

1997

BC

DIPLÔME D'UNIVERSITÉ DE GEMMOLOGIE

présenté

devant l'Université de Nantes  
U.F.R. des Sciences et des Techniques

par

M Cédric Simonet

*Géologie des  
Gisements de Saphirs*

soutenu publiquement le 22 janvier 1997

au Département de Géologie

devant la commission d'examen composée de :

M. B. LASNIER	Professeur	Président
M. E. FRITSCH	Professeur	Vice-Président
M. S. LEFRANT	Professeur	Examinateur
M. J. GIRARDEAU	Professeur	“
M. J-P. GAUTHIER	Professeur	“
M. M. SPIESSER	Maître de Conférences	“
M. Ph. MAITRALLET	Directeur du Service Public du Contrôle des Diamants, Perles, Pierres Précieuses et Fines de la CCI de Paris	“

# Sommaire



	page
I Introduction- Rappels sur le saphir	1
I.1 Introduction	1
I.2 Quelques rappels sur le saphir	4
I.3 Les grandes lignes de la géologie du corindon	5
II Gîtologie du saphir	8
II.1 Les gisements métamorphiques	8
II.1.1 Gisements à dominante isochimique	8
II.1.1.1 Métamorphisme de basse pression	8
II.1.1.2 Marbres	10
II.1.1.3 Granulites et charnockites	12
a) Le cas de Sri Lanka	12
b) Autres ceintures métamorphiques	18
II.1.1.4 Anatexites	19
II.1.1.5 Amphibolites à rubis	23
II.1.2 Gisements à dominante anisochimique	24
II.1.2.1 Les Plumasites	24
II.1.2.2 Gneiss désilicifiés	27
II.1.2.3 Gisements à chimisme complexe	28
II.1.2.4 Le gisement de Sumjam, Cachemire	29
II.1.2.5 Gisement de la vallée de l'Umba	33
II.1.2.6 Les gisements du Sud Est de Madagascar	35
II.1.2.7 Gisements de type skarn	36
II.1.3 Récapitulatif	37
II.2 Les gisements « volcaniques »	38
II.2.1 Gisements des plateaux basaltiques	39
II.2.1.1 Description des gisements	39
II.2.1.2 Caractéristiques générales des gisements, contexte géologique	52
II.2.1.3 Origine des gisements. Travaux antérieurs et état actuel du débat	53
II.2.1.4 Origine des gisements. Apports d'une revue quasi-exhaustive de la littérature	58
II.2.1.5 Proposition d'un modèle pétrogénétique	59
II.2.2 Autres gisements de saphirs dans des roches volcaniques ou hypovolcaniques	61
II.2.2.1 Lamprophyres ultrabasiques: Yogo Gulch, Montana	61
II.2.2.2 Lamprophyres alcalins: Loch Roag, Ecosse	63
III Conclusion, guide de prospection pour la recherche des gisements de saphirs	64
Lexique	66
Références	68

# I Introduction-Rappels sur le saphir

## I.1 Introduction

En géologie minière, le principe de base pour la prospection est l'étude de gisements connus et la recherche de caractères géologiques similaires afin de découvrir de nouveaux gîtes. Ce principe sans âge est appliqué à la recherche de la plupart des substances minérales (métaux, charbon puis hydrocarbures) depuis au moins l'antiquité et a justifié la rédaction d'ouvrages tels que *De re metallica* (Agricola, 1530-1546) et que le *Bergbüchlein* (Calbe, 1505) dès la fin du moyen-âge. Cependant, si l'on fait exception du cas du diamant, la prospection dans le domaine des gemmes semble avoir échappé à ces règles et la plupart des gisements de pierres de couleurs sont encore découverts par hasard.

Cet état de fait est du à plusieurs raisons:

- La plupart des exploitations sont de très petite taille, c'est à dire à l'échelle d'un individu qui n'a pas accès à des connaissances géologiques, et ignore même leur existence.

- La plus grande partie des quelques entreprises qui exploitent des gisements de plus grande ampleur ont en général des méthodes de gestion pour le moins hasardeuses, qui ne laissent que peu ou pas de place à des notions telles que la prévision et la gestion des réserves de minerai, ou que la prospection.

L'étude des gisements de gemmes a une importance scientifique et économique identique à des gisements de métaux, pourtant bien peu d'ouvrages sérieux y ont été consacrés. Ainsi, une lacune certaine apparaît en géologie minière et il est grand temps de la combler.

Ce mémoire a été rédigé dans le cadre du Diplôme de Gemmologie de l'Université de Nantes.

Le but principal de ce travail était de créer une base de donnée aussi complète et homogène que possible concernant la géologie des gisements de saphirs, qui pourrait servir de base pour la prospection et permettre des comparaisons entre les gisements.

Le gemmologue de laboratoire y trouvera aussi des informations intéressantes pour l'identification de l'origine des pierres, les inclusions présentes dans celles-ci étant bien évidemment liées aux paragenèses et à l'histoire géologique de leurs roches hôtes.

Le choix de se limiter à la gîtologie du saphir a été dicté par deux raisons: (a) la nécessité de restreindre un champ d'étude au départ très vaste (la gîtologie du corindon en général) et (b) l'existence d'un document similaire sur la géologie des gisements de rubis (Hunstiger, 1989; 1990a; 1990b).

Ce travail est fondé avant tout sur une revue bibliographique aussi complète que possible concernant la gîtologie des gemmes, et particulièrement des saphirs et des rubis, la gîtologie du corindon en tant que minéral, ainsi que la géologie des régions gemmifères. Un certain nombre de problèmes se sont posés au cours de la rédaction du mémoire.

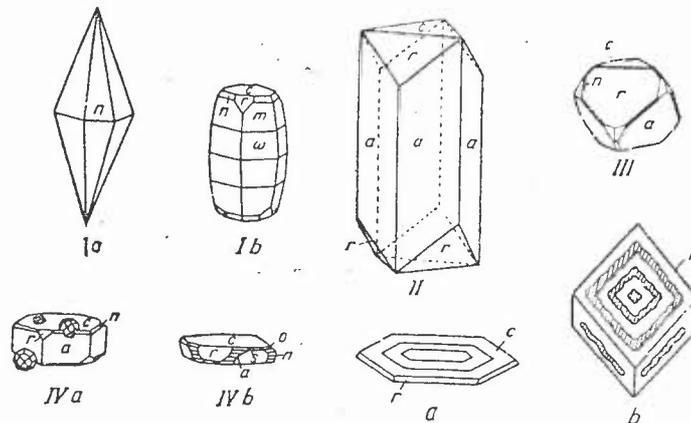
Les publications concernant les gisements de gemmes se réduisent en général à des descriptions succinctes, écrites à partir de données fragmentaires: visites très courtes à un gisement, voire étude d'échantillons en laboratoire sans données de terrain. De plus, le lien est rarement fait entre la géologie d'un gisement et celle de la région où il se trouve, ce qui est pourtant absolument nécessaire afin de comprendre sa genèse. Les publications disponibles sur certains gisements sont anciennes et uniquement descriptives. Enfin, il n'existe pas d'étude de synthèse sur ce sujet.

Les processus menant à la formation de gisements de saphirs sont très variés, et afin de comprendre leur genèse, il a été nécessaire de s'intéresser aussi aux gisements de corindon sans qualité gemme, et de rubis. Dans la suite du texte, les descriptions concernant des gisements de corindon de qualité gemme seront signalés par le symbole ♦.

Dans la mesure du possible, l'expérience du géologue a permis d'homogénéiser l'ensemble très disparate des sources bibliographiques.

Relation between Form of Corundum Crystals and Geological Peculiarities of Deposits

Habit of crystals			Geological peculiarities of deposits					Main deposits
Type	Prevailing faces	Secondary faces	Corundum rocks			Enclosing rocks		
			Name	Main associates of corundum	Characteristic elements	Name	Characteristic elements	
Ia	Pyramids: m(2241), n(2243), o(2245), ω(14.14.28.3), etc.		Corundum, plagioclases (kyshtynites, plumasites) and marundites	Plagioclases (An 20-40), margarite, spinel	Ca, Mg	Ultrabasic (peridotites, pyroxenites, serpentines, etc.)	Mg, Fe	Borzo (Urals, USSR), Transvaal (Union of South Africa)
			Magnetite-hematite, chloritoid and margarite emeries	Magnetite, hematite, chloritoid, margarite, pyrite	Fe, Ca	Carbonate (crystalline limestones)	Ca	
Ib		Rhombohedral (1011) and pinacoid C (0001)	Corundum, syenite-pegmatites	Potash, feldspars, acid plagioclases, micas (biotite, muscovite)	K, Na, Mg	Alkaline and nepheline syenites	K, Na	Ilmen Mts. (Ural, USSR) Ontario and Quebec (Canada)
II	Prism a (1120) and rhombohedron r (1011)	Pinacoid C (0001)	Ruby-bearing marbles and calciphyres	Spinel phlogopite, calcite, dolomite	Ca, Mg	Carbonate (marbles)	Ca, Mg	Eastern Afghanistan
III	Rhombohedral r (1011) and pinacoid C (0001)	Prism a (1120) and pyramid n (2243)						
IVa	Pinacoid C (0001) and prism a (1120)	Rhombohedral r (1011) and pyramids	Corundum, syenite pegmatites	Potash feldspars, acid plagioclases, micas (biotite, muscovite)	K, Na, Mg, Ca	Granite-gneisses	Si	Ilmen Mts. (Urals, USSR), Ontario and Quebec (Canada)
IVb	Pinacoid C (0001)	Rhombohedral r (1011), s (0224) prism a (1120) and pyramids	Spinel-hematite, feldspar and sillimanite emeries	Spinel, magnetite, hematite, ilmenite, plagioclases (An 20-50), sillimanite, quartz, garnet	Na, Ca, Mg, Fe, Si	Basic (gabbros and norites)	Mg, Ca, Fe, Si	Sigangoy (Khakassia, USSR), Peekskill (New York, USA)
			Muscovite, sillimanite and kyanite-corundum	Sillimanite, kyanite, muscovite	Si, K	Gneisses and crystalline schists	Si	South Yakutia (USSR), Khasi Hills, Assam, Pipra, C. P. (India)
			Muscovite, andalusite-corundum and secondary quartzites	Andalusite, muscovite, quartz, pyrite, hematite	Si, K	Secondary quartzites (metamorphosed effusives)	Si	Semiz-Bugu (Central Kazakhstan) and Aktast (Central Asia, USSR)



Habit of crystals: 1) of natural corundum: Ia, fusiform; Ib, dolioform; II, long-prismatic; III, rhombohedral; IVa, coarsely tabular short-prismatic (with garnet); IVb, laminar; 2) electric-synthetic corundum; a, laminar; b, rhombohedral

fig.1 Relations liant l'habitus des cristaux de corindons au type de roche où ils se forment (d'après Ozerov, 1945).

## I.2 Quelques rappels sur le saphir

Le terme de saphir désigne le minéral corindon dans n'importe laquelle de ses colorations, excepté le rouge, qui est réservé au rubis. Chimiquement parlant, le corindon est normalement constitué d'alumine (oxyde d'aluminium,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) pure. Il cristallise dans le système rhomboédrique.

Selon le type d'environnement géologique où on le trouve, le corindon peut montrer des habitus variés. Ce concept a été développé par Ozerov (1945), qui distinguait quatre types morphologiques de base pour les cristaux de corindon, liés à des environnements géologiques particuliers:

- I- habitus dipyramidal
- II- habitus prismatique long
- III- habitus rhomboédrique
- IV- habitus pinacoïdal

Le tableau proposé par Ozerov est reproduit ici (fig.1). D'après lui, l'habitus de cristallisation dépend à la fois du milieu chimique et des conditions thermodynamiques de cristallisation.

Les teintes variées que peut montrer le corindon sont dues à la présence dans le réseau cristallin d'éléments en traces qui viennent remplacer l'aluminium. Les plus communs sont le fer, le titane, et le chrome.

La couleur bleue du saphir est en général due à la présence de paires d'ions  $\text{Fe}^{2+}$  et  $\text{Ti}^{3+}$  ensemble. Elle peut aussi, dans certains cas, être due à la présence de paires d'ions  $\text{Fe}^{2+}$  et  $\text{Fe}^{3+}$ . C'est à la présence de chrome ( $\text{Cr}^{3+}$ ), et aussi à l'absence de fer, que les rubis doivent leur couleur rouge flamboyante. Le vanadium ( $\text{V}^{3+}$ ) peut donner au corindon un effet alexandrite, c'est à dire une teinte bleu-gris en lumière naturelle, et rouge prune en lumière artificielle (Pryce et Runciman, 1958).

D'autres éléments peuvent également être présents: Co, Mn, Mg, Ca, Si, F, B, etc. Le gallium est très souvent observé dans les corindons naturels et a été considéré comme un critère de discrimination entre corindons synthétiques et corindons naturels (Hänni et Stern, 1982).

### I.3 Les grandes lignes de la géologie du corindon

Bien que la majeure partie de la production mondiale de saphirs et rubis soit issue de gisements éluvionnaires ou alluvionnaires, nombre de dépôts sont exploités en gîte primaire, c'est à dire dans la roche mère, où plutôt la roche hôte. Une première distinction est donc nécessaire entre les gisements en roches sédimentaires, où les saphirs sont hérités de roches cristallines détruites par l'érosion, et les gisements dits primaires.

Dans le cas du saphir, le terme primaire peut être inadéquat. En effet, il sous entend que la gemme s'est formée dans la roche cristalline où on peut l'observer.

○ Hors, fréquemment, les saphirs sont trouvés dans des roches volcaniques où ils sont présents à l'état de xénocristaux, c'est à dire qu'ils sont hérités d'une autre roche. En général, ces roches sont les basaltes alcalins et laves associées des rifts continentaux. Des xénocristaux de corindons ont également été trouvés dans des diatrèmes kimberlitiques et dans des filons de lamprophyre.

On devra donc également distinguer les gisements en roche volcanique (xénolithiques) des gisements primaires *sensu stricto*.

Si l'on exclut les gisements dans des roches sédimentaires ou volcaniques, le corindon est un minéral qui apparaît dans les roches métamorphiques, dans des conditions thermobarométriques extrêmement variées.

A titre d'exemple, rappelons que c'est le même minéral qui apparaît lors d'incendies de forêt sur des sols bauxitiques, et que l'on retrouve en inclusions dans des diamants cristallisés à très haute pression (Watt, 1994) ou dans des éclogites (Dawson, 1968). Le corindon peut également être un minéral d'altération, par exemple de l'andalousite (Rose, 1957).

De par sa composition chimique, il a plus de chances d'apparaître dans des roches riches en alumine, et pauvres en silice. Ainsi, le corindon est théoriquement incompatible avec le quartz. Des assemblages à quartz et corindon sont rares, et ces minéraux n'y sont pas observés en contact l'un avec l'autre. Le corindon est fréquemment observé en compagnie de minéraux riches en alumine et/ou pauvres en silice: plagioclase, amphiboles et micas alumineux, silicates d'alumine...

Deux types de phénomènes majeurs peuvent donner lieu à l'apparition de corindon:

- Le métamorphisme isochimique, ou quasi isochimique, de roches riches en alumine: métapélites, metabauxites, anorthosites ou gabbros. Le corindon peut apparaître dans des conditions aussi variées que le thermométamorphisme, par exemple sur des pélites au contact d'un batholite granitique, où que le métamorphisme de haut degré de gabbros. Néanmoins, c'est dans les grandes ceintures métamorphiques précambriennes que ce minéral est le plus fréquent. Le métamorphisme de faciès granulite peut y être associé à des phénomènes métasomatiques à grande échelle. Le corindon peut aussi être un résidu de l'anatexie de roches riches en alumine.

- Des phénomènes métasomatiques à très petite échelle (typiquement métrique) mettant en général en oeuvre des roches silicoalumineuses (pegmatites, micaschistes, gneiss...) et des roches ultramagnésiennes déficitaires en silice (péridotites, serpentinites, marbres dolomitiques...). Les premières sont désilicifiées par les secondes, et l'alumine résiduelle y forme du corindon. Ce schéma particulièrement simple peut être rendu très complexe du fait de la succession de plusieurs stades de métasomatisme, impliquant différentes générations de fluides.

Il existe donc trois environnements géologiques majeurs où l'on peut trouver des gisements de corindon:

- Les ceintures métamorphiques où sont présentes les conditions métamorphiques et lithologiques favorables à l'apparition de corindon.

- Les plateaux volcaniques alcalins associés aux rifts continentaux.

- Les roches sédimentaires clastiques associées aux deux environnements précédents.

Nous nous proposons maintenant de passer en revue les différents types de gisements de saphir, en insistant sur les saphirs "volcaniques" et métamorphiques. Il ne sera pas traité ici des gisements éluviaux et alluviaux de saphir. ceux ci obéissent aux mêmes règles que les autres gisements de gemmes denses. Les références suivantes pourront être consultées sur ce sujet:

- Dahanayake (1980), Dissanayake et Rupasinghe (1993) à propos des gisements éluvionnaires et alluvionnaires de Sri Lanka.

- Coenraads (1990) sur les gisements alluvionnaires d'Australie.

- Hughes (1990)

## II Gîtologie du saphir

### II.1 Les gisements métamorphiques

#### II.1.1 Gisements à dominante isochimique

##### II.1.1.1. Métamorphisme de basse pression

Le corindon apparaît fréquemment dans les sédiments où métasédiments alumineux soumis à une métamorphisme de haute température: métapélites au contact d'un magma, ou en enclaves dans celui ci. Les enclaves à corindon, spinelle, cordiérite, sillimanite sont fréquentes dans les granites et ont cette origine (Montel *et al*, 1991). Les cristaux produits sont en général de très petite taille, typiquement de l'ordre du millimètre, et ont un habitus tabulaire (type IV d'Ozerov, 1945).

Ferguson et Al-Ameen (1985) décrivent le développement de corindon selon la réaction suivante:



Cette réaction a lieu lors du métamorphisme de contact induit par l'intrusion d'un batholite granitique dans des séries métapélitiques. Les conditions thermodynamiques sont de  $615 \pm 25^\circ\text{C}$ ,  $2,5 \pm 0,25$  kbar,  $X_{\text{H}_2\text{O}}/\text{fluide} = 0,85$ . Expérimentalement, cette réaction n'est viable que pour  $X_{\text{H}_2\text{O}} < 0,6$ , voir même 0,4. Le corindon croît dans de grands cristaux de muscovite.

Le corindon peut être aussi issu de la recristallisation d'enclaves de roches alumineuses dans des roches volcaniques ou hypovolcaniques. Dans le massif de l'Eifel (Allemagne), le métamorphisme de contact de xénolithes crustaux capturés par des magmas trachytiques ou phonolithiques a provoqué la cristallisation de corindon dans ces xénolithes.

En étudiant les inclusions fluides à CO<sub>2</sub> dominant des corindons, Wörner et Fricke (1984) ont estimé à 1,3-2 kbar et 600-700°C les conditions de formation de ce minéral. Ces conditions sont celles d'un filon hypovolcanique (5 à 6 km de profondeur).

Les xénolithes feldspathiques à saphir et zircon du dôme trachytique de Menet (Cantal, France), décrits par Lacroix (1901) et Brousse et Varet (1966), ont probablement la même origine.

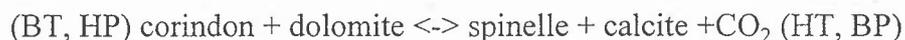
♦ Thomas (1922) a également décrit des xénolithes alumineux à corindon dans des filons-couches basiques de la péninsule de Ross of Mull (Ecosse). Les cristaux, de taille millimétrique à centimétrique, sont bleus et ont systématiquement un habitus tabulaire. Ils montrent des inclusions vitreuses. Les xénolithes sont des buschites à sillimanites, parfois associées à des assemblages à anorthite, spinelle et corindon. D'après Thomas, ces xénolithes alumineux sont des fragments de roches sédimentaires alumineuses métamorphisées et partiellement fondues par le magma basique.

### II.1.1.2 Marbres

Bien que de nombreux gisements de corindons associés à des marbres soient le résultat de processus métasomatiques entre les dits marbres et des magmas granitiques ou syénitiques, il existe aussi des gisements de saphirs, et surtout de rubis, dans des marbres, d'origine purement métamorphique. La richesse des assemblages minéraux est due à la présence d'impuretés minérales dans les calcaires ou dolomies originelles.

Les cipolins des environs de Mercus et Arignac (Ariège, France), par exemple, se distinguent par la variété de leur minéralogie. Ils ont été décrits par Lacroix (1890a), qui a déterminé les minéraux suivants: humites, pyroxènes, pargasite jaune clair, spinelle magnésien, pléonaste, scapolite, phlogopite, corindon bleu, sphène, rutile, zircon, apatite, idocrase, blende, pyrite, pyrrhotite, galène, chalcopryrite, graphite, brucite, épidote, tourmaline, chlorites.

◆ Plusieurs gisements de ce type ont été décrits dans l'Oural par Kissin (1994). Rubis et saphirs apparaissent dans des marbres dolomitiques du complexe métamorphique de Kochkarskii, d'âge paléozoïque supérieur. Les gemmes se sont formées dans des conditions de l'ordre de 620-660°C et 2,5 kbar (faciès amphibolite). Les marbres minéralisés sont à calcite magnésienne ou dolomitiques, avec comme minéraux accessoires spinelle, apatite, pyrite, pyrrhotite, rutile, sphène, fluorite, tourmaline verte, Cr-pargasite, soufre, margarite, diaspore, anhydrite, grossulaire, phlogopite, Al-chlorite. La réaction suivante est très dépendante à la fois de la pression, de la température, de la pression partielle de gaz carbonique, et de l'activité du magnésium:



### II.1.1.3 Granulites et charnockites

Ce type de roches, que l'on retrouve surtout dans les ceintures métamorphiques archéennes, est une source importante de saphir et d'autres gemmes, et se caractérise par l'existence de provinces gemmifères étendues. L'exemple le plus connu, tant du point de vue historique que géologique, est celui de Sri Lanka.

#### a) Le cas de Sri Lanka

Bien que, la plupart du temps, les gemmes soient récoltées dans les formations éluviales et alluviales résultant de l'altération et de l'érosion de ces roches, quelques gisements *in situ* ont été décrits:

- A Tenna Hena près de Kandy (Sri Lanka), un petit gisement de corindon a été exploité au début du siècle pour faire de l'abrasif (Coomaraswamy, 1903). Les saphirs se trouvaient dans une roche feldspathique très altérée, entourant une bande de roche micacée, et incluse dans des séries de leptynites et de marbres. Bien qu'étant d'une bonne couleur bleue, les cristaux, d'aspect colonnaire (prismes hexagonaux), n'étaient pas utilisables comme gemmes du fait de leur opacité.

La roche à corindon était constituée en outre d'orthose microperthitique, de plagioclase, de biotite ainsi que de grenat, spinelle, et zircon. Le corindon était blindé dans du feldspath, et jamais en contact avec la biotite. La zone micacée était à: biotite, plagioclase, pyroxène (?) altéré, grenat et minéraux opaques.

- A Gangoda près de Polgahawela (Sri Lanka), des lentilles de roches à corindon sont incluses dans des séries de gneiss à biotite (fig.2) du groupe des Highland (Cooray et Kumarapeli, 1960). Les gneiss encaissants sont à quartz, plagioclase, biotite avec comme minéraux accessoires zircon, apatite, rutilite et spinelle vert. La roche à corindon a un aspect similaire à son encaissant, exception faite de la présence de cristaux bleus de corindon et d'aiguilles de sillimanite. De plus, le quartz y est absent et le plagioclase subordonné à l'orthoclase. Les auteurs remarquent que les cristaux sont systématiquement entourés de feldspath potassique, et pas en contact

Trois types de minéralisations en corindon ont été mises en évidence par Kissin:

1) des rubis formés dans des marbres à calcite magnésienne pendant le métamorphisme prograde. Ces rubis ont été partiellement convertis en spinelle au cours de la rétro-morphose.

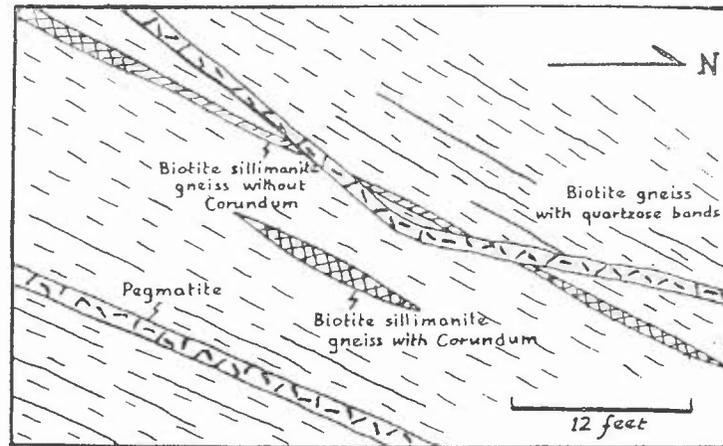
2) des saphirs roses formés pendant le métamorphisme rétrograde dans les marbres peu magnésiens. Dans les marbres plus magnésiens, c'est le spinelle qui apparaît. Ces saphirs sont en général transparents et peu fracturés. Ils montrent des inclusions de pyrite et de rutile. Leur teneur en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  varie de 0,11 à 0,51%.

3) des corindons de couleurs variées: rouge, rose, brun, jaune, bleu, violet, incolore. Ils se sont formés du fait d'une diminution de la température, sous pression partielle de  $\text{CO}_2$  importante. Ces pierres sont opacifiées par de nombreuses inclusions: liquide, gaz, aiguilles de rutile allongées, phlogopite, graphite, pyrite pentagonale, etc.

Kissin note que la teneur en alumine du marbre n'est pas un facteur critique pour la présence ou non de corindon, mais que l'activité du magnésium influence fortement la stabilité du corindon par rapport à celle du spinelle.

◆ Parmi les gisements de rubis en marbres métamorphiques, on peut citer par exemple ceux d'Afghanistan (Hughes, 1994), du Pakistan (Okrusch *et al*, 1976).

ni avec la biotite, ni avec la sillimanite. Ce type de gisement est très similaire avec celui de Tenna Hena, décrit ci-dessus. Le corindon a un habitus prismatique hexagonal.



*fig.2 Relations des roches à corindon de Tenna Hena sur le terrain (Cooray et Kumarapeli, 1960)*

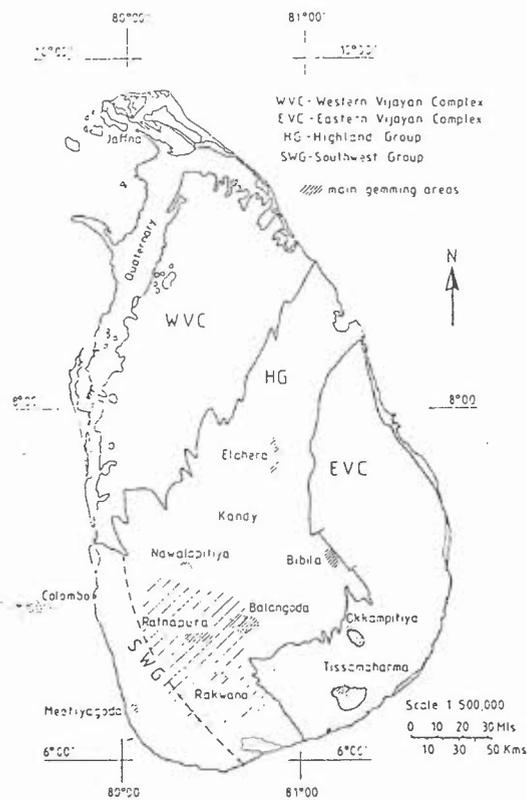
Les auteurs proposent deux origines possibles pour ces roches à corindon: (1) des hétérogénéités de composition chimique des sédiments originaux, avec l'existence de zones plus alumineuses, ou bien (2) des processus de différenciation métamorphique.

- Des cristaux tabulaires de corindon violet ont aussi été observés dans des gneiss à sillimanite du groupe des Highlands, à Haldummulla près de Haputale (Sri Lanka) (Coomaraswamy, 1904; Wells, 1956). La roche à sillimanite et corindon montre une transition latérale à une roche friable à sillimanite, quartz et rutile d'un côté, et à une granulite à corindon, sillimanite, cordiérite, grenat, et pyroxène, puis à une granulite acide de l'autre côté. Wells (1956) attribue l'origine de ce dépôt au métamorphisme de gisements de bauxite pendant le métamorphisme régional.

♦ - La minéralogie des roches de la région de Weddagala, où des gisements alluvionnaires de gemmes sont exploités, a été décrite par Dahanayake (1980), Dahanayake et Ranasinghe (1981). La présence de corindon a été observée à la fois dans les gneiss à grenat et dans les granulites, toutefois le corindon est beaucoup plus fréquent dans ces derniers que dans les gneiss à grenat.

♦ -Heilmann et Henn (1986) décrivent des saphirs du gisement d'Elahera, vallée de Kaluganga, Sri Lanka. Les gemmes sont issues des gneiss à grenats du groupe des Highlands. La paragenèse des gneiss est à quartz, feldspath alcalin, biotite, grenat riche en pyrope, sillimanite, graphite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le corindon, la magnétite, la monazite, le rutile, le spinelle et le zircon.

### Géologie régionale



*fig.3 Carte géologique simplifiée de Sri Lanka, avec les principales régions gemmifères*

Plusieurs auteurs ont reconnu l'importance des granulites et charnockites du groupe des Highland et du Groupe du Sud-Ouest dans la genèse des gisements de gemmes de Sri Lanka (par exemple Katz, 1972; Dahanayake et Ranasinghe, 1985; Dissanayake et Rupasinghe, 1993). La plupart des exploitations de gemmes de Sri Lanka se trouvent dans les régions de Ratnapura et d'Elahera (Munasinghe et Dissanayake, 1981), régions où affleurent des roches du groupe des Highlands.

Le groupe des Highland est d'âge précambrien et se caractérise par l'association de roches métasédimentaires et de charnockites acides à basiques (Cooray, 1962). Il correspondrait à une ceinture de roche verte hautement métamorphisée (Rupasinghe et Dissanayake, 1985). Les métasédiments sont principalement des quartzites, marbres, granulites à silicates calciques, gneiss semi-pélitiques et pélitiques. Ces roches ont subi un métamorphisme de faciès granulite à pyroxènes (Cooray, 1962), comme l'atteste la présence d'hypersthène dans les charnockites, de pyroxène dans les granulites basiques, l'absence de biotite dans les roches basiques, la présence de rutile et l'absence de sphène dans les roches riches en calcium, ainsi que l'apparition de la forstérite dans les marbres.

D'après Hapuarachchi (1975), les formations métamorphiques de Sri Lanka ont subi cinq phases de métamorphisme, regroupées en deux périodes majeures consécutives (Les datations sont dues à Crawford et Oliver, 1969):

Période I (3 à 2,1 Ga)

-phase a: faciès granulite de HT et HP

-phase b: sous faciès granulite à pyroxène (pic du métamorphisme)

Période II

-phase a: transition vers le sous faciès granulite à hornblende et biotite/grenat

-phase b (1,3 à 1,25 Ga): sous faciès granulite à hornblende et cordiérite

-phase c (1,15 Ga): faciès amphibolite profond, granitisation du groupe de Vijayan

Munasinghe et Dissanayake (1981) proposent un modèle où le métamorphisme du groupe des Highlands est associé à une orogénèse affectant les roches précambriennes de Sri Lanka. La collision a lieu entre les deux blocs vijayens (voir carte). Rupasinghe et Dissanayake (1985) pensent que les intrusions charnockitiques proviennent de la fusion partielle et de la remobilisation du substratum du groupe des Highlands. Les conditions thermodynamiques dans le groupe des Highlands ont atteint 700-840°C et 3 à 7 kbar (Hapuarachchi, 1975; Jayawardena et Carswell, 1976).

Il y a peu, une phase de métamorphisme régional de haut grade plus récente a été mise en évidence à 550-600 Ma (Hiroi *et al*, 1994). Cette phase est donc contemporaine du métamorphisme panafricain.

### Genèse des saphirs

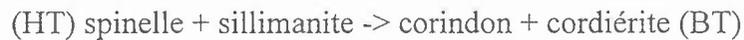
Dahanayake et Ranasinghe (1985) suggèrent que les charnockites, granulites et gneiss à grenat du groupe des Highlands sont les roches sources des saphirs récoltés dans les gîtes secondaires. D'après ces auteurs, l'apparition du corindon dans ces roches serait due à la désilicification de métasédiments alumineux par des charnockites basiques, en métamorphisme de faciès granulite à pyroxène.

Katz (1972) propose les gneiss alumineux à cordiérite du groupe du Sud-Ouest comme roches sources des saphirs et de bon nombre d'autres gemmes de la région de Ratnapura. En effet les paragenèses de ces gneiss sont compatibles avec l'éventail de gemmes trouvées dans les dépôts secondaires:

- quartz (sauf si corindon) + perthite ou plagioclase + orthoclase + cordiérite +
  - sillimanite ± grenat ± biotite
  - biotite + hypersthène
  - sillimanite + andalousite + biotite + muscovite
  - sillimanite + corindon + saphirine

Ces assemblages sont caractéristiques de hautes températures et de relativement basses pressions.

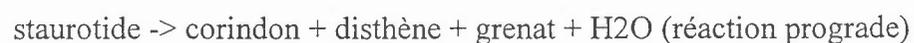
Contrairement à cet auteur, Munasinghe et Dissanayake (1981), et Rupasinghe et Dissanayake (1985) proposent des séries de gneiss à grenat, sillimanite et biotite comme roche hôtes des corindons. L'apparition du corindon serait due à la désilicification à basse pression de métasédiments alumineux par des metabasaltes (charnockites, granulites à pyroxène ou hornblende). Rupasinghe et Dissanayake (1985) proposent la réaction suivante:



Dans tous les cas, l'existence de roches alumineuses est requise. Deux mécanismes sont proposés par Munasinghe et Dissanayake (1981) pour la formation de roches riches en alumine dans le groupe des Highlands: (1) le dépôt de sédiments alumineux dans un bassin précambrien, sédiments provenant de l'érosion et de l'altération de roches plutoniques acides. Ce processus de différenciation et d'individualisation d'une phase riche en alumine dans la croûte continentale était probablement très actif au Précambrien. (2) La formation de tufs acides, comme ceux existant au sommet des ceintures de roches vertes. Ces auteurs favorisent la première hypothèse.

Les conditions thermodynamiques de formation du corindon dans les granulites cinghalaises sont celles du métamorphisme de faciès granulite, évoquées plus haut. Elles ont aussi pu être cernées par De Maesschalk et Oen (1989) par l'étude microthermométrie d'inclusions fluides. On notera que ces dernières étaient constituées de gaz carbonique presque pur, ce qui est typique de roches crustales profondes. Ces auteurs ont ainsi évalué à 5,5 kbar et plus de 630°C les conditions de cristallisation du corindon.

Dans leur revue de l'histoire métamorphique du groupe des Highlands, Hiroi *et al* (1994) donnent plusieurs réactions mettant en oeuvre du corindon:



$$\text{corindon} + \text{grenat} \rightarrow \text{silicate d'alumine} + \text{hercynite (à pression diminuant)}$$

Il apparaît donc que la genèse du corindon dans les roches métamorphiques précambriennes de Sri Lanka est liée au métamorphisme de roches alumineuses en faciès granulite. Plusieurs réactions différentes ont pu être mises en jeu, et il a été suggéré que des phénomènes métasomatiques à grande échelle (désilicification par des charnockites basiques) ont aussi pu être impliqués. Même s'il reste difficile de faire la part entre le rôle du métamorphisme et du métasomatisme dans la genèse des gisements de saphirs de Sri Lanka, on notera que ces phénomènes ont joué à grande échelle, donnant naissance non pas à des gisements isolés, mais à des provinces gemmifères.

Dans la mesure où des températures relativement élevées seraient plus favorables à la cristallisation de minéraux gemmes (John Saul, comm. pers.), on peut se demander si le fait que les gradients de température étaient beaucoup plus élevés à l'Archéen n'a pas un rapport avec l'existence de provinces gemmifères comme celles de Sri Lanka, précisément dans des ceintures métamorphiques archéennes.

#### b) autres ceintures métamorphiques

◆ - C'est également sur un substratum métamorphique précambrien que se trouvent les gisements alluviaux de saphirs de Indaia, état de Minas Gerais, Brésil. D'après Epstein *et al* (1994), la géologie de la région d'Indaia est dominée par des gneiss et migmatites âgés de 2.1 à 2.8 Ga. Les auteurs pensent que ces roches sont les roches mères des saphirs, et remarquent que les minéraux accompagnateurs des saphirs d'origine volcanique (zircon, olivine, spinelle, etc) sont absents à Indaia.

Les saphirs ont des couleurs allant du bleu au pourpre et au rose, et des pierres à effet alexandrite ont aussi été remarquées (Epstein *et al*, 1994). La plupart sont trouvées à l'état de fragments sans formes cristallines, mais on observe parfois des prismes hexagonaux allongés.

◆? - Grew *et al* (1989) ont décrit des gneiss à biotite, plagioclase, spinelle, corindon et hōgbomite dans des séries métasédimentaires de Sibérie Orientale. Ces roches ont subi un métamorphisme de faciès granulite, et sont associées à des gneiss à orthopyroxène (charnockites). Elles font partie du bouclier d'Aldan, d'âge précambrien.

Environ 30 à 40% de la roche consiste en des nodules formés d'un noyau de corindon bleu centimétrique, entouré d'une couronne de spinelle, magnétite et corindon. Le reste de la roche consiste en biotite sombre, andésine, corindon, magnétite, hōgbomite (un oxyde ferro-titané). Les minéraux accessoires sont: apatite, zircon, allanite, monazite, pyrrhotite, rutile.

Le corindon secondaire provient de la déstabilisation d'une couronne de spinelle riche en hercynite formée autour du corindon primaire. Cette déstabilisation produit en outre un autre spinelle, de la magnétite, de la hōgbomite.

- J'ai également observé des gneiss à corindon dans le Sud du Kenya, dans les roches précambriennes du groupe de Kuranze. Ceux ci se présentent sous forme de niveaux concordants dans des séries de gneiss à biotite, grenat, graphite, plus ou moins mobilisés. Les gneiss à corindons sont constitués de plagioclase, orthoclase, disthène, sillimanite, grenat, biotite, graphite. Le corindon, sans qualité gemme, est gris et très soyeux.

#### II.1.1.4 Anatexites

En soi, l'anatexie est un processus de différenciation, et peut aussi être un processus de désilicification. Quand une roche métapélitique fond, c'est la silice (le quartz), qui entre en premier dans le liquide, et en général, un résidu de fusion est plus riche en alumine et plus pauvre en silice que le liquide produit (Mehnert, 1968). Il n'est donc pas étonnant que, dans le cas de roches particulièrement riches en alumine à l'origine, le corindon puisse apparaître dans les résidus d'anatexie.

Les exemples suivants illustrent ce type de processus qui, dans le détail, peut revêtir des aspects divers. Ils montrent que la cristallisation de corindon lors de l'anatexie de roches alumineuse est un phénomène assez répandu, même si on est en droit de se demander quelle est son importance réelle.

- Clabaugh et Armstrong (1950), ont décrit des gneiss à corindon dans les comtés de Gallatin et Madison, Montana. Ces gisements avaient surtout une vocation industrielle: production d'abrasifs. Les roches à corindons font partie de séries quartzitiques et gneissiques précambriennes. Elles affleurent sous forme de corps tabulaires ou lenticulaires (quelques mètres de puissance pour quelques centaines de mètres de longueur), concordants avec la foliation des gneiss à hornblende encaissants. Elles sont principalement constituées de feldspath, mica et sillimanite et ont une texture migmatitique.

Les cristaux de corindon sont fréquemment auréolés de feldspath perthitique. Ils ont un habitus prismatique et atteignent une dizaine de centimètres de long. Les couleurs sont bleues ou grises, parfois lilas. La plupart des cristaux montrent des inclusions de rutile à leur périphérie.

L'assemblage typique est à biotite, plagioclase sodique, microcline, perthite, corindon, sillimanite fibreuse, muscovite. Les minéraux accessoires sont: rutile, sphène, zircon, apatite, tourmaline, magnétite, baddeleyite (Rogers, 1912).

Clabaugh et Armstrong concluent à une origine métamorphique de ces gisements, liée à un métamorphisme sous température et pression d'eau élevées. Néanmoins, ces roches présentent des similitudes frappantes avec celles décrites ci-dessus, et ont probablement la même origine.

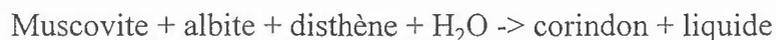
- Des roches très similaires ont été décrites (Altherr *et al*, 1982) dans le Précambrien de Tanzanie, non loin de Morogoro. Ces gneiss anatectiques pauvres en fer font partie du groupe Usagarien, et sont datés d'environ 1,9 Ga (Gaber et Wendt, 1974). Ils sont constitués de deux assemblages différents: (1) des nids à gros grain de corindon et antiperthite, inclus dans (2) des gneiss à phlogopite. D'après Altherr *et al*, la partie gneissique montre quatre assemblages stables:

- albite (Ab95) + muscovite + phlogopite + corindon
- albite (Ab88) + muscovite + phlogopite
- albite (Ab88) + disthène + phlogopite
- albite (Ab100) + sillimanite + phlogopite

Les nids sont constitués de corindon et antiperthite, parfois de dravite. Des inclusions d'albite, de muscovite, de phlogopite, de rutile et de baddeleyite sont présentes dans l'antiperthite. Rutile et baddeleyite sont également présents en inclusion dans le corindon.

Les auteurs suggèrent que l'antiperthite représente un liquide de fusion concentré dans des petites poches avec les minéraux résiduels (le corindon). Les assemblages sans corindon peuvent être interprétés comme le paléosome, et l'assemblage à albite + muscovite + phlogopite + corindon comme une restite.

L'anatexie mettrait en oeuvre la réaction suivante:



Les conditions thermodynamiques d'occurrence de cette réaction ont été déterminées expérimentalement par Thomson et Algor (1977).

◆? - Des anatexites à corindon résiduel ayant des caractéristiques différentes peuvent également apparaître dans des conditions thermodynamiques autres. L'exemple suivant a été décrit par Cartwright et Barnicoat (1986) sur des roches archéennes du nord de l'Ecosse.

La roche en question se présente sous forme d'un horizon fin, boudiné et hétérogène, encaissé dans un niveau de gneiss semi-pélitiques à quartz, plagioclase, biotite, grenat, amphibole et muscovite. L'ensemble appartient au groupe Cnoc an t'Sidhean du complexe Lewisien (2,8 Ga) et a subi trois phases de déformation ainsi qu'un métamorphisme atteignant le faciès granulite, avec un pic 900-925°C et 11kbar.

L'horizon anatectique, d'une épaisseur de 1 m environ, montre deux paragenèses distinctes:

- La première (70-80% en volume) est sous saturée en silice. La paragenèse du pic de métamorphisme est à porphyroblastes de staurotide, corindon bleu pale, et disthène, dans une matrice de mica blanc (85-90%) et plagioclase (5-10%). Des couronnes rétrogrades à chlorite, sillimanite, paragonite et margarite sont présentes autour des porphyroblastes.

- La seconde contient du quartz et apparaît sous forme de ségrégations millimétriques ou de veines centimétriques. Celles ci sont constituées de plagioclase (An31), d'orthoclase mésoperthitique, de quartz, de mica blanc, de zircon et d'opagues.

Cartwright et Barnicoat ont modélisé ces phénomènes anatectiques dans le système KNASH. L'assemblage primaire du gneiss était à muscovite + albite + silicate d'alumine + quartz ± H<sub>2</sub>O. Lors de l'anatexie, tout le quartz est consommé par la fusion, ce qui permet l'apparition d'une restite sous-saturée en silice.

Les premières réactions où le corindon apparaît sont les suivantes:

Albite + silicate d'alumine + muscovite + H<sub>2</sub>O → corindon + liquide

en présence d'eau

et Albite + silicate d'alumine + muscovite → corindon + orthoclase + liquide

en l'absence d'eau

#### II.1.1.5 Amphibolites à rubis

◆ Un autre environnement géologique qui a une grande importance dans la formation des gisements de rubis, mais ne produit pas de saphirs, est le métamorphisme de roches gabbroïques en faciès granulite. Ce type d'événement est très classique dans les grandes chaînes de montagne anciennes, et est à l'origine des gisements de rubis de Haute Loire (Forestier et Lasnier, 1969; Lasnier, 1977), de Caroline du Nord (Pratt, 1906; Hadley, 1949), de Longido, Tanzanie (Game, 1955), etc.

Les paragenèses sont assez constantes: corindon, pargasite, gédrite, plagioclase basique, sapphirine, etc.

L'absence de saphir est due à la présence dans le protolithe (gabbro, troctolite...) de minéraux riches en chrome. Lors du métamorphisme, ce dernier se répartit dans certains des minéraux formés: corindon, amphibole alumineuse (pargasite), zoïsite (dans le cas de Longido).

## II.1.2 Gisements à dominante anisochimique (métasomatisme)

La mise en contact accidentelle de roches de chimisme différent, voire opposé, conduit à des réactions métasomatiques de rééquilibrage. Dans le cas de roches silico-alumineuses mises en contact avec des roches déficientes en silice, les premières subissent une désilicification par les secondes, et l'alumine qu'elles contiennent recristallise sous forme de corindon. Un exemple type de roche issue de telles réactions est celui des plumasites.

### II.1.2.1 Les Plumasites

Le terme de plumasite a été initialement proposé par Lawson (1904), et appliqué à des roches filoniennes à oligoclase et corindon, issues de la réaction d'un fluide à affinités granitiques et d'une roche ultrabasique. Ce type de roche, découvert dans le comté de Plumas en Californie, est relativement commun et a été retrouvé en différents endroits de part le monde, avec des caractéristiques relativement constantes. En général, les plumasites ne sont pas source de corindon gemme et fournissaient du corindon pour abrasif.

Habituellement, les filons plumasitiques recourent ou longent des corps ultrabasiques (péridotites serpentinisées). Ces roches sont en général des reliques de piles ophiolitiques incorporées dans les chaînes de montagne au début de la phase de collision.

Les pegmatites originelles tirent leur origine de la fusion partielle de l'encaissant gneissique des serpentinites. Lorsqu'elles entrent en contact avec la roche ultrabasique, elles subissent des modifications de leur chimie et de leur minéralogie. Elles sont notamment désilicifiées et leur encaissant s'enrichit en silice. Le quartz disparaît de la pegmatite, la teneur en anorthite du plagioclase augmente, le corindon

apparaît. Dans l'encaissant du filon se développe une auréole plus ou moins complexe à phlogopite et amphibole magnésienne (anthophyllite).

La théorie de la formation du corindon par désilicification de pegmatites au contact d'un encaissant ultrabasique remonte à Dutoit (1918) et Hall (1920). Ces auteurs ont étudié les plumasites du Natal (Afrique du Sud). D'autres théories ont été ultérieurement proposées: processus hydrothermal lié aux dernières phases de « l'activité magmatique des roches ultrabasiques » (Larsen, 1928). Cette dernière théorie a été réfutée par Brandt (1947), qui montre que les plumasites sud-africaines sont dues à des réactions métasomatiques complexes entre des pegmatites granitiques et des roches basiques et ultrabasiques riches en calcium et magnésium.

Deux régions riches en gisements de plumasites ont été particulièrement bien étudiées: le Massif Central Français, et la chaîne des Appalaches aux Etats Unis:

Les plumasites de Haute Loire, découvertes par Forestier (1952), ont été décrites par Lasnier (1977). Les gisements de Taignac, Le Bois, Laboue, Salzuit, Coureuges montrent des boudins de péridotite serpentinisée (anciennes harzburgites à spinelle) recoupés par deux générations successives de filons de pegmatite liées aux migmatites encaissant les péridotites (Marchand et al, 1989). Seule l'une est le siège des transformations menant à l'assemblage minéral suivant (Lasnier, 1977)

- Plagioclase (oligoclase-andésine)
- Corindon en barillets très allongés selon l'axe c, colorés en gris à bleu, et plus ou moins astériés. Les cristaux de corindon, qui peuvent atteindre 50 vol% de la roche, présentent une altération marginale en micas blancs (margarite?).
- Biotite "en couteau" (allongée selon l'axe b), souvent creuse, avec un intérieur de plagioclase.
- Apatite, zircon, uraninite (ou pyrochlore?), rutile
- Spinelle, andalousite, diaspore, talc, chlorite, minéraux serpentineux, prehnite, scapolite

Le mode de genèse envisagé par Lasnier (1977) est la désilicification d'une pegmatite granitique par le corps ultrabasique intrudé, en faciès granulite. Les relations géométriques des minéraux observés ont permis à Lasnier d'établir la succession de paragenèses suivante:

1- Apparition de spinelle vert sombre aux dépens d'un minéral non cubique non identifié.

2- Apparition de corindon dans et autour des amas de spinelle.

3- Transformation du corindon en diaspore. Altération de la roche avec formation de scapolite, prehnite, chlorite.

4- Apparition de l'andalousite aux dépens du corindon.

Pratt, 1906, avait très bien remarqué l'existence le long de la côte est des Etats Unis d'une ceinture à corindon s'étendant de la Géorgie au Maine en passant par la Caroline du Sud, la Caroline du Nord, la Virginie, la Pennsylvanie, le New York, le Connecticut et le Massachusetts, c'est à dire suivant la chaîne des Appalaches. Dans tous ces états on observe des filons de type plumasite associés à d'autres types de gisements (filons à phyllites, gneiss désilicifiés, amphibolites à rubis), et intimement liés à la présence de corps ultrabasiques.

On peut prendre pour exemple type de ces gisements ceux de Caroline du Nord, où le corindon a été exploité en mine comme matériau abrasif. Plusieurs gisements sont disséminés le long d'une ligne NE-SW qui traverse cet état. Le gisement de Buck Creek a fait l'objet d'un article de Hadley (1949).

Les zonions des filons y sont complexes et variées, et indiquent sans ambiguïté leur nature réactionnelle. La roche encaissante est une dunette. Hadley a observé un assemblage à actionne, vermiculée, plagioclase (oligoclase-andesine), zoïsite, corindon gris-bleu, avec les minéraux accessoires suivants: margarite, chlorite, scapolite (dipyre), apatite, tourmaline en petits agrégats.

Hadley pensait que les filons ont une origine hydrothermale et sont dus à la réaction d'un fluide aqueux d'affinités granitiques (riche en silice, soude, alumine, chaux, chlore, fluor, phosphore, bore) avec la péridotite.

Le corps ultrabasique de Buck Creek est une péridotite alpinotype, dunitique, avec des séries d'unités lenticulaires décrites comme des troctolites ou des amphibolites troctolitiques (Tenthorey *et al*, 1996). Ce corps fait partie d'une chaîne allant de l'Alabama au sud de la Virginie, mise en place durant l'orogénèse taconique (440-420 Ma). Le corps ultrabasique de Buck Creek est intimement associé, au moins géographiquement, à des séries de métacumulats gabbroïques. Plusieurs modes de mise en place ont été envisagés: partie basale d'une ophiolite mise en place dans la croûte inférieure lors de l'orogénèse taconique, intrusion d'un diapir ultramafique, mélange tectonique. D'après Tenthorey *et al*, ces corps ultrabasiques sont des fragments d'ophiolite mis en place à sec durant une phase de subduction, puis hydratés pendant la déformation, en faciès granulite.

Les assemblages minéraux présents dans les lentilles troctolitiques ont permis à Tenthorey *et al* de définir plusieurs épisodes métamorphiques:

- Un premier à 800°C et 5-7 kbar sous  $P_{H_2O}$  faible.
- Un second atteignant 850°C et 9-10 kbar, sous  $P_{H_2O}$  élevée. C'est probablement pendant cette phase, plus propice à l'anatexie, que ce sont formées les plumasites.

#### II.1.2.2 Gneiss désilicifiés

Dans le cas des plumasites, un filon acide est injecté dans une masse ultrabasique. Des réactions de désilicification peuvent aussi se produire entre une roche ultrabasique et son encaissant, quelque soit l'origine du contact (tectonique, sédimentaire...). La désilicification peut affecter des lithologies variées: gneiss, micaschistes, amphibolites.

- ◆ On pourra donner comme exemple le gisement éluvial de Kinyiki Hill près de Mtito Andei, au Kenya, qui produit des saphirs bleus de petite taille (Parkinson, 1947).

Kinyiki Hill est constitué d'une masse de serpentinites et d'amphibolites recoupées par des filons de pegmatite et de quartz. L'ensemble est inclus dans les amphibolites du groupe de Kasigau (Austrominerals, 1978). L'endroit a été initialement prospecté pour la magnésite (produit d'altération des serpentinites) et la vermiculite, et les tranchées effectuées en 1939 ont permis de mettre en évidence la roche hôte des saphirs.

D'après Parkinson, ceux ci se présentent sous forme de "nids" de cristaux hexagonaux allongés, associés à de la vermiculite, de l'ilménite, de la hornblende granulaire, de la « corundophyllite » et de la margarite rose. Les cristaux atteignent plusieurs dizaines de centimètres de long mais seuls de petits fragments sont bleus et transparents. Parkinson suggère que cette roche est le résultat de la désilicification de l'encaissant de la péridotite.

### II.1.2.3 Gisements à chimisme complexe

Dans tous les cas, on conçoit aisément que les caractéristiques chimiques et minéralogiques des protolithes, de même que les conditions P, T, et  $P_{\text{fluides}}$ , peuvent affecter de manière importante la nature des assemblages produits

- ◆ C'est le cas du gisement de Poona, Cue District, en Australie (Grundmann et Morteani, 1995). Des réactions métasomatiques entre des corps ultrabasiques et des schistes, ou des greisen à topaze, a conduit à l'apparition d'assemblages minéraux complexes à saphir, rubis, topaze, émeraude, fluorine,

Quand une pegmatite particulièrement riche en béryllium réagit avec une roche ultrabasique, on voit se développer une paragenèse à minéraux d'Al et de Be: chrysobéryl, béryl, phénacite..., et le corindon peut ou peut ne pas apparaître. Des assemblages à chrysobéryl, émeraude, rubis, apatite et saphir ont par exemple été observés sur le gisement d'émeraudes de Manyara, en Tanzanie (Viswanatha et Shah, 1983). Dans le cas du gisement d'émeraudes de Franqueira, en Galice (Espagne), seuls des minéraux bérylliés (phénacite, alexandrite, émeraude) se développent dans les épontes à phlogopite d'une pegmatite intrudant une dunite serpentinisée (Martin-Izard *et al*, 1995).

Peuvent également être inclus dans les gisements impliquant des réactions entre une roche ultrabasique et une roche felsique les gisements suivants, ayant chacun leurs caractères propres:

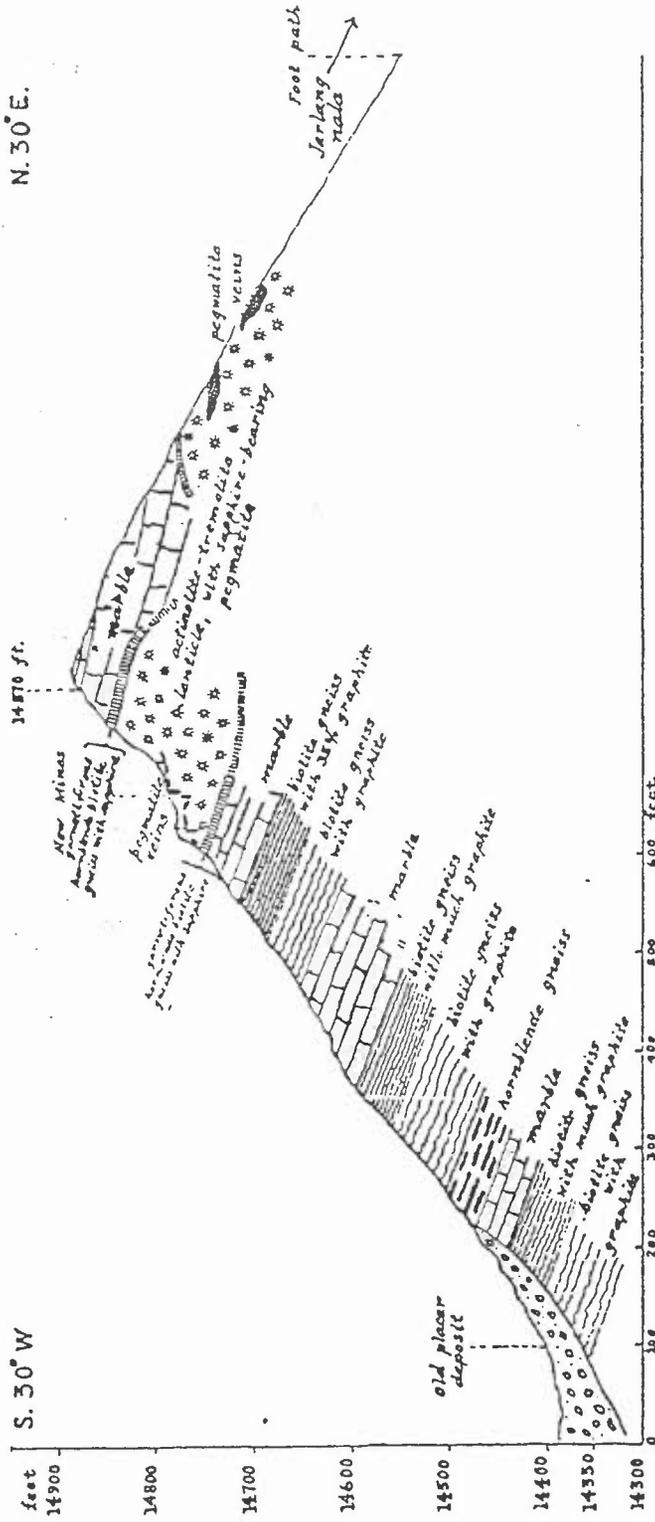
#### II.1.2.4 Le gisement de Sumjam, Cachemire

◆ Il existe deux sources majeures de renseignements concernant les gisements du Cachemire: les publications de géologues de la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle ou du début du XX<sup>ème</sup> siècle d'une part (La Touche, 1890; Middlemiss, 1931), et les publications de gemmologues de la fin du XX<sup>ème</sup> siècle d'autre part (Atkinson et Kothavala, 1983, Hänni, 1990). Les premières donnent des descriptions précises des gisements, de leur minéralogie, mais n'abordent pas les aspects génétiques, ni des notions plus actuelles telles que le métamorphisme ou le métasomatisme. Les secondes, elles, insistent sur les côtés gemmologiques, historiques, géographiques, politiques, reprennent des informations sur la géologie dans les publications antérieures, et sont de peu d'utilité pour la géologie.

MINERAL SURVEY OF KASHMIR

PLATE 6

N. 30° E.



Section through NEW MINES

SAPPHIRE MINES SOOMJAM

fig. 4 Coupe géologique des gisements de saphirs du Cachemire (Middlemiss, 1931)

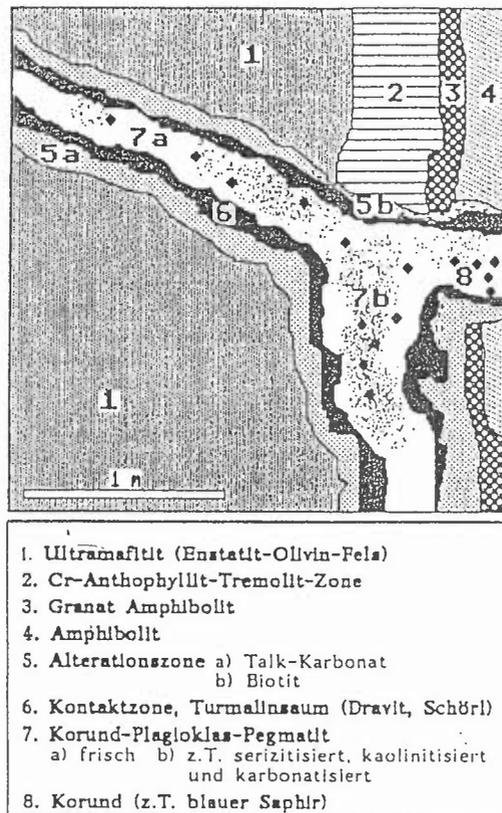


fig.5 Schéma de terrain des filons à saphir du Cachemire (Peretti et al, 1990)

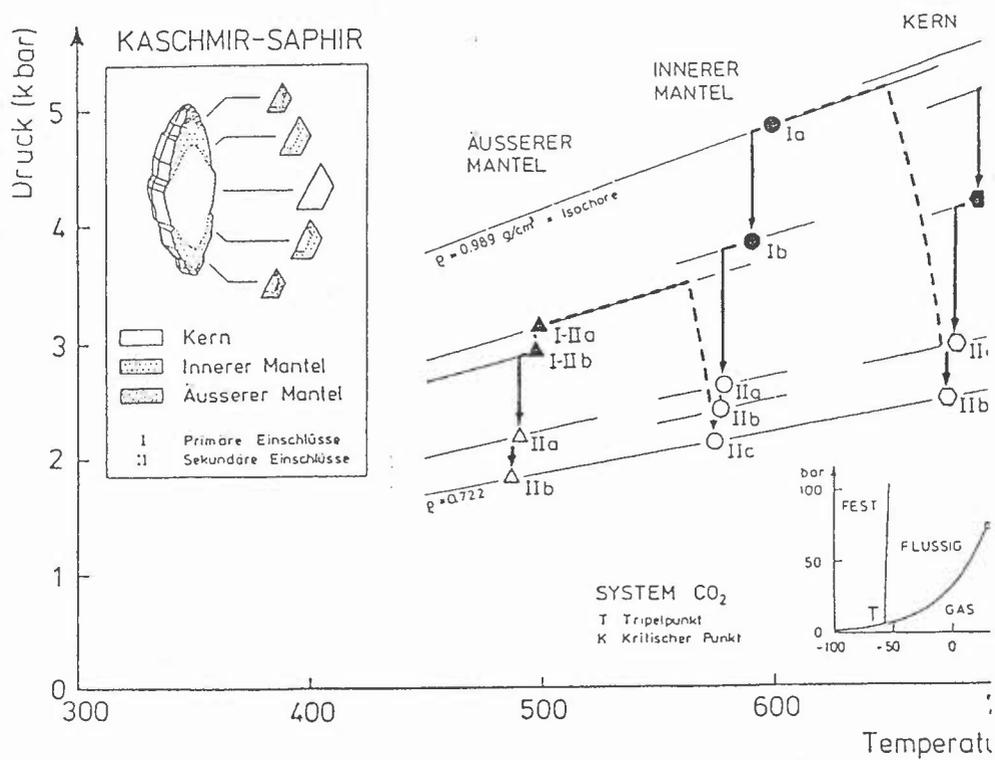


fig.6 Conditions P-T de formation des saphirs du Cachemire (Peretti et al, 1990)

La seule publication récente présentant un intérêt géologique est celle de Peretti *et al* (1990). La ride de Zanskar, où se trouve le gisement, fait partie du prolongement Est de l'Himalaya (Atkinson et Kothavala, 1983). Les roches métamorphiques qui la constituent sont des gneiss, amphibolites, skarns, marbres, ainsi que des corps ultrabasiques auxquels sont associées les minéralisations en saphir (fig.4). Ces roches ont subi lors du métamorphisme des conditions de température atteignant 600-700°C. La minéralogie des corps ultrabasiques (les « lentilles à actinolite-tremolite » de Middlemiss, 1931), a été décrite par Peretti *et al* (1990): ces lentilles, de taille hectométrique, sont constituées d'enstatite, d'olivine, de talc, et de spinelle magnésien. Elles sont bordées d'une auréole de trémolite et anthophyllite chromifères, de couleur vert vif, et sont associées à des amphibolites.

Les « pegmatites » qui traversent ces roches ultrabasiques de contiennent pas de quartz, et sont constituées de feldspath, saphir, mica et tourmaline. Elles sont bordées d'épentes de tourmaline et de biotite. Ces caractères montrent la nature réactionnelle des minéralisations, et leur parenté avec les gisements de type plumasite (fig.5)

En étudiant les inclusions fluides des saphirs à la microsonde Raman, et par microthermométrie, Peretti *et al* (1990) ont déterminé l'existence de trois familles d'inclusions fluides formées dans des conditions thermodynamiques différentes, et donc de trois phases de croissance des saphirs (fig.6). Ces inclusions sont constituées de gaz carbonique pratiquement pur.

De nombreux auteurs se sont attachés à énumérer les inclusions dans les saphirs du Cachemire (Phukan, 1960; Gübelin et Koivula, 1986; Hänni, 1990; Peretti *et al*, 1990). Outre les inclusions fluides carboniques, ont été décrites les inclusions minérales suivantes: tourmaline, pargasite, zircon, plagioclase calcique, uraninite, allanite (Hänni, 1990)

### II.1.2.5 Gisement la vallée de l'Umba

◆ Les veines à corindon du gisement de la vallée de l'Umba (Tanzanie) diffère des plumasites vraies par plusieurs de ses caractéristiques (origine du corps ultrabasique, réactions mises en cause, minéralogie et géochimie des veines à corindon...) et son étude reste encore à faire. La seule description sérieuse du gisement d'Umba a été publiée par Solesbury (1967):

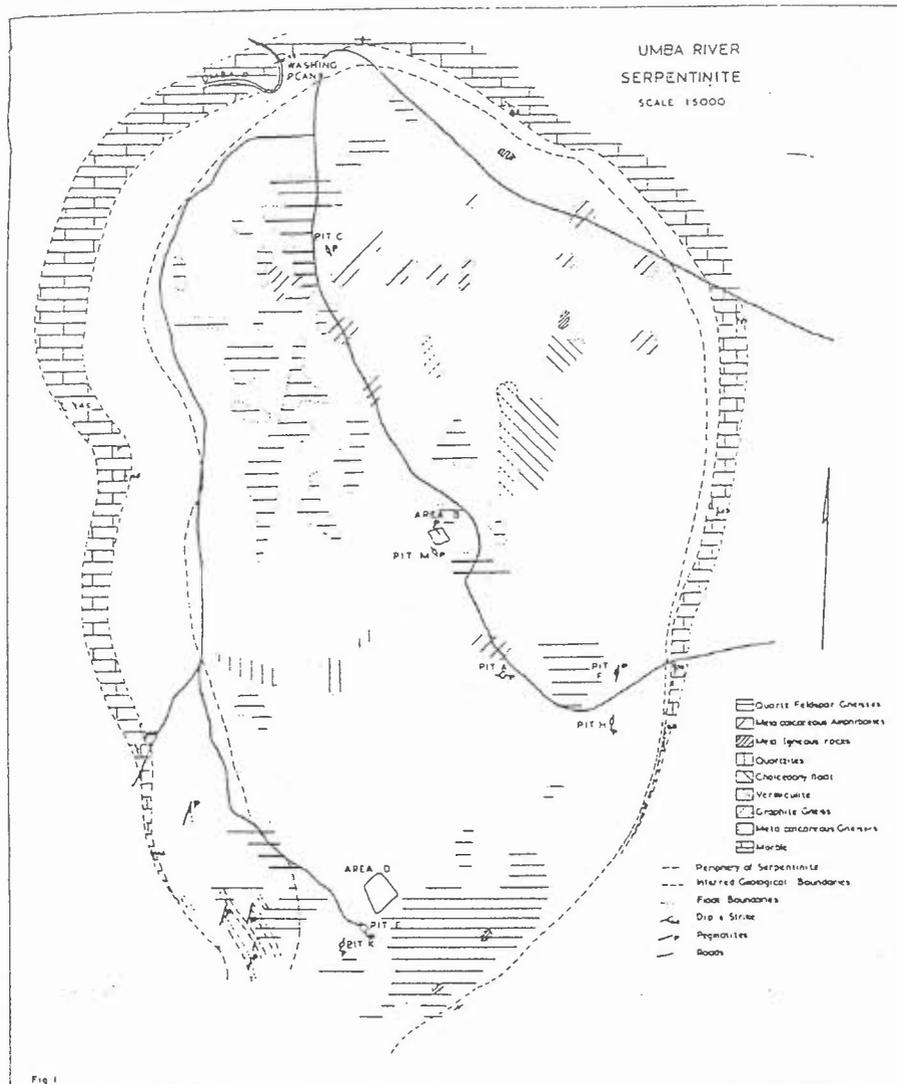


fig.7 Carte géologique du gisement de la vallée de l'Umba (Solesbury, 1967)

Le corps ultrabasique auquel est associé le gisement a à l'affleurement une forme lenticulaire, et mesure environ 2 km par 1 km (fig.7). Il occupe le coeur d'un pli dans des métasédiments et métavolcanites usagariens (protérozoïques) et est encaissé par une fine bande de marbres. L'ensemble a subi un métamorphisme de faciès amphibolite à granulite.

La roche ultrabasique est constituée de talc, trémolite, chlorite, vermiculite et calcite, ainsi que de veinules secondaires de magnésite et que de nodules de calcédoine.

Deux types de veines contiennent du corindon:

-Des veines à plagioclase, vermiculite et corindon. Elles sont bordées d'épentes de vermiculite, de chlorite et d'actinote. Leurs caractéristiques sont variables, notamment pour ce qui est de la teneur en anorthite du plagioclase et des qualités du corindon. Le plagioclase varie de l'oligoclase à la bytownite. La couleur du corindon est également variable et semble liée à la teneur en anorthite du plagioclase: saphirs avec l'oligoclase et rubis avec la labradorite/bytownite.

-Des veines à vermiculite, chlorite et corindon. Le corindon y est en général rouge, mais aussi parfois rose ou vert.

Des transitions progressives entre ces deux faciès, et avec des zones à vermiculite seule, ont été observées. Solesbury (1967) les attribue soit à des conditions physico-chimiques différentes lors de la mise en place des veines, soit à la disparition de certaines zones le long des veines. D'après lui, les veines à corindon de ce gisement sont le résultat d'interactions métasomatiques entre des pegmatites anorthositiques et le corps ultrabasique, à haute température.

On connaît mal l'origine du corps ultrabasique du gisement d'Umba et le mode de formation des corindons. Aucune donnée récente n'a été publiée à ce sujet et l'accès au site est actuellement difficile. Cependant, ce gisement présente des similitudes frappantes avec les gisements de rubis du Sud du Kenya, qui sont en cours d'étude.

Les corindons de ce gisement se remarquent pour la grande variété des couleurs présentes: bleus, roses, rouges, violets, jaunes... Ils ont montré les minérales inclusions suivantes (Zwaan, 1974; Gübelin et Koivula, 1986): vermiculite, zircon, rutile, spinelle, pyrrhotite, apatite, graphite.

### II.1.2.6 Les gisements du Sud Est de Madagascar

◆ Les gisements de saphirs de la région d'Andranondambo (Madagascar) présentent certaines similitudes avec celui de la vallée de l'Umba. Ils font partie du groupe de Tranomaro, constitués de roches de faciès granulite de haut grade (Schwartz *et al*, 1996) ayant été affectées par l'événement tectono-thermique panafricain (Milisenda et Henn, 1996). Ce groupe, d'âge précambrien, se caractérise par des alternances de marbres plus ou moins purs, de gneiss et de pyroxénites, qui montrent des similitudes frappantes avec les roches du groupe des Highlands de Sri Lanka (Milisenda et Henn, 1996)

Les saphirs sont récoltés en éluvions, ou en place, dans des veines pegmatoïdes discontinues, organisées en réseau (Kiefert *et al*, 1996). Celles ci sont constituées outre le corindon, de plagioclase calcique (bytownite-anorthite), de carbonates, et de hibonite. Elles se sont mises en place dans un encaissant de pyroxénite. Aux épontes des veines, Kiefert *et al* (1996) ont observé des zonations minéralogiques d'origine métasomatique (fig.8). Les saphirs apparaissent en général dans la partie centrale des veines.

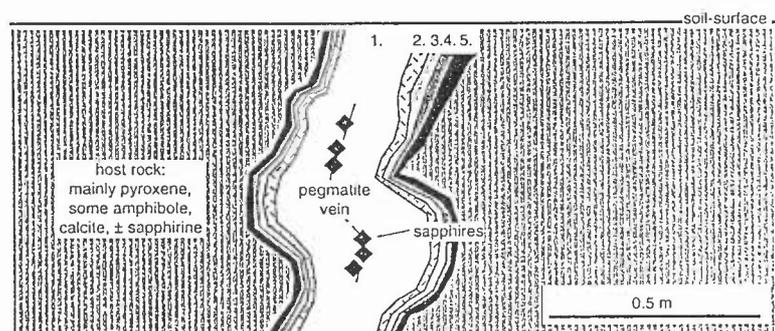


fig.8 Schéma d'une veine à saphirs: 1) minéraux argileux, feldspath, et corindon dans la partie centrale de la veine; 2) mica, minéraux argileux et feldspath; 3) épidote et hydroxydes de fer; 4) épidote, mica, minéraux argileux; 5) amphibole

Kiefert *et al* (1996) considèrent que les veines à corindon sont le résultat d'interactions entre des pegmatites granitiques liées à l'anatexie panafricaine, et des pyroxénites constituées principalement de pyroxène, amphibole, calcite, et accessoirement de sapphirine.

Les cristaux ont des habitus variés: dipyramidaux, prismatiques, en tablettes... (Kiefert *et al*, 1996). Les inclusions solides reportées par Schwartz *et al* (1996) sont du plagioclase, de l'orthose, du pyroxène hédenbergitique, de la Mg-hornblende, du phlogopite, du rutile, des oxydes de fer, de la calcite et de l'apatite.

#### II.1.2.7 Gisements de type skarn

Des réactions métasomatiques impliquant une roche magmatique acide (syénite, pegmatite) et un marbre peuvent aussi mener à la cristallisation de paragenèses à corindon. Silva et Siriwardena (1988) ont décrit une exemple de tels phénomènes à Sri Lanka. Les fluides issus de la fusion partielle de gneiss envahissent des bancs de marbres dolomitiques, et réagissent avec eux pour former des assemblages à scapolite et corindon, puis à spinelle et phlogopite. Ces auteurs ne donnent pas d'informations sur la couleur et la transparence des corindons.

◆ Un autre exemple célèbre d'interactions entre des marbres et des syénites est celui décrit à Sri Lanka par Wells (1956). Le gisement se situe dans le lit d'une rivière, à environ 60 km au sud sud-est de Kandy.

La roche encaissante est un marbre dolomitique à gros grain, à forstérite, diopside, chondrodite, spinelle, apatite, graphite et pyrite. Celui ci est intrudé par des filons de syénite à orthose, pyroxène et quartz. Au contact du marbre, la syénite est désilicifiée, perd son quartz, s'enrichit en plagioclase, et se charge en cristaux

automorphes de corindon bleu et bleu vert, d'habitus prismatique ou dipyramidal. De fines éponges de phlogopite vert pâle se développent au contact de la syénite et du marbre. Wells note aussi la présence dans la matrice feldspathique, de petits agrégats de corindon xénomorphe et de spinelle mauve.

Une proportion importante des cristaux de saphir sont transparents et de qualité gemme, et Wells considère que ce type de gisement est la source des saphirs retrouvés dans les alluvions de Sri Lanka.

◆ Certains des saphirs de Mogok (Birmanie) proviennent aussi de ce type de gisement. Kane et Kammerling (1992) ont décrit très sommairement un gisement de saphirs associé à un filon de roche magmatique alcaline (urtite) recoupant des bancs de marbres.

### II.1.3 Récapitulatif

Au terme de cette première partie concernant les gisements de saphirs primaires *sensu stricto*, c'est à dire dans leurs roches mères métamorphiques ou métasomatiques, on retiendra la variété des gisements, des conditions géologiques, des lithologies, où ces gemmes peuvent se former. Le corindon, autrefois considéré comme un minéral rare, est en fait relativement commun dans la croûte continentale. Cependant, on notera l'importance pour la genèse des gisements de saphirs du faciès granulite de pression moyenne et de haute température.

## II.2 Les gisements “volcaniques”

Aujourd'hui, une partie importante de la production mondiale de saphirs provient d'Australie et d'Asie du Sud-Est. Ces deux provinces gemmifères sont liées non pas à des roches métamorphiques, mais à des roches volcaniques cénozoïques.

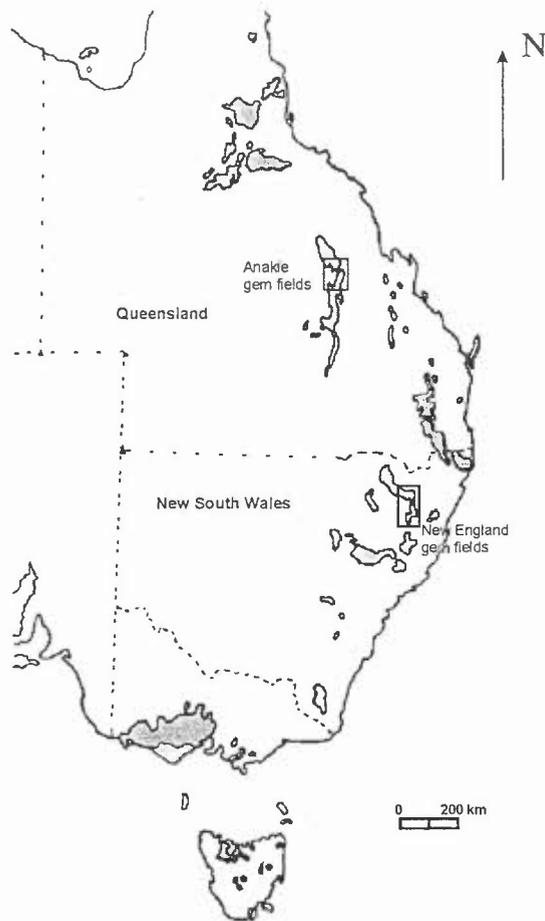
En effet, il est assez fréquent que le saphir soit présent dans différents types de laves, à l'état de xéno cristal. Le plus souvent, les laves porteuses sont des basaltes alcalins associés à des environnements de rifts continentaux. Cette association entre saphirs et basaltes alcalins est très fréquente de par le monde (Australie, Afrique de l'Est, Nigeria, Asie du Sud-Est, Europe, Amérique du Sud...) et la plupart de ces gisements, de part leurs caractéristiques, peuvent être considérés comme un ensemble homogène (chapitre II.2.1).

Cependant, il existe d'autres types d'environnements volcaniques où l'on peut trouver des xénocristaux de corindon, différant des précédents par un ou plusieurs caractères marquant: type de lave porteuse, cortège de xénocristaux, caractéristiques des saphirs. Un exemple classique est celui du gisement de saphir de Yogo Gulch (Montana), où les corindons sont exploités dans un filon de lamprophyre. Ces gisements aux caractéristiques différentes seront traités séparément.

## II.2.1 Gisements des plateaux basaltiques

### I.2.1.1. Description des gisements

#### -Australie ♦



*fig.9 Carte des gisements de saphirs australiens (contours géologiques  
d'après Griffin et al, 1984)*

Le premier saphir australien a été découvert en 1853, dans la région d'Inverell (Coenraads, 1992a). Aujourd'hui l'Australie, qui a fourni jusqu'à 70% de la production mondiale de saphirs, reste un producteur important malgré la concurrence des saphirs du Sud-Est Asiatique.

L'Australie possède deux régions majeures produisant des saphirs: la Nouvelle Angleterre (Nouvelles Gales du Sud), et l'Anakie (Queensland). Ces gisements, ainsi que d'autres de moindre importance (NE et SW de la Tasmanie par exemple), sont associés à des formations volcaniques continentales alcalines.

Les saphirs sont récoltés dans les alluvions anciennes et récentes des rivières drainant ces formations (Coenraads, 1990). Les minéraux lourds associés sont l'ilménite, le zircon, le pléonaste, et parfois le diamant. Ils ont également été trouvés en place dans des formations volcaniques, et notamment dans des pyroclastites de maar situées à la base de la pile volcanique (Pecover, 1987; Oakes *et al*, 1996).

Les gisements de la Province Centrale des Nouvelles Gales du sud sont associés à des laves alcalines (basaltes à olivine, basanites, hawaiiites, hawaiiites à néphéline) cénozoïques (Coenraads *et al*, 1990). Des datations K-Ar et par traces de fission sur ces laves donnent des âges variant de 19 à 37 Ma. Coenraads (1990) propose l'enchaînement d'événements suivant pour l'évolution de la Province Centrale:

- 1- Fracturation et intumescence de la surface topographique prévolcanique, développement de grandes fractures NNW, pratiquement parallèles aux structures préexistantes.

- 2- Avant 36 Ma, éruptions explosives, formation de brèches intrusives, volcanisme de maar. Certaines de ces brèches sont porteuses de saphirs.

- 3- Poursuite du volcanisme explosif, émission de coulées de lave.

- 4- Eruption basaltiques effusives majeures vers 32-36 Ma.

- 5- Erosion et production de concentrations alluviales de gemmes sur une période de 10 Ma.

- 6- Dernière phase de volcanisme recouvrant en partie les formations alluviales tertiaires.

- 7- Développement des réseaux de drainage actuels.

-Thaïlande ♦

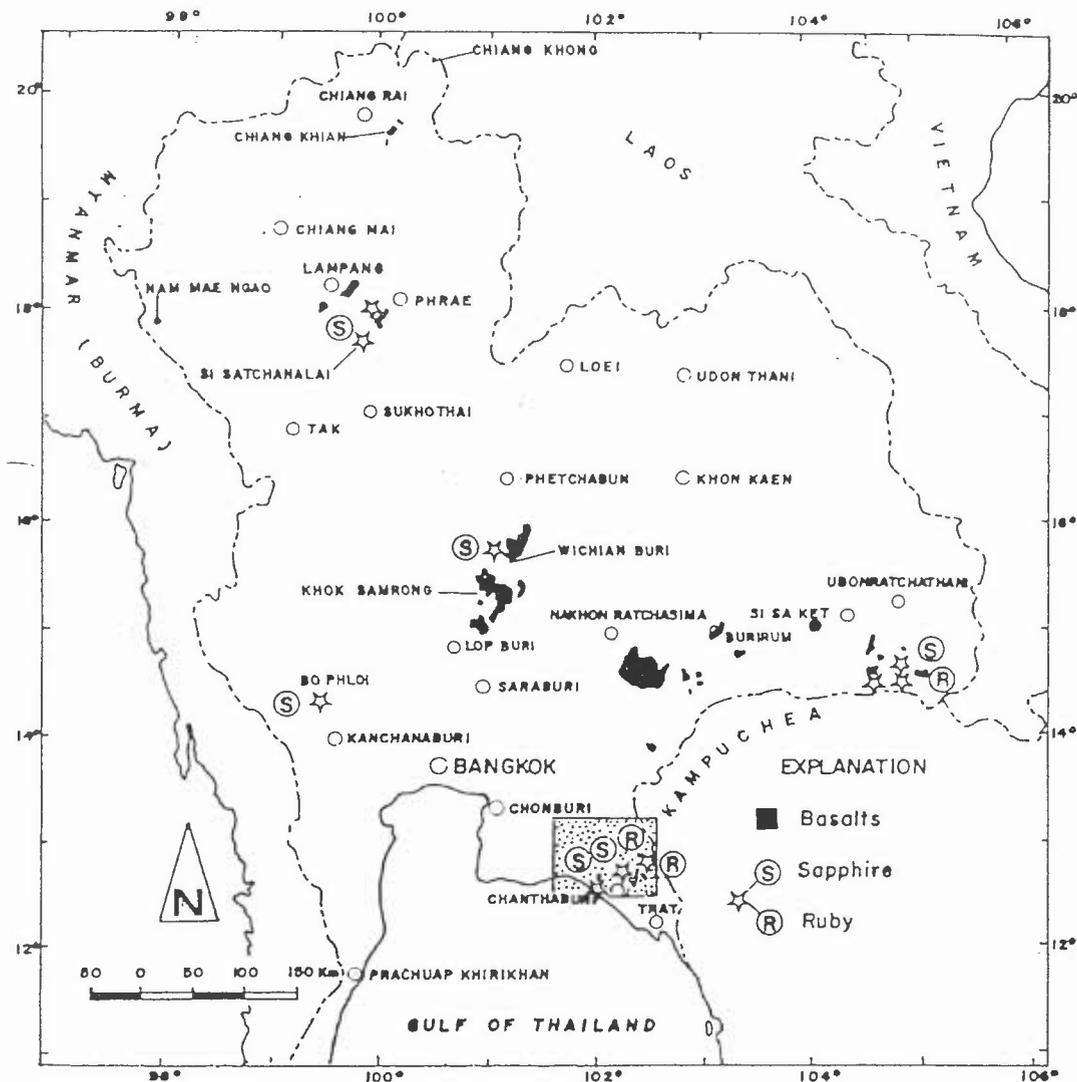


fig.10 Carte des gisements de saphirs et rubis de Thaïlande (Coenraads et al, 1995)

Coenraads *et al* (1995) ont passé en revue les différents gisements de saphirs et rubis « volcaniques » de Thaïlande. Ceux ci sont systématiquement associés à des émissions basaltiques alcalines cénozoïques (0,4 à 11,3 Ma, âges K-Ar). Les gisements sont éluvionaires ou alluvionnaires, et le corindon est associé avec les minéraux suivants: spinelle noir, augite, zircon, grenat riche en pyrope, ilménite, magnétite, olivine, phlogopite, sanidine.

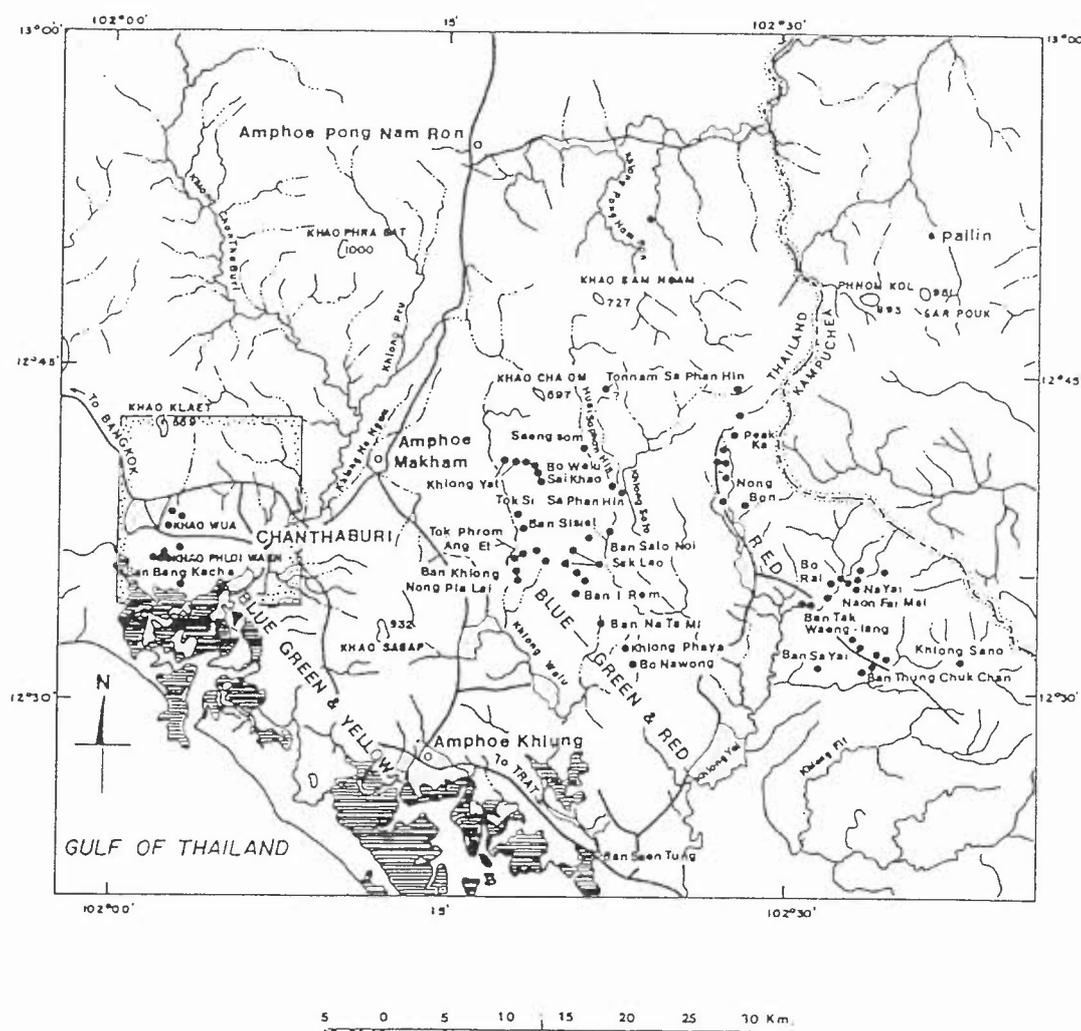


fig.11 Carte de la région de Chanthaburi-Trat (Coenraads et al, 1995)

La région de Chanthaburi-Trat peut être subdivisée en 3 zones produisant des pierres de couleur différentes (Coenraads et al, 1995). Les basaltes sont fortement alcalins (hawaïites, basanites, basaltes à olivine) et d'âge quaternaire (0,44-3 Ma). Le substratum est varié: grès et pélites carbonifères, granites triasiques, alluvions quaternaires. Les saphirs sont récoltés en éluvions, avec zircon, pyrope, spinelle noir, magnétite. Ils ont un habitus prismatique hexagonal. Un caractère marquant de ce gisement est la présence, dans les éluvions gemmifères, d'agrégats de phlogopite qui sont considérés par les mineurs comme des minéraux indicateurs des saphirs.

Les saphirs de la région de Bo Phloi (à environ 30 km au nord de Kanchanaburi) sont issus d'un « plug » de hawaïites néphéliniques altérées (Guo *et al.*, 1994). Celui-ci a environ 300m de diamètre et contient d'abondants nodules de lherzolite à spinelle. Son âge est estimé à moins de 3 Ma (Barr et MacDonald, 1981). Le substratum de cette région est constitué de roches métasédimentaires précambriennes, de sédiments paléozoïques et mésozoïques, ainsi que d'intrusions granitiques mésozoïques (Gunawardene et Singh Chawala, 1984).

-Cambodge ♦

Lacombe (1970) a étudié en détail les limburgites quaternaires du massif de Ratanakiri et les gisements de gemmes qui leur sont associés. Cet auteur constate que les gisements éluviaux et alluviaux sont intimement associés aux appareils volcaniques responsables de l'émission des gemmes. Des zircons en place sont observés dans les matériaux des appareils eux-mêmes, ou bien dans des coulées, mais à proximité des bouches effusives. Des corindons ont été observés sur certains volcans:

-le phnom Kaloou (Bo Loi): saphirs

-le volcan de Botum: saphirs et quelques rubis

Les cristaux sont des prismes hexagonaux ou des barillets, plus ou moins allongés, de couleur bleue, bleu-vert, verte, carmin clair

Les basaltes basanitoïdes et les limburgites de la région de Pailin ont aussi montré des zircons en place dans la lave (Lacombe, 1970). Les gisements sont très étendus, dans les basaltes des Cardamones vers le Sud et vers la Thaïlande au Nord. Ils sont également une source de saphirs (Coenraads, 1992a).

-Chine ♦

La Chine est également, depuis quelques années, un producteur important de saphirs « volcaniques ».

Guo *et al* (1992) décrivent les gisements de Changle dans la province de Shandong. Les saphirs sont exploités dans des dépôts alluviaux, mais ont aussi été observés *in situ*:

- dans une coulée de basalte massive riche en xénolithes ultrabasiques. Cette coulée est vieille de 16 à 17 Ma. Les saphirs y sont particulièrement nombreux et leur nombre augmente avec celui des xénolithes.

- dans une coulée de basalte dépourvue de xénolithes, un peu plus ancienne.

Les basaltes de la région de Shandong sont alcalins et sont âgés de moins de 65 Ma. Guo *et al* (1992) remarquent que les saphirs sont particulièrement abondants dans les basaltes du début du Miocène. Les saphirs ont un habitus en barillets pseudo-hexagonaux, bi-terminés, et montrent des figures de corrosion. Ils sont bleus, le plus souvent sombre, bleus-vert, jaunes.

Des prismes hexagonaux de saphirs, des pyropes, olivines, zircons et spinelles noirs sont aussi récoltés dans les environs de Penglai (Ile de Hainan) depuis le début des années 80 (Furui, 1988). Les gemmes sont extraites d'éluvions sur une superficie d'environ 25 km<sup>2</sup>, recouvrant des roches volcaniques cénozoïques: dolérites, basaltes alcalins à olivine, pyroclastites. Les pierres sont de couleur bleu sombre, bleu, bleu vert, vert, jaune vert, bleu pourpre, rose-rouge, et sont fortement pléochroïques.

D'après Keller et Keller (1986), les gisements de Mingxi, province de Fujian, sont la plus importante source de saphirs pour la Chine. Comme c'est le cas pour les autres gisements chinois, les gisements sont éluvionnaires et alluvionnaires. Les saphirs, de couleur bleue à verte, ont notamment été récoltés sur 50 km dans le lit de la rivière Ginxu, un tributaire de la rivière Minh. Quelques pierres auraient été observées dans leur roche hôte, des basaltes alcalins à nodules de péridotites.

D'autres gisements de saphirs « volcaniques » existent probablement en Chine (Galibert et Hughes, 1995), à Heilongjiang et Jiangsu.

-Rwanda ♦

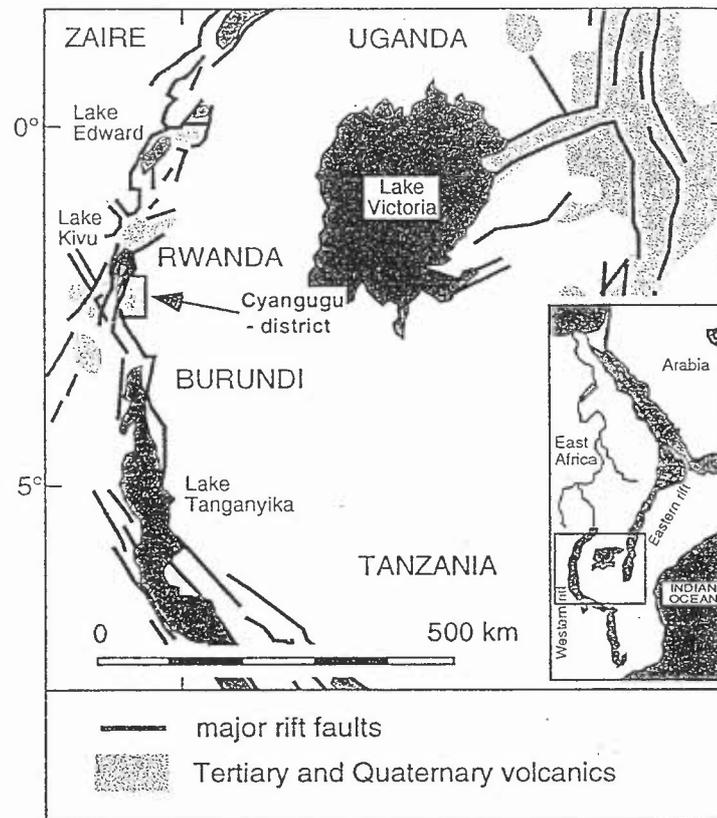


fig.12 Contexte géologique des gisements de saphirs rwandais (Krzemnicki et al, 1996)

Le gisement de saphirs de Cyangugu, dans le sud-ouest du Rwanda, a été récemment décrit par Krzemnicki *et al* (1996). Les gisements sont situés sur la branche occidentale du Rift Est-africain et sont liés à l'activité volcanique tertiaire et quaternaire. Les basaltes alcalins liés à l'ouverture du rift sont considérés comme la roche hôte des saphirs. Ceux ci sont profondément altérés et les gemmes sont récoltées dans les éluvions et alluvions reliés à un basalte à olivine bien spécifique, mis en place tôt, au Tertiaire, et reposant directement sur le socle.

Les corindons ont un habitus prismatique pyramidal, et sont de couleur bleu foncé, grise ou jaune.

#### -Nigeria ♦

Kiefert et Schmetzer (1987) donnent une description des saphirs du plateau de Jos (District de Jeema), province de Kaduna, au Nigeria. Ceux ci sont récoltés à faible profondeur (inférieure à 1 mètre), avec des zircons bruns, oranges et incolores, dans des horizons éluviaux. D'après Scarratt *et al* (1986), la roche mère des saphirs est un basalte alcalin tertiaire altéré.

Celui ci est porphyrique (phénocristaux d'olivine et de feldspath) et montre des amygdales de carbonates (Kanis et Harding, 1990).

Les saphirs ont un habitus prismatique, tabulaire ou en barillet. Ils sont bleus foncé ou jaunes, en général zonés, et très pléochroïques.

#### -Algérie et Niger ♦?

Le massif volcanique de l'Atakor (Sahara algérien) se caractérise par des coulées et cônes de basaltes alcalins, ainsi que par des dômes de phonolites et de trachytes quartzifères (Conquéré et Girod, 1968). C'est dans ce massif que des pyroclastites de basaltes à analcime ont livré zircons, corindons, et spinelles (Carbonnel et Robin, 1972). Ces enclaves sont considérées comme homogènes par Conquéré et Girod (1968), et seraient le résultat d'un premier stade de cristallisation intratellurique du magma.

Au Niger, des zircons ont été signalés dans les produits d'érosion de basanites et basanitoïdes quaternaires du massif de l'Aïr (Hébrard, 1961; Carbonnel et Robin, 1972).

#### -Kenya ♦

Les saphirs de la région de Lodwar (district du Turkana), dans le Nord du Kenya, sont eux aussi liés à des affleurements de basaltes alcalins (Keller, 1992). D'après Campbell Bridges (Comm. pers., 1996), les saphirs se retrouvent dispersés à la surface du sol, autour de diatrèmes de maars très érodés.

-France ♦

Les gisements de saphirs du Velay sont connus depuis au moins le XIII<sup>ème</sup> siècle, et sont considérés comme une source importante de saphirs pour l'Europe Médiévale. Le plus célèbre de ces gisements, celui d'Espaly, à proximité du Puy en Velay, a fait l'objet d'une exploitation artisanale très discontinue jusqu'au XIX<sup>ème</sup> siècle. L'histoire des saphirs vellaves a été passée en revue par Forestier (1993).

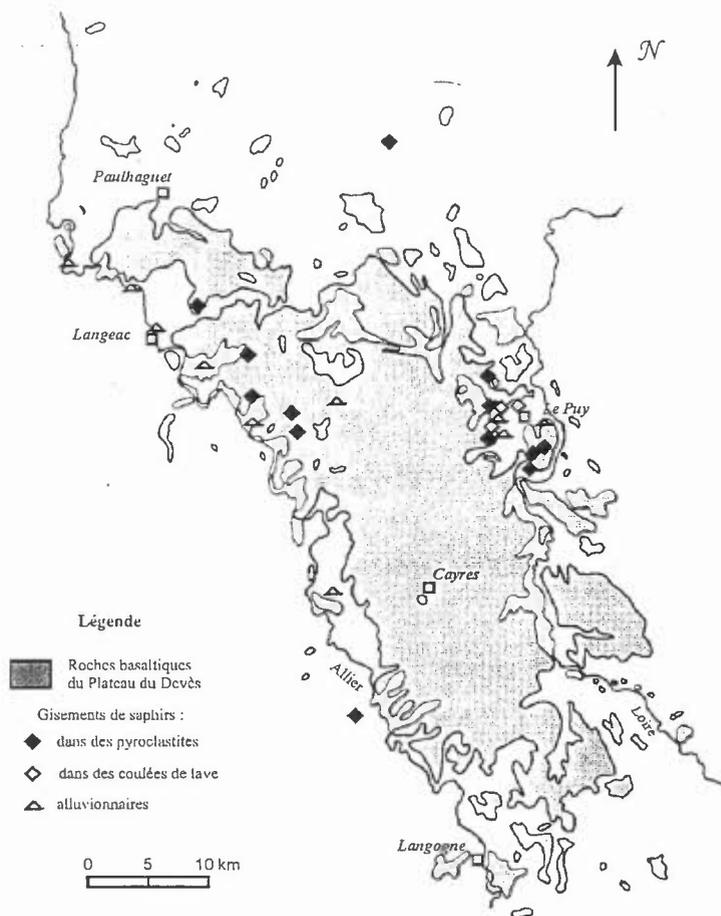


fig.13 Carte des gisements de saphirs du Devès. Contours géologiques d'après Marchand et al (1989)

Du point de vue géologique, les gisements sont associés au plateau basaltique du Devès et au Bassin du Puy, qui font partie de l'ensemble volcanique du Velay.

L'activité volcanique de cette région est miocène à quaternaire (Mergoil et Boivin, 1993), et est structurée par de grands accidents cassants orientés en moyenne N150. On remarque l'importance du dynamisme phréatomagmatique dans cette région, caractérisée par un grand nombre de maars. Ledru *et al* (1994) notent l'existence d'une phase d'importante activité phréatomagmatique dans cette région il y a 3 millions d'années.

La géologie et la volcanologie du Velay ont récemment fait l'objet d'une carte au 1:100000 (Mergoil et Boivin, 1993).

Les saphirs et zircons du Rieu Pezzouliou (Espaly St Marcel, H<sup>te</sup> Loire) tirent leur origine de deux édifices volcaniques: le cône strombolien du Croustet, et une coulée de hawaiiite riche en enclaves de socle (Forestier, 1993), reposant sur un niveau bréchiqque et scoriacé (Carbonnel et Robin, 1972). Ces deux gisements ont fourni des enclaves de socle à corindon et à zircon (Pascal, 1865; Lacroix, 1890b). Les hawaiiites d'Espaly sont considérées comme les laves les plus anciennes du bassin du Puy (Girod, 1979). Elles ont été datées de 3 à 5 Ma (Carbonnel *et al*, 1973). Le cône volcanique du Croustet serait un peu plus récent (Girod, 1979).

Les saphirs du Rieu Pezzouliou sont en général des prismes hexagones en barillets, avec parfois des contours arrondis. Leur couleur est bleu clair à bleu foncé, parfois vert. Le dichroïsme est en général marqué (Faujas de Saint Fond, 1778).

Les zircons de ce gisement ont fait l'objet d'études géochronologiques (Carbonnel et Robin, 1972; Carbonnel *et al*, 1973) et typologiques (Pupin, 1976). Ces études ont mené leurs auteurs à plusieurs conclusions relatives à l'origine des gemmes, et notamment à l'origine ellanogène d'une partie au moins des zircons.

On notera que Hée et Fletsch (1957) ont obtenu un âge apparent de  $140 \pm 20$  Ma pour un zircon du Riou Pezzouliou, en utilisant la méthode Pb/ $\alpha$ . Cet âge est fort éloigné de ceux obtenus par la méthode des traces de fission (Carbonnel *et al*, 1973), qui indique l'âge des phénomènes volcaniques (derniers événements thermiques en date).

Le gisement du Mont Coupet a été découvert et décrit pour la première fois par Bertrand de Lom (1855), qui en a également assuré l'exploitation. D'après Pascal (1865), le gisement aurait fourni en une année 10.000 cts de saphirs. Les gemmes étaient récoltés sur les flancs même du volcan, un cône strombolien érodé superposé à un cratère de type maar. L'édifice a été daté à 1,92 Ma par Brousse (1971). On trouve également, bien qu'en moindre quantité, des zircons. Les enclaves de socle (gneiss buschitisés) sont très fréquentes et on observe aussi quelques nodules de péridotites.

Les cristaux montrent le plus souvent des prismes hexagonaux terminés par des faces de la pyramide, ils peuvent être tronqués. Les faces sont presque toujours arrondies du fait de la corrosion magmatique (Lacroix, 1901). Les pierres sont grises, bleues ou vertes, très dichroïques, et soyeuses.

La plupart des pierres trouvées dans les éluvions et alluvions du Velay montrent des couleurs foncées et sont fréquemment astériées. Néanmoins, quelques gisements montrent des pierres très différentes. C'est le cas du gisement de Chomelix (Haute Loire), lié à un plug basanitique très érodé. Les saphirs que nous y avons récoltés, transparents et rarement astériées, ont des teintes pâles (plus des trois quarts des pierres), roses ou bleues.

Plusieurs années de terrain en Haute Loire, en compagnie du prospecteur Raymond Sdei, m'ont permis de remarquer les faits suivants:

- Les saphirs de Haute Loire sont en général de couleur foncée, bleu ou gris, plus rarement verts ou jaunes, et exceptionnellement roses. Ils présentent très souvent de l'astérisme. Les cristaux ont un habitus prismatique hexagonal « en écrous ».

- Les formations hôtes des minéralisations sont en règle générale des pyroclastites issues d'éruptions phréatomagmatiques. Ces tufs sont situés à la base des autres formations volcaniques: cônes stromboliens, coulées. Toutefois les tufs phréatomagmatiques ne sont pas systématiquement minéralisés.

- La présence de saphirs dans des coulées de laves et dans des pyroclastites de cônes stromboliens peut être due à des remaniements des tufs de maars sous jacents. Tous les cônes sur lesquels des saphirs ont été retrouvés ont eu une phase phréatomagmatique initiale et recouvrent un cratère de maar (le Mont Coupet en est un très bon exemple).

- Dans les formations porteuses, la présence de xénocristaux de corindon ou de zircon est systématiquement associée à celle d'enclaves de socle plus ou moins buschitisées.

A l'est du Devès, dans le Velay Oriental, le diatrème basaltique de Bournac, très riche en xénolithes crustaux, a livré quelques échantillons de xénolithes à corindon (Leyreloup, 1973). Ces roches, à schistosité marquée, sont constituées de plagioclase acide antiperthitique, de corindon, de grenat, de disth-sillimanite, de spinelle, de cordiérite, de quartz, d'apatite, de zircon et de graphite. Le corindon, tabulaire ou plus globuleux (barillets?), est transparent, incolore à rose ou bleu pâle.

D'après Leyreloup (1973), la paragenèse anté-schisteuse était à oligoclase, disthène, grenat, corindon, rutile, ce qui n'est pas sans rappeler certains assemblages observés à Sri Lanka. Initialement considérées comme des métasédiments (Leyreloup, 1973), ces roches sont maintenant considérées comme des méta-anorthosites (Leyreloup, 1992) cristallisées à haute pression et haute température.

#### -Colombie ♦

Keller *et al* (1985) ont décrit les gisements de saphir alluvionnaires du Rio Mayo, département de Cauca, Colombie. Bien que la roche hôte des saphirs n'ait pu être observée, les auteurs pensent qu'il s'agit des basaltes alcalins d'âge crétacé du Groupe des Diabases. En effet l'assemblage minéral alluvionnaire à olivine, pyrope, augite, spinelle noir et ilménite est très similaire à celui observé dans les gisements de saphirs australiens, asiatiques... On notera toutefois l'absence du zircon.

Les pierres se présentent sous forme de prismes hexagonaux tabulaires à allongés, plus rarement de pyramides et bipyramides. Elles sont bleues, vertes, parfois jaunes, roses ou rouges. Quelques unes montrent un effet alexandrite.

### II.2.1.2 Caractéristiques générales des gisements, contexte géologique

Tous les gisements se trouvent dans des environnements de rifts continentaux, sur un socle métamorphique. Ils sont associés à des champs de lave basaltique, en général alcaline, où à leur résidus d'altération et dans la plupart des cas, on retrouve des restes de lacs de cratère, de cônes de cendres et de diatrèmes (Coenraads *et al*, 1990). Le plus souvent, seuls quelques horizons volcaniques sont porteurs de gemmes (Guo *et al*, 1992).

Les saphirs sont observés en place dans des pyroclastites, ou parfois dans des coulées de laves. D'après Coenraads (1990), les xénocristaux sont très disséminés dans leurs roches hôtes. Il existe souvent une association nette entre le dynamisme phréatomagmatique et la présence de saphirs (Pecover, 1987; Oakes *et al*, 1996).

La plupart du temps, les laves porteuses de saphirs sont riches en enclaves mantelliques. Dans les dépôts alluviaux et éluviaux, le saphir est associé à des proportions variables de zircon, de spinelle, d'ilménite, d'olivine, de clinopyroxène, de grenat, de magnétite, de feldspath.

Les cristaux sont en général bien formés, et leur habitus (prismatique) est très constant d'un gisement à l'autre. Fréquemment, ils montrent des surfaces rugueuses et des arêtes arrondies dues à des phénomènes de corrosion par le magma (voir chapitre suivant). Ils ont des teintes sombres, bleues ou vertes, bien que des pierres jaunes, roses, ou rouges puissent aussi être rencontrées.

Le cortège d'inclusions est le suivant (Gunawardene et Singh Chawla, 1984; Keller *et al*, 1985; Gübelin et Koivula, 1986; Kiefert et Schmetzer, 1987; Coenraads, 1992; Guo *et al*, 1992; Guo *et al*, 1994, Krzemnicki *et al*, 1996):

- Feldspath potassique (Thaïlande), plagioclase acide (Chine, Nigéria), plagioclase (Thaïlande)
- Pargasite, hornblende (Australie, Thaïlande), Ca-Fe amphibole (Rwanda), Ca-Fe pyroxène (Rwanda)
- Mica (Australie), chlorite (Rwanda)
- Grenat (Thaïlande), zircon (Australie, Chine, Nigéria, Rwanda), thorite (Australie)
- Apatite (Chine, Colombie), Ce-chérolite (Rwanda)
- Columbite, Ti-columbite (Australie, Chine), Niobite (Thaïlande)
- Pyrochlore et U-pyrochlore (Australie, Cambodge, Nigéria, Thaïlande)
- Ilménite (Australie, Chine, Rwanda), rutile (Australie, Colombie, Rwanda)
- Hercynite (Australie), Mg-Fe-spinelle (Chine), Co-spinelle (Thaïlande), gahnospinelle (Australie, Rwanda)
- Pyrrhotite (Thaïlande)

### II.2.1.3. Origine des gisements. Travaux antérieurs et état actuel du débat

L'origine des corindons présents dans les laves alcalines (basaltes, néphélinites) de certains rifts continentaux a très tôt été séparée de celle des laves elles-mêmes. Dès la fin du 18<sup>ème</sup> siècle, Faujas de St Fond (1778) a proposé une origine ellanogène pour les corindons, zircons et grenats des laves basaltiques du Velay (Massif Central Français).

Il a parfois été proposé que les saphirs « volcaniques » pouvaient être issus de la cristallisation fractionnée d'un liquide basaltique. Lacombe (1970), pensait que les corindons des gisements indochinois ont cristallisé directement à partir du magma basaltique. Stephenson (1976) et Irving (1986) ont proposé que les saphirs du Queensland s'étaient formés lors du fractionnement d'un magma basanitique, à hautes

pression et température, dans la croûte inférieure. Cependant, la cristallisation de corindon à partir d'un magma basaltique est très improbable, et n'a jamais pu être réalisée expérimentalement (Green *et al*, 1978).

On peut donc définir deux théories principales concernant l'origine des saphirs « volcaniques »:

-a) la théorie métamorphique, selon laquelle les saphirs sont récoltés par le magma basaltique ascendant dans les roches métamorphiques encaissantes.

Cette théorie est très ancienne, puisqu'elle a été proposée par les premiers auteurs à s'être intéressés aux gisements vellaves, au XIX<sup>ème</sup> siècle. Ceux-ci se basaient sur des évidences pétrologiques: Lacroix (1890b) la proposa suite à la découverte de xénolithes gneissiques à zircon et saphir dans les pyroclastites du volcan La Denise, près du Puy en Velay (France). De même, Gonnard (1910) déclara que les zircons et saphirs des gisements du Massif Central Français avaient été arrachés par le magma dans les « terrains primordiaux », c'est à dire les roches métamorphiques du socle. Cet auteur avait en effet observé ces minéraux dans des xénolithes feldspathiques. Pour Lacroix (1933), les corindons des gisements indochinois sont tout simplement des xénocristaux arrachés au socle métamorphique.

Récemment, Levinson et Cook (1995), ont proposé une théorie faisant intervenir la cristallisation de corindon dans des roches métamorphiques de la croûte terrestre, et l'incorporation de ces corindons aux basaltes alcalins lors du transfert de la lave vers la surface. Cependant, le détail de cette théorie est particulièrement farfelu, et leur article ne peut guère être pris au sérieux. En effet, ce modèle propose une relation entre la genèse des saphirs, et les zones de subduction océan-continent.

Or, nous venons de voir que les gisements de saphirs « volcaniques » sont systématiquement associés à des environnements de rifts continentaux. De plus, le modèle de Levinson et Cook implique la subduction de roches felsiques (granites) et de leurs dérivés d'altération (bauxites, latérites). Aucune de ces roches n'existe sur le plancher océanique! Enfin, la réaction invoquée par ces auteurs (muscovite->orthose+corindon+eau) ne peut avoir lieu sous un gradient géothermique de zone de subduction, celui illustré dans leur article étant faux.

-b) la théorie magmatique, selon laquelle les saphirs cristalliseraient lors de phénomènes magmatiques profonds (dans la croûte inférieure ou dans le manteau), phénomènes liés de près ou de loin à la genèse des basaltes porteurs. Cette théorie fait actuellement l'objet d'études importantes de la part de géologues australiens, et deux écoles proposent des versions légèrement différentes:

L'école de Coenraads propose que la fusion partielle du manteau, qui produit les basaltes porteurs des saphirs, produit simultanément des liquides très évolués dans lesquels le corindon peut cristalliser.

Coenraads *et al* (1990) ont daté par la méthode U-Pb des inclusions de zircon dans des saphirs des Nouvelles Gales du Sud. Les âges obtenus sont de  $35,9 \pm 1,9$  Ma et de  $33,7 \pm 2,1$  Ma, et les auteurs en déduisent que ces âges sont ceux même de la cristallisation des saphirs hôtes des inclusions. En comparant ces résultats aux âges des laves supposées être les roches sources des saphirs (19-37 Ma), ils en déduisent qu'il existe un lien génétique entre les saphirs et le magmatisme basaltique. Néanmoins le processus exact de leur formation semble complexe, et Coenraads *et al* (1990) proposent un modèle où la fusion partielle du manteau, ainsi que des processus de différenciation précoce, permettent l'apparition de magmas profonds, riches en volatiles et en éléments incompatibles. Les saphirs et leurs inclusions syngénétiques cristalliseraient à partir de tels magmas, avant d'être transportés vers la surface par des magmas basaltiques.

Coenraads (1992a), a étudié les inclusions dans les saphirs des Nouvelles Gales du Sud. Cet auteur a déterminé zircon, hercynite, gahnospinelle, columbite, Nb-rutile, ilménite, thorite, feldspath alcalin, plagioclase, pyrrhotite (parfois associée à la pentlandite), verres riches en Fe. Il en déduit que:

- les saphirs se sont formés dans un environnement riche en éléments incompatibles, alcalins et fluides (principalement CO<sub>2</sub>).
- saphirs et zircons sont syngénétiques.
- ceux ci ont cristallisé en même temps que le feldspath alcalin et le spinelle riche en fer, à partir d'un magma enrichi en incompatibles.

De plus Coenraads (1992a; 1992b), en observant les figures de corrosion sur la surface des saphirs, déduit que ces derniers n'étaient pas en équilibre avec le magma qui les a transportés vers la surface.

En se basant sur l'étude d'un xénolithe à corindon, zircon et magnétite, Coenraads *et al* (1995) proposent que ces trois minéraux ont cristallisés en même temps dans un magma riche en Fe, Al, éléments incompatibles et volatiles. Un des zircons du xénolithe a été daté par la méthode U-Pb. Son âge, 1-2Ma, est proche de celui déterminé par traces de fission sur des zircons du district de Chanthaburi (2,57±0,2Ma; Carbonel *et al*, 1973), et par K-Ar sur des basaltes alcalins de la même région (0,44 à 3Ma). Coenraads *et al* (1995) en déduisent que la cristallisation des corindons est associée intimement au processus de formation des basaltes alcalins, et qu'elle pourrait avoir lieu dans des magmas phonolitiques (syénites néphéliniques), à proximité de la limite croûte-manteau.

L'école de Guo propose un modèle où la cristallisation du corindon a lieu lors de mélanges et/ou de réactions entre des magmas acides très évolués et des magmas carbonatitiques (Guo *et al*, 1994). Les lentilles de roche à corindon ainsi formées dans la croûte inférieure seraient alors échantillonnées par les basaltes, cet événement étant postérieur au premier.

Guo *et al* (1996), sur la base de l'étude des inclusions des saphirs « volcaniques », proposent un modèle pétrogénétique de cristallisation du corindon à un niveau médio-crustal. D'après ces auteurs, une sursaturation en aluminium d'un magma acide, responsable de la cristallisation du corindon, pourrait être due à des phénomènes d'hybridation et de mélange avec un magma carbonatitique (responsable de l'apport en terres rares).

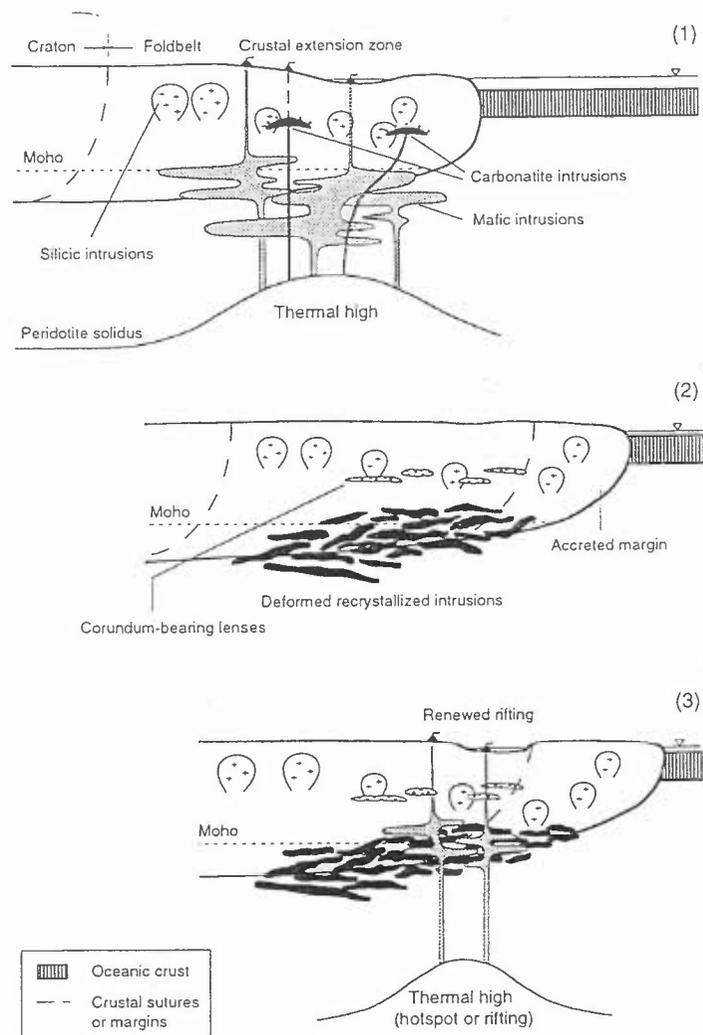


fig.14 Modèle pétrogénétique de Guo *et al* (1996)

Les conclusions de Guo *et al* (1996) sont les suivantes:

-Les caractéristiques géochimiques des inclusions des saphirs montrent l'existence de deux composants (granitique/syénitique, et carbonatitique) responsables de la cristallisation du corindon, et sont incompatibles avec un magma basique.

-Le corindon a cristallisé du fait d'une interaction rapide entre un magma carbonatitique et un magma felsique très évolué. Ceci conduit à la formation de lentilles à corindon dans la croûte, à une profondeur de 10 à 20km.

-Il est évident que le corindon n'est pas du à la cristallisation d'un magma basaltique.

#### II.2.1.4 Origine des gisements. Apports d'une revue quasi-exhaustive de la littérature

Il est certain, de part les évidences observées par les auteurs français de la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle et du début du XX<sup>ème</sup> siècle, ainsi que par Leyreloup (1973; 1992), qu'une partie au moins des saphirs « volcaniques » a pour origine les roches métamorphiques (granulites) de la croûte continentale. La variété des inclusions observées, remarquée par les auteurs australiens, peut très bien ne refléter que la variété des environnements de cristallisation du corindon dans la croûte terrestre, évoquée au chapitre II.1.3. Tous les minéraux habituellement présents en inclusion dans les saphirs « volcaniques » ont été observés soit en inclusion dans des corindons métamorphiques, soit dans des assemblages à corindon.

Le modèle de Guo *et al* (1996) est complexe, et n'explique pas du tout l'existence de « rubis » volcaniques. Celui de Coenraads *et al* (1995) n'explique pas dans le détail comment la fusion de roches mantelliques peut produire des « liquides felsiques « évolués ». On sait que le corindon peut cristalliser dans le manteau (Kornprobst *et al*, 1990), dans des veines gabbroïques, mais les cristaux produits n'ont rien à voir avec les saphirs « volcaniques ». L'argument majeur de Coenraads est celui des datations d'inclusions de zircon dans les saphirs, qui donnent des âges identiques à ceux des basaltes porteurs, suggérant ainsi un lien génétique. Coenraads fait remarquer que le court transport par la lave ne peut provoquer une « remise à zéro » de l'horloge que sont les zircons. Cependant, il ne tient pas compte de l'effet produit par l'anomalie thermique provoquée par le diapir mantellique et par les intrusions basiques basicrustales liés au rifting.

Il est donc impossible de se baser uniquement sur l'étude des inclusions des saphirs. Dans l'état actuel des choses, l'origine métamorphique des corindons présents dans les basaltes alcalins apparaît plus probable. La clé de « l'énigme » ne pourra probablement être livrée que par la découverte de xénolithes à corindon supplémentaires.

#### II.2.1.5 Proposition d'un modèle pétrogénétique

Le modèle suivant tient compte des observations des différents auteurs cités plus haut, ainsi que de mes observations personnelles. Il est provisoire, dans la mesure où l'étude des gisements de saphirs « volcaniques » est encore très incomplète, et les différentes phases proposées peuvent être considérées comme autant de directions pour des recherches futures.

1. Cristallisation des corindons dans la croûte continentale profonde, pendant le méta-morphisme de faciès amphibolite à granulite. Cette phase métamorphique peut être due à la formation d'une chaîne de montagne, à des transferts de fluides et de chaleur le long de grandes failles crustales, à des anomalies de température provoquées par des intrusions basiques, etc. Pratiquement tous les gisements métamorphiques et métasomatiques évoqués dans la première partie de ce mémoire peuvent être des sources de saphirs « volcaniques ». Ceci n'exclut pas la théorie de Guo *et al* (1996), qui peut être une alternative complémentaire.

2. Ultérieurement, début d'un épisode d'extension (rifting). L'anomalie de température induite par le diapirisme mantellique peut éventuellement jouer un rôle sur la granulitisation, la cristallisation des saphirs, la remise à zéro des horloges géochronologiques.

3. Capture des corindons dans des chambres magmatiques basicrustales ou dans des filons basaltiques, digestion partielle ou totale des minéraux felsiques des xénolithes, libération de xénocristaux.

4. Remontée rapide vers la surface, dissolution partielle des cristaux par le magma basique.

5. Rencontre du magma avec des fluides d'infiltration ou juvéniles, provoquant une activité phréatomagmatique profonde (voir Leyreloup, 1992). Eruption en surface, formation de tufs de maar, de brèches volcaniques, etc...

## II.2.2 Autres types de gisements de saphirs dans des roches volcaniques ou hypovolcaniques

Des xénocristaux de corindon ont été décrits dans divers types de roches magmatiques, notamment des lamprophyres (voir ci dessous) et des kimberlites (Mitchell, 1986).

### II.2.2.1 Lamprophyres ultrabasiques: Yogo Gulch, Montana

◆ Le gisement de Yogo Gulch dans le Montana, même s'il n'est pas unique, est le plus célèbre. Il est associé à des intrusions ignées variées d'âge crétacé à éocène. Ces intrusions se présentent sous formes de filons, de filons-couches, de laccolithes...

Le filon principal de Yogo a une épaisseur moyenne de 2 m et s'étend sur environ 2 km. Il est pratiquement vertical et est encaissé par des calcaires karstifiés (Calcaires de Madison). Sa partie supérieure est bréchifiée, mais les calcaires montrent peu de traces de métamorphisme de contact. Originellement, ces brèches ont été interprétées comme des brèches volcaniques liées à un diatrème. Elles sont maintenant considérées comme de simples brèches karstiques (Mychaluk, 1995). A proximité de la surface, la roche est altérée en une argile jaune. D'autres filons similaires, porteurs de saphirs ou non, lui sont associés (Mychaluk, 1995). La teneur en corindon du minerai est très variable au sein d'un même filon.

La roche a une texture holocristalline porphyrique. La matrice est constituée de calcite ocellaire, biotite et pyroxène. Les mégacristaux consistent en des proportions variables de biotite, olivine, diopside, titano-augite et hypersthène.

Brownlow et Komorowski (1988) ont également noté la présence de divers xénolithes magmatiques, certains d'affinités basaltiques, d'autres cumulatifs. Une partie de ces xénolithes montre des réactions de rééquilibrage avec le magma.

Cooper (1979) suggère que les ocelles de calcite sont dues à des phénomènes de démixtion.

De part sa composition minéralogique, le lamprophyre de Yogo peut être classé parmi les lamprophyres ultramafiques, variété ouachitite (Meyer et Mitchell, 1988). Outre les minéraux constitutifs de la roche et les saphirs, on note la présence de xéno cristaux de grenat, disthène, et quartz (Mychaluk, 1995)

Les xéno cristaux de saphirs sont répartis irrégulièrement dans le filon, à raison d'environ 10 carats par tonne de roche. Ils sont de couleur bleu pale à bleu acier, parfois violets à pourpres, et très transparents. Les inclusions sont rares et les zonations de couleur absentes (Mychaluk, 1995). D'après Gübelin et Koivula (1986), les inclusions les plus caractéristiques sont: analcime, calcite, pyrite, biotite, rutile et zircon. Souvent, les saphirs sont recouverts par un film de pléonaste. (Brownlow et Komorowski, 1988).

Différentes origines ont été proposées pour les saphirs de Yogo Gulch:

- Assimilation de roches sédimentaires ou métamorphiques alumineuses, puis cristallisation de corindon dans le magma (Pirsson, 1900; Clabaugh, 1952).

- Assimilation de gneiss à disthène (riches en alumine) et cristallisation de corindon dans le magma (Clabaugh, 1952).

- Cristallisation du corindon dans une roche mantellaire indéterminée, et transport par le magma ascendant (Jobbins et Berrangé, 1981; Coldham, 1985)

- Brownlow et Komorowski (1988) proposent le modèle suivant: (1) fusion partielle d'une roche mantellique localement enrichie en aluminium, engendrant un magma alumineux; (2) différenciation magmatique, cristallisation de corindon et formation de cumulats à olivine-diopside; (3) injection d'une partie du cumulat dans la croûte, corrosion des saphirs et autres xénolithes devenus instables, réactions formant les auréoles de spinelle; (4) démixtion; (5) intrusion explosive dans les calcaires puis altération hydrothermale et deutérique du filon.

- Incorporation dans le magma comme xéno cristaux tirant leur origine de roches métamorphiques (Meyer et Mitchell, 1988; Mychaluk, 1995). Cette hypothèse est appuyée sur l'observation de xénolithes à corindon, feldspath, augite et spinelle, interprétés comme des argiles ou bauxites métamorphisées. Mychaluk (1995) remarque que des simulations thermodynamiques de cristallisation du magma de Yogo (réalisées sur ordinateur) suggèrent la formation de corindon à partir de ce magma comme très improbable.

### II.2.2.2 Lamprophyres alcalins: Loch Roag, Ecosse

◆ Le gisement écossais de Loch Roag est situé sur l'île de Lewis dans les Hébrides externes. Il a été décrit par Jackson (1984).

Les saphirs sont récoltés dans un filon de monchiquite, d'affinités lamprophyriques, et d'âge paléozoïque (Upton *et al*, 1983). Ce filon a une puissance variable, métrique, et une longueur à l'affleurement de quelques dizaines de mètres. Il recoupe les roches métamorphiques du Complexe Lewisien. La roche est riche en xénolithes d'origine mantellaire et crustale, et en mégacristaux de corindon, augite, sanidine, apatite et anorthoclase.

D'après Jackson, les cristaux se présentent sous forme de pyramides hexagonales tronquées et de bipyramides de taille centimétrique. Leur couleur est souvent hétérogène, variant du vert au bleu, parfois au jaune. Des zonations peuvent aussi être observées, ainsi que des inclusions de Nb-rutile et des exsolutions d'hématite.

En observant les xénolithes de ce gisement, Upton *et al* (1983) concluent à l'existence d'un assemblage à corindon, zircon, Nb-rutile, sanidine, biotite et apatite.

### III. Conclusion, guides de prospection pour la recherche des gisements de saphirs.

Bien que, dans le détail, la gîtologie du saphir soit très complexe, et que les gisements de ce minéral soient extrêmement variés, on a vu que deux grands types de régions étaient potentiellement gemmifères:

- Les ceintures métamorphiques de faciès granulite.
- Les plateaux basaltiques alcalins continentaux.

Pour chacun de ces types, il est possible d'énumérer des critères régionaux et locaux favorables à la découverte et à l'exploitation de gisements. Ces critères ne concernent que les gisements en roche. Il est évident que, dans la mesure où un tel gisement est découvert, il est absolument nécessaire de rechercher d'éventuels gisements alluvionnaires ou éluvionnaires associés.

#### 1) Gisements des ceintures métamorphiques

A une échelle régionale, on a remarqué que les ceintures métamorphiques archéennes étaient particulièrement favorables à la présence de gisements de saphirs.

Localement, c'est l'association de roches magnésiennes déficitaires en silice et de roches silico-alumineuses que l'on recherchera:

- serpentinites, pyroxénites, reliques ophiolitiques, marbres, et les minéraux magnésiens qui les constituent...

- zones d'anatexie propices à la formation de pegmatites granitiques, périphérie de batholites granitiques, pegmatites à béryl.

- zones réactionnelles entre les deux premiers groupes de roches, minéraux alumino-magnésiens: phlogopite, spinelle...

Les minéraux suivants sont souvent associés au corindon et peuvent être considérés comme des indicateurs potentiels: spinelle, phlogopite, pargasite, saphirine, dravite, disthène, plagioclase...

## 2) Gisements des plateaux basaltiques

Tous les environnements de rifts continentaux à basaltes alcalins sont des gisements de saphirs potentiels, d'autant plus si ils ont été le théâtre d'une activité phréatomagmatique importante.

Les formations les plus minéralisées sont les pyroclastites et brèches en base des piles volcaniques, ainsi que les cônes de cendres qui les recouvrent. Cependant des coulées de lave peuvent aussi être porteuses.

Dans les alluvions, des cristaux prismatiques de zircon rouge ou brun peuvent être un bon indicateur.

## Lexique

Ici sont très brièvement définis les mots les plus « techniques » du langage du géologue. Pour tout renseignement complémentaire, on se réfère au « Dictionnaire de Géologie » (Foucault A. et Raoult J.-F, 1992, Masson Ed.)

amphibolite faciès: conditions métamorphiques correspondant à des pressions modérées et des températures de l'ordre de 400 à 500°C

anorthosite: roche feldspathique ne contenant pas de feldspath potassique

basanite: roche volcanique basique alcaline, de la famille des basaltes.

buschite: roche métamorphique crustale partiellement fondue par la lave d'un volcan

charnockite: roche métamorphique de haut degré contenant de l'orthopyroxène

deutérique: se dit de la transformation de roches magmatiques sous l'action de fluides hydrothermaux provenant du magma lui-même.

diatrème: cheminée volcanique bréchique due à des éruptions volcaniques explosives.

éclogite: roche métamorphique formée à haute pression et basse température.

ellanogène: se dit d'une enclave magmatique non liée génétiquement au magma qui la porte.

gabbro: roche magmatique grenue, équivalent plutonique du basalte

granulite faciès: conditions métamorphiques situées en delà du solidus du granite, c'est à dire à des températures supérieures à 700°C

greisen: roche magmatique proche des pegmatites, à quartz et mica

hypovolcanique: situé à faible profondeur, sous un édifice volcanique

lamprophyre: roche magmatique filonienne microgrenue riche en minéraux potassiques (mica noir, hornblende), en général alcaline et parfois ultrabasique.

leptynite: roche métamorphique acide pauvre en micas.

limburgite: roche volcanique proche des basanites

maar: édifice volcanique dû à des éruptions phréatomagmatiques

métabauxite: roche résultant du métamorphisme d'une bauxite. La bauxite est une roche d'altération proche de la latérite, mais plus riche en aluminium.

métapélite: roche résultant du métamorphisme d'un sédiment pélitique (argileux).

paléosome: roche originelle avant sa différenciation par fusion

phonolite: roche volcanique alcaline pauvre en silice

phréatomagmatique: se dit d'une éruption volcanique violente, liée à des interactions entre un magma chaud ascendant et une nappe phréatique.

porphyroblaste: gros cristal dans une roche métamorphique à matrice plus fine.

prograde: avec une évolution vers des conditions métamorphiques de plus haute température

protolithe: roche originelle avant métamorphisme.

restite: résidu de fusion d'une autre roche.

rétrograde: avec une évolution vers des conditions métamorphiques de plus basse température

trachyte: roche volcanique acide

## Références

Agricola-1530-1546-*De re metallica*

Altherr R., Okrusch M., Bank H.-1982-Corundum- and kyanite- bearing anatexites from the Precambrian of Tanzania- *Lithos*, 15:191-197

Atkinson D., Kothavala R.Z.-1983-Kashmir sapphire-*Gems and Gemology*, 19(2):64-76

Austrominerals -1978-Geology of the Mtito Andei Quadrangle, Taita Hills Region- 1:50.000 map.

Barr S.M., MacDonald A.S.-1981-Geochemistry and geochronology of late Cenozoic basalts of southeast Asia: summary-*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93:508-512

Bertrand de Lom P.-1855-Sur un gisement de gemmes et ossements fossiles dans les communes de Mazeyrat et St Eble-Congrès scientifique de France au Puy, 2, vol. t. 1:335-341

Brandt J.W.-1947-Corundum « indicator » basic rocks and associated pegmatites in Northern Transvaal- Trans. Geol. Soc. South Africa, 49:51-91

Brownlow A.H., Komorowski J.C.-1988-Geology and origin of the Yogo sapphire deposit, Montana-Econ. Geol., 83:875-880

Brousse R., Varet J.-1966-Les trachytes du Mont-Dore et du Cantal septentrional et leurs enclaves-Bull. Soc. Geol. France, 8(7):246-262

Calbe-1505-Bergbüchlein

Carbonnel J.P., Robin C.-1972-Les zircons-gemmes dans les roches ignées basiques. Le gisement d'Espaly (Haute Loire, France). Implications génétiques.-Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 14(2):159-170

Carbonnel J.P., Selo M., Poupeau G.-1973-Fission track age of the gem deposits of Pailin (Cambodia) and recent tectonics in the Indochinan Province- Modern Geology, 4:61-64

Cartwright I., Barnicoat A.C.-1986-The generation of quartz-normative melts and corundum-bearing restites by crustal anatexis: petrogenetic modelling based on an exemple from the Lewisian of North-West Scotland- J. Metam. Geol, 3:79-99

Clabaugh S.E.-1952-Corundum deposits of Montana- US Geol. Surv. Bull. 983

Clabaugh S.E., Armstrong F.C.-1950-Corundum deposits of Gallatin and Madison Counties, Montana-US Geol. Surv. Bull. 969-B

Coenraads R.R.-1990-Key areas for alluvial diamond and sapphire exploration in the New England Gem Fields, New South Wales, Australia- Econ. Geol., 85:1186-1207

Coenraads R.R.-1992a-Sapphires and rubies associated with volcanic provinces: inclusions and surface features shed light on their origin- Australian Gemmol., 70-79

Coenraads R.R.-1992b-Surface features on natural rubies and sapphires derived from volcanic provinces-J; Gemmol., 23(3):151-160

Coenraads, R.R., Sutherland F.L., Kinny P.D.-1990-The origin of sapphires: U-Pb dating of zircon inclusions sheds new light-Miner. Mag., 54:113-122

Coenraads R.R., Vichit P., Sutherland F.L.-1995-An unusual sapphire-zircon-magnetite xenolith from the Chanthaburi Gem Province, Thailand-Miner. Mag., 59:465-479

Coldham T.-1985-Sapphires from Australia-Gems and Gemology, 21:130-146

Conquére F., Girod M.-1969-Contribution à l'étude des paragenèses précoces des basaltes alcalins: les spinelles du volcan de l'Oued Temorte (Massif d'Atakor)-Contrib. Miner. Petr., 20:1-29

Coomaraswamy A.K.-1903-Occurrence of corundum *in situ* near Kandy, Ceylon-Geol. Mag., 10(8):348-350

Coomaraswamy A.K.-1904-Administration Report, Mineralogical Survey, Ceylon

Cooper A.F.-1979-Petrology of ocellar lamprophyres from western Otago, New Zealand-J. Petrol., 20:139-163

Cooray P.G.-1962-Charnockites and their associated gneisses in the Precambrian of Ceylon-Quart. J. Geol. Soc. London, 118(3):239-273

Cooray P.G., Kumarapeli P.S.-1960-Corundum in biotite-sillimanite gneiss from near Polgahawela, Ceylon- Geol. Mag., 97(6):481-487

Crawford A.R., Oliver R.L.-1969- The precambrian geochronology of Ceylon- Geol. Soc. Australia Spec. Pub.,2:283-316

Dahanayake K.-1980-Modes of occurrence and provenance of gemstones of Sri Lanka- Miner. Dep.,15:81-86

Dahanayake K., Ranasinghe A.P.-1981-Source rocks of gem minerals- Miner. Dep.,16:103-111

Dahanayake K., Ranasinghe A.P.-1985-Geology and mineralogy of gemming terrains in Sri Lanka- Bull. Geol. Soc. Finland, 57(1-2):139-149

Dawson J.B.-1968-Recent researches on kimberlite and diamond geology-Econ. Geol.,63:504-511

De Maesschalk A.A., Oen I.S.-1989-Fluid and mineral inclusions in corundum from gem gravels in Sri Lanka-Miner. Mag., 53:539-545

Dissanayake C.B., Rupasinghe M.S.-1993-A prospectors' guide map to the gem deposits of Sri Lanka-Gems and Gemology, 29(3):173-191

Du Toit A.L.-1918-Plumasite (corundum aplite) and titaniferous magnetite rocks from Natal- Trans. Geol. Soc. South Africa, 21

Epstein D.S., Brennan W., Mendes J.C.-1994- The Indaia sapphire deposits of Minas Gerais, Brazil- Gems and Gemology, 30(1):24-32

Faujas de Saint Fond B.-1778-Recherches sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay, Paris

Ferguson C.C., Al-Ameen S.I.-1985-Muscovite breakdown and corundum growth at anomalously low  $f$  H<sub>2</sub>O: a study of contact metamorphism and convective fluid movement around the Omev granite, Connemara, Ireland-Miner. Mag., 49:505-514

Forestier F.H.-1952-Découverte de pegmatites à corindon dans la série cristallophylienne de la Haute Vallée de l'Allier en Hte-Loire- Rev. Sci. Nat. Auvergne, 18:69-70

Forestier F.H.-1993-Histoire de l'un des gisements de gemmes le plus anciennement connu d'Europe occidentale: saphirs, grenats et hyacinthes du Puy en Velay (43)- Cahiers de la Haute Loire

Forestier F.H., Lasnier B.-1969-Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins de la vallée du Haut-Allier. Existence du faciès granulite dans le Massif Central Français-Contrib. Miner. Petr., 23:194-235

Furui W.-1988-The sapphires of Penglai, Hainan Island, China- Gems and Gemology, 24(3):155-160

Gabert G., Wendt I.-1974-Datierung von granitischen Gesteinen im Dodoman und Usagaran System und in der Ndembera Serie (Tansania)- Geol. Jahrb., B11:3-55

Galibert O., Hughes R.W.-1995-Chinese ruby and sapphire - a brief history- J. Gemmol., 24(7):467-473

Game P.M.-1955-Zoisite-amphibolite with corundum from Tanganyika-Miner. Mag., 30:458-166

Girod M.-1979-Carte géologique de la France à 1/50000. Feuille du Puy (n°791)- BRGM, Orléans

Gonnard F.-1910-Sur les gisements gemmifères du Velay et de la Basse-Auvergne, leur distribution géographique dans ces deux régions et leurs rapports du point de vue des associations minérales qu'ils renferment-Bull. Soc. Française Miner., 33:152-161

Green T.H., Wass S.Y., Fergusson J.-1978-Experimental study of corundum stability in basalts- Abstracts of the Third Australian Geological Convention, Townsville, August 28-31, Geol. Soc. of Australia, p34

Grew E.S., Drugova G.M., Leskova N.V.-1989-Högbomite from the Aldan Shield, Eastern Siberia, USSR- Miner. Mag., 53:376-379

Griffin W.L., Wass S.Y., Hollis J.D.-1984-Ultramafic xenoliths from Bullenmerri and Gnotuk Maars, Victoria, Australia: petrology of a sub-continental crust-mantle transition-J. Petrol., 25(1):53-87

Grundmann G., Morteani G.-1995-Ein neues Vorkommen von Smaragd, Alexandrit, Rubin und Saphir in einem Topas-führenden Phlogopit-Fels von Poona, Cue District, West-Australien-Z. Dt. Gemmol. Ges., 44(2/3):11-31

Gübelin E.J., Koivula J.I.-1986-Photoatlas of inclusions in gemstones-ABC Ed., Zürich.

Gunawardene M.-1984-Reddish-brown sapphires from Uмба Valley, Tanzania-J. Gemmol., 19(2):139-144

Gunawardene M., Singh Chawla S.-1984-Sapphires from Kanchanaburi Province, Thailand- J. Gemmol., 19(3):228-239

Guo J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.-1994-A cobalt-rich spinel in a sapphire from Bo Ploi, Thailand-Miner. Mag., 58:247-258

Guo J., O'Reilly S.Y., Griffin W.L.-1996-Corundum from basaltic terrains: a mineral approach to the enigma-Contrib. Miner. Petr., 22:368-386

Guo J., Wang F., Yakoumelos G.-1992- Sapphires from Changle in Shandong Province, China- Gems and Gemology, 28(4):255-260

Hadley J.B.-1949-Preliminary report on corundum deposits in the Buck Creek peridotite, Clay County, North Carolina- Bull. U. S. Geol. Surv, 948-E

Hall A.L.-1920-Corundum in the northern and eastern Transvaal- Mem. Geol. Surv. South Africa, 15

Hänni H.A.-1990-A contribution to the distinguishing characteristics of sapphire from Kashmir-J. Gemmol., 22(2):67-75

Hänni H.A., Stern W.B.-1982-Über die gemmologische Bedeutung des Gallium-Nachweises in Korundem- Z. Dt. Gemmol. Ges., 31(4):255-260

Hapuarachchi D.J.A.C.-1975-The granulite facies of Sri Lanka- Sri Lanka Geol. Surv. Dpt. Prof. Paper, 4: 29p

Hébrard L.-1961-Contribution à un inventaire des réserves en minéraux lourds du détritique de l'Aïr. Etude du degré carré Aouderas- Rapport BRGM, République du Niger

Hée A., Flesch L.-1957-Age absolu apparent des zircons d'Espaly (Haute Loire). C.R. Acad. Sci. Paris, 244:1796-1798

Heilmann G., Henn U.-1986-On the origin of blue sapphire from Elahera, Sri Lanka- Australian Gemmol., 16:2-4

Henn U., Bank H., Bank F.H.-1994-Saphire von Indaia, Minas Gerais, Brasilien-Z. Dt. Gemmol. Ges., 43(3/4):111-116

Hiroi Y., Ogo Y., Namba K.-1994-Evidence for prograde metamorphic evolution of Sri Lankan pelitic granulites, and implications for the development of continental crust-Precamb. Res., 66:245-263

Hughes R.W.-1994-The rubies and spinels of Afghanistan- a brief history-J. Gemmol., 24(4):256-267

Hunstiger C.-1989-Darstellung und Vergleich primärer Rubinvorkommen in metamorphen Muttergesteinen. Teil I- Z. Dt. Gemmol. Ges., 38(4):113-138

Hunstiger C.-1990a-Darstellung und Vergleich primärer Rubinvorkommen in metamorphen Muttergesteinen. Teil II- Z. Dt. Gemmol. Ges., 39(1):49-63

Hunstiger C.-1990b-Darstellung und Vergleich primärer Rubinvorkommen in metamorphen Muttergesteinen. Teil III- Z. Dt. Gemmol. Ges., 39(2/3):121-145

Irving A.J.-1986-Polybaric magma mixing in alkalic basalts and kimberlites: evidence from corundum, zircon and ilmenite megacrysts. Fourth International Kimberlite Conference, Extended Abstracts. Perth. Geol. Soc. Austral. Abstr. Ser.16:262-263

Jackson B.-1984-Sapphire from Loch Roag, Isle of Lewis, Scotland-J. Gemmol., 19(4):336-342

Jayawardena D.E.de S., Carswell D.A.-1976-The geochemistry of charnockites and their constituent ferromagnesian minerals from the Precambrian of southeastern Sri Lanka- Miner. Mag., 40:541-554

Jobbin E.A., Berrangé J.P.-1981-The Pailin ruby and sapphire gemfield, Cambodia-J. Gemmol., 17:555-567

Kane R.E., Kammerling R.C.-1992-Status of the ruby and sapphire mining in the Mogok stone tract-Gems and Gemology, 28(3):152-174

Kanis J., Harding R.R.-1990-Gemstone prospects in Central Nigeria- J. Gemmol., 22(4):195-202

Katz M.B.-1972-On the origin of the Ratanapura gem deposits of Ceylon-Econ. Geol., 76:113-115

Keller A.S., Keller P.C.-1986-The sapphires of Mingxi, Fujian Province, China-Gems and Gemology, 22(1):41-45

Keller P.C.-1992-Gemstones of East Africa- Geosciences Press, inc, Arizona

Keller P.C., Koivula J.I., Jara G.-1985-Sapphires from the Mercaderes-Rio Mayo area, Cauca, Colombia- Gems and Gemology, 21(1):20-25

Kiefert L., Schmetzer K.-1987- Blue and yellow sapphire from Kaduna Province, Nigeria-J. Gemmol., 20(7/8):427-442

Kiefert L., Schmetzer K., Krzemnicki M.S., Bernhardt H.J., Hänni H.A.-1996-Sapphires from Andranondambo area, Madagascar-J. Gemmol., 25(3):185-209

Kissin A.J.-1994-Ruby and sapphire from the southern Ural Mountains, Russia-Gems and Gemology, 30(4):243-252

Kornprobst J., Piboule M., Roden M., Tabit A.-1990-Corundum bearing garnet clinopyroxenites at Beni-Bousera (Morocco): original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within the mantle?- J. Petrol., 31(3):717-745

Krzemnicki M.S., Hänni H.A., Guggenheim R., Mathys D.-1996-Investigations on sapphires from an alkali basalt, South West Rwanda- J. Gemmol., 25(2):90-106

Lacombe P.-1970-Le massif basaltique quaternaire à zircons gemmes de Ratanakiri (Cambodge nord-oriental). Troisième partie- Bull. B.R.G.M., sect. IV, 4:33-79

Lacroix A.-1890a-Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix)- Bull. Serv. Carte Géol. France, 2:1-13

Lacroix A.-1890b-Sur l'origine du zircon et du corindon de la Haute Loire et sur les enclaves de gneiss et de granulites des roches volcaniques du Plateau Central-Bull. Soc. Fra. Miner., 13:100-106

Lacroix A.-1901-Minéralogie de la France, t.III

Lacroix A.-1933-Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives d'Indochine-Bull. Serv. Geol. Indochine, Hanoi, 20(3), 208p

Larsen E.S.-1928-An hydrothermal origin of corundum and albitite bodies- Econ. Geol., 23

Lasnier B.-1977-Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central Français (Haut Allier)-Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés- Thèse d'état, Nantes, 351p.

La Touche T.D.-1890-The sapphire mines of Kashmir-Rec. Geol. Surv. India, 23:59-69

Lawson A.C.-1904- Plumosite, an oligoclase-corundum rock near Spanish Peak, California- Univ. California Publ. Dept. Geol., 3:219-229

Ledru P., Vitel G., Marchand J., Maurin G., Mercier F., Turland M., Etlicher B., Dautria J.M., Liotard J.M.- 1991- Carte géologique de la France au 1/50000, feuille de Craponne sur Arzon (n°767)- BRGM, Orléans

Levinson A.A., Cook F.A.-1994-Gem corundum in alkali basalt: origin and occurrence-Gems and Gemology, 30(4):253-262

Leyreloup A.-1973-Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. son thermométamorphisme et sa lithologie: granites et série charnockitique (Massif Central Français)-Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Nantes.

Leyreloup A.-1992-La croûte métamorphique du Sud de la France (Massif Central Français, Languedoc). géologie de surface et des enclaves remontées par les volcans cénozoïques: le rôle des intrusions mafiques basicrustales dans la croûte inférieure- Thèse d'Etat, Montpellier.

Marchand J., Bouiller R., Cornen G., Burg J.P., Lasnier B., Leyreloup A.-1989-Carte géologique de la France au 1/50000, feuille de Langeac (n°790)-BRGM, Orléans

Martin-Izard A., Paniagua A., Moreiras D., Acevedo R.D., Marcos-Pascual C.-1995-Metasomatism at a granitic pegmatite-dunite contact in Galicia: the Franqueira occurrence of chrysoberyl (alexandrite), emerald, and phenakite-Canadian Miner., 33:775-792

Mehnert K.R.-1968-Migmatites and the origin of granitic rocks-Elsevier, Amsterdam, 393pp

Mergoïl J., Boivin P.-1993-Le Velay. Son volcanisme et les formations associées. Notice de la carte au 1/100 000-Géologie de la France n°3:3-96

Meyer H.O.A., Mitchell R.H.-1988-Sapphire bearing ultramafic lamprophyre from Yogo, Montana: A ouachitite-Canadian Miner., 26(1):81-88

Middlemiss C.S.-1931-Precious and semi-precious gemstones of Jammu and Kashmir-Mineral Surv. Rep., Jammu and Kashmir Govt.

Milisenda C.C., Henn U.-1996-Compositional characteristics of sapphires from a new find in Madagascar-J. Gemmol., 25(3):177-184

Milisenda C.C., Henn U.-1996-Sapphire aus einem neuen Vorkommen in Madagaskar-Z. Dt. Gemmol. Ges., 45(1):13-21

Montel J.M., Didier J., Pichavant M.-1991-Origin of surmicaceous enclaves in intrusive granites- *in* « Enclaves and granite petrology », Didier J. et Barbarin B. Ed., Elsevier, Amsterdam

Munasinghe T., Dissanayake C.B.-1981-The origin of gemstones of Sri Lanka- *Econ. Geol.*, 76:1216-1225

Mychaluk K.A.-1995-The Yogo sapphire deposit- *Gems and Gemology*, 31(1):28-41

Oakes G.M., Barron L.M., Lishmund S.R.-1996-Alkali basalts and associated volcanoclastic rocks as a source of sapphire in eastern Australia- *Australian J. Earth Sci.*, 43(3):289-298

Okrusch M., Bunch T.E., Bank H.-1976-Paragenesis of a corundum-bearing marble at Hunza (Kashmir)- *Miner. Dep.*, 11:278-297

Ozerov K.N.-1945-Form of corundum as dependent upon chemical composition of medium-C. R. Acad. Sci. URSS, 47(1):49-52

Parkinson J.-1947- Outlines of the geology of the Mtito Andei-Tsavo area, Kenya Colony-Kenya Geol. Surv. Rep. 12

Pascal L.-1865-Etude géologique du Velay- Paris

Pecover S.R.-1987-The origin of sapphires in N.S.W.-*Australian Gemmol.*, 16(6):221

Peretti A., Mullis J., Kündig R.-1990-Die Kashmir-Saphire und ihr geologisches Erinnerungsvermögen-*Neue Zürcher Zeit.*, 18, 15/8/90

Phukan S.-1960-Studies on inclusions in some Indian gemstones. *J. Gemmol.*, 10:1-7

Pirsson L.V.-1900-A report on the petrography of the igneous rocks of the district. *In* « Geology of the Little Belt Mountains, Montana, with notes on the mineral deposits

of the Neihart, Baker, Yogo and other districts », Weed W.H., *in* Extracts from the 20th Annual Report, U.S. Geol. Surv., 1898-1899, part 3, Precious Metal Mining Districts, U.S.G.S., Washington, DC:463-581

Pratt J.H.-1906- Corundum and its occurrence and distribution in the United States (a revised edition of bulletin n°180)-U.S. Geol. Surv. Bull. n°269

Pryce M.H.L., Runciman W.A.-1958-The absorption spectrum of vanadium corundum-Disc. Faraday Soc., 26:34-42

Pupin J.P.-1976-Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications-Thèse Univ. Nice

Rogers A.F.-Baddeleyite from Montana-Am. J. Sci., 33:54-56

Rose R.L.-1957-Andalusite- and corundum-bearing pegmatites in Yosemite National Park, California- Am. Miner., 42(9-10):635-647

Rupasinghe M.S., Dissanayake C.B.-1985-Charnockites and the genesis of gem minerals- Chem. Geol., 53:1-16

Scarratt K, Harding R.R., Din V.K.-1986-Glass filling in sapphires-J. Gemmol., 20(4):203-207

Schwartz D., Petsch E.J., Kanis, J.-1996-Sapphires from the Andranondambo region, Madagascar-Gems and Gemology, 32(2):80-99

Silva K.K.M.W., Siriwardena C.H.E.R.-1988-Geology and the origin of the corundum bearing skarn at Bakamuna, Sri Lanka-Miner. Dep., 23:186-190

Solesbury F.W.-1967- Gem corundum pegmatites in NE Tanzania- Econ. Geol., 62:983-991

Stephenson P.J.-1976-Sapphire and zircon in some basaltic rocks from Queensland, Australia. Abstr., 25th International Geological Congress, Sydney, 2:602-603

Tenthorey E.A., Ryan J.G., Snow E.A.-1996-Petrogenesis of sapphirine-bearing metatroctolites from the Buck Creek ultramafic body, southern Appalachians-J. Metam. Geol., 14:103-114

Thomas H.H.-1922-On certain xenolithic tertiary minor intrusions in the Island of Mull (Argyllshire)-Quart. J. Geol. Soc., 78(3):229-260

Thomson A.B., Algor J.R.-1977-Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system  $KAl_2O_3$ - $NaAl_2O_3$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ - Contrib. Miner. Petrol., 63:247-269

Upton B.J.G., Aspen A., Chapman N.A.-1983-The upper mantle and deep crust beneath the British Isles: evidences from inclusions in volcanic rocks-J. Geol. Soc. London, 140:105-121

Viswanatha M.N., Shah A.P.-1983-Geology and gem potentiality of the Emerald deposit at Lake Manyara (Arusha region), Tanzania-Unpublished Rep.

Watt G.R.-1994-A high-chromium corundum (ruby) inclusion in diamond from the São Luiz alluvial mine, Brazil-Miner. Mag., 58:490-493

Wells A.J.-1956-Corundum from Ceylon-Geol. Mag., 92:25-31

Wörner G., Fricke A.-Fluid inclusions in corundum from a contact metamorphic xenolith of the Quaternary Wehr volcano (East Eifel, Germany)-Neues Jahrb. Miner. , Monats., (1):39-47

Wright J.B.-1985-Geology and mineral resources of West Africa-George Allen & Unwin, London.

Zwaan P.C.-1974-Garnet, corundum, and other gem minerals from Umba, Tanzania-  
Scripta Geol., 20:1-41