

## **Fusion partielle et relation de phases dans les granulites Al-Fe à Hercynite-Quartz de la région d'Ihouhaouène (In Ouzzal, Nord-Ouest Hoggar)**

Saïda AÏT-DJAFER et Khadidja OUZEGANE

Institut des sciences de la terre, USTHB., B.P. 32, El Alia, Alger, Algérie

**Résumé:** Les granulites Al-Fe de la région d'Ihouhaouène montrent un assemblage à hercynite-quartz caractéristique d'un métamorphisme de très haute température accompagné de fusion partielle. L'association hercynite-quartz en équilibre dans les leucosomes et qui représente le pic du métamorphisme est déstabilisée à la suite d'une baisse de la température, en grenat + sillimanite et/ou en cordiérite. Le cheminement P-T horaire des roches de l'In Ouzzal avec une élévation de la température à haute pression ( $10 \pm 1,5$  Kbar) suivie d'une décompression (de 9 à 5 kbar) isotherme conduit aux conditions de stabilité de l'association hercynite-quartz. Cette association qui est caractéristique d'un métamorphisme de très haute température (800 à 1000°C) et de moyenne à basse pression (5 à 7 Kb) ne représente que le stade final de décompression connu dans l'In Ouzzal. Dans les granulites Al-Fe à hercynite-quartz, la fusion partielle est favorisée par la déstabilisation de la biotite ou une infiltration de fluide par le biais des structures liées à la déformation. La migmatisation est synchrone de la déformation; les leucosomes sont produits dans d'étroites enveloppes, parfois plissées, juxtaposées à des zones de cisaillement ductiles; ces cisaillements peuvent aussi avoir servi de conduits à l'extraction des liquides. La taille et la distribution des leucosomes reflètent un faible déplacement des liquides produits par des réactions de déshydratation qui ont contribué à appauvrir la roche en eau. Au cours du refroidissement de la roche, le liquide est resté en équilibre avec le solide.

**Mots clefs :** Hoggar - Métamorphisme - Granulite - Migmatite - Fusion partielle - Leucosome - Mélanosome - Déformation - Cristallisation - Relation de phases - Cheminement P-T.

### **Partial melting and phase relations in hercynite-quartz-bearing Al-Fe granulites of the Ihouhaouene area (In Ouzzal, North-Western Hoggar)**

**Abstract:** Al-Fe granulites of the Ihouhaouene area show the hercynite-quartz association diagnostic of a very high temperature metamorphism associated with a partial melting. With decreasing temperature, the hercynite-quartz peak metamorphic association in equilibrium with leucosomes breaks down to garnet sillimanite and/or cordierite. The clockwise P-T trajectory with a rising temperature at high pressure ( $10 \pm 1.5$  kbar) followed by an isothermal decompression (from 9 to 5 kbar) drives to the hercynite-quartz stability field. Thus, this association of typical high temperature (800° to 1000°C) and middle to low pressure (5 to 7 kbar) represents the final stage of decompression known in the In Ouzzal. Partial melting in hercynite-quartz Al-Fe granulites is related to biotite breakdown or to fluid infiltration. The migmatization is synchronous with deformation since the leucosomes are produced next to ductile shear zones that could have been used as channels to extract liquid. Leucosome's volume and distribution suggest only

limited migration and extraction of the liquid produced by dehydration reactions that probably contributed to rocks's dehydration. While the temperature decreases the liquid is kept in equilibrium with solid.

**Key words:** Hoggar - Metamorphism - Granulite - Migmatite - Partial melting - Leucosome- Melanosome- Deformation - Cristallisation - Phase relationship - PT path.

## INTRODUCTION

Les granulites Al-Fe à hercynite-quartz sont des roches très rares dans le Hoggar, on ne les signale que dans l'In Ouzal (Ouzegane, 1987; Aït Djafer, 1996; Guiraud *et al.*, 1996; Ouzegane et Boumaza, 1996; Ouzegane et Kienast, 1996; Badani, 1998). De telles roches qui témoignent d'un métamorphisme de très haute température (supérieur à 800 °C) et de plus basses pressions (4-7 kbar) que celles requises pour les paragenèses à saphirine-quartz sont décrites dans les terrains granulitiques archéens et protérozoïques de l'Antarctique (Ellis *et al.*, 1980), de l'Australie centrale (Clarke *et al.*, 1990), de l'Afrique du Sud (Waters, 1986), de la Sibérie (Perchuck *et al.*, 1989) et de la Norvège ou elles sont associées à des anorthosites (Kars *et al.*, 1980). On les retrouve aussi, en relation avec un métamorphisme de contact, dans le complexe de Cortland aux U.S.A. ou sous forme de xénolithes remontées par les volcans dans la province de Tallante en Espagne (Vielzeuf, 1983). D.J. Waters (1991) a fait une synthèse où il résume les principales caractéristiques chimiques et minéralogiques de ces roches qui ont la particularité de renfermer des hercynites pauvres en Zn, Fe<sup>3+</sup> ou Ti, éléments qui ont la propriété d'abaisser la température d'équilibre de l'hercynite au contact du quartz. La majorité des terrains à hercynite-quartz montre des refroidissements isobariques à partir d'un gradient géothermique anormal de très haute température. Les modèles géodynamiques pour rendre compte d'un tel cheminement pression température impliquent un amincissement lithosphérique accompagné d'un flux de chaleur par mise en place de magmas à l'interface manteau-croûte inférieure (Waters, 1991). Dans l'In Ouzal,

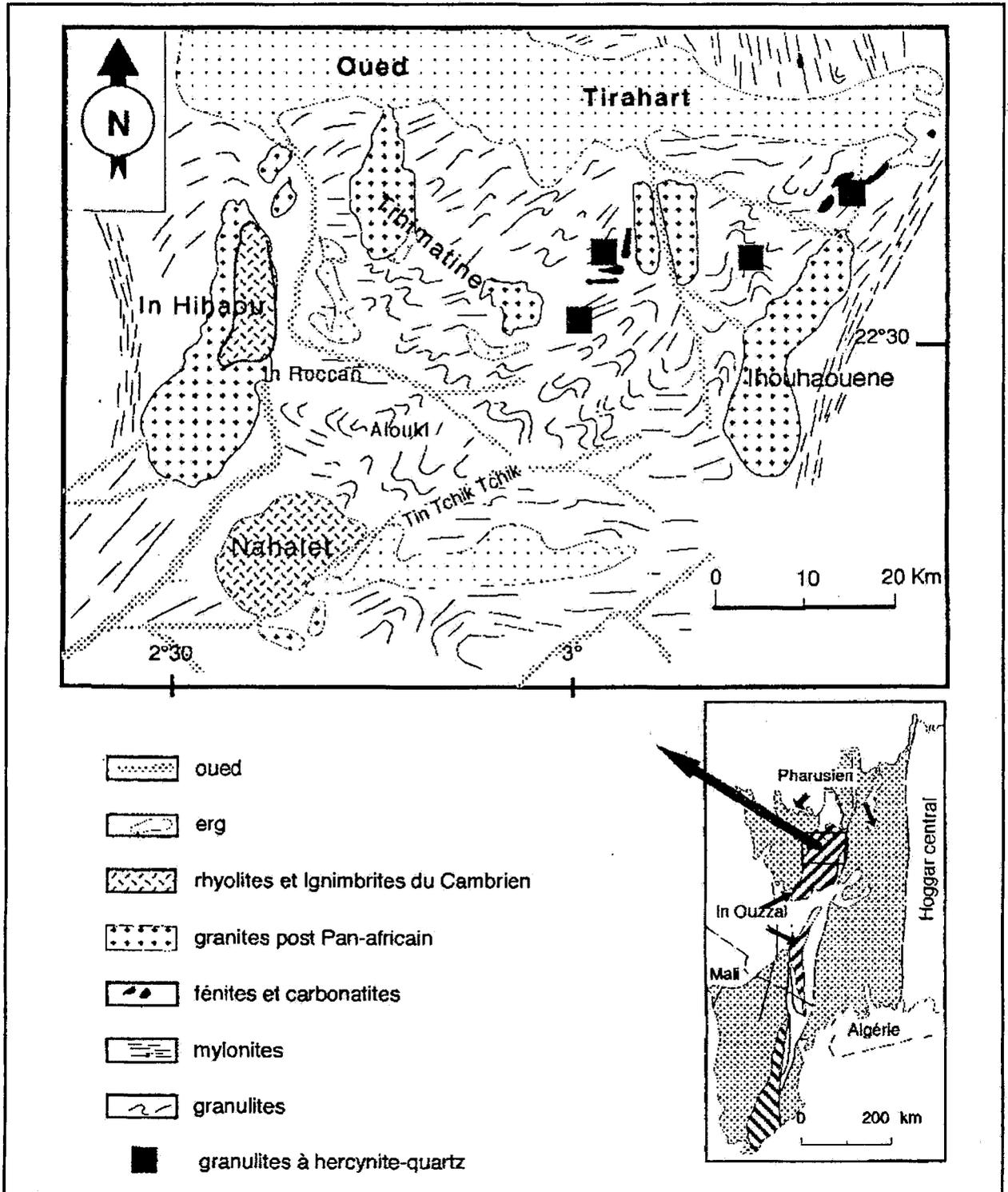
les chemins d'évolution établis à partir d'une grande variété de granulites (granulites Al-Mg, marbres, pyrigarnites) (Kienast et Ouzegane, 1987; Ouzegane, 1987; Bertrand *et al.*, 1992; Ouzegane et Boumaza, 1996; Ouzegane et Kienast, 1996) sont horaires caractérisés par une évolution prograde de 900 à 1050°C à 10 kbar suivi d'une décompression isotherme de 9 à 5Kbar. Le chimisme des granulites Al-Fe avec des rapports Mg/Mg+Fe inférieurs à 0,40 ne permettent pas à des paragenèses critiques de haute pression comme orthopyroxène - sillimanite de s'exprimer mais les associations à grenat sillimanite peuvent la représenter; les paragenèses les plus précoces dans les granulites Al-Fe sont à hercynite-quartz-grenat représentant le pic du métamorphisme, les paragenèses précoces de plus basses températures qui pourraient témoigner de l'événement prograde ne sont pas observées dans les roches étudiées.

Le but de cette publication est de décrire les textures, la minéralogie, les relations de phases des granulites Al-Fe de la région d'Ihouhaouène mais aussi de reconstituer les compositions des liquides en équilibre avec les paragenèses à grenat-sillimanite-hercynite-quartz générés par la fusion partielle qui apparaît au cours de l'histoire précoce de ces roches.

## CADRE GÉOLOGIQUE

Les granulites Al-Fe à hercynite-quartz étudiées affleurent dans la région d'Ihouhaouène à quelques kilomètres des gisements de carbonates et de fénites décrites par K. Ouzegane, 1987; K. Ouzegane *et al.*, 1988; G. Fourcade *et al.*, 1996 (Fig. 1). Les granulites Al-Fe migmatitiques montrent une ségrégation parfois diffuse

## FUSION PARTIELLE ET RELATION DE PHASES DANS LES GRANULITES AL-FE À HERCYNITE-QUARTZ



**Fig. 1 - Localisation des granulites Al-Fe à hercynite-quartz dans la partie nord de l'unité granulitique de l'In Ouzal (NW Hoggar)**  
**Location of the hercynite-quartz-bearing Al-Fe granulites in the north of the In Ouzal granulitic unit (NW Hoggar)**

entre les leucosomes concentrés surtout au niveau des charnières de plis et les mélanosomes étirés parallèlement à la foliation. Il semble que le leucosome utilise les plans de foliation S1 pour se mettre en place puis par une déformation continue est affecté par une deuxième phase de déformation (D2) qui est caractérisée par des plissements. Ces granulites Al-Fe sont au contact direct de charnockites qui montrent également des témoignages de fusion partielle par le développement de leucosomes à gros grains syn à post déformation D1 (Haddoum, 1992). A une centaine de mètres des granulites à hercynite-quartz affleurent des granulites Al-Mg à saphirine-orthopyroxène-phlogopite avec ou sans grenat décrites en détail par K. Tahmi (1990) et H. Mouri (1995). Contrairement aux granulites Al-Fe migmatitiques, ces granulites Al-Mg ne montrent pas d'indice de fusion partielle; ces roches ne sont donc pas interprétées comme des restites (Mouri *et al.*, 1993), leur chimisme très particulier est hérité d'avant le métamorphisme. Les granulites Al-Mg, en fait, dérivent d'une altération hydrothermale en milieu marin de matériel mixte basique-ultrabasique et acide, vestiges de ceintures vertes et de roches de type TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite) archéennes (Bernard-Griffiths *et al.*, 1996; Ouzegane et Kienast, 1996).

## PÉTROGRAPHIE

Les granulites Al-Fe sont en général, composées par le quartz (38%), le grenat (16,4%), le feldspath potassique (14,8%), la sillimanite (12,9%), l'hercynite (3,7%), la magnétite (4,5%) et la cordiérite (8,8%); la biotite, le plagioclase et l'ilménite ne dépassent pas 1% de la roche. La saphirine est à l'état de traces.

Les roches très déformées montrent une foliation soulignée par un allongement général des minéraux. Elles présentent une ségrégation mal définie avec des limites diffuses entre les enveloppes de leucosomes plissés riches en

feldspath potassique rose et le mélanosome adjacent. Les niveaux clairs, quartzo-feldspathiques, boudinés constituent, en fait, des lentilles orientées dans le sens d'étirement de la roche ou encore, soulignant les charnières des plis.

La comparaison entre les parties claires et sombres permet de constater la richesse du leucosome en quartz et en feldspath associés à de rares cordiérite et biotite. L'hercynite et la sillimanite forment avec le grenat et la magnétite, les mélanosomes. Ces derniers montrent des sites réactionnels avec le développement de couronnes et de symplectites diverses autour des minéraux primaires; l'agencement des minéraux, tels que le quartz et les feldspath, en mosaïque, représente des textures d'équilibre maximum dans les leucosomes.

Le passage entre mélanosome et leucosome se fait progressivement. La foliation S1 est bien marquée dans le mélanosome par l'hercynite étirée, par la sillimanite en baguettes allongées ainsi que par le grenat. Dans la sillimanite, la déformation se manifeste par une extinction ondulante, par la formation de sous-joints et par un boudinage souvent accompagné de cassures perpendiculaires à l'allongement des cristaux.

L'association hercynite-quartz appartenant à la paragenèse la plus précoce est observée en équilibre stable aussi bien dans le leucosome que dans le mélanosome (Planche A, photo 1), néanmoins, l'hercynite est le plus souvent séparée du quartz par une double couronne composée de sillimanite et de grenat (Planche A, photo 1, 2) suggérant une réaction du type  $3\text{Hercynite} + 5\text{Quartz} \rightarrow \text{Grenat} + 2\text{Sillimanite}$  (R1, Tableau 2).

**Tableau 1- Abréviation des minéraux**  
**Mineral abbreviation**

Grenat	Gt	Sillimanite	Sill
Spinelle	Sp	Plagioclase	Plag
Hercynite	Hrc	Feldspath potassique	Fk
Cordiérite	Cd	Biotite	Bi
Saphirine	Sa	Magnétite	Mt
Quartz	Qz		
Liquide	Liq		

**Tableau 2-** Réactions observées dans les granulites Al-Fe d'Ihouhaouène  
*Observed reactions in the Ihouhaouene Al-Fe granulites*

R1	3Hrc+ 5Qz	→	Gt+2Sill
R2	2Hrc+5Qz	→	Cd
R3	Hrc+Qz+Gt <sub>1</sub>	→	Cd+Gt <sub>2</sub>
R4	Gt+2Sill	→	Cd+Hrc <sub>2</sub>
R5	6.6Gt+15.2Sill	→	6.4Cd+Sa
R6	Gt+Sill+O <sub>2</sub>	→	Cd+Mt <sub>2</sub> +Hrc+Sa
R7	2Gt+4Sill+5Qz	→	3Cd
R8	SpFe + Qz	→	SpMg+Mt+Sill
R9	6Hrc+6H <sub>2</sub> O+O <sub>2</sub>	→	2Mt+12Diaspore
R10	Bi+Sill+Qz+Plag	→	Gt+Fk+Liq
R11	Gt+Sill	→	Hrc+Qz+Liq

Les grenats primaires se présentent en gros cristaux habituellement morcelés à bordures déchiquetées et dont les fractures sont remplies par des minéraux secondaires, ceux-ci sont composés de cordiérite et de grenat en petits grains dont la cristallisation dynamique est directement liée à la déformation (Planche A, photo 3). En effet, de l'hercynite, de la magnétite, du grenat, de la biotite et plus rarement de la sillimanite, en petits cristaux polygonisés accompagnent, parfois, la cordiérite. De façon générale, les inclusions dans le grenat, représentées par le quartz, la sillimanite, la biotite, les feldspaths potassiques, l'ilménite, l'hercynite et la magnétite, ne sont pas orientées. Du grenat secondaire en couronne peut aussi apparaître dans quelques rares microdomaines (Planche A, photo 4); Ainsi, l'hercynite est entouré par une double couronne au contact du quartz, la couronne interne composée de cordiérite moule l'hercynite alors que le grenat représente la couronne externe coté quartz (Planche A, photo 4). Cette texture est interprétée selon la réaction Hercynite+Quartz +Grenat 1 → Grenat 2+Cordierite (R3, Tableau 2).

Le quartz, abondant dans les leucosomes (Planche A, photo 3), se présente sous forme de cristaux xénomorphes à extinction ondulante. De nombreux petits grains issus de la polygonisation du quartz sont observés.

En résumé, la paragenèse primaire composée des noyaux des mélanosomes (hercynite-grenat-

sillimanite) est contemporaine de D1 puisqu'elle constitue la foliation S1. Au cours de la deuxième phase de déformation (principalement caractérisée par le plissement) apparaît la paragenèse secondaire dans les cassures et autour des minéraux primaires. Dans les zones d'ombre de pression à l'abri de la déformation les paragenèses secondaires sont illustrées par des couronnes à cordiérite seule ou des symplectites à hercynite-cordiérite, hercynite-cordiérite saphirine généralement non orientées (Planche B).

Le développement de la paragenèse secondaire ne permet plus à l'association hercynite-quartz de rester en équilibre stable ainsi une couronne continue de cordiérite avec et sans grenat secondaire sépare l'hercynite du quartz (Planche A, photo 4, Planche B, photo 5). Dans les microdomaines à quartz le contact grenat primaire - sillimanite est aussi rompu par la croissance de la cordiérite en liseré parfois très fin (Planche B, photo 6). Dans les microdomaines de la roche sans quartz, la formation des minéraux secondaires, le plus souvent représentés par des intercroissances de cordiérite et vermicules d'hercynite associées à de la magnétite et parfois ilménite apparaissent autour du grenat et de la sillimanite primaires avec l'hercynite qui pousse à partir de la sillimanite alors que la cordiérite entoure le grenat (Planche B, photo 7). De telles textures s'expliquent par la faible mobilité de l'aluminium. Dans certains microdomaines de la roche, des

symplectites composites à saphirine cordiérite magnétite se développent dans les fissures de la sillimanite au contact du grenat (Planche B, photo 8). La saphirine, en très faible proportion dans la roche, peut aussi être présente en très fine inclusion dans le quartz. La biotite peu abondante est secondaire ou en inclusion dans le grenat. La magnétite est le plus souvent en intercroissance avec la sillimanite, l'hercynite ou parfois le grenat, mais aussi en individus à contours géométriques ou arrondis. Elle se retrouve aussi dans les cassures de la sillimanite ou dans les symplectites à cordiérite-hercynite. La chlorite, la séricite et le diaspore appartiennent à une paragenèse très tardive, en relation avec une hydratation probablement panafricaine. Le diaspore peut être observé au coeur de certaines hercynites; il est parsemé de dendrites de rutilé et de magnétite.

## MINÉRALOGIE

Tous les minéraux ont été analysés à la microsonde Camebax de l'Université de Paris VI et sont représentés dans les tableaux 3a à 3g.

### Grenat

Le grenat présente dans l'ensemble un rapport  $X_{Mg}$  (Mg/Fe+Mg) variant entre 0,20 et 0,30. C'est principalement un almandin (66,77 à 76,29%) plus ou moins riche en pyrope (19,25-29,41%, Fig. 2). Les teneurs en spessartine (0,42 à 2,39%), grossulaire (<2,65%), andradite (<4,45%) et ouvarovite (<0,29%) se présentent en faibles proportions. Le grenat primaire est systématiquement zoné, les compositions les plus magnésiennes sont enregistrées au coeur du grenat primaire, alors que les plus ferrifères représentent les bordures de ce grenat et les grenats secondaires (Fig. 2). L'enrichissement en fer du grenat à ses bordures est particulièrement remarquable au contact de la biotite et de la cordiérite (Tableau 3a).

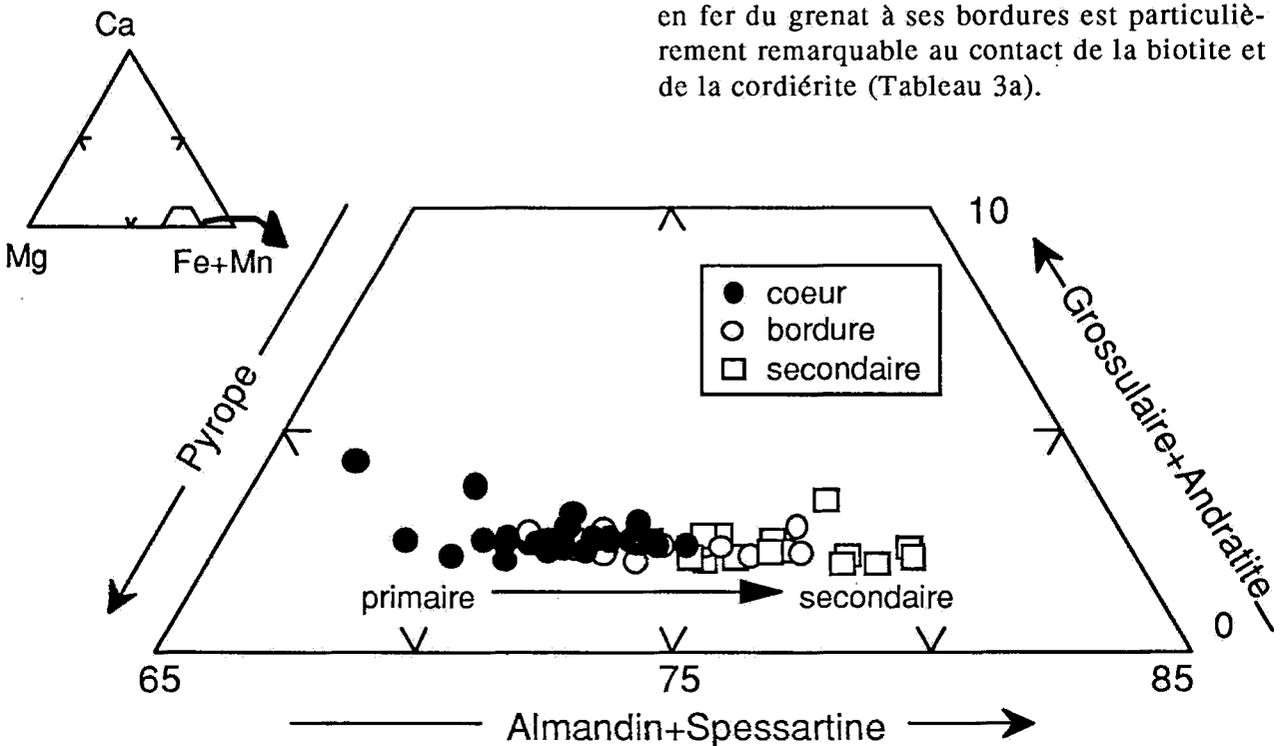


Fig. 2 - Composition des grenats dans le diagramme almandin+spessartine-pyrope-grossulaire+ andradite  
*Garnet compositions in the almandine+spessartine-pyrope-grossular+andradite*

**Tableau 3 a:** Composition chimique des grenats avec la formule structurale calculée sur la base de 12 oxygènes  
*Chemical composition of garnet with structural formulae based on 12 oxygens*

n° d'analyse	38	39	11	25	41
	coeur	coeur	secondaire	secondaire	/Bi
SiO <sub>2</sub>	37.94	37.97	36.99	37.81	37.32
TiO <sub>2</sub>	0.04	0	0.01	0	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.07	22.02	21.62	21.32	21.91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0	0.09	0	0.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0
FeO	30.51	32.21	34.31	33.34	33.1
MnO	0.29	0.27	1.01	0.85	0.93
MgO	7.29	7.09	4.86	5.69	5.83
CaO	0.94	0.94	0.85	0.8	0.87
Na <sub>2</sub> O	0.06	0	0	0.02	0.05
K <sub>2</sub> O	0.01	0	0.02	0	0.03
Total	98.19	100.5	99.76	99.83	100.08
Si	3.017	2.958	2.951	2.997	2.944
Al <sup>IV</sup>	0	0.042	0.049	0.003	0.056
	3.017	3	3	3	3
Al <sup>VI</sup>	1.975	1.981	1.984	1.989	1.982
Ti	0.002	0	0	0	0.002
Cr	0.003	0	0.006	0	0
Fe <sup>3+</sup>	0.003	0.019	0.01	0.011	0.016
	1.983	2	2	2	2
Fe <sup>2+</sup>	2.026	2.08	2.279	2.2	2.168
Mn	0.019	0.018	0.069	0.057	0.062
Mg	0.864	0.823	0.577	0.672	0.685
Ca	0.08	0.079	0.073	0.068	0.073
Na	0.01	0	0	0.003	0.008
K	0.001	0	0.002	0	0.003
	3	3	3	3	3
Pyrope	28.91	27.45	19.25	22.42	22.92
Almandin	67.78	69.33	76.03	73.4	72.53
Spessartine	0.64	0.59	2.29	1.91	2.09
Grossulaire	2.4	2	1.9	1.9	1.85
Andratite	0.19	0.63	0.35	0.36	0.59
Ouvarovite	0.09	0	0.19	0	0.01
XMg	0.30	0.28	0.20	0.23	0.24

### Hercynite

L'hercynite présente des rapports  $X_{Mg}$  variant dans un faible intervalle allant de 0.16 à 0.29. Les teneurs en  $Cr_2O_3$  restent inférieures à 2%. Les pourcentages en  $TiO_2$  et  $MnO$  sont négligeables; ceux en  $Fe_2O_3$  sont généralement faibles, mais peuvent atteindre des taux de 4.3%, le fer ferrique remplace l'aluminium suivant la substitution:  $Al + Mg \rightleftharpoons Fe^{2+} + Fe^{3+}$ . Les teneurs en  $ZnO$  sont de l'ordre de 2%.

L'hercynite primaire peut être zonée avec généralement un enrichissement en fer du coeur vers la bordure, mais au contact du grenat, il peut aussi y avoir une augmentation du magnésium (Fig. 3). Cependant, c'est au contact du quartz que l'hercynite primaire est la plus riche en fer ( $X_{Mg} = 0,16$  à  $0,19$ ) (Tableau 3b) mais elle peut aussi, si elle est moins ferrifère (analyse 58, Tableau 3b), s'enrichir en gahnite (Fig. 3); ceci permet de baisser la température d'équilibre de l'association hercynite - quartz

**Tableau 3 b:** Composition chimique des spinelles avec la formule structurale calculée sur la base de 32 oxygènes  
*Chemical composition of hercynite with structural formulae based on 32 oxygens*

n° d'analyse	49 secondaire	58 /Qz	3 /Qz	28 coeur	5 /Qz
SiO <sub>2</sub>	0.074	0.035	0.138	0.004	0
TiO <sub>2</sub>	0	0,013	0.077	0.038	0.063
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57.402	58.287	56.338	58.634	57.259
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.182	0.239	0.177	0.304	0.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.436	2.224	2.447	3.275	2.988
FeO	30.514	30.833	33.152	28.696	34.487
MnO	0.04	0.096	0.052	0.06	0.095
MgO	5.427	5.1	4.282	6.613	3.66
ZnO	2.237	2.209	0.32	0.718	0.584
CaO	0	0	0	0.103	0
Na <sub>2</sub> O	0.022	0.078	0.043	0.289	0.037
K <sub>2</sub> O	0.013	0	0	0.026	0.035
Total	99.347	99.114	97.026	98.760	99.477
Si	0.017	0.008	0.032	0.001	0.000
Ti	0.000	0.002	0.014	0.006	0.011
Al	15.347	15.578	15.466	15.505	15.438
Cr	0.033	0.043	0.033	0.054	0.049
Fe <sup>3+</sup>	0.586	0.379	0.429	0.553	0.514
Fe <sup>2+</sup>	5.787	5.845	6.456	5.383	6.597
Mn	0.008	0.019	0.010	0.011	0.019
Mg	1.834	1.723	1.486	2.211	1.248
Zn	0.375	0.370	0.055	0.119	0.098
Ca	0	0	0	0	0
Na	0.010	0.034	0.020	0.126	0.017
K	0.004	0.000	0.000	0.008	0.010
Total	24	24	24	24	24
XMg	0.241	0.228	0.187	0.291	0.159

(Bohlen et Shulters, 1989). De façon générale, l'hercynite primaire ( $X_{Mg} = 0,16$  à  $0,26$ ) est moins riche en magnésium que la secondaire ( $X_{Mg} = 0,24$  à  $0,29$ ).

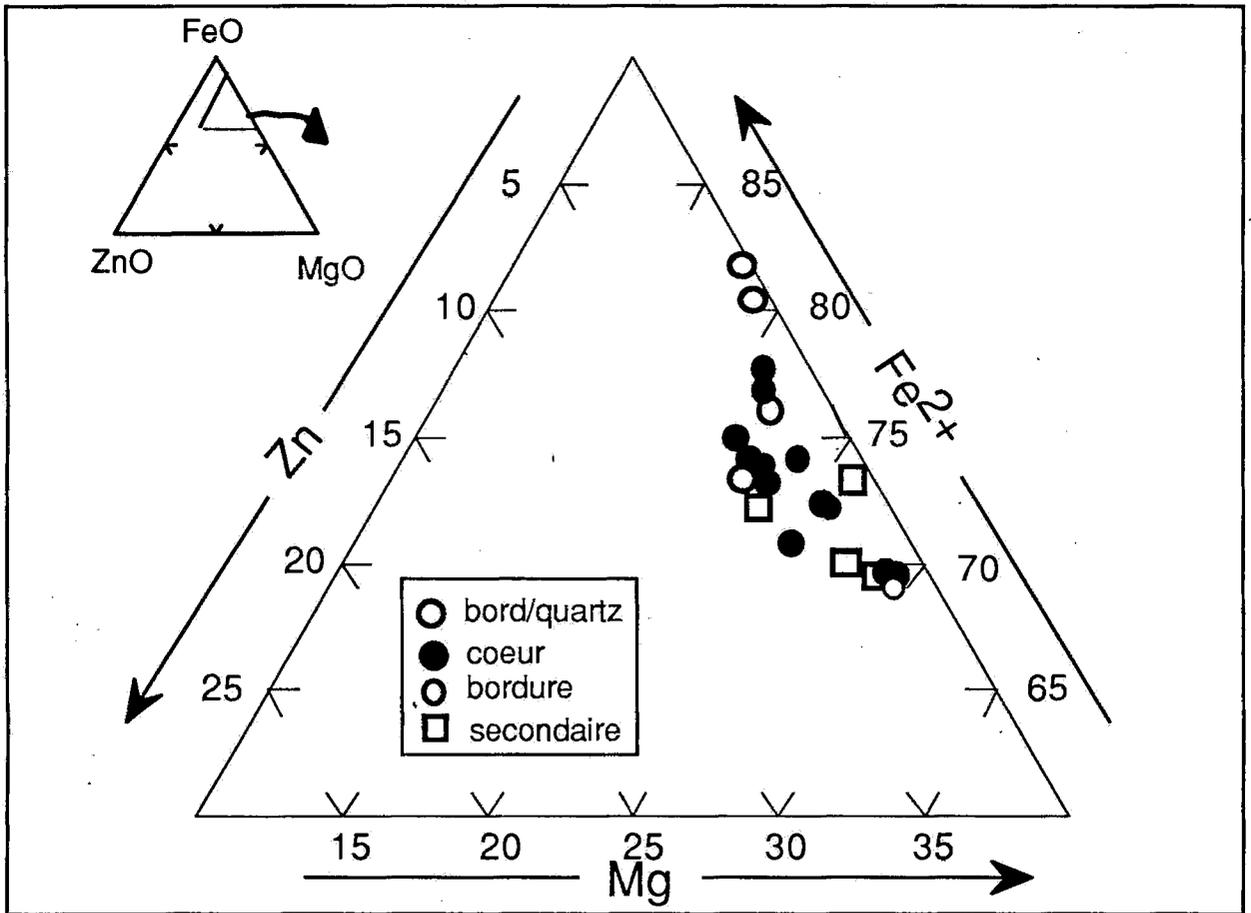
### Biotite

La biotite est caractérisée par des teneurs en fluor qui varie de 0,67 à 1,54%, alors que celui en chlore n'excède pas 0,3%. Les teneurs en TiO<sub>2</sub> varient entre 1,26% et 4,23%. Pour des rapports  $X_{Mg}$  compris dans l'intervalle allant de 0,63 à 0,76, l' $Al^{VI}$  est inférieur à 0,51 (atomes pour six sites octaédriques, tableau 3c). Les biotites étudiées montrent une évolution semblable à celle qui existe dans les biotites des

granulites aluminomagnésiennes vis à vis du partage des éléments Ti, Mg, Cl et F (Ouzegane, 1987). Cette évolution est liée au remplacement de OH par le fluor et le chlore et aux substitutions impliquant le Ti dans le site octaédrique. La biotite primaire, de petite taille, étant incluse dans le grenat se rééquilibre rapidement et ne présente donc pas de différences chimiques notables par rapport aux biotites tardives de la matrice, en particulier, si celles-ci se trouvent proches du grenat.

### Cordiérite

C'est le minéral le plus magnésien avec un rapport  $Mg/(Mg+Fe)$  qui varie 0,64 à 0,83. Les



**Fig. 3 - Variation de composition des hercynites dans le diagramme ZnO-FeO-MgO**  
**Compositional variation of hercynite in the ZnO-FeO-MgO diagram**

teneurs en MnO (< 0,32), Na<sub>2</sub>O (< 0,32) et en K<sub>2</sub>O (0,43% en poids d'oxydes) sont peu importantes (Tableau 3d).

### Saphirine

Les formules structurales sont calculées sur la base de 20 oxygènes; le contenu en fer ferrique ( $100\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}=2$  à 26) est calculé suivant une méthode décrite par Higgins *et al.*, (1979). Les teneurs en chrome sont inférieures à 0,25%. D'autres composants mineurs sont seulement présents en traces (TiO<sub>2</sub> < 0,16%; MnO < 0,15%; CaO, Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O < 0,13% en poids d'oxydes). Ces saphirines ont une composition proche du pôle

$2(\text{Mg},\text{Fe})\text{O} : 2\text{Al}_2\text{O}_3 : 1\text{SiO}_2$ ; elles se distinguent de toutes les autres saphirines connues dans le monde, par leur contenu en fer largement plus élevé que celui en magnésium ( $X_{\text{Mg}}$  de 0,37) (Tableau 3e).

### Autres minéraux

Les feldspaths sont représentés par les plagioclases ( $22\% < X_{\text{An}} < 30\%$ , Tableau 3f) et les feldspaths potassiques (Orthose 71 à 85%) riches en albite (jusqu'à 27%). Dans la sillimanite, les teneurs en fer peuvent atteindre 1% (en poids d'oxydes de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Les teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans l'ilménite peuvent atteindre les 7% (Tableau 3g).

**Tableau 3 c:** Composition chimique des biotites avec la formule structurale calculée sur la base de 22 oxygènes  
*Chemical composition of biotite with structural formulae based on 22 oxygens*

n° d'analyse	28	29
SiO <sub>2</sub>	41.24	40.94
TiO <sub>2</sub>	3.92	3.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.64	14.34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0
BaO	0.4	0.15
FeO	12.45	14.02
MnO	0.04	0
MgO	13.8	13.6
CaO	0.02	0
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.05
K <sub>2</sub> O	9.1	9.04
Cl	0.16	0.22
F	0.67	0.75
Total	96.51	96.9
Si	5.995	5.974
Al <sup>IV</sup>	2.005	2.026
Al <sup>VI</sup>	8	8
Ti	0.503	0.441
Cr	0.429	0.403
Cr <sup>3+</sup>	0	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0	0
Ba	0.023	0.009
Fe <sup>2+</sup>	1.514	1.712
Mn	0.005	0
Mg	2.991	2.957
Ca	0.003	0.006
Na	0.024	0.014
K	1.688	1.684
Total	15.179	15.234
Cl	0.039	0.054
F	0.309	0.344

**Tableau 3d:** Composition des sillimanites et cordiérites  
*Chemical composition of sillimanite and cordierite*

n° d'analyse	Cd	Sill
SiO <sub>2</sub>	52.02	35.94
TiO <sub>2</sub>	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.02	62.78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0
MgO	9.69	0
FeO	4.78	0
MnO	0	0
CaO	0	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.19	0.06
K <sub>2</sub> O	0	0
Total	99.7	98.81
Si	5.172	0.982
Ti	0	0
Al	3.87	2.022
Cr	0	0
Fe <sup>3+</sup>	0	0
Mg	1.436	0
Fe <sup>2+</sup>	0.397	0
Mn	0	0
Ca	0	0.001
Na	0.037	0.003
K	0	0
Total	10.912	3.008

**Tableau 3 e:** Composition des saphirines avec la formule structurale calculée sur la base de 20 oxygènes  
*Chemical composition of saphirine with structural formulae based on 20 oxygens*

n° d'analyse	17	20
SiO <sub>2</sub>	15.53	14.72
TiO <sub>2</sub>	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	50.22	50.67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.828	2.641
FeO	23.645	23.144
MnO	0	0
MgO	7.75	7.65
CaO	0	0
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.11
K <sub>2</sub> O	0.08	0.12
Total	99.273	99.304
Si	2.032	1.933
Al <sup>IV</sup>	3.968	4.067
Al <sup>VI</sup>	6.000	6.000
Ti	3.779	3.780
Cr	0.000	0.000
Cr	0.009	0.026
Fe <sup>3+</sup>	0.180	0.261
Fe <sup>2+</sup>	2.588	2.542
Mn	0.000	0.000
Mg	1.511	1.498
Ca	0	0
Na	0.033	0.028
K	0.013	0.020
Total	14.113	14.155
XMg	0.369	0.371

**Tableau 3f:** Composition chimique des feldspaths avec la formule structurale calculée sur la base de 8 oxygènes  
*Chemical composition of feldspars with structural formulae based on 8 oxygens*

n° d'analyse	Plag 23	Plag 24	Fk 42	Fk 52
SiO <sub>2</sub>	62.97	61.15	65.16	64.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.45	25.04	18.08	19.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.08	0.04	0.50
CaO	4.82	6.10	0.05	0.05
Na <sub>2</sub> O	8.98	8.15	2.64	2.17
K <sub>2</sub> O	0.17	0.06	12.45	13.04
Total	100.39	100.58	98.42	99.73
Si	2.777	2.700	3.015	2.971
Al	1.220	1.304	0.987	1.034
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.003	0.001	0.018
Ca	3.997	4.007	4.003	4.023
Na	0.228	0.289	0.003	0.003
Na	0.768	0.698	0.237	0.193
K	0.009	0.003	0.735	0.762
Total	1.005	0.990	0.975	0.958
Anorthite	22.67	29.17	0.27	0.27
Albite	76.40	70.50	24.28	20.13
Orthose	0.93	0.34	75.45	79.6

**Tableau 3 g: Composition des ilménites et magnétites**  
*Chemical composition of ilmenite and magnetite*

n° d'analyse	magnétite 18	magnétite 53	ilménite 12
SiO <sub>2</sub>	0.22	0.28	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.2	49.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22	0.31	0.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.03	0.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	50.633	51.045	5.569
FeO	45.818	46.147	44.029
MnO	0	0	0.17
MgO	0.01	0.14	0.06
CaO	0	0	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0
K <sub>2</sub> O	0	0	0
Total	96.961	98.162	99.098
Si	0.069	0.085	0.002
Ti	0.012	0.047	1.886
Al	0.079	0.112	0.002
Cr	0.000	0.007	0.003
Fe <sup>3+</sup>	11.881	11.811	0.214
Fe <sup>2+</sup>	11.947	11.866	1.880
Mn	0.000	0.000	0.008
Mg	0.006	0.064	0.004
Ca	0	0	0
Na	0.006	0.008	0.000
K	0.000	0.000	0.000
Total	24	24	4

### CONDITIONS DU MÉTAMORPHISME

Les conditions d'équilibre des différentes paragenèses observées ont été évaluées grâce au logiciel de Holland et Powell (1990). A l'exception du grenat et des feldspaths, les activités des pôles purs des minéraux sont calculées en supposant le modèle de solution idéale. L'incertitude (sd(a)) ou incertitude par défaut sur la valeur de l'activité a est calculée par le programme de Holland et Powell (1990); Le résultat est donné sous la forme «sd(a) a».

Seules des estimations de température moyenne ont pu être faites. La biotite n'a pas été utilisée, parcequ'elle s'est sans doute réajustée tardivement et n'est en équilibre qu'avec la paragenèse secondaire à tardive.

### Paragenèse primaire

Uniquement constituée de l'assemblage grenat-hercynite-quartz-sillimanite-feldspath, la

paragenèse primaire est très difficile à contraindre dans un champ de pression et de température. Le problème est principalement lié à l'hercynite, celle-ci n'ayant plus sa composition d'origine par suite de l'exsolution du fer ferrique sous forme de magnétite.

Les essais ont tout de même été répétés pour différentes compositions de l'hercynite en particulier pour les compositions encore stables au contact du quartz.

Les calculs révèlent une température moyenne de  $916 \pm 168^\circ\text{C}$  à 7 Kb. Bien que mal contraint, le test est passé avec un "fit" inférieur à 1,61; ce résultat correspond aux conditions de stabilité de la paragenèse primaire à hercynite-quartz.

### Paragenèse secondaire

Les conditions de températures moyennes ont été d'abord calculées avec l'assemblage grenat-hercynite-sillimanite-cordiérite-quartz sans la biotite pour différentes pressions et  $a_{\text{H}_2\text{O}}$ . L'adjonction de l'ilménite ou de la magnétite ne permet pas d'obtenir un ensemble de réactions indépendantes. Les résultats sont bons pour une pression d'eau inférieure à 0,5, avec un "fit" inférieur à 1,73. La température moyenne est de  $865 \pm 91$  pour une pression de 5Kb quelle que soit l'activité de l'eau considérée.

Lorsque la biotite et l'ilménite sont impliquées, il devient possible de faire les calculs de la pression et de la température moyennes à la fois, pour différentes  $a_{\text{H}_2\text{O}}$ . Les résultats sont résumés ci-dessous:

$a_{\text{H}_2\text{O}}$	avP	sd	avT	sd	cor	fit
0.1	5.7	1.5	823	136	0.418	2.48
0.2	5.8	1.3	885	126	0.425	2.18
0.4	6	1.2	948	117	0.436	1.77
0.5	6	1.2	969	115	0.441	1.67
0.6	6	1.1	981	113	0.440	1.60
0.7	6	1.1	996	112	0.445	1.55
0.8	6.2	1.1	1014	112	0.445	1.49
0.9	6.2	1.1	1026	111	0.459	1.44
1.0	6.3	1.0	1037	110	0.463	1.40

Le "fit" devant être inférieur à 1,49, seuls les résultats obtenus pour les pressions d'eau supérieures à 0,8 sont recevables. La roche serait passée par une température de  $1000 \pm 100^\circ\text{C}$  à une pression de  $6 \pm 1 \text{ Kb}$ .

## RELATION DE PHASES

L'étude des réactions métamorphiques nécessitent de définir le système chimique le plus approprié pour représenter l'évolution de l'ensemble d'une roche. La composition chimique des minéraux fait intervenir les constituants comme Si, Al,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Mn, Mg, Ti, K, Na, Ca, Cr, Zn,  $\text{H}_2\text{O}$ , F et Cl. Parmi ces éléments certains sont déterminants (KFMASHTiO) et d'autres mineurs ou en excès et n'ont aucune influence sur la stabilité des paragenèses.

Rappelons que les granulites Al-Fe sont caractérisées par l'association grenat-hercynite-sillimanite-cordiérite-quartz-magnétite-ilménite et biotite qui peut être étudiée dans le système KFMASHTiO. Cependant, les réactions observées font principalement intervenir l'hercynite, le grenat, la sillimanite, le quartz et la cordiérite. En effet, la magnétite ne participe pas aux réactions, à l'exception des réactions tardives (réaction R8, R9, tableau 2) telle que celle qui fait apparaître le diaspore. La biotite est peu abondante et ne participe que tardivement aux réactions. Le système FMAS est le plus approprié pour illustrer les réactions observées. Afin de visualiser, les relations entre les minéraux nous avons choisi la projection à partir du pôle sillimanite faite sur le plan  $\text{SiO}_2\text{-FeAl}_2\text{O}_4\text{-MgAl}_2\text{O}_4$  (Quartz-Hercynite-Spinelle) qui permet de montrer le rapport Si/Al ainsi que le rapport  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  des compositions projetées (Fig. 4).

Une projection supplémentaire est nécessaire lorsque la sillimanite n'intervient pas dans les réactions. La projection classique à partir du quartz et feldspath potassique dans l'AFM à

partir du système KFMAS (Thompson, 1957; Spear, 1993) est alors utilisée (Fig. 5).

Ces deux types de projection nous permettent de mettre en évidence les réactions bivariantes successives observées dans les différents microdomaines de la roche. Dans le FMAS les microdomaines de la roche composés de grenat-sillimanite-hercynite-quartz-cordiérite, définissent une réaction univariante ( $\text{Gt Sill Cd} \rightarrow \text{Hrc Qz}$ ) (Fig. 6). Cette réaction n'a pas été observée mais les réactions bivariantes associées ont toutes été observées (figures 4 et 5; tableau 2, Planche A et B). La construction d'une pseudo-section qualitative P-T (Fig. 7) grâce au logiciel Thermocalc de Holland et Powell (1990) où sont représentées à la fois la réaction univariante  $\text{Gt Sill Cd} \rightarrow \text{Hrc Qz}$ , les réactions bivariantes observées ainsi que les champs trivariants est particulièrement utile pour visualiser l'évolution des granulites Al-Fe d'Ihouhaouène.

L'histoire des granulites Al-Fe peut être subdivisée en différentes étapes de cristallisation successives. Durant l'étape précoce, se forme l'association hercynite-quartz, probablement suite à un événement prograde contemporain de la fusion partielle de ces roches. Des contacts stables hercynite-quartz sont préservés dans certains microdomaines de la roche (Planche A, photo 1) ainsi que des reliques de grenat primaire, sillimanite et biotite. Durant une deuxième étape, la croissance de la sillimanite en grands prismes et du grenat qui blinde l'hercynite se réalise au détriment de l'association hercynite-quartz selon une réaction du type hercynite + quartz  $\rightarrow$  sillimanite + grenat (Planche B, photo 2).

La cristallisation de la cordiérite dans les granulites Al-Fe appartient à la troisième étape et s'explique par les réactions bivariantes du type Hercynite + Quartz  $\rightarrow$  Cordiérite, Sillimanite + Grenat  $\rightarrow$  Cordiérite + Hercynite, Sillimanite + Grenat + Quartz  $\rightarrow$  Cordiérite (Planche B).

## FUSION PARTIELLE ET RELATION DE PHASES DANS LES GRANULITES AL-FE À HERCYNITE-QUARTZ

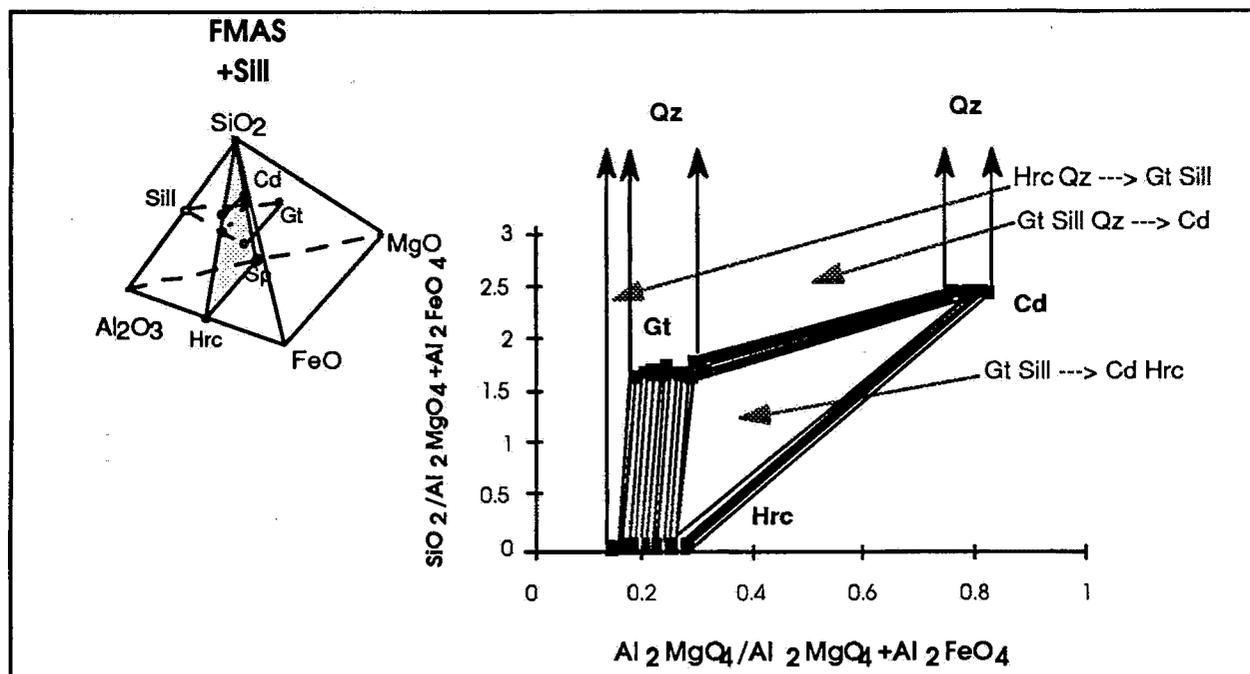


Fig. 4: Projection à partir de la sillimanite dans le plan orthonormé  $\text{SiO}_2/\text{MgAl}_2\text{O}_4+\text{FeAl}_2\text{O}_4$  en fonction de  $\text{MgAl}_2\text{O}_4/\text{MgAl}_2\text{O}_4+\text{FeAl}_2\text{O}_4$  montrant les réactions bivariantes  $\text{Gt Sill} \rightarrow \text{Cd Hrc}$ ;  $\text{Gt Sill Qz} \rightarrow \text{Cd}$  et  $\text{Hrc Qz} \rightarrow \text{Gt Sill}$ .

*Projection through sillimanite onto the rectangular plane  $\text{SiO}_2/\text{MgAl}_2\text{O}_4+\text{FeAl}_2\text{O}_4$  versus  $\text{MgAl}_2\text{O}_4/\text{MgAl}_2\text{O}_4+\text{FeAl}_2\text{O}_4$  showing divariant reactions:  $\text{Gt Sill} \rightarrow \text{Cd Hrc}$ ;  $\text{Gt Sill Qz} \rightarrow \text{Cd}$  and  $\text{Hrc Qz} \rightarrow \text{Gt Sill}$*

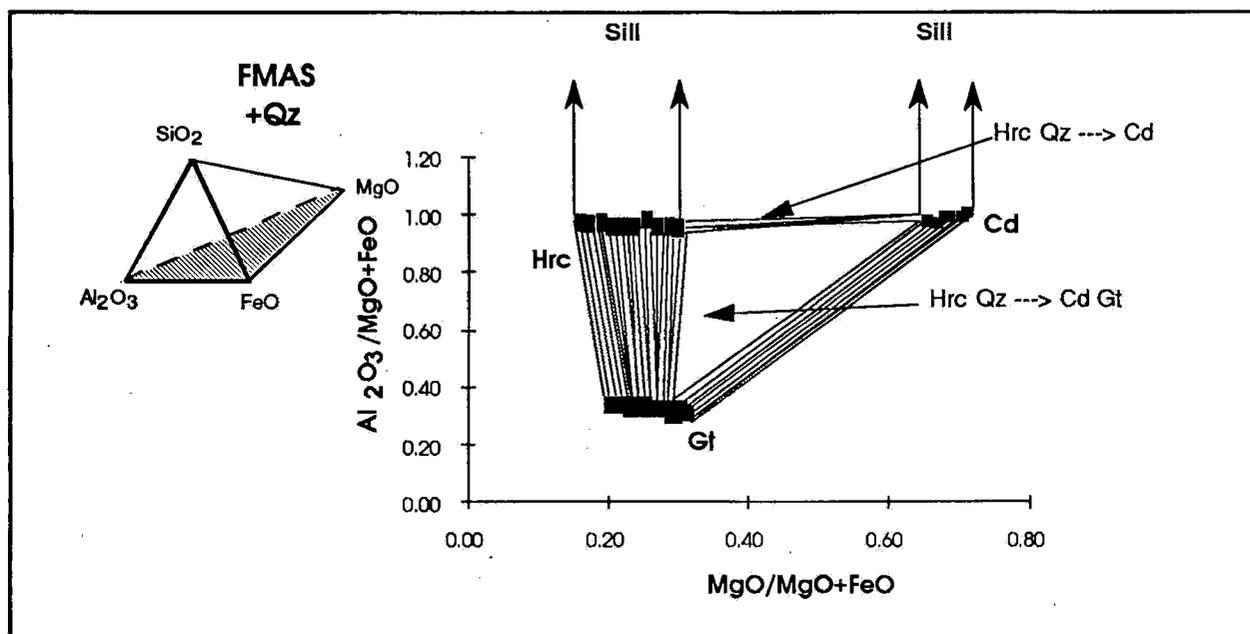
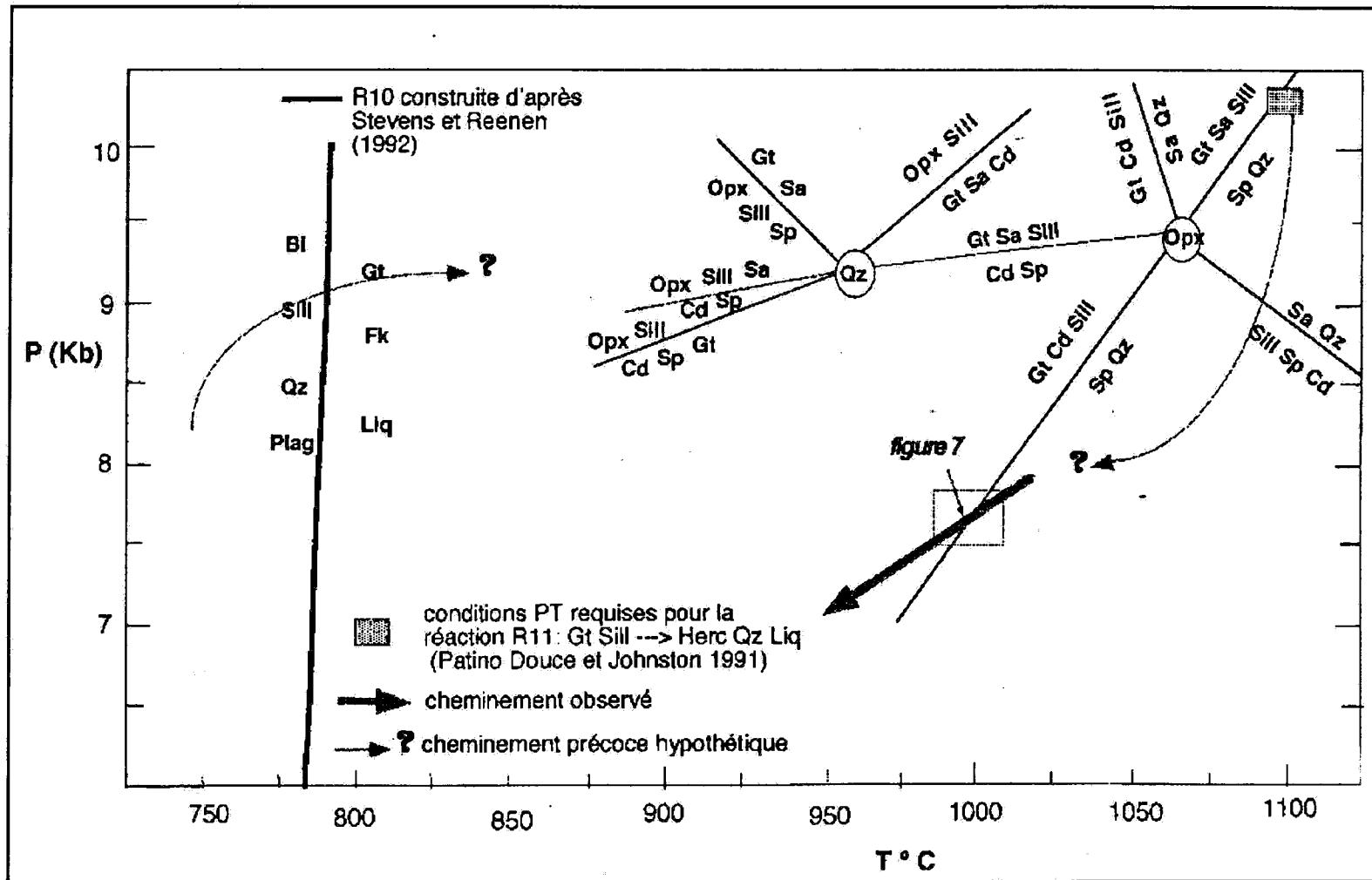


Fig. 5: Projection à partir du quartz dans le plan orthonormé  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}+\text{FeO}$  en fonction de  $\text{MgAl}_2\text{O}_4/\text{MgO}+\text{FeO}$  montrant les réactions bivariantes  $\text{Hrc Qz} \rightarrow \text{Cd}$  et  $\text{Hrc Qz} \rightarrow \text{Gt}_2 \text{ Cd}$ .

*Projection through quartz onto the rectangular plane  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}+\text{FeO}$  versus  $\text{MgAl}_2\text{O}_4/\text{MgO}+\text{FeO}$  showing divariant reactions:  $\text{Hrc Qz} \rightarrow \text{Cd}$  and  $\text{Hrc Qz} \rightarrow \text{Gt}_2 \text{ Cd}$*



**Fig. 6:** Représentation de l'évènement prograde matérialisé par la fusion à haute pression ainsi que le cheminement reflétant la déstabilisation de l'association hercynite-quartz.  
*Representation of the prograde event materialized by melting at high pressure and the P-T path consistent with the destabilisation of the hercynite-quartz association.*

Le cheminement suivi par les granulites Al-Fe d'Ihouhaouène représente une évolution en décompression de 7 à 5 kbar avec baisse de la température de 1000°C à 800°C. D'après D.J. Waters (1991), la plupart des roches à hercynite-quartz ne montrent pas d'évolution à haute pression; ces roches illustrent un refroidissement isobarique après un pic métamorphique de très haute température. En fait, même s'il existe une incertitude sur les conditions P-T de stabilité de l'association hercynite-quartz, il n'y a aucun doute quant au fait que les granulites à hercynite-quartz se soient équilibrées à de très hautes températures, et, relativement, à de moyennes à basses pressions.

### MECANISMES DE LA FUSION PARTIELLE ET COMPOSITION DU LIQUIDE

Les granulites Al-Fe à hercynite-quartz présentent des zones restitiques associées à des parties leucocratiques. Les leucosomes contiennent, en plus du quartz et des feldspaths, des minéraux ferro-magnésiens, tels que la cordiérite, en proportions variables indiquant le caractère hyper-alumineux du liquide produit dans ces roches (Vernon *et al.*, 1990; Patino-Douce et Johnston, 1991).

Les leucosomes n'ont pas les mêmes compositions que les liquides. Lors du refroidissement, tout liquide perd de l'eau et il est contaminé par son environnement; cette contamination est d'autant plus prononcée que le liquide (leucosome) est en faible proportion (Grant, 1985; Ashworth et Brown, 1990). D'après J.R. Ashworth et M. Brown (1990), dans un système riche en K<sub>2</sub>O, il est probable que la fusion soit liée à la déshydratation des micas. Aussi, une réaction de déshydratation dont témoigne la biotite en inclusion dans le grenat pourrait être à l'origine du leucosome. En effet, la déshydratation des minéraux hydratés est le mécanisme dominant de la fusion partielle des

roches de haut grade en l'absence de vapeur (Waters, 1988). Si une phase fluide est présente, les phases hydratées persisteront seulement jusqu'à ce que la courbe du solidus saturée en eau soit traversée (Patino-Douce et Johnston, 1991). Pour nous, il est donc important de connaître les mécanismes de déstabilisation de la biotite à haute température qui s'accompagne de formation de liquide. AE. Patino-Douce et AD. Johnston (1991) ont étudié expérimentalement la fusion partielle d'une métapélite en l'absence d'eau. L'assemblage (grenat-plagioclase-quartz-biotite-sillimanite) de départ est similaire à celui de la granulite Al-Fe d'Ihouhaouène. Le liquide granitique alumineux (SiO<sub>2</sub> = 68-73 % en poids d'oxydes) est produit par le biais de la réaction de déshydratation de la biotite (Bi+Sill+ Qz+Plag→Gt+ Liq). Le grenat produit par cette réaction croît autour du grenat initialement présent dans le matériel utilisé dans les expériences (Patino-Douce et Johnston, 1991). Pour des températures supérieures à 950-1050°C, le matériel réfractaire est composé de l'association hercynite+ilménite+quartz+ sillimanite; la magnétite étant absente (Patino-Douce et Johnston, 1991). Les différentes compositions de liquides obtenus expérimentalement par AE. Patino-Douce et AD. Johnston (1991) à 950°C pour une pression de 10 et 13 Kb, sont très variés en termes de Si/Al et de Mg/Mg+Fe. Bien que les leucosomes de nos roches soient moins siliceux que les liquides expérimentaux, ils contiennent, en plus du quartz et des feldspaths, des minéraux ferromagnésiens, tels que la cordiérite, en proportions variables indiquant le caractère hyper-alumineux du liquide produit dans ces roches (Vernon *et al.*, 1990; Patino-Douce et Johnston, 1991). En parallèle, Ellis (1986) a montré expérimentalement qu'un liquide est plus riche en Mg que le grenat avec lequel il coexiste pour une température inférieure à 900°C et une pression (crustale) inférieure à 15 Kb. En d'autres termes, les réactions de déshydratation de la biotite produiraient vraisemblablement un liquide plus magnésien que le grenat.

En se basant sur les résultats expérimentaux cités ci-dessus (Patino-Douce et Johnston, 1991 et Ellis, 1986) la composition du liquide serait comparable à la composition du leucosome des granulites Al-Fe étudiées (Tableau 4). Par exemple, le fait que les leucosomes des migmatites qu'ils étudient (Baume, Ardèche, France) soient enrichis en K<sub>2</sub>O et en Rb, indique l'infiltration de fluides aqueux enrichis en ces éléments. Ils pensent alors, que la fusion s'est faite sous des conditions de système ouvert et qu'elle a été provoquée par l'infiltration le long des fractures d'une phase fluide riche en potassium et en rubidium ou par injection de magma granitique. Dans ce dernier cas, les leucosomes résultent du mélange entre un liquide issu d'une fusion partielle "in situ" et d'un matériel granitique extérieur (Weber et barbey, 1986). AE. Patino-Douce et Johnston (1991) et Carrington et Harley (1995) parlent du phénomène de perte de potassium dans les analyses de liquide en particulier lorsqu'ils sont de petites tailles. L'absence de feldspath potassique avant la fusion impliquerait que tout feldspath potassique présent après la fusion proviendrait de la déstabilisation des micas. Le contenu en potassium du liquide peut être affecté par la composition globale et le contenu en eau du liquide (Carrington et Harley, 1995). Le liquide s'enrichit en potassium avec la baisse de l'activité de H<sub>2</sub>O (Holtz et Johannes, 1991). Pour une

source donnée, la composition d'un liquide est contrôlée non seulement par la pression et la température mais aussi par l'activité de l'eau (Holtz et Johannes, 1991). Avec l'augmentation du taux de fusion (augmentation de l'apport d'eau), pour les mêmes conditions P-T, le liquide s'enrichit en CaO, FeO et en Na<sub>2</sub>O, en parallèle, le K<sub>2</sub>O diminue et SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> restent approximativement constants (Holtz et Johannes, 1991).

Les reliques texturales (Bi, Plag, Qz, Sill en inclusion dans le grenat) sont compatibles avec la réaction R10: Bi+ Sill+ Qz+ Plag → Gt ± Fk+ Liq. Cette réaction se situe à une pression maximale de 8,5 Kb et à une température de fusion de 750 à 800°C (Stevens et Reenen, 1992; Fig. 6).

La réaction R10 (tableau 2) consomme de la sillimanite précoce préservée dans quelques rares microdomaines de la roche, blindée dans le grenat et non orientée. Ultérieurement à la réaction de déshydratation, une génération de sillimanite orientée parallèlement à S1 cristallise, elle est en aiguilles dans le grenat ou en baguettes dans la matrice.

Au cours de l'événement prograde où les granulites de l'In Ouzzal montrent une élévation de 800°C à une température supérieure à 1000°C

**Tableau 4 a :** Composition chimique d'un leucosome représentatif des granulites Al-Fe estimée à partir de la composition modale combinée à l'analyse chimique moyenne des minéraux:

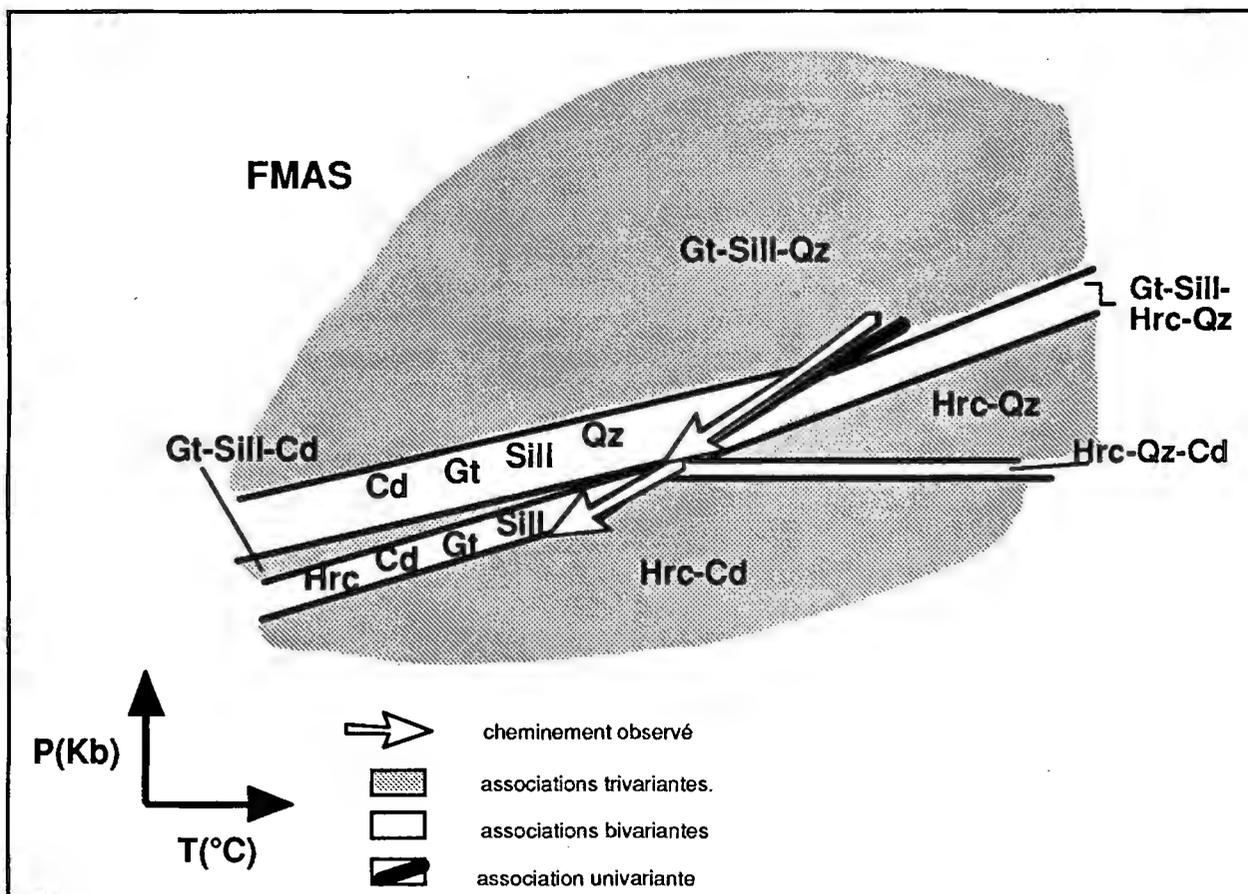
*Chemical composition of a representative leucosome estimated from the combined modal composition and average mineral composition of the Al-Fe granulites*

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F
77.54	0.02	14.98	1.25	2.82	0.03	1.26	0.05	0.12	1.87	0.00

**Tableau 4b:** Composition de liquides obtenus expérimentalement à 1000°C par Patino-Douce et Johnston (1991) pour 7 et 10 Kbar:

*Composition of melts experimentally obtained at 1000°C for 7 and 10 Kbar by Patino-Douce and Johnston (1991)*

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F
7Kb	70.21	0.61	13.25	2.01	0.1	0.66	0.39	0.89	6.72	0.17
10Kb	72.63	0.35	13.48	2.07	0.04	0.7	0.2	0.85	6.4	0.12



**Fig. 7:** Pseudosection pression-température représentant la réaction  $Hrc\ Qz \rightarrow Gt\ Sill\ Cd$  qui correspond à l'assemblage hercynite-quartz-garnet-sillimanite-cordierite univariant dans le système FMAS. Les réactions bivariantes associées ont été observées dans les différents micro-domaines de la roche.  
**Pseudosection showing the univariant hercynite-quartz-garnet-sillimanite-cordierite assemblage in the FMAS system. Divariant reactions have been all observed in the different micro-domains of the rock.**

(Bertrand *et al.*, 1992; Ouzegane et Boumaza 1996), les migmatites d'Ihouhaouene continuent de fondre avec la formation de l'association hercynite -quartz à la faveur de la réaction R11  $Gt + Sill \rightarrow Hrc + Qz + Liq$ . En effet, les travaux de AE. Patino-Douce et AD. Johnston (1991), soutiennent qu'à une température de fusion supérieure à celle nécessaire à la déstabilisation de la biotite, un liquide peut encore se former à partir de silicates d'alumine réfractaires. Ces minéraux pouvant eux-mêmes avoir été antérieurement formés par des réactions de déshydratation des micas. La réaction R11 se produit pour des températures d'au. moins 1100°C et

une pression de 10Kb (Fig. 6). Cette réaction contribue principalement à enrichir le liquide (produit par la réaction R10) en minéraux mafiques contrairement aux réactions de déshydratation de la biotite. Cependant, puisque la déstabilisation de l'association grenat-sillimanite ne produit que de faibles volumes de liquide, le liquide demeure relativement riche en silice et en feldspaths (Patino-Douce et Johnston, 1991).

Les réactions R10 et R11 ne sont pas en contradiction avec les températures et pressions estimées. De plus, la présence de cordierite en proportions importantes dans les leucosomes

pourrait être le fait de l'enrichissement du liquide en alumine, en fer et en magnésium par le biais de la réaction R11.

L'hercynite riche en  $Fe^{3+}$  coexiste avec le leucosome riche en quartz jusqu'à ce que les conditions de pression et de température ne favorisent plus la stabilité d'une hercynite riche en  $Fe^{3+}$  et que la magnétite soit exsolvée. En même temps, le joint quartz hercynite est rompu avec l'apparition de la cordiérite.

### CONCLUSION

Les granulites Al-Fe de la région d'Ihouhaouène sont des migmatites qui résultent d'une fusion partielle suivie d'une différenciation; la fusion est en relation avec une augmentation de la température qui favorise la déstabilisation de la biotite ou une infiltration de fluide par le biais des structures liées à la déformation. La mise en place et la cristallisation du liquide semblent être régies par la déformation; les leucosomes sont produits, parallèlement à la foliation, dans d'étroites enveloppes, parfois plissées. Il y a un équilibre entre leucosome et mélanosome au cours de l'évolution de la roche; celui-ci est reflété par l'équilibre hercynite-quartz. La paragenèse primaire (hercynite-grenat-sillimanite-quartz) est contemporaine de D1 puisqu'elle constitue la foliation S1. Au cours de la deuxième phase de déformation, principalement caractérisée par les cisaillement et les plissements, apparaît la paragenèse secondaire dans les cassures et autour des minéraux primaires. L'association hercynite-quartz observée dans certains microdomaines de la roche impliquent des températures très élevées. En tenant compte de la composition réelle des minéraux, les conditions de pression-température estimées, pour le stade final représenté par la paragenèse hercynite-grenat-sillimanite-quartz-cordiérite, sont de  $865 \pm 91^\circ C$  pour 5 Kbar.

La paragenèse primaire à hercynite-grenat-sillimanite-quartz n'a pas permis de retrouver de cheminement à haute pression et la déstabilisation de l'association à hercynite-quartz au profit de la cordiérite implique une baisse de la température de  $1000$  à  $800^\circ C$  quasi isobarique de 7 à 5 kbar. Cependant, la présence de l'association saphirine-quartz dans ces roches ainsi que la fusion partielle sont des évidences de l'événement prograde de haute pression bien mis en évidence dans les granulites Al-Mg de l'In Ouzzal (Fig. 6).

Une collision continentale, avec épaissement crustal au cours de l'événement éburnéen, suivie d'une érosion, correspondrait à un cheminement P-T horaire (Ouzegane et Boumaza, 1996; Ouzegane et Kienast, 1996). Cependant, un apport de chaleur, est nécessaire pour que le champ de stabilité de l'association hercynite-quartz et saphirine-quartz soit traversé. Cet apport de chaleur est probablement en relation avec la mise en place de magmas de type anorthosite qui s'observent dans la région d'Ihouhaouène.

**Remerciements:** Cette publication est une contribution aux projets «cartographie et synthèse géologique du Hoggar» entre l'O.R.G.M. et l'I.S.T., U.S.T.H.B., 96 MDU 360 et A.N.D.R.U.

Nous tenons à remercier particulièrement J.R. Kienast pour ses remarques et suggestions très nombreuses qui nous ont aidé à clarifier les interprétations de cette publication.

### BIBLIOGRAPHIE

- AÏT-DJAFER, S., 1996. Relation cristallisation fusion et cheminement pression température dans les migmatites de l'In Ouzzal (NW Hoggar). *Magister, U.S.T.H.B.*
- ASHWORTH, J.R., ET BROWN, M., 1990. An overview of diverse responses to diverse processes at high crustal temperatures. In Ashworth J.R., et Brown M. (eds.), *High-temperature metamorphism and crustal anatexis. London, Unwin Hyman.* 1-18.

## FUSION PARTIELLE ET RELATION DE PHASES DANS LES GRANULITES AL-FE A HERCYNITE-QUARTZ

- BADANI, A., 1998.** Pétrologie et géochimie des formations ferrifères à hercynite-quartz et ferrosilite de l'unité granulitique de l'In Ouzzal (NW, Hoggar). Magister, U.S.T.H.B.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., FOURCADE, S., KIENAST, J.R., PEUCAT, J.J., MARTINEAU, F., ET RAHMANI, A., 1996.** Geochemistry and isotope (Sr, Nd, O) study of Al-Mg granulites from the In Ouzzal Archaean block (Hoggar, Algeria). *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 709-724.
- BERTRAND, P., OUZEGANE, K., ET KIENAST, J.R., 1992.** P-T-X relationships in the Precambrian Al-Mg-rich granulites from In Ouzzal, Hoggar, Algeria. *Journal of metamorphic Geology*, 10, 17-31.
- BOHLEN, S.R., ET SHULTERS, J.C., 1989.** Stability of Hercynite and Hercynite-Gahnite Spinels in corundum or Quartz-Bearing Assemblages. *Journal of Petrology*, 30, part 4, 1017-1031.
- CLARKE, G.L., COLLINS, W.J., ET VERNON, R.H., 1990.** Successive overprinting granulite facies metamorphic events in the Anmatjira Range, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 65-88.
- ELLIS, D.J., 1980.** Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 201-210.
- ELLIS, D.J., 1986.** Garnet-liquid  $Fe^{2+}$ -Mg equilibria and implications for the beginning of melting in the crust and subduction zones. *American journal of science*, 286, 765-791.
- ELLIS, D.J., SHERATON, J.W., ENGLAND, R.N. ET DALLWITZ, W.B., 1980.** Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica - mineral assemblages and reactions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, 353-367.
- FOURCADE, G., KIENAST, J.R., ET OUZEGANE, K., 1996.** Metasomatic effects related to channeled fluid streaming through deep crust: fenites and associated carbonates (In Ouzzal Proterozoic granulites, Hoggar, Algeria). *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 763-781.
- GRANT, J.A., 1985.** Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. In *Migmatites*, J.R. Ashworth (ed.), 86-144. Glasgow: Blackie.
- GUIRAUD, M., KIENAST, J.R., ET OUZEGANE, K., 1996.** Corundum-quartz bearing assemblage in the Ihouhaouene area (In Ouzzal, Algeria). *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 755-761.
- HADDOUM, H., 1992.** Etude structurale des terrains archéens du môle In Ouzzal (Hoggar occidental, Algérie). *Thèse de Doctorat d'état U.S.T.H.B.*, 214 p.
- HIGGINS, J.B., RIBBE, P.H., ET HERD, R.K., 1979.** Sapphirine I: crystal chemical contributions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68, 349-356.
- HOLLAND, T.J.B., ET POWELL, R. 1990.** An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system  $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$ . *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 89-124.
- KARS, H., JANSEN, B.H., TOBI, A.C., ET POORTER, R.P.E., 1980.** The metapelitic rocks of the polymetamorphic Precambrian of Rogaland, SW Norway. Part II. Mineral relations between cordierite and magnetite within the osumilite-in isograd. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 235-244.
- KIENAST, J.R., ET OUZEGANE, K., 1987.** Polymetamorphic Al, Mg-rich granulites with orthopyroxene-sillimanite and sapphirine parageneses in Archaean rocks from the Hoggar, Algeria. *Geological Journal*, Vol. 22 (Thematic issue), 57-79.
- MOURI, H., 1995.** Relations de phases théoriques et naturelles dans le système KFMASH: exemple des granulites Al-Mg d'Ihouhaouene (Môle In Ouzzal, Hoggar, Algérie). *Doctorat de l'Université Paris VI*.
- MOURI, H., GUIRAUD, M., ET KIENAST, J. R. 1993.** Les granulites Al-Mg d'Ihouhaouene, Môle In Ouzzal, Hoggar (Algérie): un exemple de relation de phases dans le système KFMASH en l'absence de liquide anatectique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 316, 1565-1572.
- OUZEGANE, K., 1987.** Les granulites Al-Mg et les carbonates dans la série de l'In Ouzzal (Nord-Ouest du Hoggar, Algérie). *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie*. Paris VI.
- OUZEGANE, K., ET BOUMAZA, S., 1996.** An exemple of very high temperature metamorphism: orthopyroxene-sillimanite-garnet, sapphirine-quartz and spinel-quartz. *Journal of metamorphic Geology*, 14, 693-708.

- OUZEGANE, K., FOURCADE, S., KIENAST, J.R., ET JAVOY, M., 1988. New carbonatites complexes in the archaean In Ouzzal nucleus (Ahaggar, Algeria) Mineralogical and Geochemical Data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 277-292.
- OUZEGANE, K., ET KIENAST, J.R., 1996. Nature et évolution des séries métamorphiques de très haute température de l'unité granulitique de l'In Ouzzal (Ouest Hoggar). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 7, n°2, 133-157, 5.
- PATINO-DOUCE AE, ET AD, JOHTON 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 202-218.
- PERCHUK, L., GERYA, T., ET NORZHKIN, A., 1989. Petrology and retrograde P-T path in granulites from the Kanskaya formation. Yenisey range. Eastern Siberia. *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 599-617.
- SPEAR, F.S. Ed., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Chelsea, Michigan, USA: *Book Crafters*.
- STEVENS, G., ET REENEN, D.V., 1992. Partial melting and the origin of metapelitic granulites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *Precambrian Research*, 55, 303-319.
- TAHMI, K., 1990. Petrologie et évolution thermodynamique d'une granulite Al-Mg à saphirine de la région d'Ihouhaouene, Hoggar-Algérie. *Memoire d'Ingénieur d'Etat USTHB*. Alger.
- THOMSON-JR, J.B., 1957. The graphical analysis of assemblages in pelitic schists. *American Mineralogist*, 42, 842-858.
- VERNON, R.H., CLARKE, G.L., ET COLLINS, W.J., 1990. Local, mid-crustal granulite facies metamorphism and melting: an exemple in the Mount Stafford area, central Australia. In : Ashworth J.R., et Brown M. (eds.), High-temperature metamorphism and crustal anatexis. London, *Unwin Hyman*.
- VIELZEUF, D., 1983. The spinel and quartz association in high grade xenoliths from Tallante (SE Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82, 301-311.
- WATERS, D.J 1986. Metamorphic history of sapphirine bearing and related magnesian gneiss from Namaqualand, South Africa. *Journal of Petrology*, 27, 541-565.
- WATERS, D.J., 1988. Partial melting and the formation of granulite facies assemblages in Namaqualand, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 387-404.
- WATERS, D.J., 1991. Hercynite quartz granulites : phases relations, and implication for crustal processes. *European Journal of Mineralogy*, 2, 367-386.

## Planches

## Planche A

**Photo 1:** Equilibre de l'hercynite au contact du quartz témoin d'un métamorphisme de très haute température. Le contact hercynite-quartz est par endroit rompu par le développement de couronnes de grenat.

*Equilibrium of the hercynite in contact with quartz as an evidence of a very high temperature metamorphism. The hercynite-quartz contact is partly broken by the development of garnet corona.*

**Photo 2:** Réaction entre l'hercynite et le quartz qui favorise la croissance de la sillimanite côté hercynite et du grenat côté quartz.

*Reaction between the hercynite and the quartz in favor of the sillimanite growing close to the hercynite and the garnet being next to the quartz.*

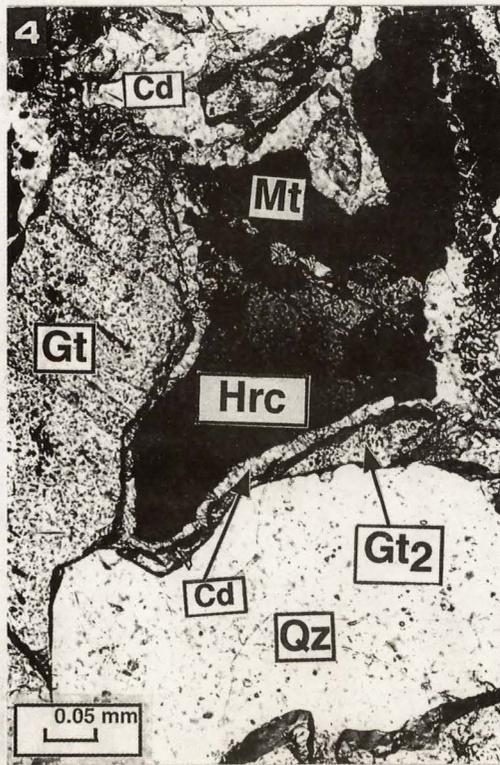
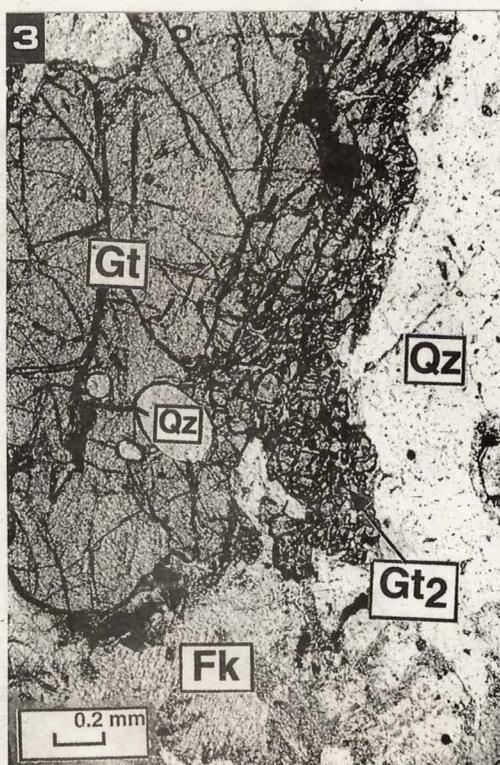
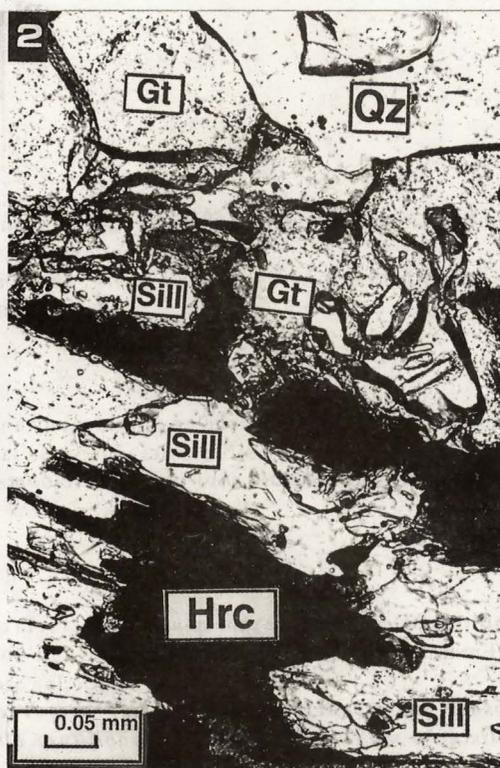
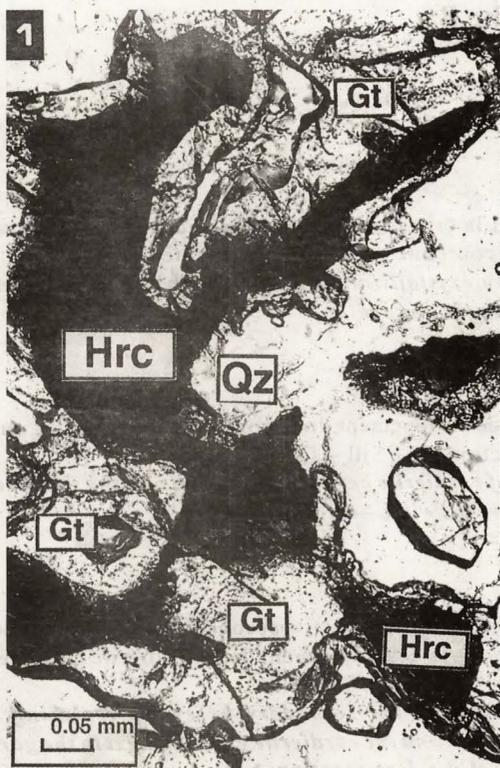
**Photo 3:** Grenat secondaire en petits grains polygonisés dont la cristallisation dynamique est liée à la déformation des grenats primaires en grands cristaux. La photographie montre aussi le leucosome composé de quartz et de feldspath potassique en équilibre avec le grenat.

*Polygonal secondary garnet which dynamic crystallization is related to the deformation of the primary garnet crystals. The photomicrograph also shows quartz and k-feldspar in equilibrium with the garnet in the leucosome.*

**Photo 4:** Association primaire à hercynite, quartz et grenat en grands cristaux déstabilisée en cordiérite développée en couronne côté hercynite et en grenat secondaire en couronne côté quartz.

*Breakdown of the coarse-grained primary hercynite, quartz and garnet association to cordierite developed around hercynite and secondary garnet rim next to quartz.*

## FUSION PARTIELLE ET RELATION DE PHASES DANS LES GRANULITES AL-FE À HERCYNITE-QUARTZ



## Planche B

**Photo 5:** Réaction entre hercynite et quartz montrant la cristallisation de la cordiérite en petits grains polygonaux et dessinant une couronne autour de l'hercynite  
*Reaction between hercynite and quartz showing the crystallization of the cordierite in polygonal grains surrounding the hercynite*

**Photo 6:** Microdomaine riche en quartz montrant le développement de la cordiérite au contact grenat-sillimanite témoin de la réaction  $Gt + Sill + Qz \rightarrow Cd$ .  
*Rich quartz microdomain showing the development of cordierite between the garnet and the sillimanite as an evidence of the  $Gt + Sill + Qz \rightarrow Cd$  reaction.*

**Photo 7:** Microdomaine sans quartz montrant la croissance de l'hercynite secondaire au détriment de la sillimanite en raison de la faible mobilité de l'alumine et le développement de la cordiérite côté grenat résultant de la réaction  $Gt + Sill \rightarrow Cd + Hrc$ .  
*Absent quartz microdomain showing the development of the secondary hercynite replacing the sillimanite with respect to the poor mobility of aluminium and the cordierite growing next to the garnet resulting from  $Gt + Sill \rightarrow Cd + Hrc$  reaction.*

**Photo 8:** Développement de la saphirine dans les fissures et aux bordures de la sillimanite en relation avec la réaction  $Gt + Sill \rightarrow Cd + Sa$ .  
*Development of the secondary sapphire in the cracks of sillimanite and at its edges in relation with  $Gt + Sill \rightarrow Cd + Sa$  reaction.*

## FUSION PARTIELLE ET RELATION DE PHASES DANS LES GRANULITES AL-FE À HERCYNITE-QUARTZ

