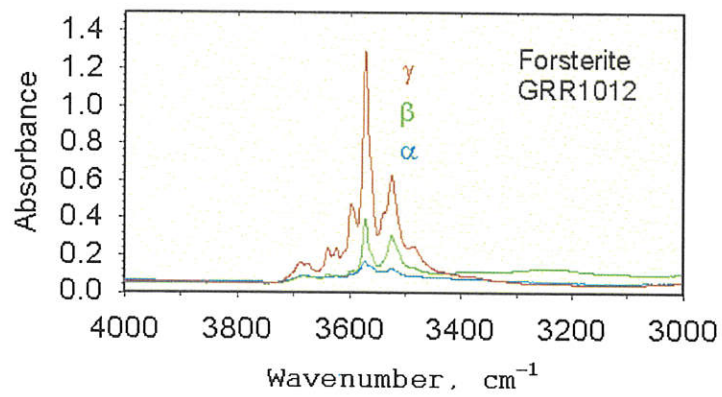


Figure18 http://minerals.gps.caltech.edu/FILES/infrared_OH/olivine/Index.htm

Forstérite provenant de la mine Kimberley à Kimberley en Afrique du Sud.
Image normalisée à 1mm d'épaisseur.

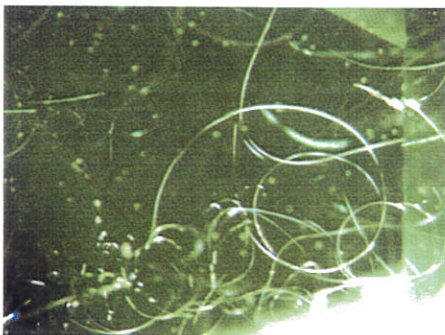
Résultats inclusions

Inclusions classiques :

- Feuilles de nénuphar : fh02
- Chromite : fh13, fh19, fh20
- Aiguille Ludwigite-Vonsenite : fh10, fh13, fh18

Inclusions spectaculaires :

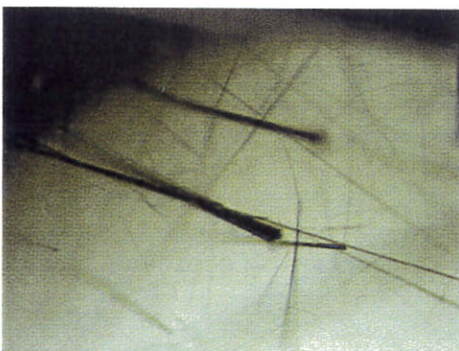
- « cheveux » fh21 : cristaux courbes analysés au MEB en tant que Vonsenite ($\text{Fe}_2(2+)\text{Fe}(3+)\text{BO}_5$)– Ludwigite ($\text{Mg}_2\text{Fe}(3+)\text{BO}_5$) borates de Fe et de Mg. Elles n'étaient pas décrites en « cheveux » par Koivula & Gübelin (1996). Elles proviennent d'un gisement hydrothermal (reprise hydrothermale de péridots magmatiques). Les beaux cristaux contiennent des inclusions de borates, qui ne peuvent s'être formés que par cristallisation hydrothermale et qui signifie qu'une source de bore est à proximité. Cette inclusion est caractéristique des péridots du Pakistan.



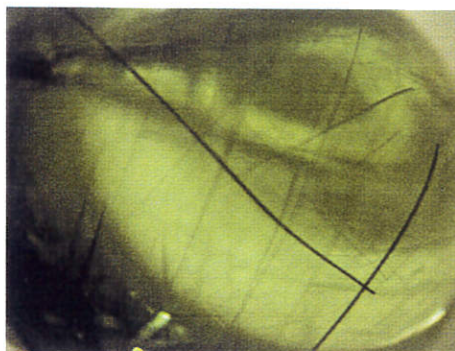
FH21 20X



FH18 25X



FH18 25X



FH18 15X

RESULTATS MEB (Jeol 5800L V)

Analyses chimiques % oxide

	FH01	FH02	FH08	FH14	FH15	FH21
MnO	0,12	0,14				
SiO ₂	38,68	40,23	37,99	41,67	42,10	41,20
MgO	47,84	51,17	46,53	53,34	50,03	52,00
FeO	8,01	8,01	10,11	5,90	11,45	8,37
Al ₂ O ₃		0,26				
Na ₂ O		0,14				
CaO		0,02				
Total	94,65	99,97	94,63	100,91	103,58	101,57

Tableau 7

Nous observons (tableau 7) que les deux échantillons les plus extrêmes sont FH08 et FH15. FH08 a la teneur la plus grande en fer par rapport au magnésium.

FH14 a la teneur la plus petite en fer par rapport au magnésium.

FH15 a la teneur en fer la plus haute de tous les échantillons mais il est à part car c'est une pallasite, donc un échantillon extra terrestre.

Composition chimique	Pakistan fh18 incl.	Pakistan fh 21 incl.
% oxyde		
Fe	59,41	58,17
Mg	24,52	25,37
Fe/Mg	2,423	2,293
% atomique		
Fe	28,67	27,79
Mg	21,10	21,60
Fe/Mg	1,359	1,286

Tableau 8

Nous observons dans le tableau 8 que le rapport entre Fe et Mg est de 2,423 pour fh18 et 2,293 pour fh21

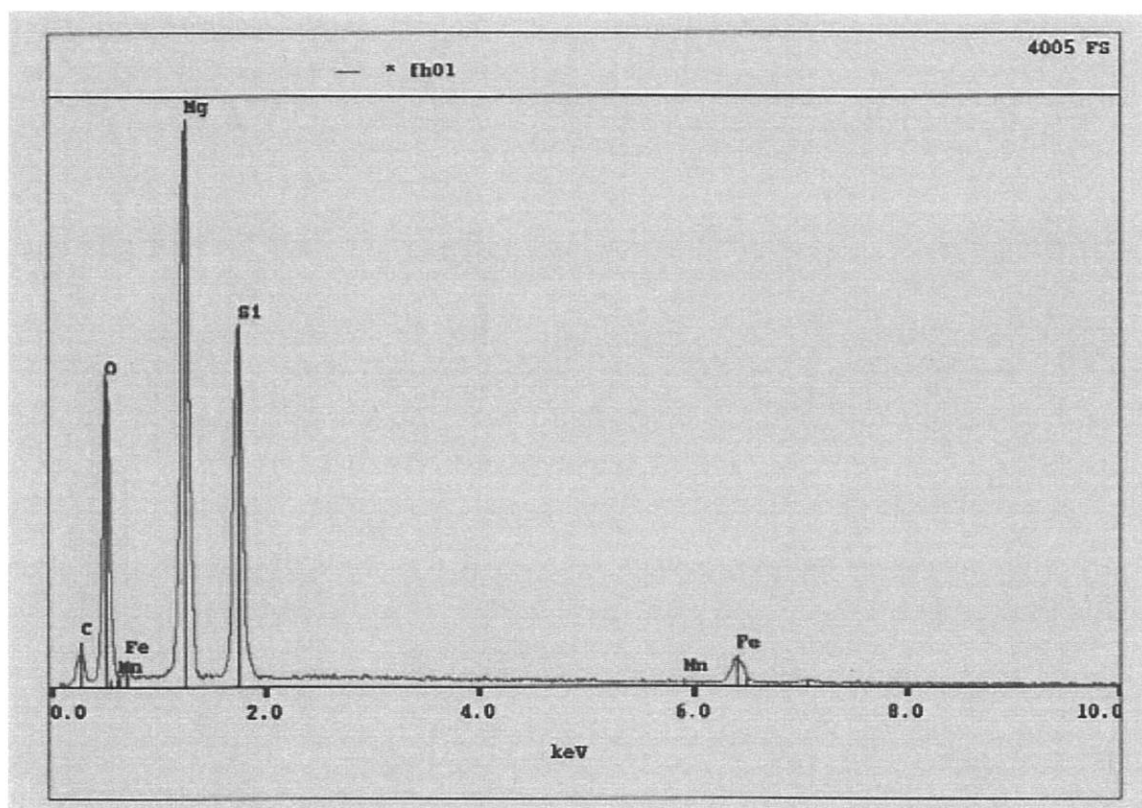


Figure 19 : FH01

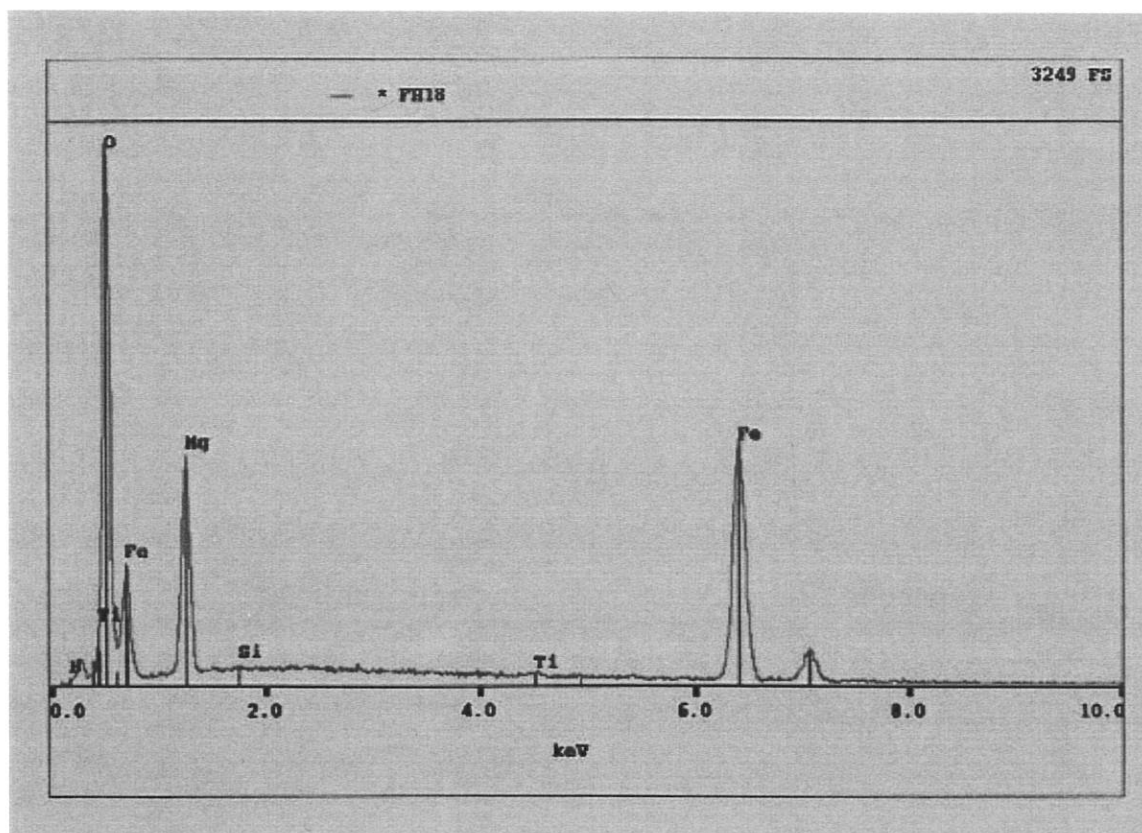


Figure 20 : FH 18

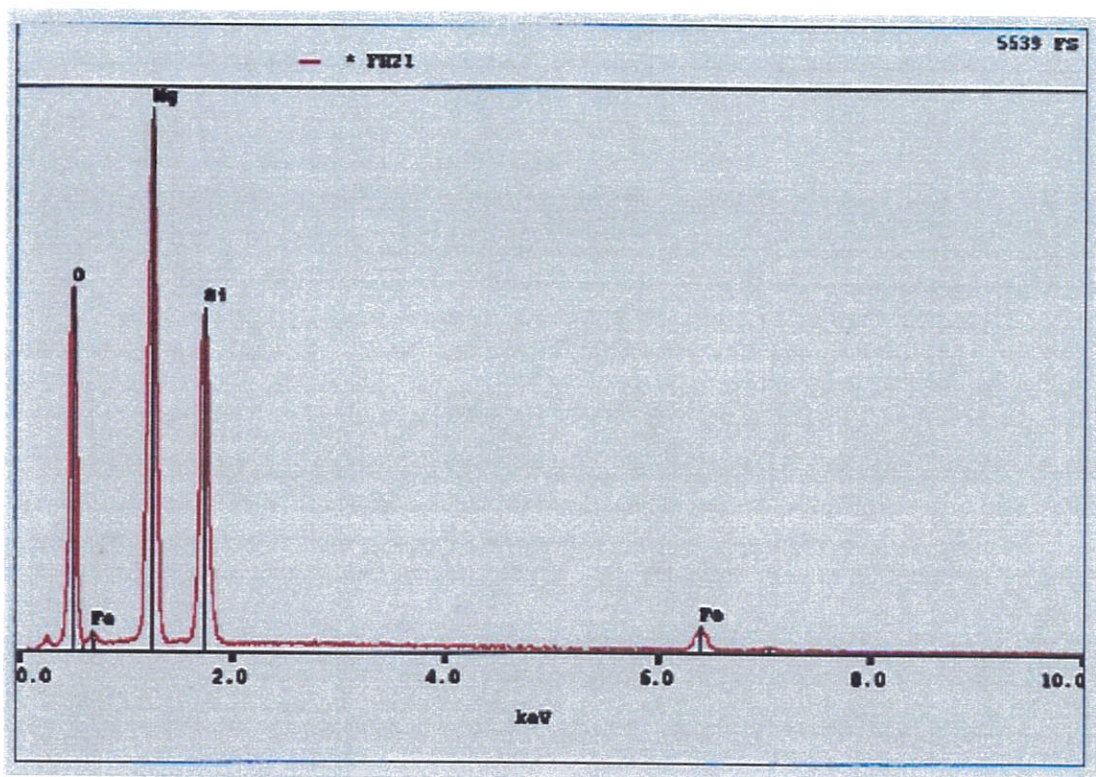


Figure 21 : FH21 (pierre)

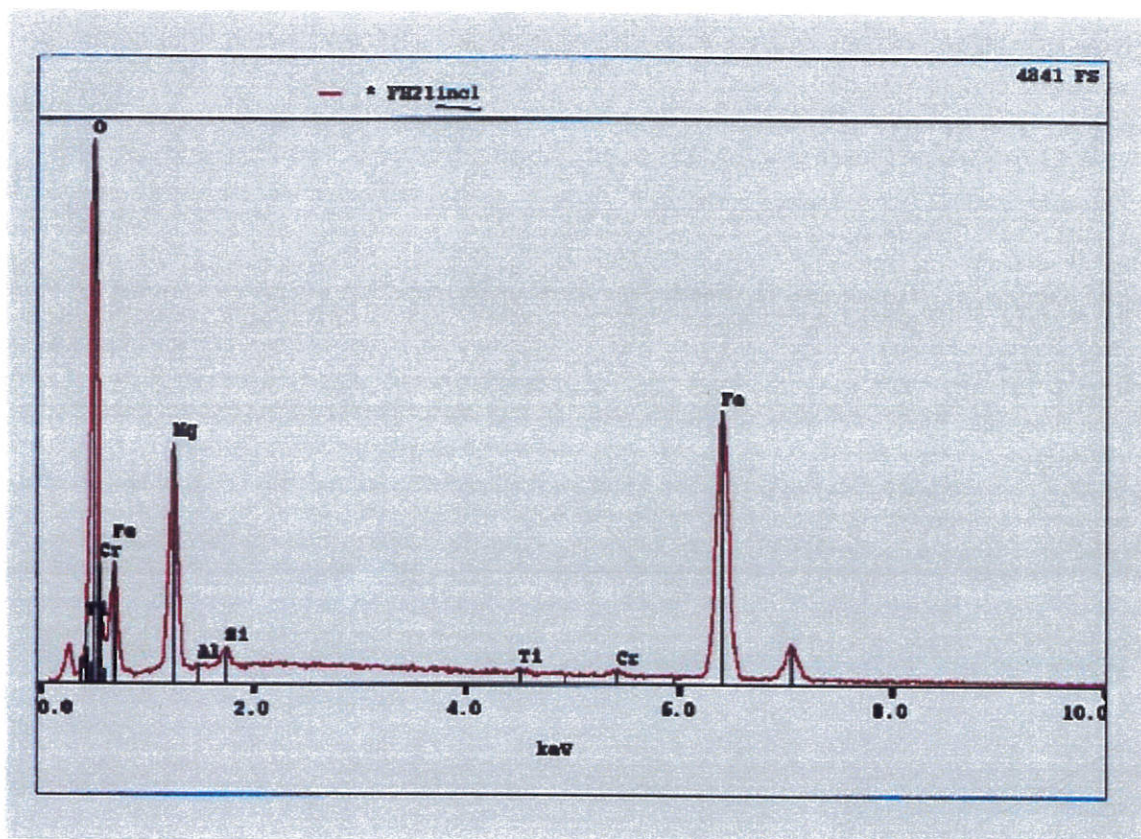


Figure 22 : FH 21incl. (inclusion)

Composition chimique	Pakistan fh03	Pakistan fh 21	Arizona fh02	Arizona fh 16
% oxyde				
Fe	8,09	8,37	9,10	9,83
Mg	48,07	52	58,12	49,30
Fe/Mg	0,094	0,090	0,087	0,112
% atomique				
Fe	2,49	2,39	2,32	2,91
Mg	26,36	26,49	26,48	25,99
Fe/Mg	0,094	0,090	0,087	0,114

Composition chimique	Myanmar fh07	Myanmar fh 08	Tanzanie fh 01	Norvège fh 14	Météorite fh 15
% oxyde					
Fe	9,84	10,11	8,01	5,90	11,45
Mg	50,24	46,53	47,84	53,34	50,03
Fe/Mg	0,196	0,207	0,176	0,011	0,229
% atomique					
Fe	2,84	3,14	2,46	1,68	3,25
Mg	25,87	25,73	26,19	27,05	25,31
Fe/Mg	0,110	0,122	0,094	0,062	0,128

Tableau : 9

Ce tableau nous donne pour résultat, les différents groupements suivant les origines géographiques. Nous observons des écarts suivant les provenances. Fh14 qui provient de Norvège a pour rapport entre Fe et Mg, un facteur de 0,122 de % atomique, c'est le plus haut. FH15 a le plus fort rapport entre Fe et mg, de 0,128% atomique mais il est un échantillon extra terrestre.

Forstérite

Fayalite

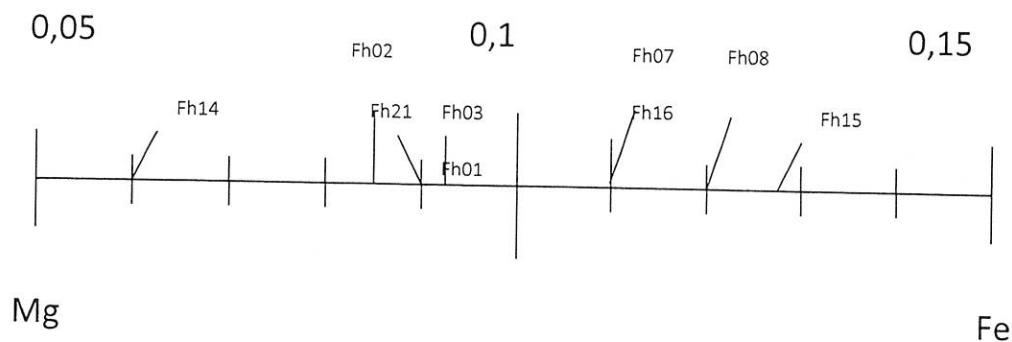


Figure 23

On remarque (fig.23) que le silicium n'est pas constant, c'est une solution solide qui contient peu de fer : forstérite ferrifère. On ne dépasse jamais 0,2% de Fe. Le rapport Fe/Mg va de 0,062% à 0,128%. Nous n'avons jamais trouvé d'autres impuretés avec un détecteur de dispersion d'énergie.

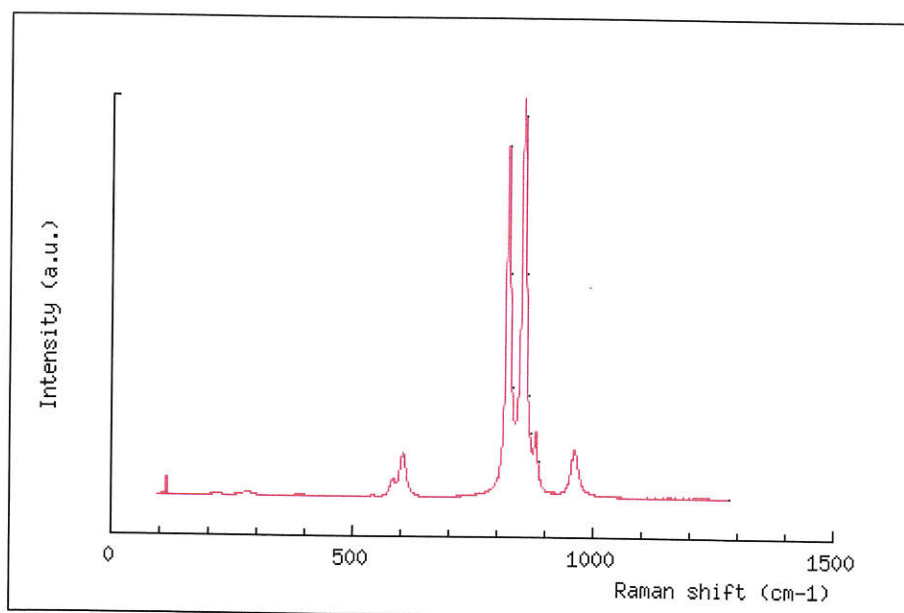
RESULTATS RAMAN (Bruker RFS 100)

Je suis allée chercher ce spectre de référence (fig. 24) afin de pouvoir le comparer avec ceux que j'ai effectués.

olivine of San Carlos ($\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$

orthorhombic

[\[data\]](#) [\[PDF\]](#)



Raman spectrum of olivine of San Carlos
collected with 514.5 nm exciting line
by Laboratoire de Sciences de la Terre ENS-Lyon.

Expected vibrational
modes :

11A_g 11B_{1g} 7B_{2g} 7B_{3g}
(RA) 9B_{1u} 13B_{2u} 13B_{3u}
(IR) 10A_u (I)

mode	frequency	shift vs P	shift vs T
------	-----------	---------------	---------------

584

605

823

855

880

960

Figure 24

Références :

F. Guyot, H. Boyer, M. Madon, B. Velde, and J.P. Poirier, Phys.Chem.
Mineral, 13, 91-95 (1986) B. Piriou, Ann.Chim., 9-17 (1974)

frequencies are in cm⁻¹, shifts vs P
are in cm⁻¹.GPa⁻¹, shifts vs T are
in cm⁻¹.K⁻¹

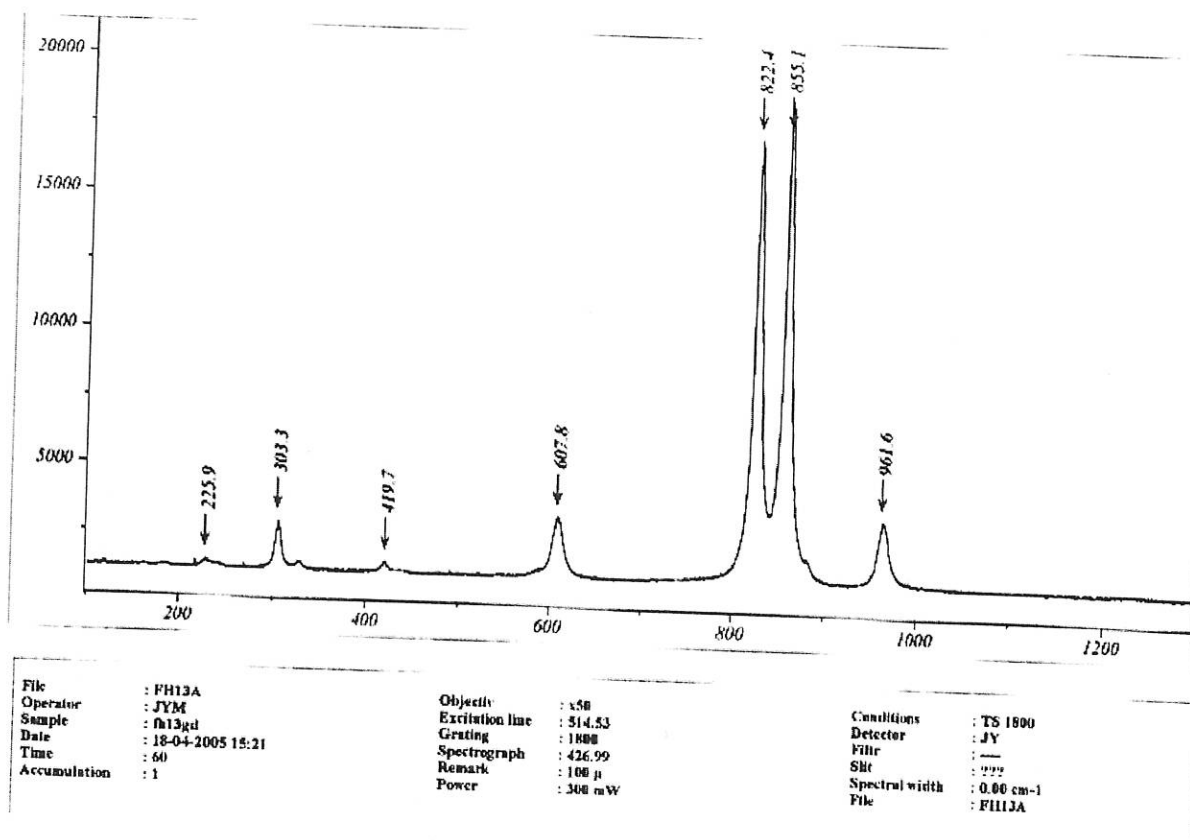


Figure 25

Les bandes les plus marquées sont : 822.4 et 855.1 (fig.25)

fh13b

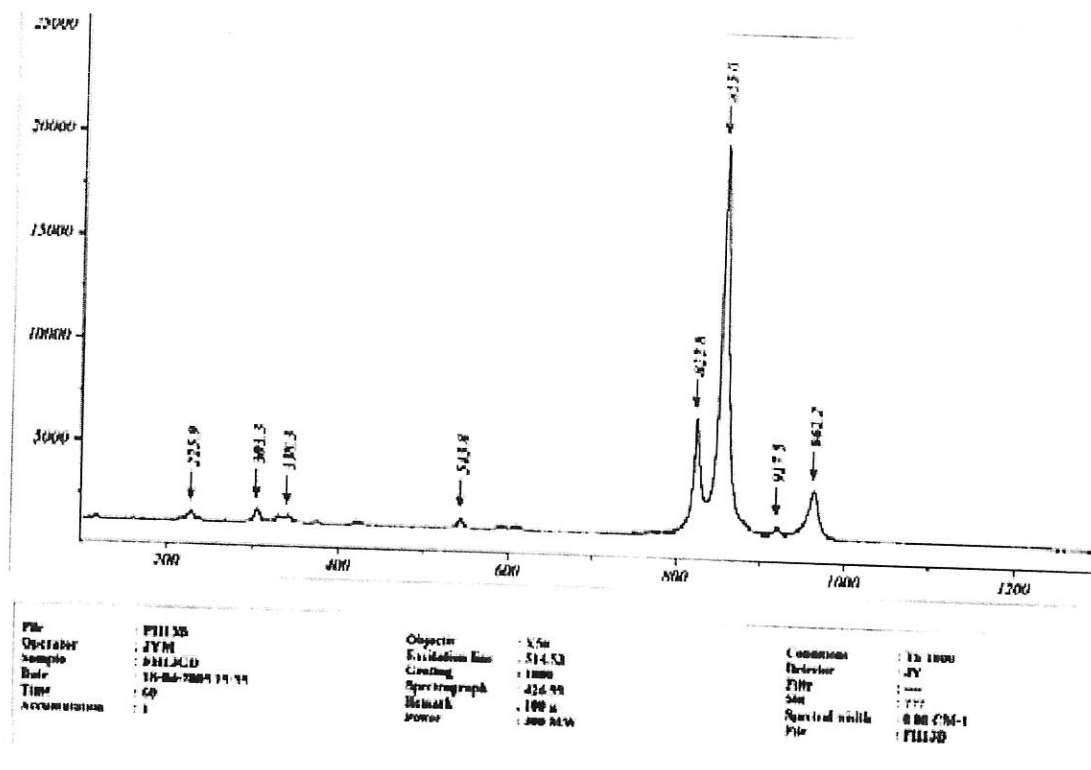


Figure 26

Les bandes les plus marquées sont : 855.1 et 822 (fig.26)

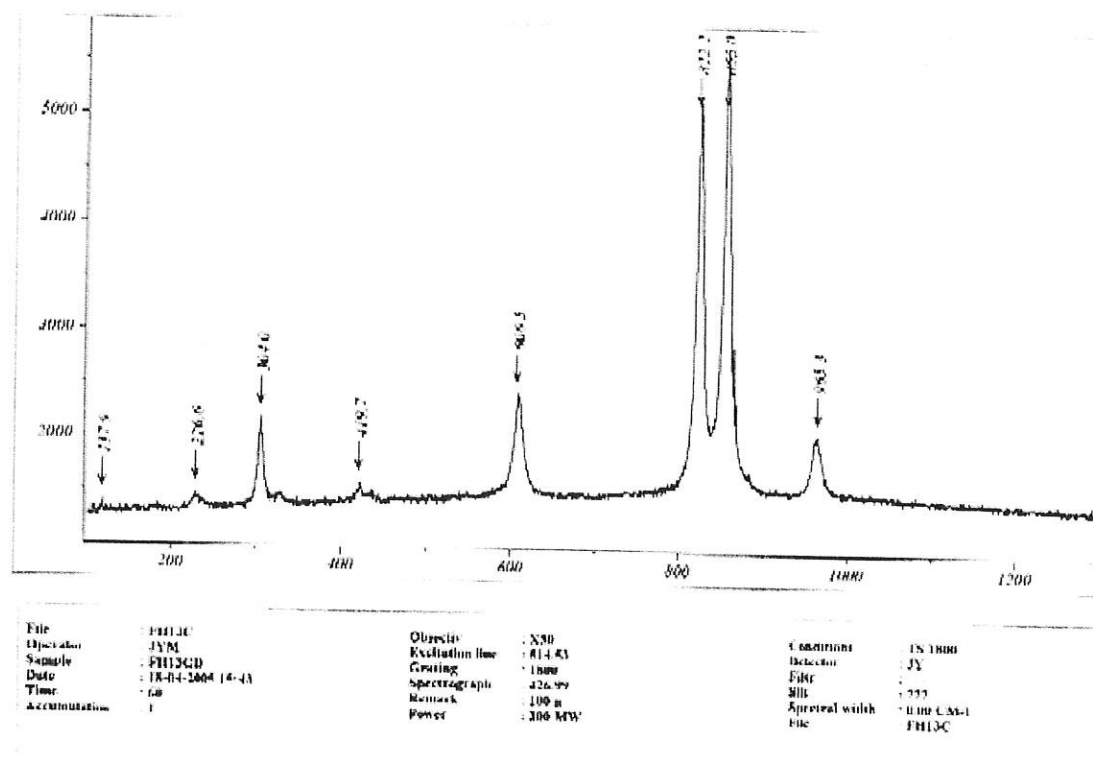


Figure 27

Les mesures en Raman ont été prises dans 3 directions perpendiculaires sur un cristal, elles montrent clairement les variations en fonction de l'orientation.

Fh13a → selon a

Fh13b → selon b

" pléochroïque " en raman

Fh13c → selon c

Les bandes 961 et 855 sont stables en intensité sur les 3 directions. Les bandes 822 et 607 varient en intensité suivant la direction dans laquelle elles sont observées. (fig.27)

RESULTATS UV VISIBLE (Cary 5G)

La couleur est quasiment toujours verte, il y a des péridots bruns mais ils ne sont pas commerciaux. Le péridot est idiochromatique, coloré par le fer : Fe^{2+}

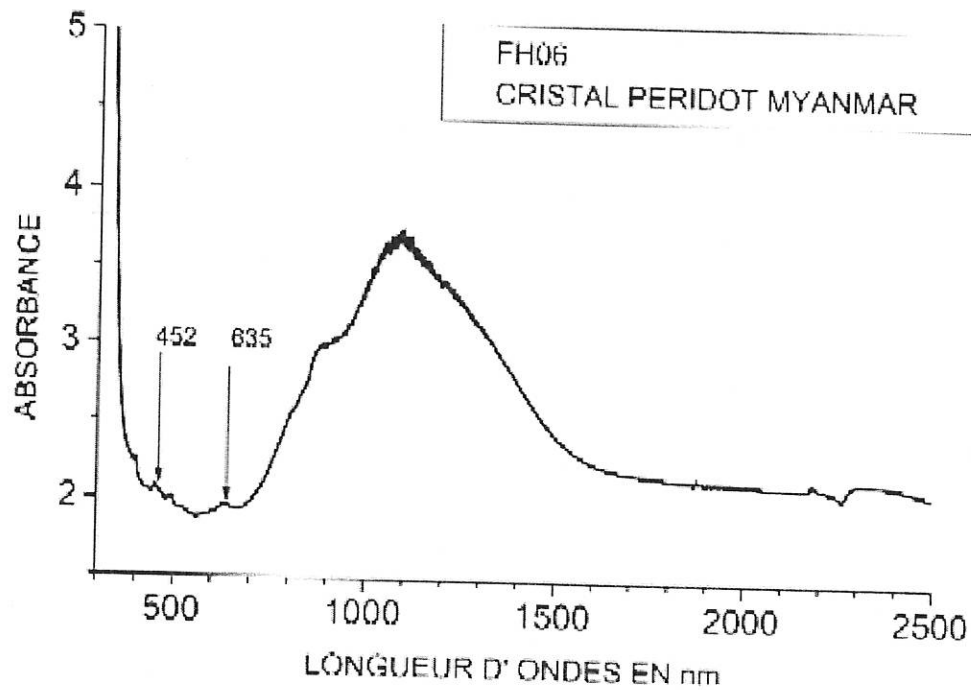


Figure 28

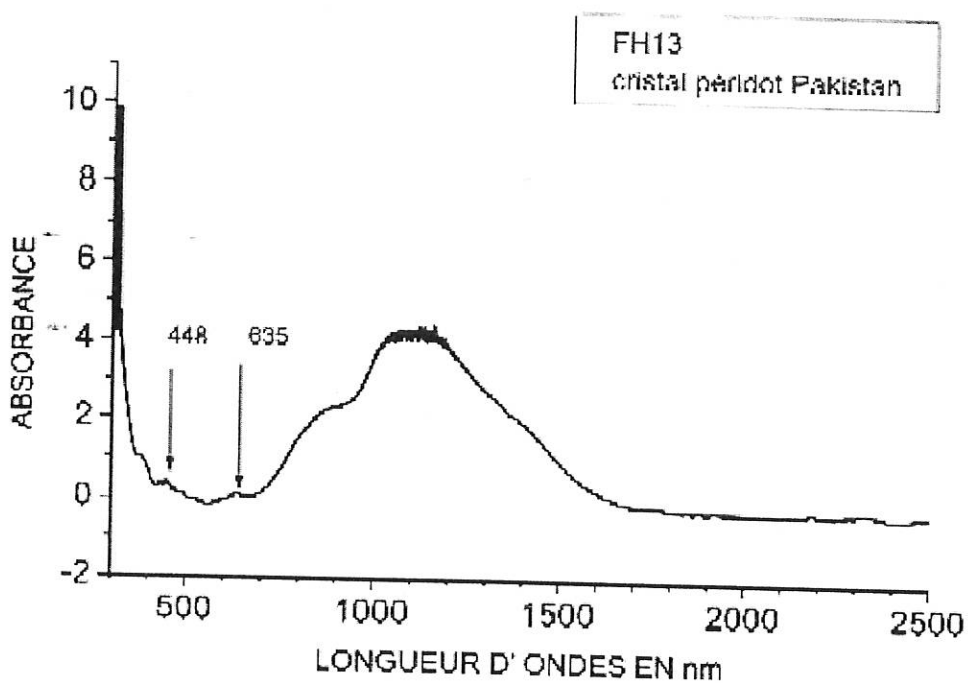


Figure 29

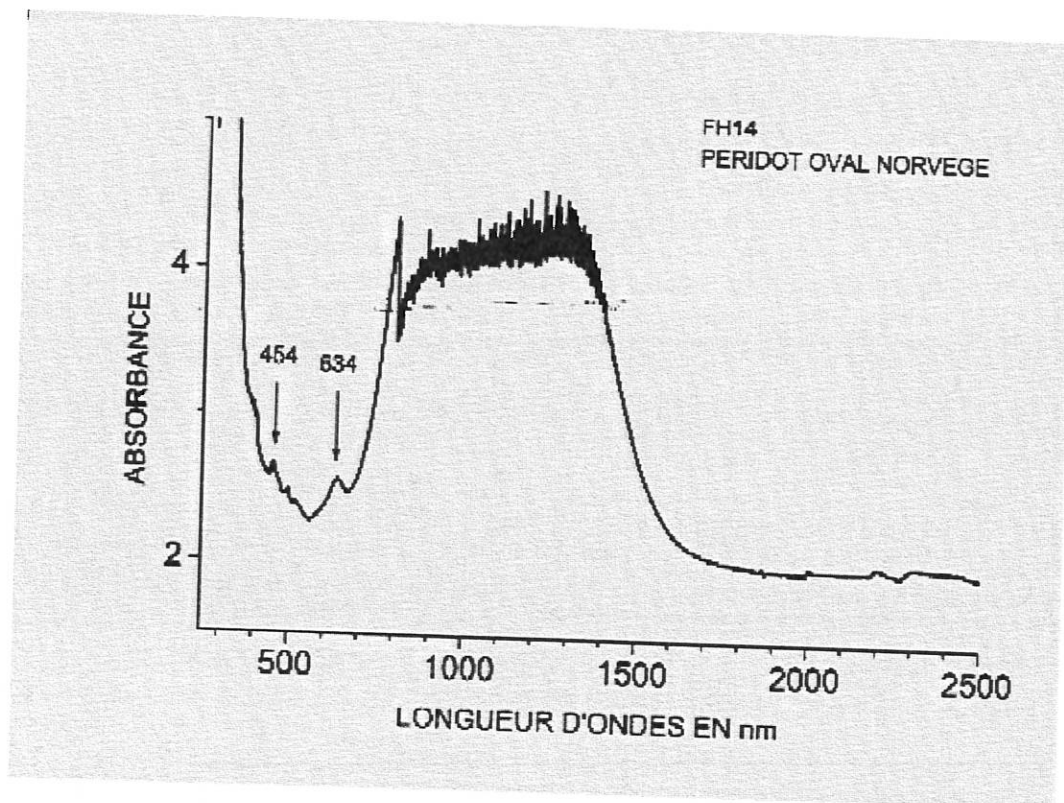


Figure 30

Le maximum se trouve vers 1000 nm. En général l'absorption est trop forte pour voir le sommet, ça « sature » dû à l'absorption complexe du Fe^{2+} . On trouve un épaulement entre 800 et 900 nm.

Les bandes à 453, 472 etc (voir Fuhrbach) et 634 sont liées à l'intensité de la bande à 1000 nm, donc au $\text{Fe} (\text{Fe}^{2+})$

INFRAROUGE Nicolet 20SXC (60SX 4cm⁻¹ résolution)

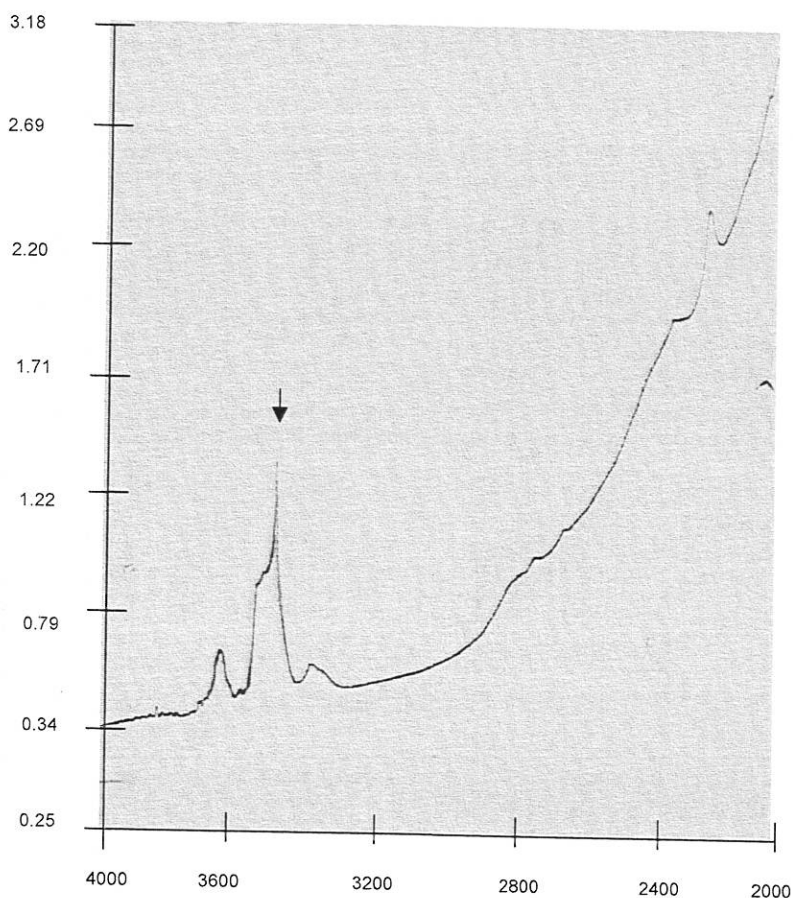


Figure 31 : péridot du Pakistan FH13 perp. au cristal

On peut voir quelques faibles bandes assez étroites vers 3500 cm⁻¹ qui représentent des traces d'eau, mais pas d'inclusions fluides. Comme les bandes sont étroites (fig.31) il s'agirait plutôt de groupes OH orientés.

CONCLUSION

Lorsque le moment est venu de choisir une pierre comme sujet de mémoire, mon choix a été influencé par les caractéristiques techniques du péridot, mais également par ses valeurs esthétiques : je trouve en effet que sa couleur verte est très particulière et subtile. Au cours de mes travaux de recherche et d'analyses, j'ai pu définir la qualité principale que j'attribue au péridot : son «authenticité» ! C'est en effet une pierre qui «rassure» le gemmologue, car on peut difficilement la confondre avec une autre gemme. Par ailleurs, son prix abordable fait qu'elle ne stimule pas la convoitise et qu'on ne rencontre donc aucune synthèse commerciale. Les mines sont bien connues et, malheureusement, ne se multiplient pas. Enfin, elle est authentique car il n'y a pas de surprise dans ses analyses gemmologiques ; ses valeurs sont constantes, ses inclusions typiques, qui informent généralement de sa provenance. Alors que j'imaginai naïvement avoir mis le doigt sur une caractéristique inconnue du péridot, les inclusions en forme de cheveux découvertes dans une pierre en provenance du Pakistan ne se sont avérées être que des aiguilles de ludwigite – vonsenite, non décrites à l'époque en terme de «cheveux» ! Malgré cette petite déception, j'ai beaucoup apprécié l'étude de cette pierre et je remercie infiniment les commerçants, bijoutiers, lapidaires et amateurs qui m'ont prêtés ou donnés les échantillons qui sont décrits dans mon mémoire. Ma seule vraie déception a été de ne pas pouvoir visiter les mines de péridot de l'Arizona, dans le village éponyme.



Figure 32

BIBLIOGRAPHIE

1. J. Ayer (1995) Tombé du ciel.....météorites et catastrophes, éditions Ch. Dufour et JP. Haenni
2. Bancroft P.(1984) Péridot dans » Gem & Crystal Treasures. » A western Entreprises Mineralogical Record Book, Fallbrook, CA, USA
3. Fuhrbach J. (1992) Kilbourne Hole Peridot. Gems & Gemology, Vol. 28, No. 1, p.16 -17
4. Gübelin E. (1981) Zabargad : The ancient Peridot Island in the Red Sea. Gems & Gemology, Vol 17, No. 1 p. 2-8
5. Gübelin E. (....) Les inclusions dans le Péridot, gemmologie,
6. Koivula J. (1981) San Carlos Peridot. Gems & and Gemology, Vol. 17, No 4, p. 205-214
7. Koivula J., Fryer C. (1986) The gemological characteristics of Chinese Peridot. Gems & Gemology, Vol. 22, No.1, p. 38-40
8. Nassau K. (1994) Synthetic Forsterite and Synthetic Peridot. Gems & Gemology, Vol. 30, No. 2, p. 102-108
9. Peretti A., Gübelin E. (1996) New Inclusions in Pakistani Peridot : Vosenite – Ludwigite Needles. Jewel Siam, Dec-Jan 1996, p. 68-69
10. Schubnel, 1992, revue de gemmologie AFG, no hors série, p.37
11. Sinkankas J., Koivula J., Becker G. (1992) Peridot as an Interplanetary Gemstone. Gems & Gemology, Vol.28, No. 1, p.43-50
12. Stockton C., Manson D. (1983) Peridot from Tanzania. Gems & Gemology, Vol. 19, No. 2, p. 103-107

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier le professeur Emmanuel Fritsch pour sa patience et son aide précieuse, ainsi qu' à M. A. Barreau, ingénieur du MEB pour sa disponibilité et sa gentillesse .

Je tiens à remercier les personnes qui m'ont aimablement mis à disposition des échantillons :

M. Grumser
M. Hoberg
M. Wild
M. Liétard
M. Wolkonsky